



SISTEMA GEOTERMAL ASOCIADO ENTRE LOS VOLCANES ACTIVOS UBINAS Y HUAYNAPUTINA, MOQUEGUA: ESTUDIOS GEOLÓGICOS, GEOQUÍMICOS Y GEOFÍSICOS

Elaborado por:

**Vicentina Cruz Paucara
Diana Pajuelo Aparicio
Gaston Yupa Paredes**

**Lima – Perú
2017**

Contenido

RESUMEN	2
ABSTRACT	4
CAPÍTULO I	6
GENERALIDADES	6
CAPÍTULO II	23
UBICACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOMORFOLOGÍA	23
CAPÍTULO III	27
CLIMA E HIDROLOGÍA	27
CAPÍTULO IV	31
GEOLOGÍA	31
CAPÍTULO V	60
MANIFESTACIÓN GEOTERMAL	60
CAPÍTULO VI	72
GEOQUÍMICA	72
CAPÍTULO VII	106
GEOFÍSICA	106
CAPÍTULO VIII	134
MODELOS CONCEPTUALES	134
CONCLUSIONES	147
BIBLIOGRAFÍA	151
ANEXOS	157

RESUMEN

En el presente trabajo se muestran los resultados del estudio geológico, geoquímico y geofísico del sistema geotermal asociado entre los volcanes activos Ubinas y Huaynaputina, estos volcanes están localizados aproximadamente entre 30 a 70 km, en prolongación oblicua, detrás del arco principal de la Zona Volcánica Central en el sur del Perú. Asimismo estos volcanes son parte de los centros volcánicos activos existentes en la región Moquegua.

La evidencia de calor geotérmico en la zona de estudio está dada por la presencia de volcanes activos, las mismas que se manifiestan como fuentes termales con temperaturas que alcanzan en algunos casos hasta los 81°C en superficie. La actividad volcánica se manifiesta con emisión de fumarolas, gases y cenizas; estos dos últimos son emitidos desde el cráter del volcán Ubinas.

El sistema geotermal está caracterizado por la presencia de volcanes y sistemas de fallas. En la zona de Ubinas se determinó tres sistemas de fallas de rumbo NO-SE con movimiento sinistral, N-S fallas normales y E-O como estructuras de diaclasas. Mientras que en la zona de Huaynaputina existen dos sistemas de fallas con tendencias NO-SE de movimiento normal y E-O en su mayoría comportándose como sistema de diaclasas y estructuras extensionales. Sin embargo entre los dos volcanes se presentan fallas sinestrales de rumbo NO-SE, generando otros sistemas de fallas sinestrales oblicuos y estructuras de extensión. El sistema de fallas y fracturas en la zona de estudio favorece la infiltración de agua meteórica que recargan al sistema geotermal, ayudan a la circulación de fluidos dentro del sistema y luego ascienden a través de estas fallas a superficie como fuentes termales.

La litología predominante en la zona de estudio es variada y abarca desde rocas metamórficas, sedimentarias e ígneas intrusivas y extrusivas. Las unidades del Holoceno corresponden a lavas andesíticas, depósitos de avalanchas que en algunos casos se intercalan con depósitos aluviales, coluviales y bofedales, conformados por acumulaciones de gravas, arenas y limos retrabajados, que principalmente se encuentran rellenando los actuales cauces de quebradas y ríos.

En la zona de Ubinas emergen fuentes termales con precipitaciones de óxidos y sinter recientes asociados a la actividad geotermal y circulación de fluidos termales. Mientras que en la zona de Huaynaputina se pueden encontrar precipitaciones de sinter recientes y antiguas en formas de capas, azufre impregnado en rocas y abundante presencia de salmuera.

Los acuíferos del sistema geotermal entre los volcanes Ubinas y Huaynaputina se desarrollan en rocas sedimentarias calizas (Formación Socosani) y en secuencias de intercalaciones de areniscas, lutitas y calizas (Grupo Yura), donde la roca impermeable estaría constituida por la silicificación de las areniscas y en otros casos por las unidades de lutitas de la Formación Cachíos (Grupo Yura).

La principal fuente de calor del sistema geotermal en la zona de estudio proviene de la cámara magmática de los volcanes activos Ubinas y Huaynaputina. Además, en ambos casos presentan pequeños reservorios superficiales y en el caso del volcán Ubinas presenta una zona de circulación de fluidos hidrotermales ubicado en la base del volcán. Los reservorios geotérmicos son calentados conductivamente y a través de fallas profundas transmiten el calor hacia la superficie incrementando la temperatura de las aguas de los acuíferos superficiales y emergen como fuentes termales. La temperatura de las manifestaciones termales oscila entre los 20 a 81°C, la conductividad eléctrica llega a valores superiores a los 15.0 mS/cm, y el pH muestra valores entre

3.5 a 7. Mientras que las fuentes frías con temperaturas menores a 20°C presentan conductividad eléctrica que superan 30.0 mS/cm, y el pH entre 5.5 a 9.

Las fuentes termales y frías que emergen entre los volcanes Ubinas y Huaynaputina en su mayoría son de composición clorurada alcalina (Na-Cl) y aguas sulfato-clorurado alcalino térreos (Ca.Mg-SO₄.Cl); a diferencia de los dos manantiales muestreadas en la zona de Lloque y Salinas son bicarbonatada alcalino-alcalinotérreo (Na.Ca.Mg-HCO₃). De acuerdo al contenido químico Cl-Li-B, las aguas termales estarían circulando a niveles profundo y superficial por rocas sedimentarias, volcánicas e intrusivas y el flujo de salida sería ascendente y lateral, ya que las aguas han sufrido procesos de dilución, ebullición y reequilibrio durante su recorrido.

La mayoría de las aguas termales no logran alcanzar el equilibrio total agua-roca. Las aguas termales localizadas hacia el NE del volcán Ubinas en la zona de Exchaje y Luco alcanzan temperatura de equilibrio parcial entre 160 a 200°C. Mientras que el resto de fuentes termales son aguas que se localizan dentro de las aguas inmaduras, debido a que han sufrido procesos de dilución, ebullición, lixiviación y mezcla, sin embargo la aplicación de nueve geotermómetros en fase líquida reportó temperaturas de equilibrio menores a 150°C, y para el caso de las manifestaciones termales de Ullucan por encima de los 200°C.

Los resultados de análisis isotópico de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ de las fuentes termales y frías, muestran que las aguas se originan principalmente de la mezcla de agua meteórica y magmática. El agua meteórica se recarga desde las partes altas, favorecido por la presencia del sistema de fallas y fracturas se infiltra a niveles profundos en áreas montañosas a altitudes por encima de la zona geotermal.

Los estudios de geofísica (gravedad, magnética y magnetotelúrica) se realizaron en dos zonas puntuales:

1) Zona Ullucan se realizó la adquisición de 200 lecturas de gravedad alrededor de las manifestaciones termales y se confirmó la existencia de la falla regional Coalaque de tendencia NO-SE debido al contraste de densidad encontrado al estar en contacto entre rocas metamórficas y sedimentarias. Asimismo, la información magnética indica que las manifestaciones termales se caracterizan por superponerse dentro de la anomalía del bajo magnético (BM) ocasionados a procesos de alteración asociado a interacción fluido-roca.

2) Zona de Lojen, se realizaron 40 lecturas de gravedad y 9 de MT a lo largo de 11 km de longitud, donde se observaron contrastes de densidad entre la información regional y residual superponiéndose a estructuras tipo falla, siendo coherente al contrastar con la información de MT. Del análisis de las resistividades, se han determinado estructuras que permiten el ascenso de los fluidos geotermales a través de una zona de cizalla asociada a fallas regionales de tendencia NO-SE, asimismo, los resultados dan un indicio que la fuente de calor provendría de la cámara magmática del volcán Ubinas en la zona de Lojen con presencia de manifestaciones termales en superficie.

Los resultados de los estudios de exploración geológica, geoquímica y geofísica permitieron la elaboración de los modelos conceptuales para el sistema geotermal asociado entre los volcanes activos Ubinas y Huaynaputina, donde se observa que los fluidos geotérmicos están asociados a fuentes magmáticas. Las fuentes termales presentan dominio estructural de circulación profunda posiblemente entre los 2-3 km. Los resultados de la química de las aguas termales de este dominio explican la interacción de los fluidos termales con rocas sedimentarias, volcánicas e intrusivas hacia la zona del Huaynaputina.

ABSTRACT

The present work shows the results of the geological, geochemical and geophysical survey of the geothermal system between the active volcanoes Ubinas and Huaynaputina. These volcanoes are located approximately 30 to 70 km in oblique length behind the main arch of the Volcanic Zone Central in the southern Peru. Similarly, these volcanoes belongs to the active volcanoes at the Moquegua region.

The geothermal heat evidence in the survey zone are given by active volcanoes, which manifested as hot springs with temperatures reaching in some cases to 81 ° C on the surface. The volcanism is associated to fumaroles, volcanic ash and gases; these two last to escape from the Ubinas volcano crater.

The geothermal system is characterized by the presence of volcanoes and faults. In the Ubinas zone, three fault systems were identified which trends NW-SE with sinistral movement, N-S trending normal faults and E-W as a jointing system. Whereas that in Huaynaputina zone exists two system faults: NW-SE normal faults and E-W jointing and extensional structures. Nevertheless, between these two volcanoes there are NW-SE sinistral faults, generating other NW-SE sinistral fault system with oblique trend. The fault system and jointing allows to the meteoric water infiltration to recharge the geothermal system, to help in the circulation of fluids inside and then allows them to ascend through these faults to the surface as hot springs.

Lithology is varied and it includes metamorphic, sedimentary, intrusive and extrusive rocks. The Holocene units are andesitic lavas, debris flow; which in some cases are interbedded with, alluvial, coluvial and bofedales deposits containing gravel, sand and silt reworked, that it is common to find them filling the incision areas as rivers.

In the Ubinas zone, hot spring are emerging with oxides and recent sinter precipitation, they are associated to the geothermal activity and circulation of thermal fluids. While in the case of Huaynaputina zone, we found recent and fossil sinter precipitates as layers, impregnated sulfur in rocks and abundant presence of brine.

The geothermal system's aquifers between the active volcanoes Ubinas and Huaynaputina circulate in limestone rocks (Socosani Formation) and in interbedded sequences as sandstones, shales and limestone (Yura Group), where the impermeable rocks would be part of a silicified sandstone layer (Puente Formation) and in other cases by shale sequences recognized as Cachíos Formation (Yura Group).

The main heat source of the geothermal system in the survey area comes from magma chambers of the active volcanoes Ubinas and Huaynaputina. Besides, in both cases, they present shallow reservoirs and in the case of Ubinas, it presents a hydrothermal system circulation located below the caldera floor. The geothermal reservoirs are conductively heated and through deep faults, transmit heat to the surface; increasing water temperature in the shallow aquifers and and emerging as hot springs.

The temperature of the hot springs ranges from 20 to 81°C, the electric conductivity amounts more than 15.0 mS/cm, and the pH values are between 3.5 and 7. While in the case of the cold springs

the temperatures are below 20°C, they have electric conductivity more than 30.0 mS/cm, and the pH is between 5.5 and 9.

The hot and cold springs located between Ubinas and Huaynaputina volcanoes have an alkaline-chloride (Na-Cl) and sulphate-chloride alkaline earth waters (Ca.Mg-SO₄.Cl) composition; comparing with other sampled springs, in Lloque and Salinas area are bicarbonate alkaline-alkaline earth (Na.Ca.Mg-HCO₃) composition. According with the chemical content Cl-Li-B, the hot spring would be circulating through deep and shallow levels by sedimentary, volcanic and intrusive rocks and would be ascending as upflow and outflow, during circulation the waters are suffering dilution, boiling and leaching processes.

Most of the hot springs fail to achieve a full equilibrium water-rock. The hot spring located on the NE side from the Ubinas Volcano, in Exchaje and Lucco zone, reach partial equilibrium temperatures between 160 to 200°C. While, the other group of the hot springs, are waters which are located inside the immature waters, because the waters suffering dilution, boiling, leaching and mixture process, however the application of nine geothermometers in liquid phase reported equilibrium temperatures below 150°C, and for the case of the Ullucan's hot springs the temperatures are above 200°C.

The results of $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ isotopic analysis from the hot and cold hot springs, shows that the main origin of the waters are mixture between meteoric and magmatic waters. The meteoric waters recharge from the highest altitudes that the fault and fractures systems to be able to infiltrate to deep levels in mountainous areas at altitudes above the geothermal zone.

The geophysical surveys (gravity, magnetic and magnetotelluric methods) were be carried out in two areas:

1) At Ullucan, it was acquired 200 gravity stations around the hot springs and the existence of the Coalaque's faults which trends NW-SE was confirmed because of the contrast in density between metamorphic and sedimentary rocks. Likewise, the magnetic information indicate that hot springs are characterized to overlap in the low magnetic anomalies (BM) causes by alteration process associated to the fluid-rock interaction.

2) At the Lojen Zone, it was acquired 40 gravity stations and 9 MT stations along 11 km in length. The results showed density contrasts between regional and residual information overlapping to faults being consistent when contrasted with MT information. The resistivity results evidenced structures that allows the rise of geothermal fluids through a shear zone associated to NW-SE regional faults, likewise, the results gives a clue that the heat source comes from the Ubinas magmatic chamber at the Lojen zone with the presence of hot springs on the surface.

The results of the geology, geochemistry and geophysics exploration allowed elaborating conceptual models for the geothermal system between the active volcanoes Ubinas and Huaynaputina, where was noticed that geothermal fluids are associated to a magmatic source. The hot springs have a deep structural circulation probably 2-3 km. The chemical resource of the hot springs in this area explains the interaction between the thermal fluids with sedimentary, volcanic and intrusive rocks at Huaynaputina zone.

CAPÍTULO I

GENERALIDADES

1. INTRODUCCIÓN

La región de Moquegua está situada en el sur del Perú, en la vertiente occidental de la Cordillera de los Andes. Limita con las regiones de Tacna, Puno y Arequipa. Esta región ha sido beneficiada por una enorme riqueza de recursos naturales que se presentan tanto en la costa como en la sierra a altitudes que varía desde 0 a 6000 msnm.

Uno de los recursos con los que cuenta esta región, son los recursos geotérmicos. A la actualidad se han identificado zonas geotermales importantes en la región, que en su mayoría están asociados a la actividad volcánica existente en la región.

La actividad volcánica en la región constituye la manifestación evidente de la actividad interna de la tierra, que en la región está relacionado a la subducción de la placa de Nazca bajo la placa sudamericana, que ha generado actividad magmática asociado a altos flujos de calor a lo largo del flanco oeste de los Andes peruanos. Además la presencia de vulcanismo activo en la zona, es un indicativo que la región cuenta con enormes reservas de materias primas que aún no han sido explotadas como la energía geotérmica.

En el año 2014, el Instituto Geológico Minero y Metalúrgico publicó el primer boletín sobre la “Caracterización y Evaluación del Potencial Geotérmico de la Región Moquegua”, donde se muestra la identificación de 6 zonas geotermales como: Titire-Puente Bello, Jesús María-Ichuña-Tolapalca, Ubinas, Ullucan-Omate, Crucero y Calacoa (Cruz et al., 2014). De acuerdo a los resultados químicos y geológicos obtenidos se ha estimado un potencial geotérmico preliminar de 240 MWe (West Japan Engineering Consultants, 2012).

La región Moquegua cuenta con un gran potencial geotérmico, pero hasta ahora ninguna planta de energía geotérmica se ha construido o instalado. Sin embargo la Dirección General de Electricidad del Ministerio de Energía y Minas (DGE-MEM) ha otorgado más de treinta (30) autorizaciones para exploración geotérmica en el país, pero hasta la fecha ninguna compañía ha perforado ningún pozo geotérmico (pozos exploratorios de diámetro reducido).

En la región Moquegua la industria geotérmica está presente, se localiza en el distrito de San Cristóbal de Calacoa, provincia Mariscal Nieto. El proyecto geotérmico se denomina “Geotérmica Quellaapacheta Perú S.A.C.” subsidiaria de Energy Development Corporation, los trabajos se encuentran en la primera etapa de encontrar y desarrollar el recurso geotérmico en la zona mediante estudios de exploración superficial aplicando las especialidades como la geología, geoquímica y geofísica.

El presente trabajo está orientado a comprender la relación de los sistemas geotermales asociados a la presencia de actividad volcánica como al volcán Ubinas y Huaynaputina mediante el uso de las técnicas convencionales de la geología, geoquímica y geofísica comúnmente usadas en la investigación de los recursos geotérmicos por diversos países a nivel mundial. Asimismo, el estudio tiene como fin aportar el conocimiento respecto a los sistemas geotermales existentes asociado a la actividad de los volcanes Ubinas y Huaynaputina en la región Moquegua.

1.1. Justificación de la evaluación del potencial geotérmico

En el Perú, la demanda de electricidad continuará con la tendencia creciente de los últimos veinte años. Se estima que su crecimiento estará basado principalmente en el desarrollo de los proyectos mineros e industriales, y en la facilitación de estas inversiones, así como en el desarrollo de las principales ciudades en las regiones del país (Ministerio de Energía y Minas, 2014).

Por otro lado, el Perú tiene un compromiso de reducción de emisiones de gases de efecto invernadero que contribuya al esfuerzo global frente al cambio climático. En el escenario que no se tome ninguna acción de mitigación, se estima que en el 2025 las emisiones de Gases de Efecto Invernadero generadas por el consumo final de la energía en los diferentes sectores, fluctuaría entre 81 mil y 92 mil Giga Gramo de dióxido de carbono equivalente (Gg de CO₂eq), valores inferiores entre 15 % y 10%, respectivamente, a lo que habría resultado sin la aplicación de medidas de eficiencia energética en los sectores residencial, servicios, industria y transporte. De otro lado, en el año 2025 las emisiones generadas por el proceso de transformación de la energía fluctuarían entre 41 mil y 51 mil Gg de CO₂eq (Ministerio de Energía y Minas, 2014).

Ante tal situación, es propicio buscar nuevas alternativa de fuentes de energías verdes, entre las que destaca es la energía geotérmica. La geotermia se presenta como uno de los recursos verdes y limpios para la producción de energía eléctrica, lo que la hace amigable con el medioambiente. Utiliza vapor de agua generado desde el reservorio geotérmico, calentado por una fuente de calor proveniente del interior de la tierra, que comúnmente está asociado a la actividad volcánica de los Andes Peruanos. El vapor emerge a la superficie a través de sistemas de fallas y/o fracturas, cuya presión de salida permite accionar las turbinas generando electricidad. Además, esta energía es renovable, garantiza la demanda eléctrica que surge con el acelerado crecimiento demográfico (Cruz, 2016).

Los impactos positivos y negativos durante las etapas del proceso de desarrollo geotérmico pueden ser prevenibles y manejables, independiente de los cambios climatológicos que incidan en su producción, lo que la hace una fuente de energía confiable y eficiente, generando electricidad las 24 horas del día, los 365 días del año, sin interrupción (Cruz, 2016).

Es muy importante recalcar que la energía es un insumo esencial para la sociedad; su disponibilidad y abastecimiento influyen directamente en el crecimiento social y económico, y en consecuencia, en la reducción de la pobreza. La falta de acceso a fuentes y redes de energía confiables, constituye ciertamente, una peligrosa limitación para el progreso social sostenible, para el crecimiento económico y para el bienestar de la población.

Por lo tanto, el Estado tiene una tarea importante en impulsar la diversificación de la matriz energética del país, mediante el desarrollo de las energía renovables a nivel nacional, como la geotermia, lo que incluye apoyar en la transformación de mercados y políticas necesarias para su inclusión dentro del conjunto de energías renovables (eólica, solar) que a la actualidad se viene desarrollando en el país.

En este sentido, el Instituto Geológico Minero y Metalúrgico con el compromiso de investigar los recursos geotérmicos a nivel nacional, para el año 2016 se ha previsto desarrollar el proyecto de caracterización y evaluación del potencial geotérmico asociado a los volcanes activos Ubinas y Huaynaputina en la región Moquegua, con el propósito de promover el uso de los recursos geotermiales en la generación de electricidad y el uso directo.

1.2. Antecedentes históricos del aprovechamiento de los recursos geotérmicos en el mundo y el Perú

La energía geotérmica es un tipo de energía más antigua usada por los seres humanos. La gente ha utilizado el agua geotérmica para calentarse, cocer sus alimentos, lavar su ropa y bañarse conservando el uso ceremonial y curativo, indicativo que la geotermia fue muy importante en la vida de las personas.

Hay evidencias arqueológicas sobre el uso directo más antiguo de la energía geotérmica, de hace 10,000 años por los nativos americanos, que lo consideraron como espacios sagrados y de curación. Los romanos, griegos, turcos, mexicanos, japoneses, utilizaban el agua geotérmica para el aseo personal, así como en el tratamiento de enfermedades. Durante siglos, los maoríes de Nueva Zelanda han cocinado con la geotermia. En Pompeya, Francia y España usan la geotermia en calefacción.

Las marcadas costumbres ancestrales del uso de la geotermia a nivel mundial fue lo que originó a la balneología, de gran esplendor fue en el imperio romano y en la cultura europea desde el siglo XVIII a la actualidad (Orche, 2011), atrayendo y ofreciendo oportunidades para el comercio, la diplomacia y el intercambio cultural.

En el siglo XIX la energía geotérmica se empezó a aprovechar industrialmente con los avances tecnológicos de esta época. El fundador de la industria geotérmica fue el francés Francois Larderel; él fue quien utilizó los líquidos en un proceso de evaporación en lugar de quemar la madera y de esta forma dio inicio a lo que hoy conocemos como la energía geotérmica.

La generación de electricidad en Larderello fue un suceso comercial. En 1942 la capacidad geotermoeléctrica instalada alcanzaba los 127.650 kWe pronto, varios países siguieron el ejemplo de Italia; en 1919 los primeros pozos geotermiales de Japón fueron perforados en Beppu, seguidos en 1921 por pozos perforados The Geyser, California, USA, y en el Tatio, Chile. En 1958 entra en operación una pequeña planta geotermoeléctrica en Nueva Zelanda, en 1959 otra en México, en 1960 en USA, seguidos por otros países en los años siguientes.

La energía geotérmica se puede aprovechar para producir electricidad limpia y renovable. En Islandia, las plantas geotérmicas abastecen casi toda la demanda eléctrica nacional (85%). Algunos países a nivel mundial producen energía geotérmica como son: Australia, China, Alemania, Indonesia, Italia, Japón, Kenia, México, El Salvador, Guatemala, Nicaragua, Costa Rica, Nueva Zelanda, las Filipinas, Portugal, Rumania, Rusia, Turquía, Inglaterra, Estados Unidos, etc. La actualización al 2015 de la capacidad instalada de la energía geotérmica a nivel mundial es de 12.635 GW (figura 1, Bertani, 2015).

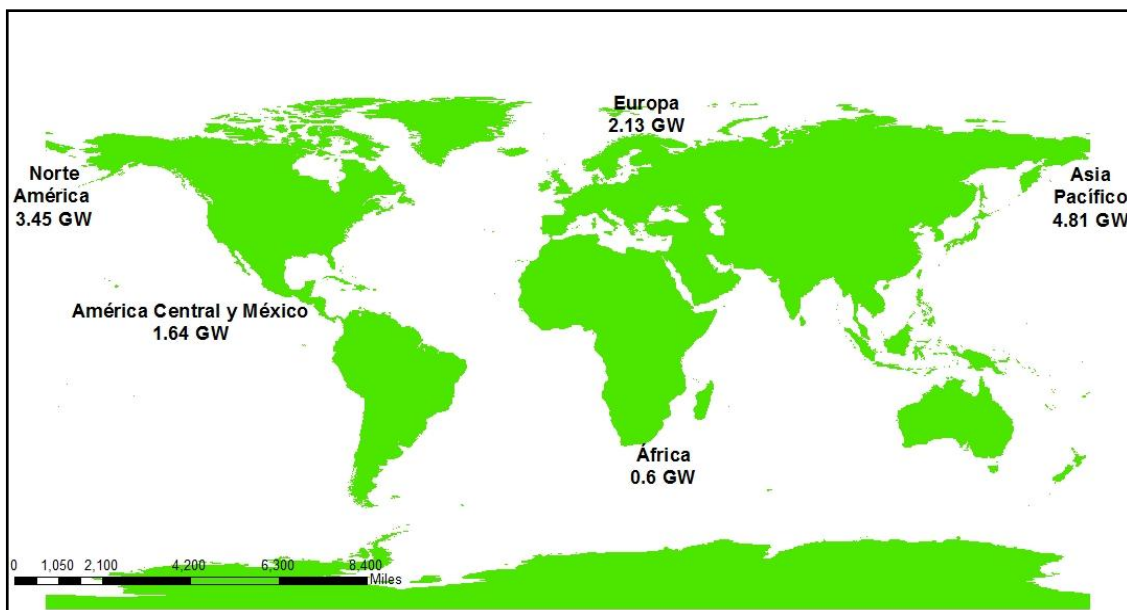


Figura 1. Capacidad instalada en el 2015 a nivel mundial (Bertani, 2015).

1.3. Recursos geotérmicos en el Perú

El Perú cuenta con un gran potencial de recursos geotérmicos para generar energía limpia que apoyaría en la transición hacia una economía verde del país. El potencial geotérmico del Perú estimado es de 2 860 MWe (figura 2, West Japan Engineering Consultants, 2012), distribuidos en todo el territorio nacional de norte a sur localizadas como zonas geotérmicas, las mismas que fueron clasificadas como regiones geotermales (figura 3, Vargas y Cruz, 2010).

La región geotérmica más promisoría del país es la Región V denominada Eje Volcánico Sur, localizada en el sur del Perú con una extensión aproximada de 104498 km², comprende parte de los departamentos de Ayacucho, Apurímac, Cusco, y principalmente los departamentos de Arequipa, Moquegua y Tacna. Aquí se tienen inventariadas alrededor más de 300 manifestaciones geotermales, entre fuentes termales, geiseres, fumarolas, entre otras (Vargas, 2008).

El Eje Volcánico Sur está conformada por 300 centros volcánicos que pertenecen a la Zona Volcánica Central (ZVC) de los Andes, la cual es una parte del Cinturón Volcánico de los Andes, dentro de los cuales se destacan por su actividad reciente, los volcanes Misti, Ubinas, Ticsani, Sabancaya, Huaynaputina, Tutupaca y Yucamane. Todos estos volcanes tienen un control estructural regional NO-SE y NE-SO, y la presencia de aguas termales fumarolas, geiseres en esta región están asociadas a estas. Todos estos fenómenos volcánicos y estructurales han originado que las rocas volcánicas y el basamento están fuertemente fracturadas, factor que controlan la recarga, circulación y descarga de los fluidos geotérmicos, sea en zonas profundas o superficiales (Cruz et al., 2014).

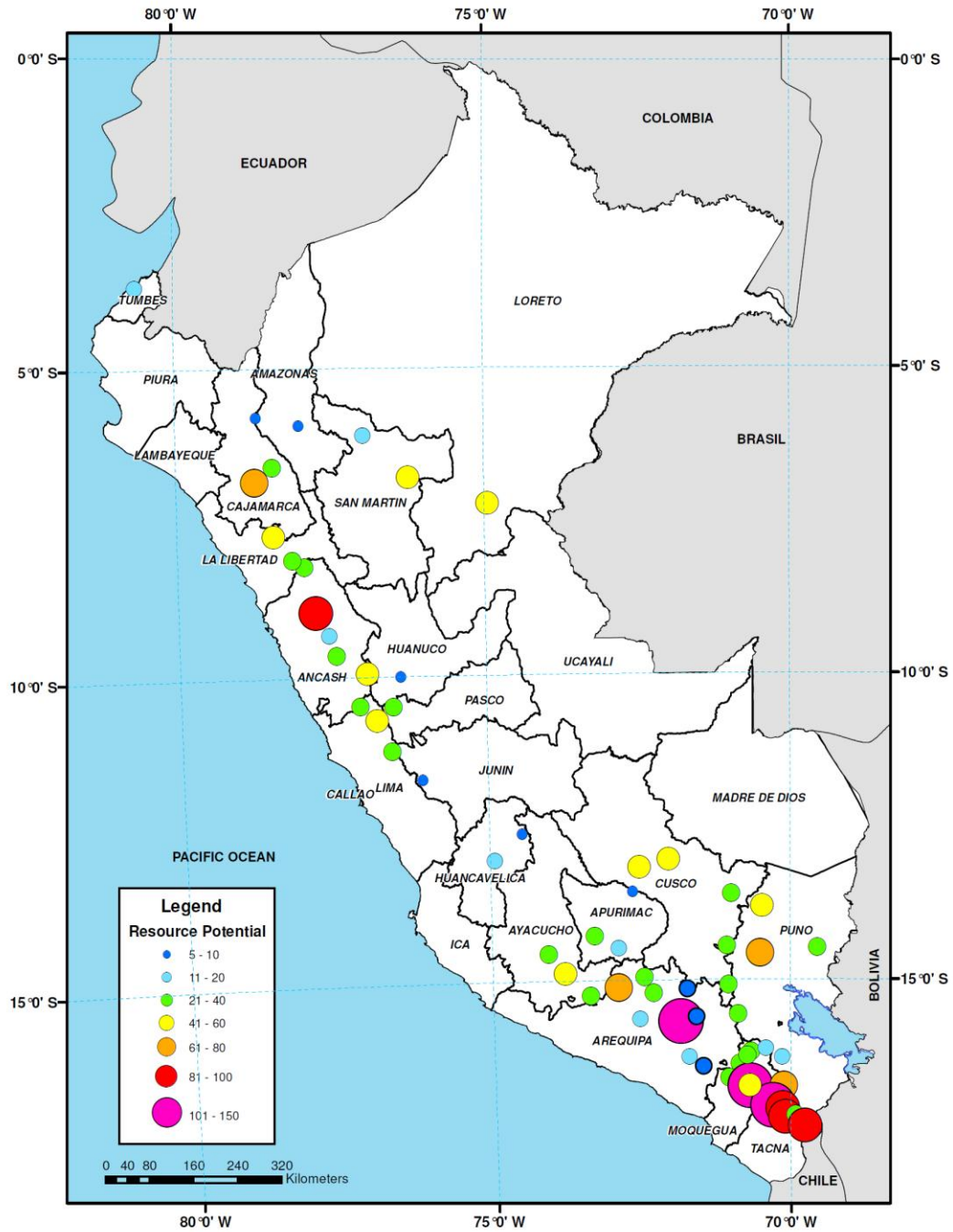


Figura 2. Mapa del potencial geotérmico del Perú (West Japan Engineering Consultants, 2012)

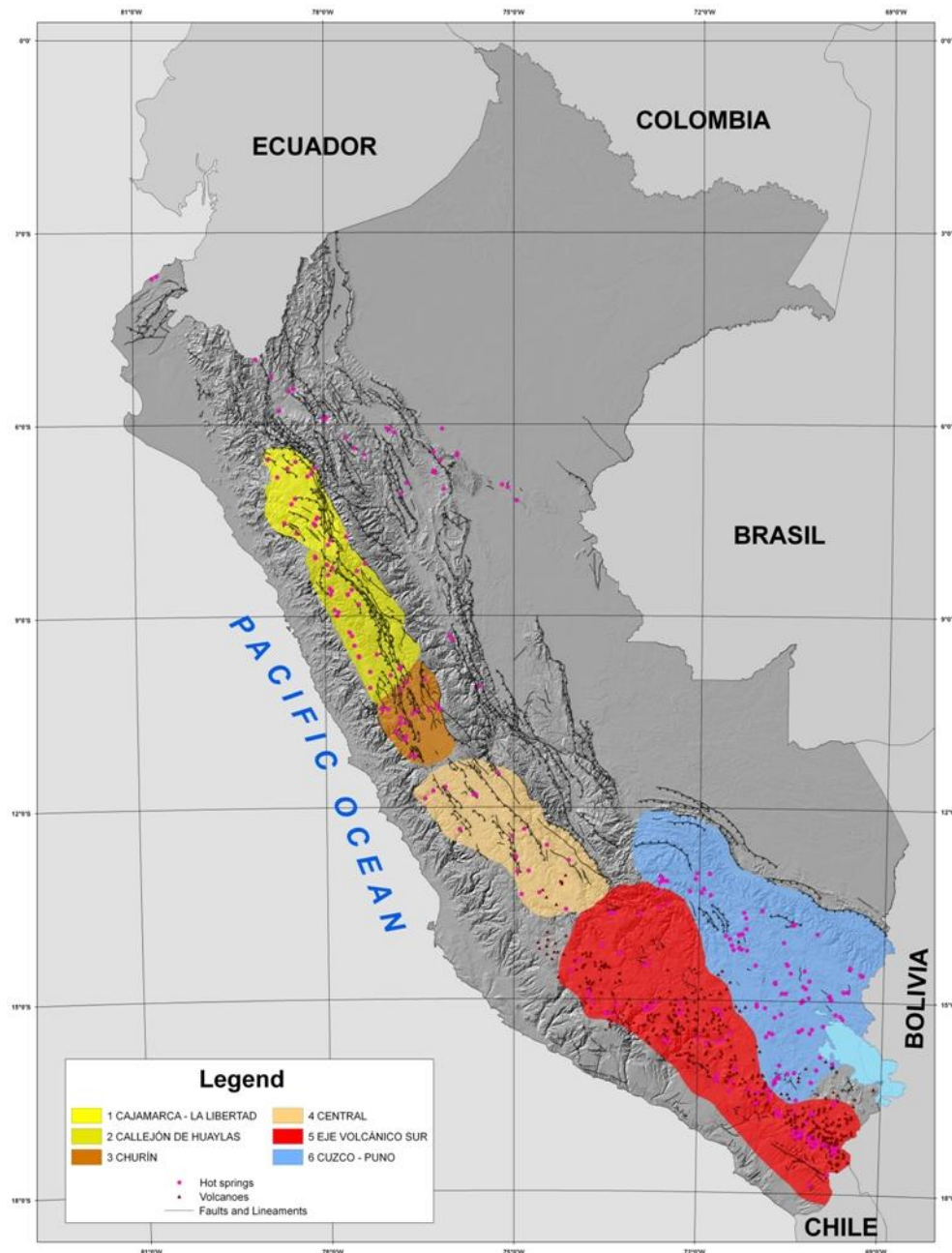


Figura 3. Mapa Geotérmico del Perú (Vargas y Cruz, 2010).

1.3.1. Uso de los recursos geotérmicos en Perú.

En el Perú, una de las primeras evidencias de la utilización del calor geotérmico fue durante los periodos pre-inca e inca, cuyo significado fue el elemento purificador y ritual en nuestros ancestros. La historia sobre el uso de la geotermia en el Perú basado en las crónicas españolas, relata que el Inca Atahualpa, autoridades y funcionarios importantes del Tahuantinsuyo utilizaban la geotermia con fines de relajación y descanso.

También, la historia relata que para el año en 1532 el inca Atahualpa, hijo del sol y monarca del Tawantinsuyo, recibió la noticia de la llegada de Francisco Pizarro, mientras se daba un cálido y purificante baño en las transparentes aguas de los "Baños de Pultumarca" (lugar caliente), que emanaban en las cercanías de la población de Caxamarca, en la sierra norte del actual Perú (Ormeño, 2005).

En la actualidad, las comunidades alto andinas y las poblaciones utilizan la geotermia debido a sus efectos curativos y con fines recreativos en forma de balneoterapia (Cernik et al., 2010). En todo el territorio nacional se evidencia manifestaciones de la energía geotérmica en superficie en forma de fuentes termales, geiseres, pozos de lodo, fumarolas y volcanes.

Los recursos geotérmicos están situados en zonas de gran atractivo turístico, por lo que se han convertido en una importante fuente de desarrollo económico, así como en la industria del turismo. Sin embargo, la utilización de estos recursos en el Perú es aún limitada principalmente al entretenimiento y el termalismo en lugares como los Baños del Inca en Cajamarca, Callejón de Huaylas en Huaraz, Churín Lima, Calera en Arequipa y Aguas Calientes en Tacna.

Por otro lado, el uso de fuentes de energía geotérmica en las actividades de termalismo (hoteles, balnearios y de recreación) ha incrementado en nuestro país, desde simple a rústicos locales, esta actividad se ha venido desarrollando mediante el uso de técnicas tradicionales para la construcción de hoteles y principales instalaciones de recreación en diversos lugares del país. Sin embargo, la infraestructura de estos centros termales y balneológicos no cumplen con las características técnicas y en algunos lugares son bastante precarios y sin el cuidado sanitario correspondiente (Vargas, 2010).

Resumiendo, los usos directos de los recursos geotérmicos en el termalismo o recreación son bien conocidos, sin embargo aún falta desarrollar el uso múltiple a nivel todo el país como en: calefacción de viviendas, recreación y salud (termalismo y balneoterapia), agricultura y alimentación (piscicultura, invernaderos, secado de productos agrícolas y otros), industria (teñido de lana, destilación de agua dulce y otros), así como, en la generación de electricidad. Sin embargo, para la utilización de la energía geotérmica con fines prácticos se requiere la conjunción de una serie de factores: geológicos (o físicos), tecnológicos, económicos, sociales e incluso políticos, los cuales condicionan la posibilidad de explotar esta energía en una determinada zona.

1.4. OBJETIVOS

El objetivo principal del estudio es caracterizar el sistema geotermal asociado a los volcanes activos Ubinas y Huaynaputina, así como construir un modelo conceptual basado en los estudios geoquímicos, geológicos y geofísicos.

1.4.1 Objetivos específicos

- Identificar las unidades litoestratigráficas y estaciones de control estructural asociadas a las manifestaciones termales en la zona.
- Realizar perfiles geológicos y columnas estratigráficas que ayuden a complementar la información geológica local.
- Determinar la composición química e isotópica de las aguas termales, meteóricas y subterráneas no termales de la zona de estudio.
- Identificar los procesos que afectan la composición de las aguas termales de la zona de estudio.

- Estimar la temperatura y las condiciones de equilibrio de los acuíferos que componen el sistema geotermal.
- Conocer los parámetros físicos en profundidad en función al campo magnético y densidad de las rocas y minerales con la finalidad de delinear estructuras asociadas a un área geotermal.
- Investigar en detalle la distribución lateral y vertical de la resistividad del subsuelo, delineando la litología y estructuras favorables en una actividad geotermal.
- Integrar la interpretación de la composición de las aguas con el contexto geológico estructural y la exploración geofísica.
- Elaborar modelos conceptuales.

1.5. METODOLOGÍA

Considerando diferentes aspectos que involucran en la emisión de fluidos geotermales en superficie, así como los aspectos relacionados con su entorno, tales como las características particulares de la litología, geomorfología y características lito-estructurales de las rocas del subsuelo que favorecen el transporte y emisión de los fluidos en superficie, hace necesario la aplicación de diversas disciplinas que permitan caracterizar e interpretar el comportamiento de los fluidos en las zonas geotermales.

Para el cumplimiento de los objetivos del presente estudio, se ha aplicado conocimientos de geología, la geoquímica de fluidos emitidos desde zonas geotermales y termales de baja entalpía, así como la metodología de la geofísica en dos zonas: Ullucan y Lojen.

1.5.1. Estudios de exploración de recursos geotérmicos

1.5.1.1. Estudios Geológicos

Los estudios geológicos representan la base en los estudios geotérmicos, tal es el caso de los estudios regionales donde se puede identificar la fuente de calor en un sistema geotérmico. La geología estructural establece como factor de primer orden en un sistema geotermal, así lo muestran numerosos estudios realizados en diversos sistemas geotermales del mundo (Martini, 2008). La reactivación de las estructuras de basamento origina la migración de fluidos en la superficie tales como los fluidos geotérmicos.

Del mismo modo, la identificación de las unidades litoestratigráficas que se encuentran en los sistemas geotérmicos permiten reconocer la influencia en la composición final de las aguas y gases geotérmicos, aplicación de geotermómetros y futuros problemas potenciales de incrustación durante la explotación del recurso. Las aguas subterráneas adquieren su composición química con los minerales de las rocas por donde circula, mientras circula en el subsuelo.

Finalmente, la identificación adecuada de rocas y minerales permite comprender la variación de resistividades para la aplicación e interpretación de los métodos geofísicos.

1.5.1.1.1. Recopilación y procesamiento

En una primera etapa, en gabinete se procedió a la identificación de la zona de interés geotérmico en base a las manifestaciones termales asociadas a una fuente de calor reciente. Asimismo, se realizó la recopilación de información y análisis de mapas geológico regionales escala 1:100,000 y 1:50,000, mapas de anomalías de temperaturas, mapas de análisis estructural en base a métodos de teledetección como anaglifos y filtros direccionales.

También, se efectuó la identificación de áreas concretas de estudio en el campo donde se necesite incrementar datos geológicos como estructurales. Para esto, se preparó un mapa mosaico de Google Earth con base topográfica cada 25m, que contribuyó en el cartografiado de campo y toma de datos estructurales en zonas específicas.

En la segunda etapa de gabinete, se realizó la integración de los datos obtenidos en gabinete y campo como parte del análisis geológico de la zona de estudio. Los resultados de los laboratorios y procesamiento de datos son importantes en una interpretación final y el diseño del modelo geológico.

1.5.1.1.2. Descripción de toma de datos y muestras.

Las zonas donde se tomaron los datos corresponden a las sugeridas durante la etapa de gabinete. Es importante identificar la roca, describirla y cartografiar las unidades litológicas. Así como realizar perfiles esquemáticos y columnas estratigráficas de la variación litológica en los alrededores de las fuentes termales.

En el campo, los implementos usados fueron: picota, GPS, brújula, lupa, cuaderno de campo, mapas geológicos escala 1:50,000 y mapas mosaico Google Earth con curvas topográficas cada 25m a escala 1:25,000, en conjunto estos son necesarios para la toma de datos.

Durante la campaña de campo se recolectaron muestras representativas de roca para análisis microscópico petrográfico y/o mineragráfico. Así como, se recolectaron muestras de rocas con alteración hidrotermal y precipitados de sinter petrificado para análisis microscópico petrográfico y/o rayos X.

También, se tomaron puntos de estación de control estructural para identificar la cinemática de movimiento u otras evidencias, como es el caso de foliaciones ocasionadas por la falla, presencia de diques, venillas, etc.

1.5.1.2. Estudios Geoquímicos

Los métodos geoquímicos cumplen un rol importante en la exploración de recursos geotérmicos son aplicados especialmente en las etapas de exploración superficial y profunda previo a la etapa de perforación. La importancia de los métodos geoquímicos radica en que los datos químicos de los fluidos geotérmicos son indicadores útiles en la evaluación de la factibilidad de un yacimiento geotérmico para su explotación, ya que proporcionan información de las condiciones y procesos que ocurren en profundidad lo cual no es posible obtener con otras técnicas de exploración.

1.5.1.2.1. Metodología de muestreo y análisis

Tomando en consideración el objetivo del estudio, incluyendo los requisitos de calidad de datos y el tipo de análisis a realizar en el laboratorio, se obtuvieron muestras representativas que permitan conocer la completa gama de constituyentes presentes en el agua muestreada. Asimismo para asegurar la integridad de la muestra se evitó cualquier fuente de contaminación durante cada fase de recolección de la muestra y de procesamiento, así como durante la manipulación y transporte de los mismos. Las muestras de control de calidad (muestra replicada) fueron adecuadamente distribuidas en el tiempo y el espacio que permita garantizar los objetivos de calidad de los resultados.

A continuación se detallada la metodología completa de muestreo para las muestras de aguas realizadas en el presente estudio, y se detallada una completa metodología analítica para la determinación de la composición química en el agua.

1.5.1.2.2. Muestreo de aguas

La técnica de muestreo empleada es la misma para todas las fuentes termales localizadas alrededor de los volcanes Ubinas y Huaynaputina, independiente tanto del tipo como de la morfología de la zona de emisión. Las variaciones en el muestreo sólo depende de lo que se desea analizar, por lo cual, por cada fuente termal se deben obtener 3 muestras de agua, tal como se describe a continuación:

1. Muestreo en una botella de plástico de 500 mL con contratapa (figura 4) para el análisis de aniones (HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , F^- , SiO_2).
2. Muestreo en una botella plástico de 250 mL con contratapa (figura 4) para el análisis de cationes disueltos (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Li^+ , As, B).

La botella debe ser acidificada con 0,2% de HNO_3 o HCl de alta pureza, la muestra debe ser previamente filtrada a través de una membrana de $0.45\mu\text{m}$ de poro. La acidificación tiene por objetivo preservar los cationes contenidos en aguas de alta temperatura, las cuales se vuelven supersaturadas con el enfriamiento, prevenir la precipitación de metales traza tanto de aguas de baja como de alta temperatura y evitar la disolución de sólidos suspendidos, nunca acidificar una agua no filtrada (Marini, 2000).

3. Muestreo en botella de plástico de 150 ml (figura 4) para el análisis de isotopos ambientales de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$. El muestreo consiste en sumergir el envase (de ser posible) en el agua evitando el contacto con la atmosfera, llenarse hasta el tope y cerrar rápidamente, evitar el contacto con la luz solar. La toma de muestra debe ser lo más rápido posible.



Figura 4. Muestras recolectadas por fuente termal alrededor de los volcanes Ubinas y Huaynaputina.

Durante el muestreo es importante considerar, que las muestras recolectadas en botellas de plástico deben ser llenadas hasta el máximo de su capacidad, es decir, totalmente ausentes de aire, para evitar la contaminación con aire y el fraccionamiento isotópico. Para las botellas de plástico (análisis de metales disueltos) no es necesario este procedimiento y el agua es recolectada sólo hasta la zona de estrechamiento de la botella, debido a que esta muestra al estar acidificada no se ve afectada por el aire ingresado.

1.5.1.2.3. Determinación de parámetros físico-químicos en campo

Para la caracterización de las aguas termales es importante la determinación de las propiedades fisicoquímicas del fluido in situ. En cada manifestación o fuente termal a muestrear se realizaron las mediciones de parámetros de temperatura, conductividad eléctrica, sólidos totales disueltos TDS y pH. También se tomaron nota de las características visibles que se presentan en cada fuente termal, como actividad biológica, precipitados de sales, color, olor, gases disueltos, etc. Ya que constituyen datos esenciales para la determinación de la entalpia.

En esta sección se describen los métodos para medir la temperatura, pH, conductividad eléctrica en aguas termales y en aguas frías.

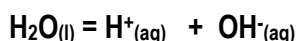
➤ Temperatura

El termómetro usado en campo es un instrumento portátil que consta de dos sensores que permite realizar la medición de la temperatura del agua termal y del medio ambiente de la zona donde se realizó el muestreo. A demás hay que tomar en cuenta que en el agua la temperatura actúa variando la masa específica y su viscosidad, y esto hace que influya en la velocidad de circulación del agua. Asimismo, la temperatura en una fuente termal puede estar influenciada por la consolidación de lavas y de vapor de agua de origen volcánico, acompañados generalmente de gases, como el anhídrido carbónico, sulfhídrico, fluorhídrico, etc.

La medición de temperatura en campo se realizó con un termómetro digital portátil de sondas de marca VWR con precisión de +/- 0.1 °C.

➤ pH

El pH es una medida de la concentración de iones hidrogeno (H⁺) en el agua. La escala de pH está basada en la ionización del agua a temperatura de equilibrio dependiente. Este es particularmente importante cuando consideramos si un fluido es ácido o alcalino a temperaturas del reservorio o fuente. A temperaturas normales de ambiente, el pH 7 es considerado como pH neutral. Pero se debe de tomar en cuenta que el pH neutral varía con la temperatura. En la superficie, el pH neutral puede estar cerca a pH 7, pero en reservorios con temperaturas altas podría ser alrededor de pH 5.5, lo cual significa que fluidos con temperaturas altas y pH > ~5.5 sería alcalino. La razón de este cambio en el pH puede ser explicado por la disociación del equilibrio del agua sobre el cual la escala de pH está basado (Nicholson, 1993).



$$K_w = a_{\text{H}^+} \cdot a_{\text{OH}^-}$$

La medición del pH fue realizada utilizando el medidor multi-parámetro para agua marca WTW, modelo 340I, precisión de +/- 0,1 (figura 5), el mismo que fue contrastado con el multi-parámetro Thermo Orion Star A329. También se ha hecho el control del instrumento mediante el uso de cintas reactivas capaces de determinar intervalos de pH lo más estrechos posibles.

➤ Conductividad Eléctrica

La conductividad eléctrica de una muestra de agua es la expresión numérica de su capacidad para transportar corriente eléctrica. Esta capacidad depende de la presencia de iones en el agua, de su concentración total, de su movilidad, de su carga o valencia y de las concentraciones relativas, así como de la temperatura a la cual se realiza la medición. La temperatura afecta a la conductividad, ya que cuanto más elevada temperatura tiene el agua, mayor es su conductividad.

También la conductividad de las aguas se ven afectadas principalmente por la roca de la geología de la zona a través del cual fluye el agua. Por ejemplo si el agua discurre por zonas de roca de granito tienden a tener menor conductividad porque el granito se compone de materiales más inertes que no se ionizan fácilmente en el agua. Sin embargo sucede todo lo contrario con las zonas arcillosas que tienden a tener mayor conductividad debido a la presencia de materiales que se ionizan fácilmente con el agua.

La unidad básica de medición de la conductividad es el mho o siemens. La conductividad se mide en micromhos por centímetro (μmhos/cm) o microsiemens por centímetro (μS/cm).

En la medición de la conductividad eléctrica se utilizó el medidor multi-parámetro portátil para aguas marca WTW, modelo 340I, con resolución de 1 μS/cm¹ (figura 5), el mismo que fue contrastado con el multi-parámetro Thermo Orion Star A329, dando resultados similares.



Figura 5. Multiparámetro para medición de Temperatura, pH, Conductividad Eléctrica.

1.5.1.2.4. Análisis en laboratorio

La determinación de la composición química de las aguas termales asociadas al sistema geotermal entre los volcanes Ubinas y Huaynaputina fueron realizados en el Laboratorio de Química del Instituto Geológico Minero y Metalúrgico-INGEMMET, los métodos analíticos utilizados consistieron en cromatografía iónica, espectrometría de masas con fuente de plasma de acoplamiento inductivo-ICP-MS, espectrometría de emisión óptica con plasma de acoplamiento inductivo-ICP-OES y el método volumétrico por titulación para determinar alcalinidad total tal como se describe a continuación:

- Metales disueltos (Li, Na, K, Ca, Mg y elementos menores): ICP-OES Varian 735-ES Radial y ICP-MS Nexion 300D, Perkin Elmer (EPA Method 200.7 y EPA Method 200.8).
- Aniones (F, Cl, NO₃, SO₄, Br): Cromatografía Iónica, DIONEX ICS-2000 (EPA Method 300.0, determination of inorganic anions by ion chromatography).

- Alcalinidad (CO₃ y HCO₃): Volumétrico por titulación (Tritrimetric, pH 4.5, SM 2320-B).

El análisis isotópico de δ²H y δ¹⁸O fueron realizados por el laboratorio geoquímico de LaGeo en El Salvador mediante el método instrumental de Espectrómetro de Masas Finigan y espectroscopio láser para análisis de isótopos.

1.5.2.2.5. Análisis de la calidad de los resultados analíticos emitidos por el laboratorio.

Una metodología ampliamente difundida para comprobar la calidad de los análisis químicos de las aguas, es la del balance iónico. Este análisis se basa en el equilibrio porcentual de cargas en las muestras. Cuando las sales se disuelven en agua para formar iones, los aniones son atraídos al polo positivo del agua mientras que los cationes son atraídos al polo negativo (Arnórsson, 2000).

El balance iónico se expresa mediante la ecuación 1:

$$B.I = 100 * \frac{\sum \text{Cationes} - \sum \text{Aniones}}{\sum \text{Cationes} + \sum \text{Aniones}} \quad (\text{Ecuación 01})$$

Como el agua es un medio neutro sin carga eléctrica, los cationes deben compensar a los aniones en la solución. Los criterios de aceptación de datos geoquímicos de aguas se encuentran resumidos en el cuadro 1.

Cuadro 1. Criterio de aceptación del Balance Iónico (Murray & Wade, 1996, Greenberg, A.E.; Clesceri, L.S. & Eaton, A.D., eds., 1992).

Suma de Aniones (meq/L)	Diferencia Aceptable
0-3	±0.2%
3-10	±2%
10-800	±2-5%

La concentración de iones en esta expresión se mide en meq/L (miliequivalentes por litro). Para aguas eléctricamente neutras el balance iónico debe arrojar valores cercanos a cero, sin embargo, es común que los valores sean distintos de cero debido a errores en la medición de datos o en el muestreo de las aguas.

1.5.1.3. Estudios Geofísicos

Los métodos geofísicos juegan un papel clave en la exploración geotérmica, ya que muchos de los objetivos de la exploración geotérmica pueden lograrse mediante estos métodos. Los estudios geofísicos están dirigidos a obtener indirectamente desde la superficie los parámetros físicos de los sistemas geotérmicos.

En la actualidad existen diversos métodos geotérmicos que son aplicados en el estudio de los recursos geotérmicos (cuadro 2), y estos son utilizados durante las fases preliminares de exploración y en las etapas de evaluación del potencial geotérmico del reservorio.

En el presente estudio se utilizaron tres métodos geofísicos, los métodos magnético y gravimétrico aplicados en la zona de Ullucan y el método magnetoteléurico utilizado en la zona de Lojen. A continuación se describe estos métodos.

Cuadro 2. Métodos geofísicos empleados en la exploración de zonas geotermales (Hui, 2015), (V= ventajas y D= desventajas).

Métodos Geofísicos		Respuesta Geofísica	Profundidad	Ventajas y Desventajas
Técnicas de Teledetección		Banda de ondas, gradiente de temperatura	Superficial	V: Muestreo continuo, gran cantidad de información, buena consistencia e intuición, alta precisión, alta velocidad, bajo costo;
				D: Restrictivo, disruptivo, poca profundidad;
Gravimetría		Anomalia de gravedad Positivo o negativo	> cientos de metros	V: Refleja fracturas con precisión, exploración profunda;
				D: Baja precisión en la exploración, se requiere corrección topográfica, conveniente para áreas grandes.
Magnetometría		Anomalia Magnética Positivo o negativo	> cientos de metros	V: profundidad de detección profunda, operación simple, bajo costo, reacción fuerte a la anomalía magnética
				D: Tiende a interrumpirse, demasiados factores de impacto;
	Sondaje DC	Baja resistividad	~0.5 Km	V: Operación simple, se observa directamente, interpretación simple;
				D: Vulnerable a interferencias, alta resistencia para producir protección;
	SP	Anomalia de resistividad positivo o negativo	Superficial	V: Simple, rápido, intuitivo;
				D: Único reconocimiento, profundidad superficial;
	MT	Baja resistividad	10 ~ 30 km	V: Recolección simple de datos, instrumentos fáciles de transportar, exploración profunda;
			D: Bajo rendimiento anti-ruido, sensible a los cables eléctricos, difícil de interpretar detallado (2D o 3D);	
	TEM	Baja resistividad	1 km	V: Se ahorra costo y mano de obra, poco afectado por la topografía, alta resolución, explicación simple, alta penetrabilidad;
				D: Funcionamiento complejo del instrumento, datos necesitan ser transformados, gran interferencia electromagnética
	AMT/CSAMT	Baja resistividad	2 Km	V: Alta relación señal-ruido, alta resolución horizontal, pequeña distorsión estática, anti-interferencias, alta eficiencia;
				D: Influenciado por el terreno y la energía eléctrica, causa desplazamiento estático, requiere corrección por terreno en el procesamiento e interpretación de datos;
Estudio Sísmico	Medición Sísmica Activa	Baja velocidad	5 Km	V: No limita la información por la alta resistencia, alta precisión, alta resolución lateral
				D: Engloba gran logística, largo periodo de trabajo, mucho más mano de obra, Inversiones y materiales;
	Sondaje Microonda	Baja velocidad	0.05 ~ 3 km	V: Sensores flexibles, pequeña interferencia electromagnética, alta precisión de interpretación y de exploración profunda;
				D: Gran volumen de efectos, interpretación bidimensional, gran influencia del medio ambiente;
	Monitoreo Micro-Sismicidad	Baja velocidad	30 Km	V: Gran profundidad, alta resolución y bajo costo;
				D: Larga duración, procesamiento de datos complejos, lento y laborioso;
Registro de pozos	Medición de Temperatura	Alto Gradiente de temperatura	Superficial	V: Operación rápida, precisa, sencilla y directa;
				D: Profundidad superficial;
	Registro Geotermal	Medidas en tiempo real	—	V: Alta resolución vertical;
				D: Altas demanda en instrumentos;

1.5.2.3.1. Método Magnético

Los estudios de magnetometría terrestre tienen la finalidad de medir la variación espacial en la intensidad del campo magnético total de la tierra. El método magnético puede ser una parte importante en un estudio de exploración geotermal, como se conoce, las rocas de la corteza pierden su magnetización en referencia a la temperatura del punto de Curie, a esta temperatura, las rocas ferromagnéticas se vuelven paramagnéticas y su capacidad de generar anomalías magnéticas detectables desaparecen.

La temperatura de Curie para minerales como la titanomagnetita (mineral magnético más común en rocas ígneas) es aproximadamente los 570°C. Se ha observado que un aumento en el

contenido de titanio de la titanomagnetita provoca una reducción de la temperatura de Curie y el contenido de titanio generalmente incrementa en las rocas ígneas máficas (Byerly & Stolt, 1977). Estas medidas de la intensidad del campo magnético son realizadas de manera fácil y de bajo costo comparado a otros métodos geofísicos.

Las variaciones del campo magnético son a menudo diagnosticadas a estructuras mineralizadas, así como a estructuras regionales siendo el método más versátil dentro de las técnicas de prospección geofísica. Las variaciones temporales en el campo magnético son medidas en un punto fijo. Dado que las variaciones temporales son, en una buena aproximación, constantes en toda el área del estudio, la variación desde un valor constante o "datum", permite la corrección de mediciones en otros puntos (los medidos) para remover este efecto dejando solamente las variaciones espaciales.

1.5.2.3.2. Método de Gravimetría

El método gravimétrico tiene como finalidad medir las variaciones laterales y verticales de la atracción gravitatoria del suelo, las que se encuentran relacionados a cambios de densidades (Telford, 1990). Es por tal razón que este método permite estudiar estructuras geológicas en el subsuelo y su composición, además de la estructura interna de la corteza terrestre, debido a los contrastes de densidades.

Los centros volcánicos donde se encuentra la actividad geotermal, son indicadores del enfriamiento del magma o roca caliente bajo estas áreas, como lo demuestran los flujos volcánicos, la ceniza, los domos volcánicos y la abundante actividad hidrotermal en forma de fumarolas y aguas termales. Los estudios de gravimetría en áreas volcánicas han demostrado efectivamente que este método proporciona una buena evidencia de las variaciones superficiales de densidad, asociadas con la historia estructural y magmática de un volcán.

Existe una correlación entre los máximos de gravedad con centros de volcanismo, intenso fracturamiento y actividad geotermal. Durante la interpretación, para reducir la ambigüedad debería correlacionar con otro método geofísico con la finalidad de restringir los modelos generados.

1.5.2.3.3. Método Magnetotelúrico

El método Magnetotelúrico (MT) es una técnica geofísica electromagnética pasiva de superficie que mide las variaciones de los campos electromagnéticos naturales de la Tierra. Esta técnica investiga la resistividad eléctrica de la estructura del subsuelo a profundidades de decenas de metros hasta decenas de kilómetros (Vozoff, 1991).

La actividad de las tormentas eléctricas alrededor del mundo a frecuencias de 10000 a 1 Hertz (Hz) y las micropulsaciones geomagnéticas a frecuencias de 1 a 0.001 Hz proporcionan la mayoría de la señal natural utilizada por el método MT. Una pequeña cantidad de energía electromagnética se refleja y se propaga verticalmente dentro de la tierra debido al contraste de resistividad en la interface del aire-tierra (Vozoff, 1972). Los campos naturales son registrados en la dirección xyz

para el campo magnético y la dirección xy para el campo eléctrico en la superficie de la Tierra. Los resultados de las señales de las series de tiempo son utilizados para derivar la resistividad aparente y las fases del tensor, convirtiéndolas en espectros complejos cruzados, usando técnicas de la transformada de Fourier.

El análisis de los mínimos cuadrados y de espectros cruzados (Bendat & Piersol, 1971) son utilizados para resolver la función de transferencia de tensor. Antes de la conversión la resistividad aparente y de fase, el tensor es rotado en las direcciones principales que normalmente corresponden a la dirección de máxima y mínima resistividad aparente. Para un modelo bidimensional (2-D) donde la estructura de la resistividad de la tierra varía con la profundidad, en dirección lateral, donde los campos MT se desacoplan de modo eléctrico-transversal (T-E) y magnético transversal (T-M) y su modelado de resistividad en 2-D generalmente es calculado y ajustado para ambos modelos.

Cuando se asume que las estructuras geológicas están principalmente en 2-D, los datos MT para el modelo T-E representan a los campos eléctricos que están orientados en paralelo a la dirección de la estructura geológica y los datos para el modelo T-M representan los campos eléctricos orientados perpendicularmente a la dirección de la estructura geológica.

El método MT es muy adecuado para estudiar entornos geológicos complicados debido a que los campos eléctricos y magnéticos son sensibles a las variaciones verticales y horizontales en la resistividad. El método MT es capaz de establecer si los campos electromagnéticos están respondiendo a los cuerpos de roca subsuperficiales de manera efectiva en 1, 2, o 3 dimensiones. Las referencias e introducción del método MT para un entendimiento más avanzado están descritos por los siguientes autores Dobrin & Savit (1988) y Vozoff (1991).

CAPÍTULO II

UBICACIÓN GEOGRÁFICA Y GEOMORFOLOGÍA

2.1. Ubicación geográfica

El sistema geotermal asociado entre los volcanes activos Ubinas y Huaynaputina está ubicado en la Cordillera Occidental de los Andes del Sur de Perú. El área en estudio presenta aproximadamente 68 x 58 km de extensión, abarca políticamente por los departamentos de Moquegua (provincia General Sanchez Cerro, distritos Ubinas, Matalaque Quinistaquillas, Omate y Coalaque) y Arequipa (provincia Arequipa, distrito San Juan de Tarucani). Hidrográficamente pertenecen a la cuenca del río Tambo y la cuenca Quilca – Vitor – Chili (figura 6).

El acceso es desde la ciudad de Arequipa, vía carretera hasta Polobaya, luego por trocha carrozable hasta Omate, esta carretera continúa hasta Quinistaquillas y luego por todo el río Tambo llega a Ubinas. Desde Ubinas vía trocha llega hasta Lojen y Laguna Salinas. Asimismo, se puede acceder, desde la carretera Arequipa – Juliaca y/o Arequipa-Chiguata, luego se accede por una trocha carrozable que lleva a Laguna Salinas, Lojen, valle de Ubinas (figura 6).

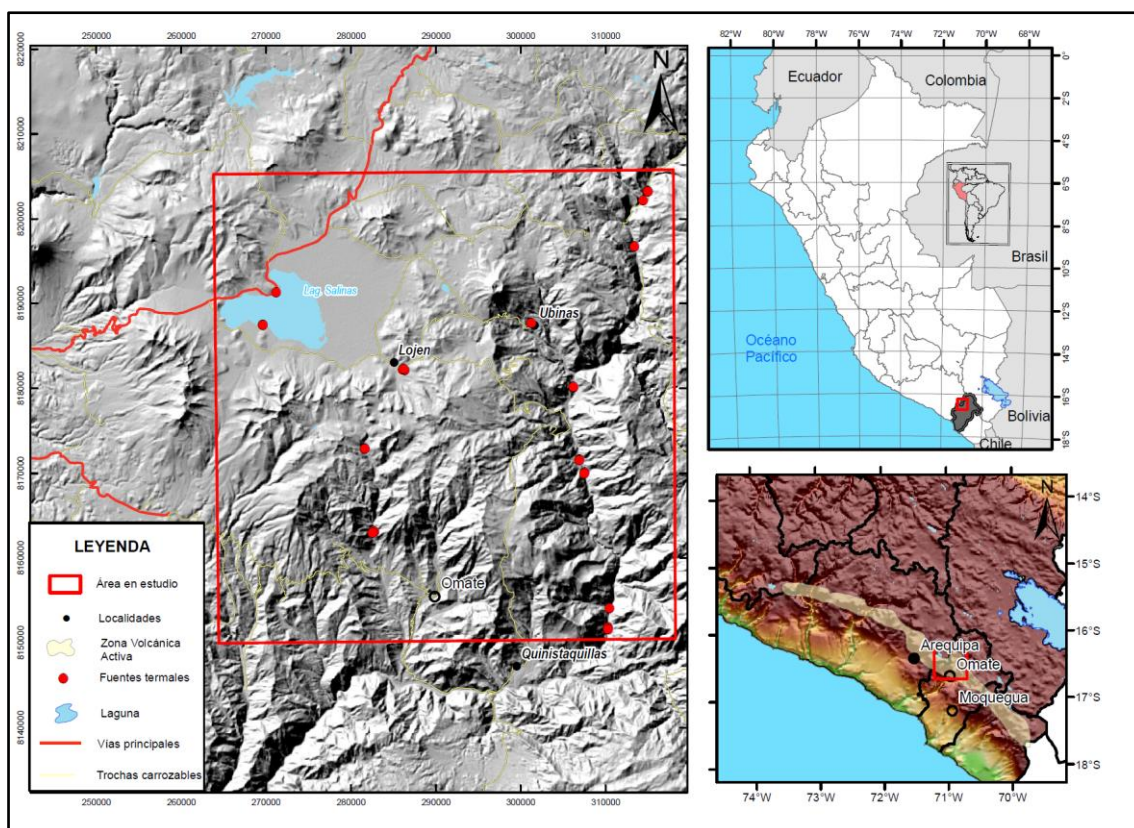


Figura 6. Mapa de ubicación del sistema geotermal asociado entre los volcanes activos Ubinas y Huaynaputina.

2.2. Geomorfología

2.2.1. Unidades Geomorfológicas.

Las unidades geomorfológicas tomadas en cuenta en el mapa 1 (anexo 1) fueron identificadas durante la elaboración del mapa Geomorfológico del Perú, versión preliminar elaborado por DGAR-INGEMMET. Se tomaron en cuenta las geoformas, unidades y subunidades presentes en el área

de estudio comparándolas con la ubicación de las fuentes termales muestreadas y volcanes activos.

La identificación de unidades geomorfológicas resulta importante para la evaluación en una fase exploratoria de los recursos geotérmicos. Así como, identificar las complejidades del terreno permitirá desarrollar el estudio y reconocimiento de los lugares adecuados para ubicar los pozos de exploración o producción e instalación de una planta de energía geotérmica.

A continuación se realiza la descripción de la geomorfología de la zona de estudio.

2.2.2. De carácter tectónico degradacional y erosional

2.2.2.1. Montañas

Estas unidades ocupan el mayor porcentaje de distribución en el área de estudio, tal como lo detalla el mapa geomorfológico (mapa 1, anexo 1), se dividen en subunidades de acuerdo a su litología.

Las montañas en rocas intrusivas se encuentran situadas entre las cotas 2600 a 3800 msnm, son visibles por la intersección de los ríos. También se ubican entre los 3200 a 4900 msnm provocando inestabilidad en las laderas de las rocas con pendientes agrestes.

Las montañas en rocas volcánicas varían entre las cotas 4200 a 4400 msnm. Presentan pendientes irregulares que pueden variar entre 30° a 70° cambiando abruptamente.

Las montañas en roca volcano-sedimentaria presentan variación de la cota entre 2200 a 3800msnm, representan zonas inestables debido al intenso diaclasamiento que presentan las rocas. Las montañas en roca sedimentaria se ubican a menor altura, entre los 1500 a 3300msnm, en la zona sur se encuentra cubierta en su mayor parte por ceniza blanca de aproximadamente 2m de espesor que corresponde a la erupción del volcán Huaynaputina en el año 1600 (Simkin & Siebert, 1994).

Las montañas en roca metamórfica se encuentran entre las cotas 2800 a 4200 msnm, presentan pendientes de fuerte ángulo con inclinaciones entre 40 a 50° de forma generalizada, siendo difícil caminar por esta subunidad, debido que en sus quebradas se encuentran abundante material coluvial deleznable ocasionado por las lluvias.

La mayoría de las fuentes termales se ubican en estas unidades, entre ellas Río Aguada Buena, Agua Blanca, Reventado, Baños del Cura, Asnapuquio y Exchaje afloran en subunidades de montañas de rocas sedimentarias. La fuente termal en Ullucan, se localiza en la subunidad montaña en roca metamórfica. Palcamayo, aflora en montañas de roca volcánica. Huarina, Inkano, Puente Candagua y Ccamagua afloran en medio de terrazas en áreas rodeadas de montañas volcano-sedimentarias.

2.2.2.2. Montañas y Colinas

Las montañas y colinas en roca volcánica son las que se encuentran a mayor a altura aproximadamente 4500msnm.

La subunidad en rocas sedimentarias, ubicadas sobre los 4300msnm, la roca es caliza intercalada con arenisca calcárea, presenta pendiente no muy pronunciada.

2.2.2.3. Colinas

Ubicada sobre los 4300msnm principalmente en areniscas cuarzosas blancas, presentan pendientes abruptas, concordante al alto grado de buzamiento de sus capas.

2.2.2.4. Colinas y Lomadas

Existen dos áreas en el sector norte: la primera al sur del volcán Ubinas a una cota de 3100msnm, conformada por flujos de barro o lahar, con pendientes suaves y ondulantes. La segunda se encuentra a una cota mayor a 4300msnm conformada por rocas sedimentarias y rocas volcano-sedimentarias.

2.2.3. De carácter volcánico degradacional y erosional

2.2.3.1. Volcánicas

Estas unidades corresponden a las zonas con cota mayor a los 4000msnm, aquí destacan los estratovolcanes con cotas que varían desde los 4800 hasta los 5500msnm, como ejemplo está el volcán Ubinas, estas subunidades presentan pendientes abruptas. Del mismo modo, las subunidades de mayor altitud son las mesetas lávicas que se encuentran al este del área de estudio.

Los complejos volcánicos ubicados a 4700msnm corresponden a lavas del Grupo Barroso. A los 4600msnm se ubican las colinas o lomadas constituidas de tobas. Cerca del volcán Huaynaputina, se extiende el campo de cenizas volcánicas o manto de piroclásticos. A la base del flanco NO del volcán Ubinas se ubica la vertiente o piedemonte volcanoclástica a 4500msnm. Aproximadamente en la misma cota, se encuentran las coladas o campo de lavas basalto-andesitas y las mesetas ignimbríticas. Los domos volcánicos aparecen a una altitud de 4400msnm los cuales generan las superficies agrestes en el terreno.

Las subunidades volcánicas de menor altitud se ubican al norte y sur del área de estudio, específicamente al NE del volcán Ubinas, a los 2600msnm que corresponde a la superficie de flujo piroclástico disectado o erosionado. En el sector sur, a una altitud entre 3300 a 4000msnm se encuentran las mesetas, colinas y lomadas volcanoclásticas y volcano-sedimentarias. Estas subunidades presentan una pendiente suave mayor a las anteriores subunidades.

Las fuentes termales de Lucco afloran en terrazas situadas cerca de los ríos pero rodeadas de unidades volcánicas.

2.2.4. De carácter deposicional o agradacional

2.2.4.1. Valles

Son valles tipo "U" localizados a cotas mayores de 4100msnm con depósitos fluvio-glaciares, son valles rodeados de unidades montañosas.

2.2.4.2. Piedemontes

Corresponden a los depósitos recientes no consolidados, tenemos el caso de las que se sitúan por encima de los 4000msnm originadas por el deshielo de los glaciares, tales como morrenas, vertiente glacial o de gelifracción y vertiente glacio-fluvial. Las vertientes o piedemonte coluvio-deluvial se localizan en las laderas de los cerros conformados por los depósitos del mismo nombre.

Las vertientes o piedemonte aluvio-torrencial son depósitos aluviales localizado cerca de ríos, las áreas que se ubican al sur de las fuentes termales Reventado corresponden a brechas de avalancha ocasionados por el volcán Ticsani.

La vertiente o piedemonte aluvial se ubica al NE de la Laguna Salinas a 4300msnm de superficie casi horizontal y ligera inclinación al oeste.

Las fuentes termales de Salinas, Mariposa, Lojen y Ubinas Termal afloran en unidades de piedemonte pero en cada caso sobre depósitos aluviales y/o torrenciales, del mismo modo, se encuentran rodeadas de unidades volcánicas.

2.2.4.3. Planicies

Las subunidades de terrazas aluviales se suelen situar en las quebradas por la formación de flujos de agua ocasionados por las lluvias, en su paso depositan clastos no consolidados.

Otras de menor área corresponden a las terrazas indiferenciadas que se pueden localizar en los ríos, o en quebradas donde existe la circulación de ríos dejando material detrítico a los bordes de la quebrada.

2.2.4.4. Geformas Particulares

Los bofedales son áreas ubicadas a alturas mayores a 4000msnm, son concentraciones de agua cubiertas por ichu o pastizal, predominan en épocas de lluvia.

Respecto a cuerpos de agua, resalta la Laguna Salinas ubicada al NO del área de estudio.

CAPÍTULO III

CLIMA E HIDROLOGÍA

En la zona de estudio el clima varía de acuerdo a la altitud, lo que hace que exista un cambio o contraste de climas bien diferenciados respecto a los volcanes Ubinas y Huaynaputina y la parte baja de los valles de Ubinas, Para, Omate y el valle del río Tambo.

3.1. Clima zona de Ubinas

La parte alta y media del cono volcánico del Ubinas, se encuentra entre 4600 a 5570 msnm de altitud, corresponde a un clima frío glacial llegando a varios grados bajo cero durante las noches. El aire en esta región es seco y poco denso.

La temperatura diurna está por encima de los cero grados; en cambio por las noches casi siempre es inferior a cero grados, en ambos casos los parámetros o magnitudes dependen de la estación. También a estos se suma la baja presión atmosférica y la sequía, la cual hace que se torne inconveniente para la vida de las plantas (Rivera et al., 2008).

La temperatura máxima, presenta sus máximos valores, que alcanzan los 20°C en la estación astronómica de primavera; en tanto que en verano fluctúa alrededor de los 18°C, en las estaciones de otoño e invierno la temperatura alcanza valores de 18,2°C (figura 7, Agapito et al., 2014).

Respecto a la temperatura mínima, sus mayores valores se presentan en la estación de verano, presentando el valor promedio de hasta 6,2°C, disminuyendo en las estaciones de otoño e invierno, registrando valores en promedio de 2,6°C y 1,8°C; respectivamente (figura 7, Agapito et al., 2014).

Asimismo, en los meses de diciembre a marzo tienen lugar las fuertes precipitaciones de lluvia, nieve y granizo, que se depositan dentro de caldera y en la parte superior de los flancos acumulándose en un espesor aproximado de 40 cm y 60 cm, en un área de 5 a 7 km² (que hacen un volumen aproximado de 30000 m³) (Rivera et al., 2008).

La superficie Puna se encuentra entre los 3800 a 4600 msnm, donde se localiza las pampas de Para y la cabecera de los valles de Para y Ubinas. En esta zona la temperatura del día rara vez sobrepasa los 18 °C (estación de verano), las aguas de los manantiales y riachuelos se congelan superficialmente, formando capas de hielo. En esta zona se torna poco difícil la vida del hombre, de los animales y de las plantas (Rivera et al., 2008).

A nivel 3800 a 2800 m, se encuentra el valle de Ubinas, el clima es templado y seco durante la mayor parte del año (mayo - noviembre). En esta zona a veces se dan heladas que afectan seriamente los cultivos (junio-julio) y durante los meses de diciembre a marzo se producen abundantes lluvias, que consecuentemente producen derrumbes y deslizamientos en los terrenos poco consolidados (Rivera et al., 2008).

Desde la estación de primavera, las precipitaciones se van acumulando en promedio la cantidad de 4,7 mm incrementándose hacia el verano, totalizando en promedio la cantidad de 6,2 mm (Agapito et al., 2014).

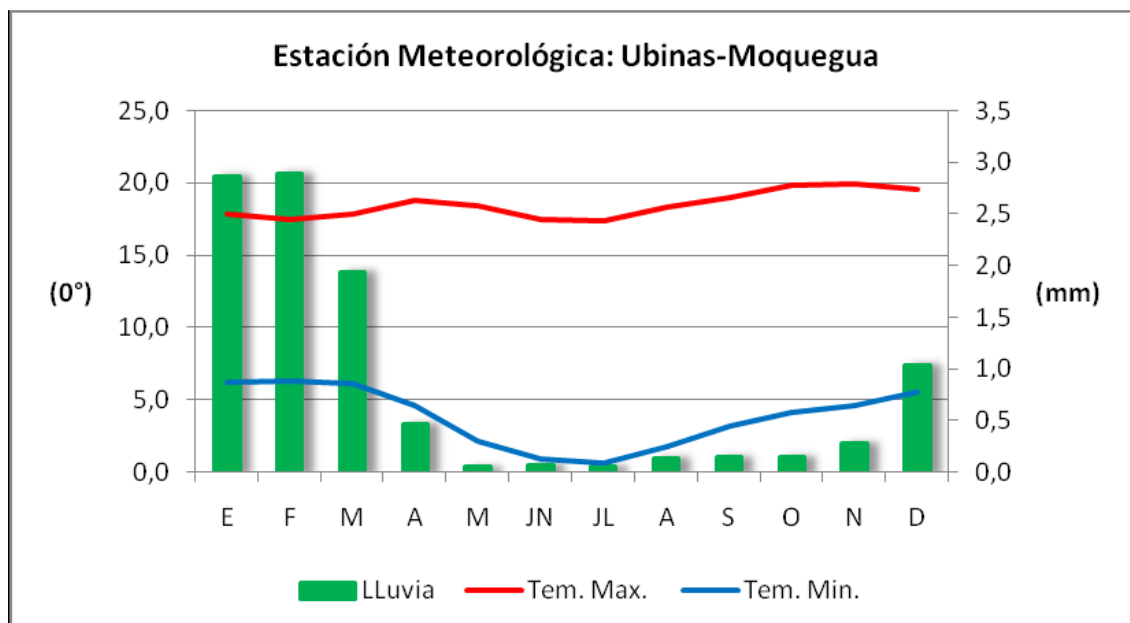


Figura 7. Condiciones termo pluviométricas del distrito de Ubinas (Agapito et al., 2014).

3.1.1. Hidrología

En cuanto a la hidrología, las características litológicas y estructurales del volcán Ubinas y de los diversos depósitos volcánicos asociados a él, dieron lugar a la formación de dos cuencas ubicadas al SE del volcán Ubinas, por cuyos cauces drenan los ríos Para y Ubinas (figura 8) que se unen en la zona del poblado de San Miguel. Posteriormente estos ríos drenan sus aguas al río Tambo del cual son tributarios. Estos dos ríos (Para y Ubinas) reciben aportes de quebradas pequeñas que durante las épocas de lluvia (diciembre a marzo) transportan mayor volumen de agua. En su conjunto pertenecen a la vertiente hidrográfica del Océano Pacífico (Rivera et al., 2008).

Los ríos Para y Ubinas se caracterizan por transportar agua durante todo el año, incrementando cada uno considerablemente su caudal hasta 12 m³/s durante la época de avenidas (diciembre - marzo) y disminuye considerablemente hasta 2 m³/s durante la época de estiaje (abril - noviembre). La alimentación de sus aguas es de origen glaciar, nieve y precipitación pluvial, las cuales al fusionarse son transportadas por percolación y por medio de escorrentía superficial hacia las partes bajas (Rivera et al., 2008).

Ocasionalmente durante los meses de diciembre a abril, los flancos Norte y NE del volcán Ubinas alimentan con sus deshielos a la pequeña laguna de Piscococha (Rivera et al., 2008).



Figura 8. Imagen satelital mostrando los ríos principales en la zona del volcán Ubinas.

3.2. Clima zona Huaynaputina

El clima en la zona varía con la altitud, de ahí que presentan condiciones térmica variables, cálida en los sectores inferiores (Coalaque, Omate, Quinistaquillas y el valle del río Tambo) y frío en las altiplanicies andinas (Palcamayo, volcán Huaynaputina) donde se observan picos con nieves permanentes.

Entre los 4000 a 5000 msnm el tipo de clima es frígido o de puna con temperaturas promedio de 6° C Los veranos son lluviosos y los inviernos secos con heladas, llegando a varios grados bajo cero durante las noches. Las temporadas más secas del año se presentan entre abril y noviembre (época de estiaje), en las cuales durante la noche se presenta un clima frígido y un viento helado; durante este periodo, la temperatura suelen rondar entre los 10 °C. Generalmente todos los meses del año suelen ser muy soleados durante el día y acompañados de vientos, haciéndose notar las estaciones frías durante la noche (<http://www.senamhi.gob.pe>).

Entre los 1800 a 3000 msnm, se encuentra los valles de Coalaque, Omate, Quinistaquillas y el río Tambo, el clima es templado y seco durante la mayor parte del año (mayo - noviembre durante los meses de diciembre a marzo es la temporada de lluvias, que consecuentemente en estos sectores se producen derrumbes y deslizamientos en los terrenos poco consolidados.

3.2.1. Hidrología

Las características litológicas y estructurales de la zona dieron lugar a la formación de varias cuencas, abarcando las zonas de Coalaque, Omate y al sur del volcán Huaynaputina. Hidrográficamente, este sector está conformado por tres ríos principales: Aguada Buena, Omate y Volcán (figura 9) todos tributarios del río Tambo. Los ríos Aguada Buena y Omate al confluir sus cauces forman el río Vagabundo que drena sus aguas al río Tambo, respecto al río Volcán sus aguas drenan directamente también al río Tambo. Estos ríos (Aguada Buena, Omate y Volcán) reciben sus aportes de quebradas pequeñas que durante las épocas de lluvias incrementan considerablemente el volumen de agua.

Los ríos Aguada Buena, Omate y Volcán se caracterizan por transportar agua durante todo el año, incrementando cada uno considerablemente su caudal durante los meses de diciembre a marzo. Estos ríos conforman los recursos hídricos tanto para consumo humano y riego que usan los poblados de Coalaque, Omate, Quinistaquillas y poblados menores que pertenecen a estas jurisdicciones. La alimentación y/o recarga de sus aguas son de origen glaciar, nieve y precipitación pluvial, las cuales al fusionarse son transportadas por percolación y por medio de escorrentía superficial hacia las partes bajas y finalmente en su conjunto desembocan al Océano Pacífico.



Figura 9. Imagen satelital mostrando los ríos principales en la zona del volcán Huaynaputina.

CAPÍTULO IV

GEOLOGÍA

Los sistemas geotérmicos se definen en base a la naturaleza del sistema geológico del que se originan (ESMAP, 2012), esto debido que los controles geológicos influyen significativamente en el emplazamiento y formación de los recursos geotérmicos. Los recursos geotérmicos pueden ser encontrados en diversos ambientes geológicos como arcos volcánicos, cuencas sedimentarias hasta regiones de rocas ígneas (Moeck, 2013).

La geología en los estudios geotérmicos representa la base para identificar la fuente de calor, rocas permeables e impermeables adecuadas para un reservorio geotérmico y estructuras que permitan la circulación de fluidos. Las unidades litoestratigráficas son importantes para el reconocimiento de formaciones hidrogeológicas, además de la influencia química de las rocas en la circulación del agua y gases geotérmicos, así como la base para el uso adecuado de geotermómetros. En el caso de una fase de explotación, nos permite tener conocimiento de potenciales problemas de incrustación o acumulación de sedimentos minerales en las tuberías de los pozos. Del mismo modo, el reconocimiento litológico ayuda a determinar la variación de resistividades en los métodos geofísicos.

En este capítulo, primero se describe el aspecto geológico y estructural regional donde se encuentran las fuentes termales asociadas a los volcanes Huaynaputina y Ubinas, luego se procede a describir la geología local con el objetivo de tener en claro las secuencias litológicas y estructuras por donde circulan las aguas termales hasta sus puntos de surgencia. Estos resultados son importantes para elaborar el modelo geológico conceptual, interpretación de la ubicación de la fuente de calor y la identificación y sugerencia de las roca reservorio y roca sello en el sistema geotérmico.

4.1. Contexto geológico regional

En el área de estudio afloran rocas metamórficas del Proterozoico, sedimentarias del Jurásico-Cretáceo y; volcanolásticas y volcánicas del Cenozoico, todas las secuencias se encuentran cortadas por diversos pulsos de rocas intrusivas desde el Cretáceo hasta el Neógeno. Las rocas volcánicas recientes se encuentran asociadas a tres estratovolcanes: Ticsani, Huaynaputina y Ubinas. Asimismo las secuencias volcánicas recientes están intercaladas y cubiertas por depósitos lacustrinos, aluviales, glaciares, fluvio-glaciares, bofedales y de deslizamiento (Figura 10).

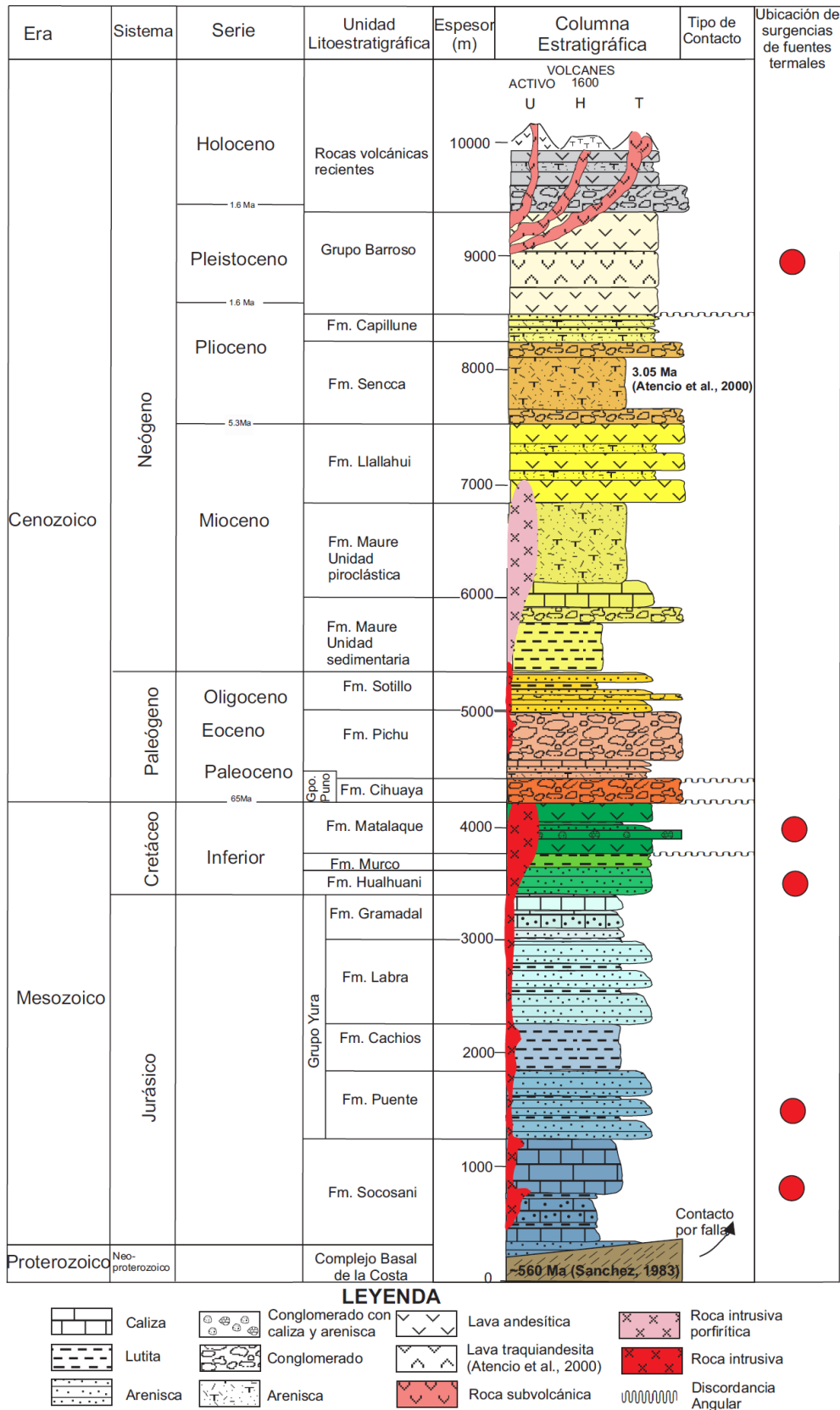


Figura 10. Columna estratigráfica generalizada para el sistema geotermal asociado entre los volcanes activos Ubinas y Huaynaputina.

4.1.1. Unidades Sedimentarias y Volcánicas

4.1.1.1. Rocas Proterozoicas

Es el basamento principal de los Andes Centrales, presenta una evolución policíclica - compleja magmática y metamórfica, (Torres, 2008), correspondiente al evento metamórfico orogénico llamado Grenvill (evento regional tectónico y metamórfico a alto grado), su evolución abarca desde el Proterozoico temprano hasta el Paleozoico (Carlotto et al., 2008), se les denomina como Macizo de Arequipa a las rocas gneis que afloran a lo largo de la Costa Sur y Cordillera Occidental del Perú (Cobbing & Pitcher, 1972).

En el área de estudio los gneis afloran al NE del centro poblado de Coalaque y Omate, en los cerros de mayor altitud con formas abruptas. Suprayacen a las unidades sedimentarias del Grupo Yura (figura 11), evidenciando la presencia de una falla que desplaza a las unidades del Proterozoico. En la prolongación de este contacto, afloran fuentes termales de Ullucan (mapa 2, anexo 1).

Las rocas son gneis monzodioríticas, en algunos casos los minerales máficos son magnéticos. Estas rocas se encuentran cortadas por rocas intrusivas de eventos magmáticos posteriores al Cenozoico.

Las dataciones radiométricas realizadas al norte de Coalaque y Omate, en las rocas metamórficas, por el método K/Ar resultaron con edades mínimas de 560 ± 12.3 Ma en hornblendas y 445.9 ± 9 MA en biotitas (Sánchez, 1983), hasta el momento las únicas evidencias geocronológicas en esta área de estudio.

La exhumación del basamento Precámbrico en la Cordillera Occidental se debe a un extenso sobreescurreamiento durante la fase orogénica, donde los gneis cabalgan sobre secuencias sedimentarias del Mesozoico (Vicente et al., 1979). Esta falla podría estar relacionada con los movimientos de la falla regional Cincha - Lluta que presenta dos etapas de movimiento: la primera (Cretáceo superior-Paleoceno) de tipo transtensional, en sistema dextral; y la segunda etapa, transpresional, de orden sinistral con componentes inversos, lo que resulta en estructuras tipo flor positiva, afectando a las secuencias del Proterozoico (Romero et al., 2002).

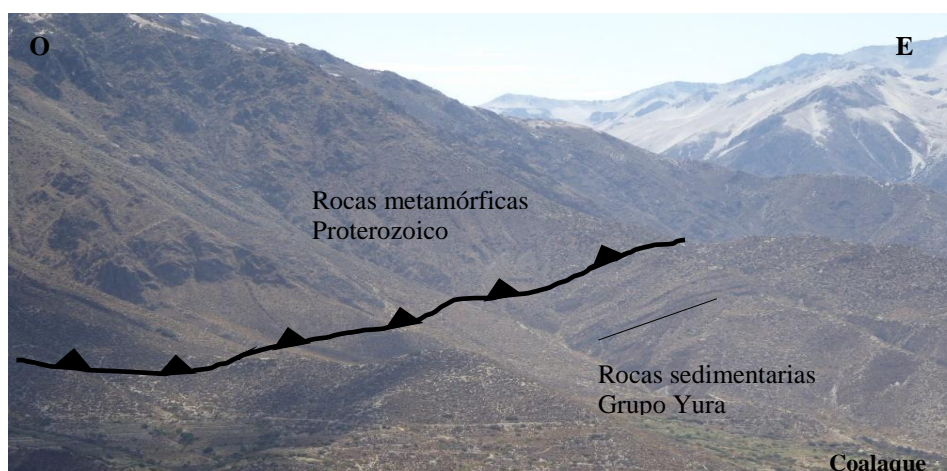


Figura 11. Fotografía oeste – este, al norte de la localidad de Coalaque, contacto entre rocas metamórficas del Proterozoico a lo largo de falla inversa sobre secuencias sedimentarias del Grupo Yura. Vista mirando al norte.

4.1.1.2. Rocas Mesozoicas

Las secuencias más antiguas corresponden a la Formación Chocolate ubicadas al SO del área de estudio, presenta intercalaciones de lavas andesíticas y brechas (Atencio & Romero, 2000), sobreyacen secuencias sedimentarias carbonatadas denominadas como Formación Socosani, las cuales afloran con espesor mayor a 1000m (Quispesivana & Zapata, 2000) en el río Tambo.

En concordancia angular se encuentran las secuencias siliciclásticas del Grupo Yura conformadas a su base por la Formación Puente que consiste de capas de areniscas de grano medio con espesores aproximados de 700m. La Formación Cachíos se caracteriza por presentar lutitas con 400m de espesor, la Formación Labra se caracteriza por presentar lutitas intercaladas con areniscas, el espesor total aproximado es de 750m, la Formación Gramadal presenta intercalaciones de lutitas, areniscas y calizas con espesores de hasta 400m (Quispesivana & Zapata, 2000). Las secuencias jurásicas se encuentran plegadas y sobreyacen concordantes a la Formación Hualhuani compuesta de areniscas con espesores de hasta 350m y la Formación Murco que presenta lutitas rojizas. Las secuencias sedimentarias del Jurásico afloran en Coalaque y Omate, al NE de la Laguna Salinas, así como a lo largo del río Tambo.

En el río Tambo se encuentra el contacto en discordancia angular entre las secuencias sedimentarias plegadas y las lavas andesíticas de la Formación Matalaque que presenta espesores entre 600 a 1500m (Quispesivana & Zapata, 2000).

Las fuentes termales afloran en las areniscas de la Formación Puente cerca del contacto con las rocas metamórficas del Precambriano en Ullucan (mapa 2, anexo 1). También se pueden encontrar surgencias a lo largo del río Tambo aflorando entre las capas de las calizas de la Formación Socosani (figura 12) y las rocas volcánicas de la Formación Matalaque. En la zona norte del área de estudio, en Baños del Cura, las fuentes termales afloran en las secuencias de areniscas de la Formación Hualhuani.

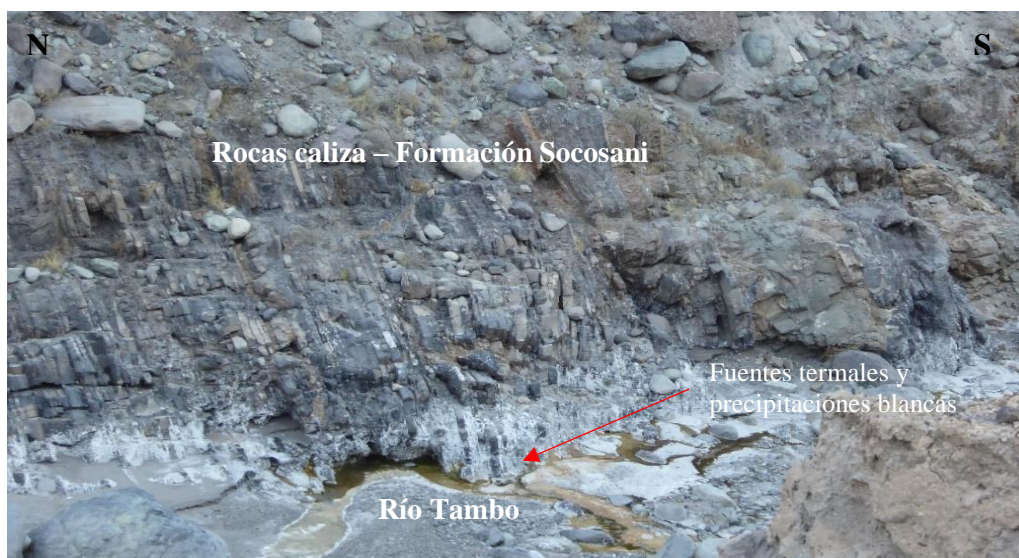


Figura 12. Vista de afloramiento de fuentes termales Reventado en rocas calizas de la Formación Socosani en el río Tambo.

4.1.1.3. Rocas Cenozoicas

Durante el Cenozoico, se depositaron secuencias volcanoclásticas y volcánicas que se incrementan en los niveles suprayacentes.

En la base se encuentra la Formación Cihuaya que corresponde al Grupo Puno, afloran como conglomerados sobre las secuencias sedimentarias del Cretáceo en discordancia angular, con espesores aproximados de 350m, al sur del volcán Ticsani y en los Baños del Cura donde afloran aguas termales. Sobreyacen intercalaciones de lavas y conglomerados denominadas como Formación Pichu, sus afloramientos presentan mayor expansión superficial entre el Ticsani y Chojata. También se encuentran al NE de la Laguna Salinas, pero en este sector predominan las secuencias limoarcillosas, los espesores pueden llegar a medir hasta 700m (Quispesivana & Zapata, 2000).

Luego se encuentran intercalaciones de areniscas rojizas y secuencias de yeso reconocidas como Formación Sotillo, se localizan al sur del área de estudio e infrayacen a tobas riolíticas a riodacíticas blancas de la Formación Huaylillas.

Posteriormente se depositan las secuencias de la Formación Maure donde se identifican dos unidades: la inferior, donde predominan las secuencias volcanoclásticas y la superior, que se encuentra conformado en su totalidad por unidades piroclásticas, sus afloramientos se extienden desde el norte del volcán Ticsani, hasta Baños del Cura y la zona norte de la Laguna Salinas, presenta espesores potentes que pueden llegar hasta 1500m (Quispesivana & Zapata, 2000).

Las secuencias posteriores consisten en intercalaciones de lavas y tobas denominadas como Formación Llallahui, se encuentran en las partes altas de los cerros entre Baños del Cura, Chojata hasta Ullucán, los espesores pueden llegar hasta 800m (mapa 2, anexo 1).

En discordancia angular sobre las rocas sedimentarias del Jurásico afloran tobas denominadas como Formación Sencca, estos afloramientos se ubican localmente en la zona SE del área de estudio, estas secuencias presentan una edad de 3.05 Ma (Atencio & Romero, 2000). Al norte de la Laguna Salinas se ubican secuencias de tobas retrabajadas denominadas como Formación Capillune.

Sobreyacen en discordancia angular, eventos de lavas andesíticas y traquiandesíticas (Atencio & Romero, 2000), estas se ubican en mayor cantidad en la zona NO del área de estudio a los alrededores de la Laguna Salinas, la edad mínima registrada es de 2.8 ± 0.1 Ma (Olade, 1980). Según De la Cruz & Herrera (2000), estos eventos de lavas provienen de centros volcánicos cercanos erosionados, se les reconoce como Grupo Barroso en el cuadrángulo de Characato.

En la actualidad, la región Moquegua presenta tres volcanes activos de sur a norte: Ticsani, Huaynaputina y Ubinas.

El volcán Ticsani, presenta 2 fases de actividad y una estructura formada a partir del emplazamiento de 3 domos andesíticos - dacíticos alineados (Lavallée et al., 2009).

El Huaynaputina es un volcán monogenético emplazado en un volcán compuesto o estratovolcán, según los estudios petrográficos y geoquímicos revelan la estabilidad de magmas a profundidades entre 4-6km y un reservorio profundo a 20km (Lavallée et al., 2009), la caldera se localiza al oeste

del río Tambo. Tuvo su última erupción en el año 1600 de tipo pliniana debido a interacciones hidromagmáticas (Thouret et al., 1999).

El volcán Ubinas es un estratovolcán con dos periodos de erupción que abarca desde 376Ka a la actualidad y su actividad puede llegar a ser de tipo subpliniana en magnitud (Lavallée et al., 2009). Los estudios determinan que presenta una cámara magmática profunda entre 16 a 20km pero con asimilaciones someras de reservorios entre 4 a 7km (Rivera et al., 2014). Debajo del volcán a una profundidad entre 1 a 3km se encuentra un sistema hidrotermal de 10km de expansión el cual interactúa con el ascenso magmático originando las explosiones (Gonzales et al., 2014).

Estos tres volcanes se encuentran a lo largo de un eje oblicuo, detrás del arco volcánico principal del sur del Perú, interconectados por una falla NO-SE que se prolonga a lo largo del río Tambo. (Lavallée et al., 2009).

Los depósitos volcánicos se intercalan con depósitos glaciares y lahares. Otros depósitos recientes son los depósitos aluviales, bofedales, glaciares, fluviales, lacustres y depósitos químicos de fuentes termales, los cuales se ubican en las laderas de cerros o sobre superficies planas.

La surgencia de las fuentes termales se ubica en los depósitos recientes como depósitos fluviales y glaciares tales son los casos en Palcamayo y Lojen, también en depósitos de flujo de barro como es el caso de Ubinas. En Chojata, las fuentes termales afloran en las secuencias de rocas con alteración hidrotermal del Grupo Maure.

4.1.2. Unidades Intrusivas y Subvolcánicas

Dentro del área de estudio existen 3 unidades intrusivas importantes: Superunidad Yarabamba, intrusivos no asignados al Batolito de la Costa y rocas intrusivas porfíricas.

La Superunidad Yarabamba se encuentra intruyendo a las secuencias sedimentarias al sur de Coalaque, las rocas son de tipo diorita y granodiorita, las edades corresponden entre 60 y 84 Ma (Martinez & Cervantes, 2003). Los diques y sill andesítico que afloran a lo largo del río Tambo, cortando las secuencias de calizas de la Formación Socosani presentan edad de 90 Ma. Entre sus estratos tienen ocurrencia las fuentes termales tal son los casos de Reventado y Agua Blanca.

La unidad intrusiva no asignada al Batolito de la Costa, es de tipo monzodiorita con cuarzo de más de 15km de longitud NO-SE (Martinez & Cervantes, 2003), se ubica al norte del volcán Ticsani y al este del volcán Huaynaputina.

Otras unidades intrusivas tipo diorita, tonalita y granodiorita, se encuentran cortando al Complejo Basal de la Costa, en las zonas de baños termales de Ullucán y norte de Omate; el emplazamiento de las rocas intrusivas originó los sistemas de fallas y fracturas, facilitando la permeabilidad dentro del área.

En Ubinas afloran rocas intrusivas pórfido andesítico y microdiorítico, además de granodioritas cortando a los volcánicos de la Formación Llallahuí y Maure generando halos de alteración hidrotermal. Entre estos contactos se ubican las surgencias de las fuentes termales de Lucco.

Existen otras unidades intrusivas pórfido dacíticas ubicadas en el río Tambo al oeste de Quinistaquillas se encuentran cortando las rocas volcánicas de la Formación Matalaque (mapa 2, anexo 1).

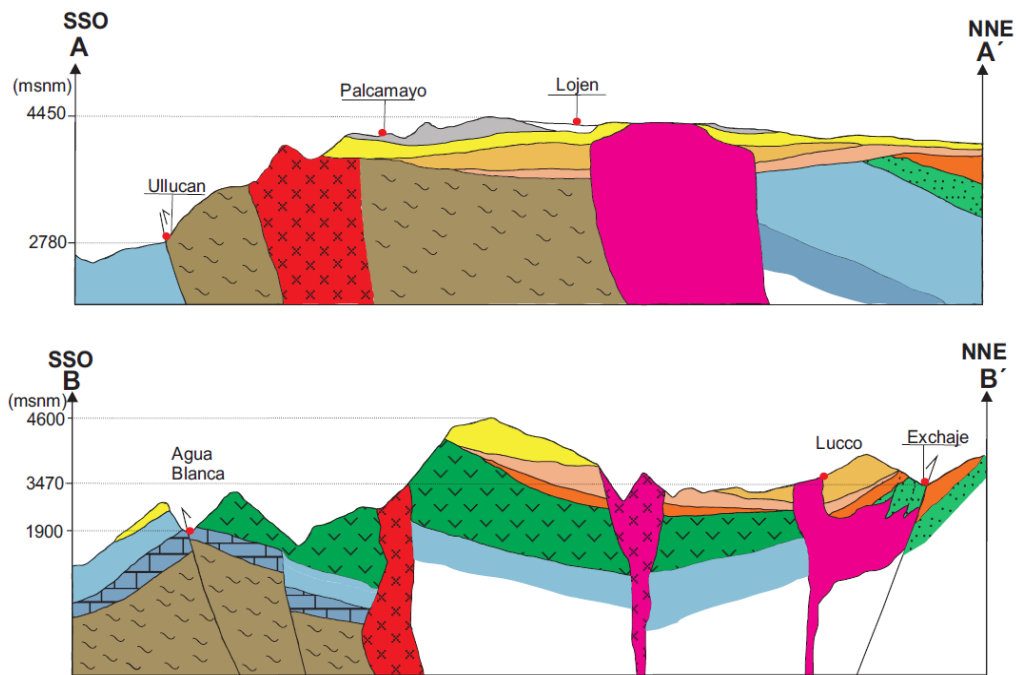
Respecto a los afloramientos subvolcánicos, al sur de las fuentes termales de Palcamayo se encuentran diques andesíticos con rumbo E-O y NE-SO los cuales cortan las lavas andesíticas del Grupo Barroso.

4.1.3. Perfiles geológicos

Se presentan dos perfiles geológicos esquemáticos del área de estudio (figura 13), ambos cortes con dirección SSO-NNE. En estos perfiles se puede apreciar que las fuentes termales se encuentran ubicadas entre las fallas inversas Coalaque y Exchaje, entre estas fallas los bloques se encuentran fallados y emplazados por rocas intrusivas en algunos casos afloran por fallamiento.

En el caso del perfil A-A', las rocas intrusivas se encuentran cortando los gneis y no las secuencias volcánicas tal es el caso de Palcamayo, sin embargo existen otras rocas intrusivas pertenecientes a otros eventos magmáticos que sí cortan a las rocas volcánicas tal es el caso de la Formación Llallahui en Lojen.

En el segundo caso del perfil B-B', las rocas intrusivas se encuentran cortando las secuencias sedimentarias del Jurásico (Grupo Yura), e incluso aprovechan las fallas para cortar las secuencias de las rocas volcánicas de la Formación Matalaque, en el sector NE se aprecia que las rocas intrusivas cortan las secuencias volcánicas tales como Grupo Maure. Estas zonas de debilidad generadas por el emplazamiento de rocas intrusivas son aprovechadas por las fuentes termales para aflorar en superficie.



LEYENDA

Era	Sistema	Serie	Unidades Litoestratigráficas	Rocas Intrusivas
CENOZOICO	NEÓGENO	Holoceno	Depósitos no consolidados	<p>■ Pórfido Andesítico</p> <p>■ Intrusivo Granodiorita</p> <p>■ Intrusivo Monzonita Cuarcífera</p>
		Pleistoceno	Grupo Barroso	
		Mioceno	Formación Llallahui	
	PALEÓGENO	Oligoceno	Grupo Maure	
		Paleoceno	Formación Pichu	
MESOZOICO	CRETÁCEO	Inferior	Formación Matalaque	
			Formación Hualhuani	
	JURÁSICO	Grupo Yura		
PROTEROZOICO	NEO PROTEROZOICO		Formación Socosani	
			Complejo Basal de la Costa	

Figura 13. Sección geológica A-A' entre Ullucan y Lojen. Sección geológica B-B' entre Agua Blanca y Exchaje. Sección geológica esquemática (escala gráfica).

Las surgencias termales afloran luego de circular por rocas y depositar precipitaciones calcáreas silíceas en superficie, en el presente texto se describirá la geología alrededor de las fuentes termales.

4.1.4. Sistemas Estructurales Principales

En esta sección se describirán las fallas regionales comprobadas por diversos estudios como los de la Carta Geológica Nacional (INGEMMET) y otros estudios como los realizados por Lavallée et al. (2009). Los nombres se les asignará en base al centro poblado más cercano dentro del área de estudio.

4.1.4.1. Falla Coalaque

Falla inversa ONO-ESE con 25km de extensión, ubicada al norte de Coalaque (mapa 3, anexo 1). La falla limita las rocas gneis y forma parte de un bloque antiguo alargado de rumbo andino alineados con los gneis de Mollebaya, Charcani y Lluta (Sanchez, 1983).

Esta falla se extiende desde Ullucán, ubicación de las fuentes termales, hasta el sur del volcán Huaynaputina, pone en contacto a las rocas gneis sobre las secuencias sedimentarias del Grupo Yura (Figura 11). Del mismo modo, estas fallas desplazan al Grupo Yura, Formación Hualhuani y Matalaque, el buzamiento es al NO.

Este sistema de fallas, evidencia su actividad probable a partir del Neoproterozoico hasta el Cretáceo inferior. Son fallas profundas lo que facilita la migración de fluidos en la zona del Huaynaputina.

4.1.4.2. Falla Omate y Tambo

Ubicadas al sur de la zona de estudio, presentan orientación NNO-SSE. En el caso de la falla Omate, se encuentra al sur de Ullucán (mapa 3, anexo 1), las unidades sedimentarias del Grupo Yura y las Formaciones Hualhuani y Matalaque presentan movimientos de rumbo sinistral, el buzamiento del plano de falla es al oeste (Quispesivana & Zapata, 2000)

En el caso de la falla Tambo, genera desplazamiento de las unidades litológicas antes mencionadas con desplazamiento tipo sinistral normal con vergencia al este.

4.1.4.3. Falla Exchaje

Falla inversa con rumbo NO-SE, el plano de buzamiento es hacia el SO, cerca de esta falla se encuentran las fuentes termales de Asnapuquio, Exchaje y Baños del Cura (mapa 3, anexo 1). La falla Exchaje se encuentra al norte de la localidad de Exchaje. Es una falla actualmente inactiva, delimita el contacto entre las areniscas de la Formación Hualhuani y las lutitas rojas de la Formación Murco, originando la duplicación de las unidades sedimentarias del Cretáceo, actualmente se encuentra cubierta por rocas volcánicas y volcanoclásticas del Cenozoico (mapa 2, anexo 1).

4.1.4.4. Fallas Matalaque

Son fallas normales de rumbo N-S, localizadas en las zonas laterales del río Tambo, activadas por fallas sinistral de rumbo NE-SO formando así una zona de graben antes de finalizar el Plioceno (Lavallée et al., 2009). El río Tambo se formó en un régimen extensivo E-O para esa época.

4.1.4.5. Fallas de rumbo

Fallas con movimiento sinistral de rumbo NO-SE (anexo 2), según Lavallée et al. (2009) originan el dislocamiento del graben del río Tambo en 5km y rotación del bloque en 25°, junto a las fallas N-S, en sus intersecciones genera las condiciones para el emplazamiento de los volcanes Ubinas, Huaynaputina y Ticsani.

Según los controles estructurales realizados en la presente campaña de campo, se ubicaron movimientos cinemáticos sinestrales (mapa 3, anexo 1) en las unidades volcánicas de la Formación Llallahui, corroborando la presencia de esta falla.

4.1.5. Sistema de Lineamientos

Utilizando el método de filtros direccionales desarrollado por la Unidad de Laboratorios de Teledetección de INGEMMET, se reconocieron 3 familias de sistemas de lineamientos principales:

4.1.5.1. Lineamientos E-O

Es un sistema de lineamientos de trazo prolongado, ubicadas entre Ullucan - Volcán Huaynaputina y entre Salinas - Ubinas. Estos sistemas predominan en zonas con rocas volcánicas de la Formación Matalaque y rocas volcánicas del Cenozoico, tales como Grupo Barroso y rocas intrusivas. El análisis de los lineamientos en las imágenes satelitales se realizó por medio del análisis geométrico donde se interpretaron la existencia de fallas de rumbo. En Ullucan las rocas gneis e intrusivas presentan sistema de diaclasas E-O y en el caso de Palcamayo, los diques andesíticos que cortan las secuencias volcánicas del Grupo Barroso mantienen una orientación E-O (mapa 3, anexo 1).

4.1.5.2. Lineamientos NO-SE

Esta familia de lineamientos presenta trazos discontinuos, se encuentran en las rocas volcánicas del Cenozoico, en Palcamayo se alinea controlando las zonas de alteración hidrotermal (mapa 2, anexo 1). Estos lineamientos presentan rumbo paralelo a la falla Coalaque y del mismo modo los bandeamientos en las rocas gneis (mapa 2, anexo 1).

4.1.5.3. Lineamientos N-S y NE-SO

Este conjunto de lineamientos varía sus ángulos presentando direcciones entre NNO-SSE a N-S, la mayor densidad de trazos se encuentran entre el volcán Huaynaputina y Ubinas, se localizan en las rocas volcánicas del Cretáceo de la Formación Matalaque y del Cenozoico Formación Llallahui y Grupo Barroso.

Las fallas N-S descritas por Lavallée et al. (2009) forman parte de un evento anterior a las fallas de rumbo sinistral, evidencia de este tipo de fallas se encuentran en las rocas volcánicas de la Formación Llallahui. Aplicando los modelos de cinemática de movimiento (Sylvester, 1988; Torres et al., 2014), las fallas sinestrales corresponden al último evento cinemático ocurrido en la zona de estudio, se tiene en cuenta que la familia de lineamientos E-O, representan zonas extensionales debido a la presencia de emplazamiento de diques y sistemas de fractura, el eje de menor esfuerzo estimado sería N-S aproximadamente (figura 14).

Esta zona estaría representada por un sistema transtensivo local tal como ocurre en otros sectores de la Cordillera Occidental del Sur del Perú (Torres et al., 2014).

En este caso los lineamientos E-O forman parte de estructuras extensionales, estos facilitan la migración de fluidos y resulta favorable para la surgencia de aguas termales como ocurre en Ullucan, Palcamayo y Lojen (figura 14).

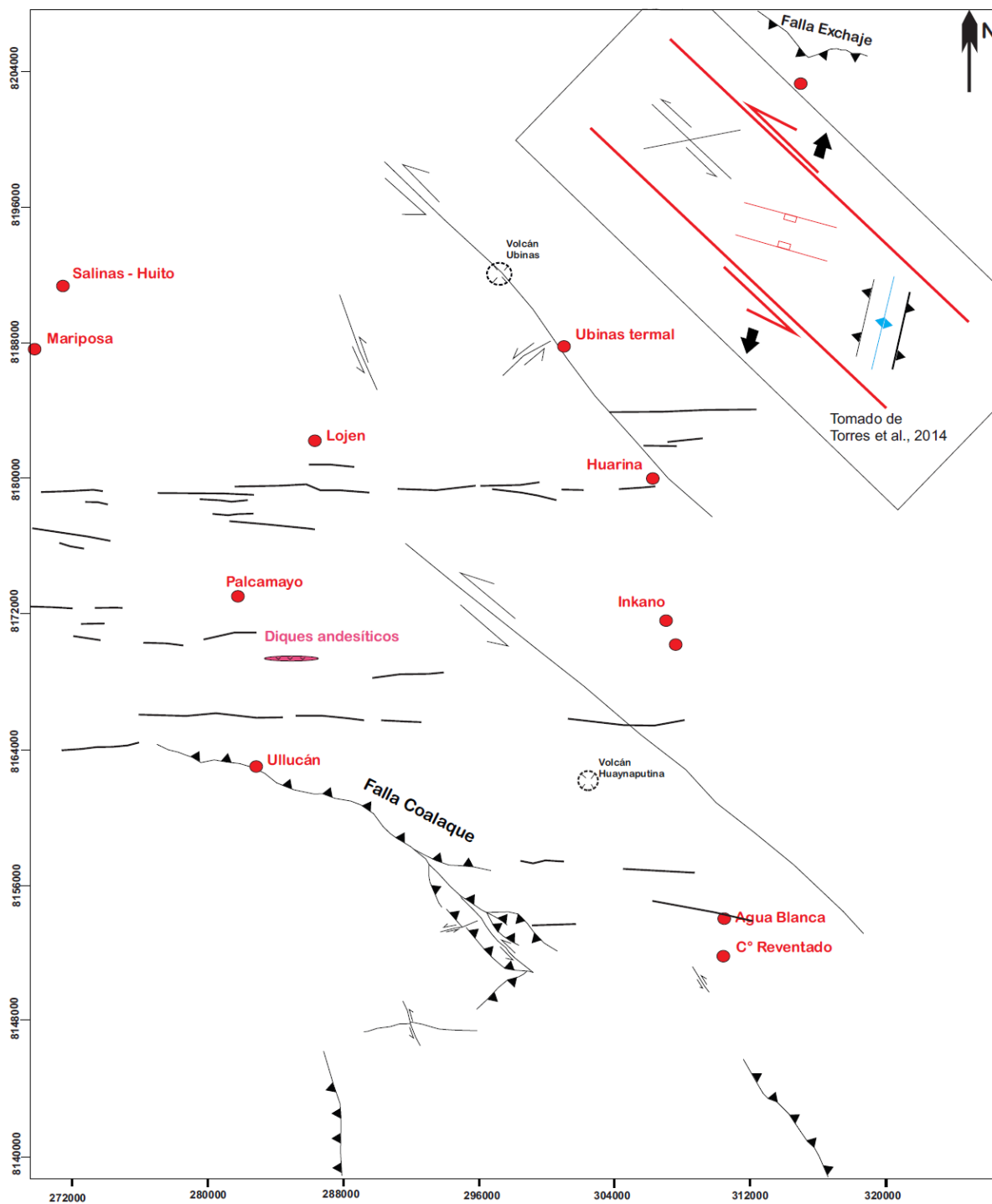


Figura 14. Mapa estructural de la zona de estudios con la ubicación de fuentes termales (puntos rojos) y volcanes activos, las fallas se comparan a los modelos presentados en otros sectores de la Cordillera Occidental (Torres et al., 2014).

4.1.6. Mapa de anomalía de temperatura

El mapa de anomalía de temperatura (mapa 3, anexo 1) fue procesada por la Unidad de Laboratorios de INGEMMET, para el procesamiento se ha utilizado dos imágenes Aster con fecha y hora: 17/11/2015 a las 14:47 (UTM) y 29/07/2001 a las 15:13 (UTM) respectivamente, se utilizaron las bandas de temperatura donde se logró determinar la temperatura o radiancia en la

superficie del área de estudio, se realizó el enmascarando de las zonas que podrían distorsionar estos resultados tales como vegetación, bofedales y lagunas.

Los resultados obtenidos, señalan que las altas temperaturas de radiancia (mapa 3, anexo 1), se encuentran concentradas a los alrededores del volcán Huaynaputina y al NE del volcán Ubinas, en ambos casos el rango de temperatura varía entre 42° a 56°C.

4.2. Geología de zonas donde se localizan fuentes termales

Las fuentes termales antes de llegar a su ubicación actual de surgencia, transitan por diversas unidades litológicas como rocas gneis, sedimentarias, volcánicas e intrusivas, el flujo de calor se transmite por medio de fallas por donde también circulan aguas subterráneas. Las aguas termales almacenan información acerca de la litología y condiciones estructurales antes mencionadas, en superficie dejan precipitaciones de sinter los cuales con el tiempo pueden litificarse en forma de capas.

La litología, estructuras y en algunos casos precipitados de sinter serán descritos en los sectores de Ullucan, Palcamayo, Lojen-Salinas, Agua Blanca – Cerro Reventado, Huarina-Candagua, Ubinas y Lucco-Exchaje.

4.2.1. Zona de Ullucan

En la zona termal de Ullucan afloran 4 fuentes termales ubicadas cerca del contacto entre las rocas sedimentarias del Jurásico y metamórficas del Precámbrico, cortadas por rocas intrusivas (mapa 4, anexo 1). En el contacto la roca se encuentra en avanzada alteración hidrotermal, presenta intrusiones de diques andesíticos, secuencias de arenisca blanca silicificada y fallas normales. Todas estas secuencias son cubiertas en discordancia angular por rocas volcánicas del Cenozoico.

Litología: En este sector, se identificaron los siguientes tipos de rocas metamórficas de facies gneis metamonzodioritas, metamonzogranitos y metagranodioritas, estas dos últimas se agruparon durante el cartografiado geológico (mapa 4, anexo 1), todas estas rocas pertenecen al Complejo Basal de la Costa y son cortadas por rocas intrusivas tipo granodiorita, monzodiorita, tonalita y pórfido diorita.

Las rocas gneis que afloran al norte de Coalaque, se encuentran conformadas por bandas claras de cuarzo y feldespatos, se identificaron bandas oscuras de biotita y magnetita. Los feldespatos presentan alteración a sericita, arcillas y epidota; la biotita, se altera a cloritas y epidota. Al norte de Ullucan, el protolito de la roca gneis es metamonzodiorita y el contenido de cuarzo es variable (mapa 4, anexo 1).

Las rocas gneis metamonzodioritas se encuentran cortadas en procesos de mezcla magmática (figura 15) por rocas metamórficas metamonzogranitos y metagranodioritas, algunos afloramientos presentan mayor foliación que otros, también se encuentran venillas de feldespatos potásicos, la textura es granoblástica conformada por feldespatos potásicos, cuarzo, plagioclasas y ferromagnesianos. Se encontraron diques afaníticos color negro que cortan las rocas metamórficas, los diques andesíticos están constituidos por agregados de magnetita y piritita, incluyen pequeñas trazas de molibdeno con inclusiones de magnetita identificadas al microscopio.



Figura 15. Afloramientos de rocas metamórficas en Ullucan (A) Roca gneis presenta bandeamiento (B) Roca gneis en proceso de mezcla metamonzogranito y metamonzodiorita.

Las rocas metamórficas son cortadas por rocas intrusivas de edad mucho más reciente probablemente del Cenozoico y podría relacionarse con las rocas monzodioritas cuarcíferas ubicadas al este del volcán Huaynaputina. En el sector de Ullucán, las rocas intrusivas identificadas de sur a norte varían entre granodiorita, monzodiorita, tonalita y porfidodiorita.

Las granodioritas contienen venillas de magnetita y las rocas monzodioritas se encuentran cortadas por diques andesíticos, estos presentan agregados de pirita e inclusiones de calcopirita, pirrotita y covelita, diseminadas y en venillas.

Los puntos de surgencia entre las fuentes termales de Ullucan se encuentran a 260m de cada una. En este trayecto las rocas presentan alteración hidrotermal propilítica. Por una parte las rocas metamórficas se encuentran diaclasadas, son de color verde con textura afanítica, presenta diseminación de pirita en su matriz y presencia de ferromagnesianos.

Por otro lado, las rocas arenisca silicificada presentan pseudocapas con buzamiento 60° al NE, los granos son angulosos finos conformados por cuarzo reconocidas como Formación Puente del Grupo Yura, en el microscopio se identifica la matriz silicificada, las venillas de anfíboles, cuarzo secundario, epidota y cloritas.

Estas dos unidades litológicas se encuentran en contacto y en su transición se encuentra la zona de alteración hidrotermal (figura 16), en este sector se identifican diques andesíticos de hasta un metro de espesor, color gris verdoso de textura afanítica. Los diques andesíticos se encuentran alterados por actinolita, epidota, cloritas, óxidos de hierro y cuarzo. La actinolita se encuentra como relleno de venillas asociados a minerales opacos y epidota.



Figura 16. Río Aguada Blanca vista sur – norte, vista de rocas metamórficas con diaclasas y afectadas por alteración hidrotermal argílica.

Estructuras: El bandeamiento de las rocas metamonzodioritas presenta rumbo E-O y el buzamiento es hacia el norte, sin embargo, 2km aguas arriba, el buzamiento varía hacia el sur.

En las rocas metamonzodioritas se identificaron vetillas escalonadas, las cuales son comunes en las zonas de cizalla, se forman a 45° del trazo del plano de falla (figura 17). Una vez que el mineral rellena la fractura pueden ser plegadas y rotadas, con lo cual adquieren una geometría sigmoideal (Tolson, 2009).

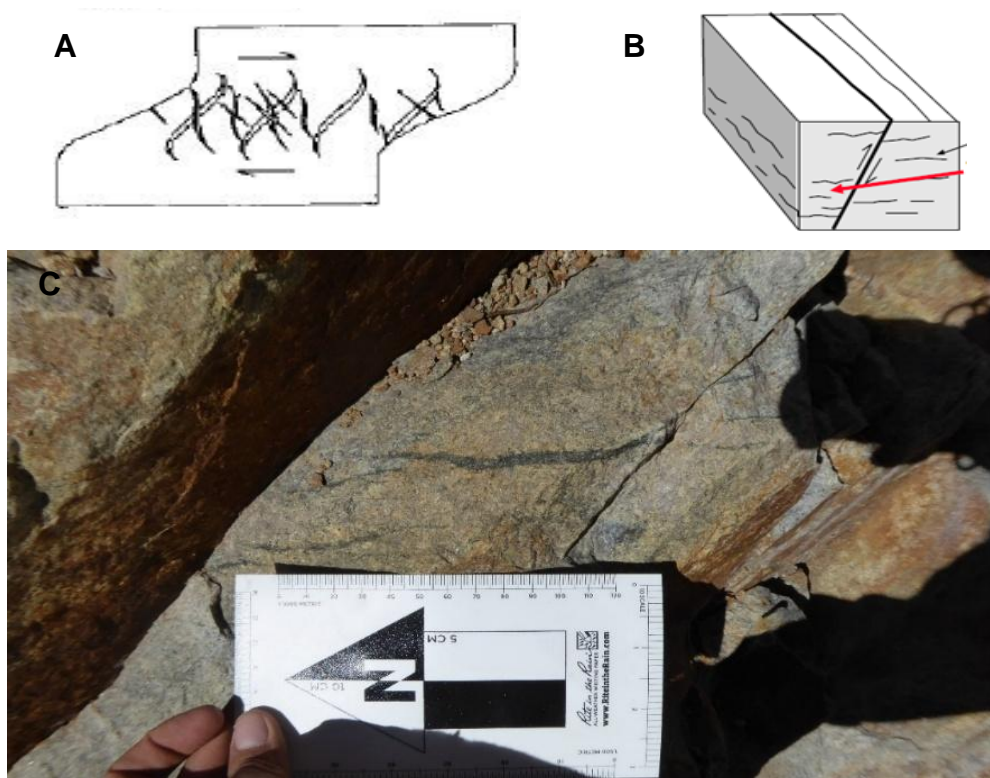


Figura 17. (A) Vetillas escalonadas y su relación con los bordes de la zona de cizalla (Gráfico de Durney & Ramsay, 1973). (B) Relaciones entre fallas y venillas, falla inversa (Gráfico tomado de Miller & Shankar, 2011). (C) Vetillas negras magnéticas con geometría sigmoideal.

Las vetillas encontradas son de color negro presentan magnetismo, el rumbo y buzamiento es $N85^\circ/60^\circ S$, también se encontraron vetillas de pirita con la siguiente orientación $N60^\circ/90^\circ N$. Estas forman parte de la evidencia de la cercanía de una falla inversa.

Los planos de las zonas de cizalla en la roca metamonzodiorita presentan rumbo y buzamiento $N110^\circ/64^\circ N$, se encontraron fracturas oblicuas a la principal, indicando movimientos de falla tipo normal (figura 18A), en los bordes de los planos se encontraron minerales de magnetita y pirita (figura 18B).

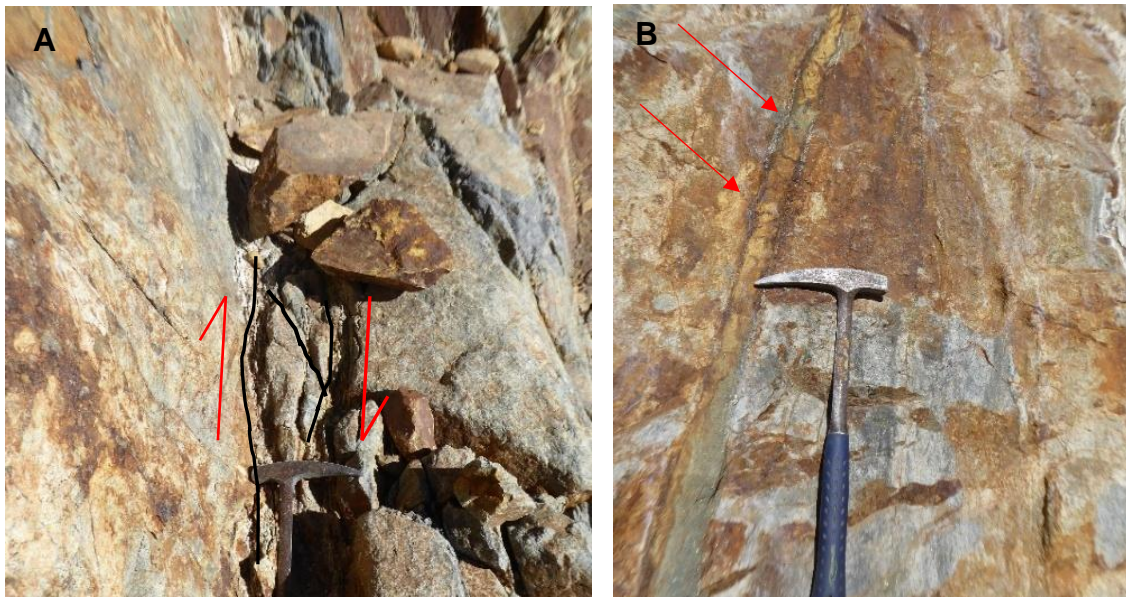


Figura 18. (A) Zona de cizalla falla, evidencia de movimiento (B) Emplazamiento en vetillas de pirita.

En los afloramientos de roca en la carretera Palcamayo – Ullucan, se encuentran fallas normales con rumbo y buzamiento $286^{\circ}/51^{\circ}\text{S}$, entre estos planos se forman fracturas oblicuas con buzamiento al sur. Las vetillas de piritas encontradas presentan rumbo aproximado E-O.

Al norte de Ullucan, las rocas intrusivas monzodioritas presentan estructuras alineadas $\text{N}110^{\circ}$, la litología se encuentra conformada por conglomerados y brechas homogéneas, los fragmentos son de color blanco, al microscopio se les identificaron como cuarzoarenita en una matriz de arcilla.

Depósitos de Sinter: En la carretera trocha carrozable Palcamayo – Ullucan, afloran secuencias tabulares de precipitaciones color blanco, con espesor de 1m, presenta una base de 20m (figura 19A), Las capas buzán al NE. La roca presenta bandas ondulantes oblicuas, color blanco (figura 19B), preservan oquedades en su textura, algunas se encuentran tapizadas con cristales de carbonato. La dureza y densidad es baja, sin embargo la porosidad es alta.

Estas precipitaciones calcáreas son evidencia de fuentes termales actualmente extintas, sin embargo mediante el estudio de sus texturas se puede reconocer la actividad geotermal que se desarrolló anteriormente, en este afloramiento aún se encuentran surgencias inmóviles de agua tibia (figura 19C).

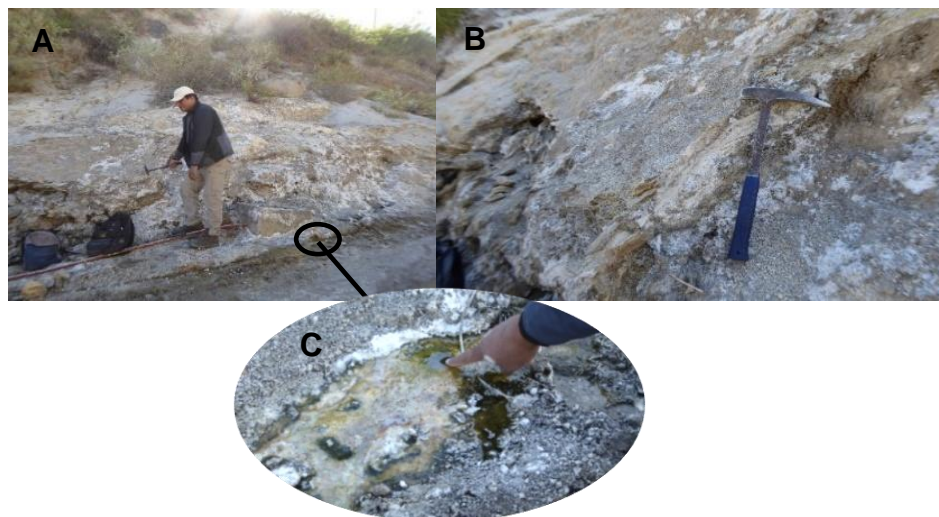


Figura 19. Fotografías de afloramiento de sinter calcáreo (A), vista de las texturas bandeadas que presentan como característica (B) y surgencia de agua tibia (C).

De acuerdo al estudio microscópico (Dirección de Laboratorios - INGEMMET), los componentes alógenicos o detríticos encontrados son granos de plagioclasa, anfíboles, cuarzo y biotita los cuales presentan esfericidad baja, del mismo modo, se encuentran bioclastos los cuales presentan formas alargadas con estructuras internas de sucesión de cavidades separados por paredes o tabiques. Los componentes autógenos se encuentran conformados en su mayoría por Carbonatos denominados I, los cuales comprenden sucesión de bandas (figura 20A):

- Entre ellos se identificaron los agregados micríticos, de grano muy fino a criptocristalinos, estos se encuentran en lentes y sirven de sustrato para las siguientes bandas (figura 20B); las bandas de textura pseudotabular muestran bandas con laminaciones convexas (figura 20C), estos se forman en la interfaz agua – aire (Nicolau et al., 2014); las bandas de carbonatos I con abundantes bioclastos, suelen tener espesores pequeños o no presentarse; también se identificaron microfábricas de estromatolitos coniformes los cuales son agregados vermiculares de carbonatos I, pueden ser encontrados en canales y terrazas (Cady & Farmer, 1996); las bandas de carbonatos I en agregados botroidales que presentan poca o ninguna ocurrencia de bioclastos; bandas de agregados vermiculares con poca presencia de bioclastos y por último, bandas de agregados micríticos con abundantes bioclastos alargados y presencia de granos detríticos (figura 20F).

Existen otros componentes secundarios Carbonatos II los cuales reemplazan al carbonato I, en algunos casos pueden llegar a tapizar las oquedades de la muestra de precipitado de sinter calcáreo.

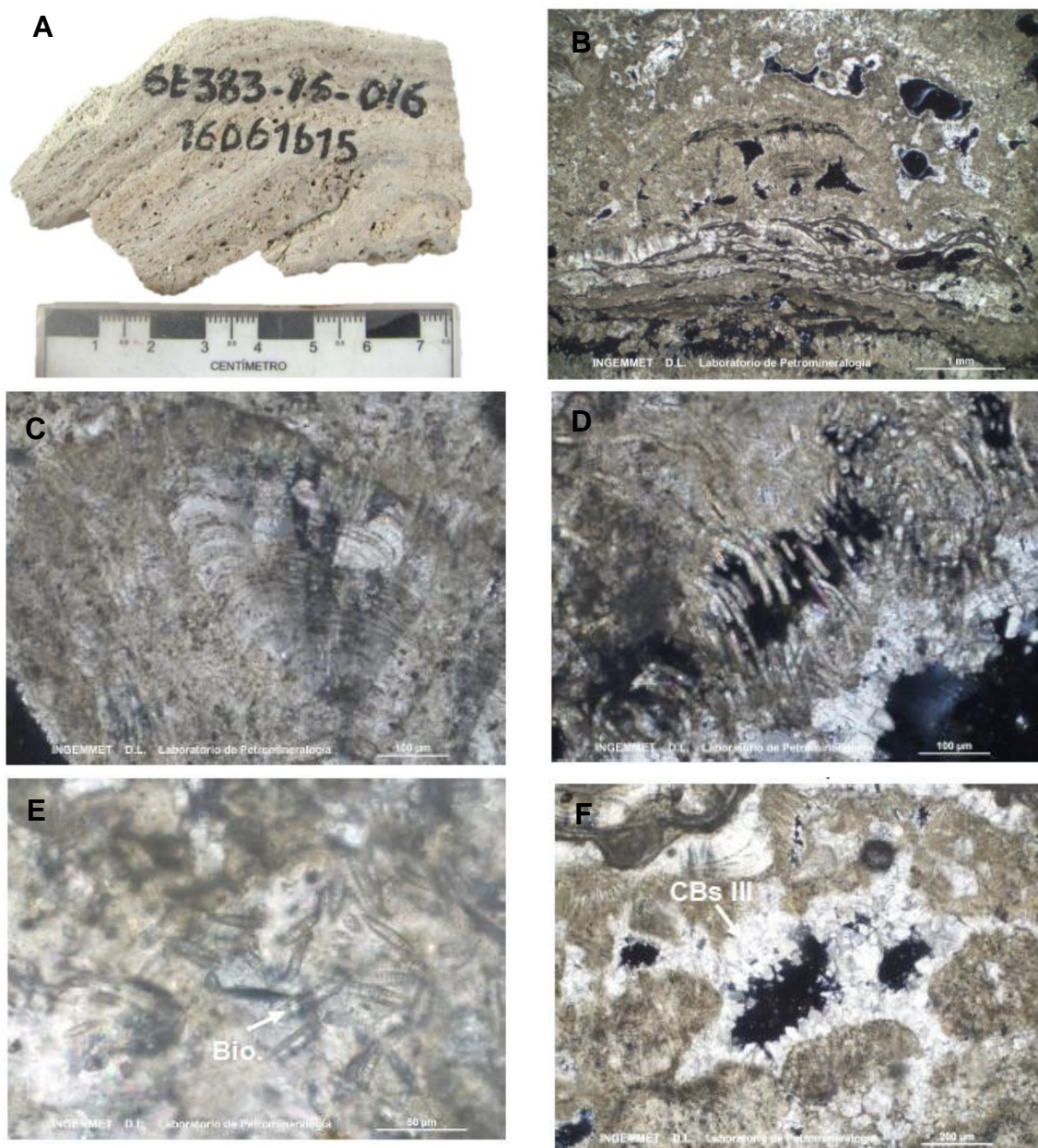


Figura 20. Muestra de precipitado de sinter calcáreo y fotomicrografías de diversas texturas encontradas en el microscopio (A) Muestra de mano conformada por bandas de carbonato. (B) Bandas de carbonatos I, formando laminaciones que se tornan convexas. (C) Laminaciones convexas, mostrando probable textura de geyserita. (D) Agregados vermiculares de carbonatos I (E) formación de microcolonias, Bioclastos (Bio.) incluidos en carbonatos I (F) Carbonatos secundarios, microcristales en las paredes de los poros de las muestras. (INGEMMET- Laboratorio de Petromineralogía).

Las texturas encontradas evidencian los diversos episodios geotérmicos ocurridos pero que actualmente se encuentran extintos en este lugar, la presencia de microorganismos demuestra la existencia de antiguas acumulaciones de terrazas. En los análisis microscópicos resalta la presencia de geyserita, la cual indicaría la actividad geotérmica relacionada a la presencia de agua y gas en cortos periodos.

Los estudios de las rocas de precipitados de sinter en el análisis de Rayos X (Laboratorio de INGEMMET), corroboran que las muestras presentan en su totalidad la presencia de calcita, también la existencia de otros componentes secundarios en mínima cantidad como la halita,

cuarzo, albita y yeso. Este resultado indica la existencia predominante de carbonatos, por lo cual se reafirma el término sinter calcáreo (figura 21).

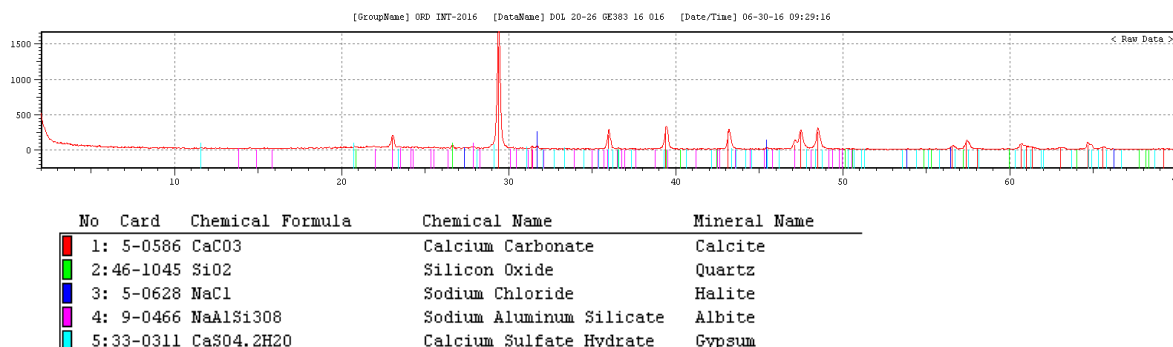


Figura 21. Resultado de Rayos X, concentraciones altas de carbonatos de calcio.

4.2.2. Zona de Palcamayo

Las polisurgencias termales de Palcamayo, se ubican al NE del centro poblado de Palcamayo, las fuentes termales afloran en el río Aguada Buena a 4000msnm de altitud, las rocas circundantes son depósitos volcánicos de la Formación Lllallhui que se encuentran afectados por alteración hidrotermal argílica y el Grupo Barroso que se encuentra cortado por diques andesíticos con orientación E-O. Las fuentes termales se ubican al este del Proyecto minero Colquemayo.

Litología: En este sector las fuentes termales afloran en el cauce del río Aguada Buena, los depósitos son fluviales y presentan clastos heterogéneos. A los alrededores afloran lavas andesíticas con textura porfírica intercalado con brechas homogéneas compuestas de lavas, estas unidades son reconocidas como el Grupo Barroso.

En el sector de Palcamayo se identifican dos unidades volcánicas principales (figura 22): la basal, se caracteriza por presentar lavas andesíticas, brechas homogéneas compuestas con la roca anteriormente mencionada y secuencias volcanoclástica color blanco, todas estas rocas presentan un alto grado de alteración argílica y oxidación.

Cubren en discordancia angular secuencias de lavas andesíticas color gris oscuro y brechas homogéneas con la misma composición anterior, estas secuencias se encuentran cortadas por diques andesíticos porfíricos en dirección E-O y NE-SO. Estas secuencias volcánicas no presentan alteración hidrotermal.



Figura 22. Vista al cerro Corinto, a la base zona de alteración hidrotermal cubierta por lavas andesíticas posteriores (Unidad sin alteración hidrotermal).

Estructuras: Los afloramientos de rocas volcánicas no registran estrías de fallas encontradas durante la campaña de campo, sin embargo las rocas presentan intensa fracturación con rumbo N120° (figura 23). En otros aspectos, se encontraron prolongación de lineamientos de rumbo N110° que se correlacionan con la presencia de alteración hidrotermal (mapa 2, anexo 1).



Figura 23. Afloramiento tabular blanco, intercalaciones de secuencias volcanoclásticas y brechas. Sistemas de diaclasas N120°.

Depósitos de Sinter: En la ribera NE del río Palcamayo se encuentran precipitaciones color blancas y amarillas con olor a azufre, las capas presentan rumbo y buzamiento N105°/25°S (figura 24A). Los precipitados presentan impregnaciones de azufre en las oquedades, los depósitos tabulares de color blanco contienen menor cantidad de azufre, por otro lado, los precipitados amarillos contienen mayor presencia de azufre cristalizado (figura 24B).

El análisis micropetrográfico muestra que la matriz es de tipo carbonatada y el azufre se encuentra en forma de impregnaciones (figura 24C). La textura es de tipo relíctica, debido a los moldes de cristales encontrados, probablemente estos cristales fueron diluidos por la circulación de fluidos a la que estuvo expuesta las capas de precipitados. Se identificaron cristales de plagioclasas y anfíboles aún preservados, también minerales accesorios como moldes de ferromagnesianos y traza de magnetita dispersa en la matriz, del mismo modo, los precipitados de azufre presentan fragmentos líticos de naturaleza volcánica (figura 24D).

Los resultados de Rayos X confirmaron la alta presencia de azufre y la mayor concentración de cuarzo en los precipitados de azufre color blanco a comparación de los precipitados color amarillo. Cabe resaltar, que en la actualidad estos afloramientos no presentan evidencia activa de fumarolas o fuentes termales.

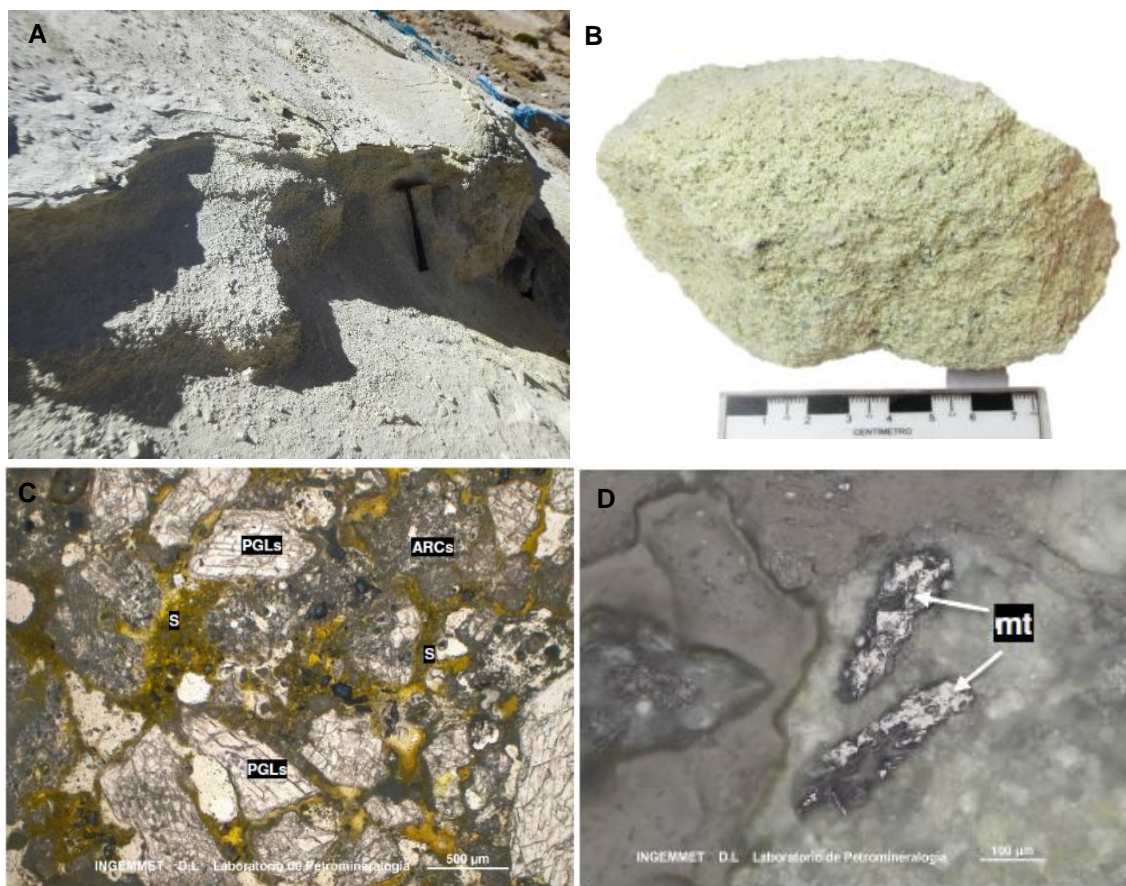


Figura 24. (A) Afloramiento en flanco norte del río, precipitaciones blancas y amarillas con olor a azufre (B) Muestra de mano de precipitación amarilla (C) Fotomicrografía textura relictica con cristales anhedrales de (PGLs) plagioclasas, matriz con (ARCs) arcillas y presencia de rellenos intersticiales de (S) azufre (D) Fotomicrografía con presencia de trazas de (mt) magnetita.

4.2.3. Zona de Lojen - Salinas

Son fuentes termales ubicadas a los alrededores de la Laguna Salinas a una altitud de 4000msnm, se encuentran en una planicie altoandina rodeada por lavas andesíticas y brechas del Grupo Barroso. En la actualidad esta altiplanicie está conformada por depósitos aluviales, lagunares, bofedales y depósitos de salitre.

Litología: Las fuentes termales Salinas - Huito y Mariposa afloran cerca de la Laguna Salinas y Lojen aflora en la localidad del mismo nombre, estas tres fuentes termales se encuentran en depósitos recientes no consolidados, tales como depósitos aluviales, lagunares y glaciares. Los componentes son fragmentos heterogéneos angulosos a subangulosos. Del mismo modo, en pequeñas áreas se encuentran bofedales con capas de limos, arenas y niveles orgánicos.

Las rocas más antiguas que afloran en este sector son las secuencias sedimentarias del Grupo Yura y Formación Hualhuani que afloran al norte de Lojen en el Cerro Jalcollo, presentan la forma de un alto estructural en medio de la pampa volcánica (figura 25), las capas de las secuencias sedimentarias presentan rumbo y buzamiento N165°/ 69°E, la prolongación del rumbo de las capas se encuentran por debajo de la localidad de Lojen.

En discordancia angular, sobreyacen las secuencias de conglomerados de la Formación Pichu, posteriormente se emplazan las unidades volcánicas de la Formación Llallahuí conformadas por

lavas andesíticas de matriz verde, textura afanítica y piritita diseminada. En este sector, estas unidades son afectadas a presentar alteración hidrotermal y oxidación.

Del mismo modo, existen afloramientos al NE de Lojen donde se encuentran brechas angulosas a subangulosas homogéneas con matriz rojiza, aquí se identificaron estrías de fallas de movimiento tipo dextral inverso. La Formación Llallahui se infiere que se encuentran por debajo de Lojen en capas pseudohorizontales que forman espesor potente; del mismo modo, se identifica que estas secuencias son cortadas por cuerpos pórfido andesítico silicificado de textura porfirítica con fenocristales de plagioclasa alteradas a sericita y arcillas. El emplazamiento de la roca intrusiva pórfido andesítico origina zonas de alteración hidrotermal en la Formación Llallahui.

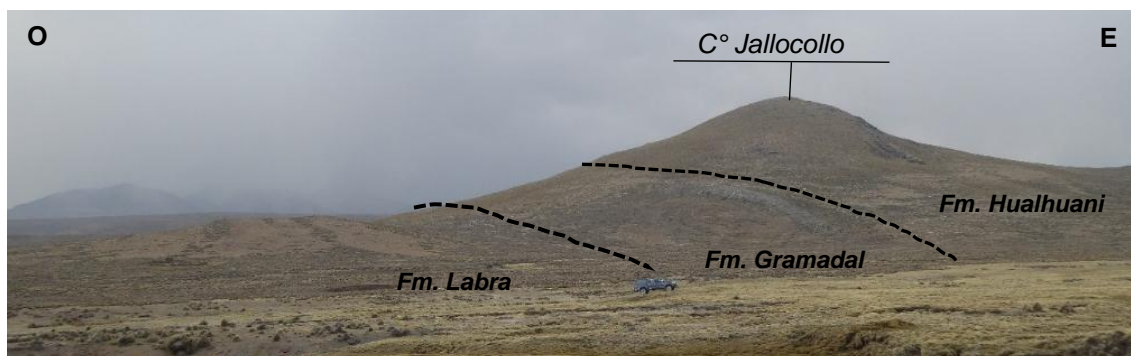


Figura 25. Secuencias sedimentarias afloran como alto estructural en pampa volcánica.

En discordancia angular sobreyacen lavas andesíticas del Grupo Barroso, los cuales afloran en forma de domos y flujos de lavas andesíticas, el color de la matriz es gris, la textura es porfirítica. Las lavas provienen de diversos centros y complejos eruptivos los cuales se ubican alrededor de la Laguna Salinas, con edades de hasta 3.05Ma (Atencio & Romero, 2000).

Estructuras: En la Formación Llallahui se encuentran evidencias de estrías de falla con cinemática de movimiento tipo dextral inverso, el plano de falla presenta rumbo y buzamiento $N70^{\circ}/60^{\circ}S$, las estrías $N115^{\circ}/30^{\circ}O$ (figura 26B), estas estrías se localizan en rocas con brechas de fragmentos color blanco en matriz rojiza (figura 26A) y se encuentran muy diaclasadas. Otras estrías indican la presencia de fallas sinestrales inversas, el plano de falla es $N168^{\circ}/75^{\circ}$, las estrías $N70^{\circ}/20^{\circ}S$. Respecto a los sistemas de diaclasas, predominan dos familias importantes una de ellas con rumbo y buzamiento $N80^{\circ}/80^{\circ}S$ y la otra con $N185^{\circ}/84^{\circ}E$.



Figura 26. (A) Rocas de brechas blancas en matriz rojiza en la Formación Llallahui. (B) Estrías de fallas.

En el caso de las lavas del Grupo Barroso, las diaclasas presentan una orientación predominante entre $N55^{\circ}$ y buzamiento entre $90^{\circ} - 80^{\circ}$ al sur. En ambas secuencias litológicas se puede resaltar

que la familia de diaclasas predominante es E-O, los cuales coinciden con los trazos de los lineamientos mencionados en el punto 4.1.5.1 (mapa 3, anexo 1).

Depósitos de Sinter: La Laguna Salinas se caracteriza por presentar colores blancos debido a las precipitaciones de sal presentes en él, además también presenta depósitos lacustres y fluviales. En Lojen existen pequeñas precipitaciones que forman conos color anaranjado, esto debido a la oxidación. La descripción de estos precipitados será detallada en el capítulo de geoquímica.

4.2.4. Zona de Agua Blanca-Cerro Reventado

Las surgencias de las fuentes termales se encuentran en el río Tambo, norte de Quinistaquillas, las surgencias termales aprovechan el contacto entre las capas de las rocas caliza y aperturas ocasionadas por fallas.

Litología: A lo largo del río Tambo afloran las secuencias volcánicas de lavas andesíticas de la Formación Matalaque, infrayacen en discordancia angular secuencias plegadas de calizas gris reconocidas como Formación Socosani, las secuencias presentan granos fino a medio color gris oscuro, se encuentran intercaladas con calizas de grano color blanco y verde, los granos pueden variar de fino a medio, algunas capas presentan laminaciones paralelas color gris. Las calizas presentan bioclastos de calcita, fósiles amonites, bivalvos y otros con aspecto tabular, en algunos casos los fósiles se encuentran mal preservados.

La quebrada Agua Blanca ubicada al sur del volcán Huaynaputina, intersecta de forma perpendicular al río Tambo, presenta afloramientos de brechas homogéneas de colores blancos, anaranjados y amarillos. Los afloramientos compactos encontrados son pocos, pero se encontraron afloramientos de lavas con capas de aspecto desordenado identificadas como parte de la Formación Matalaque.

Al sur de esta quebrada, las secuencias de caliza presentan rumbo y buzamiento $N81^{\circ}/39^{\circ}SE$ y no se encuentran plegadas, por el contrario las capas mantienen rumbo y buzamiento constante, en los niveles superiores se incrementa la densidad de diques y sills, debido a su presencia las rocas se encuentran falladas y plegadas.

En estas secuencias se identifica que a la base se encuentran gran densidad de vetillas de calcita y diques andesíticos cortando las secuencias calcáreas. Se identificaron dos familias de diques unos presentan matriz gris blanquecina con cristales de plagioclasa y anfíboles, los de segundo orden son diques andesíticos color verde de textura porfirítica con fenocristales de plagioclasa.

En las secuencias medias, las calizas se caracterizan por presentar intercalaciones con areniscas calcáreas e intrusiones de sill andesítico. El emplazamiento de las rocas subvolcánicas son color gris oscuro (figura 27). En las unidades superiores las unidades sedimentarias presentan plegamiento, deformaciones y fallas debido al incremento de la densidad en el emplazamiento de diques.

FORMACIÓN SOCOSANI
Qda. Agua Blanca - Río Tambo

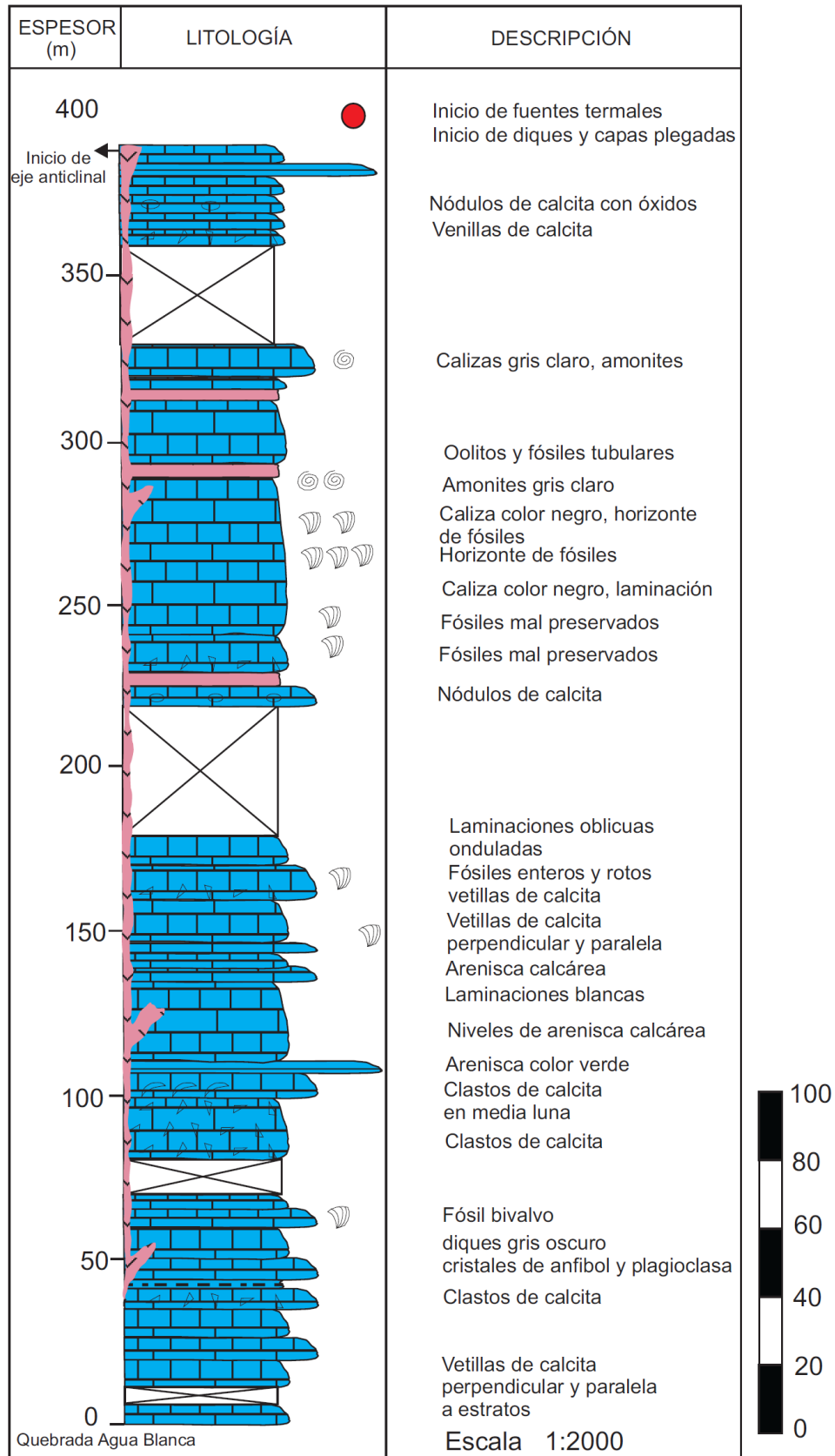


Figura 27. Columna estratigráfica de la Formación Socosani en el río Tambo.

Estructuras:

A lo largo del río Tambo se encuentran fallas normales con rumbo y buzamiento generalizado de $N165^{\circ}/62^{\circ}O$, originando el desplazamiento de los estratos y emplazamiento de brechas rojizas (figura 28). Las brechas presentan orientación $N145^{\circ}/65^{\circ}O$, favoreciendo el emplazamiento de aguas termales. Se han identificado hasta dos generaciones de diques cortando los estratos con los siguientes datos: $N75^{\circ}/75^{\circ}N$ y $N190^{\circ}/90^{\circ}$, respecto a los sills, presentan la misma orientación a las capas de los estratos (figura 29).



Figura 28. Estratos de caliza con desplazamiento por fallas en sus aperturas (líneas entrecortadas) brechas color rojizo.



Figura 29. Afloramiento de la Formación Socosani con emplazamientos de sill (en rojo) paralelo a los estratos (línea entrecortada negra).

4.2.5. Zona de Huarina – Candagua

Entre el volcán Ubinas y la quebrada Agua Blanca, afloran aguas termales en el río Tambo cerca de los poblados de Huarina y Candagua. Las surgencias ocurren en las rocas de lavas andesíticas correspondientes a la Formación Matalaque.

Litología: En este sector, las laderas del río Tambo se encuentran constituidas por lavas andesíticas de la Formación Matalaque (figura 30), se infiere que estos afloramientos se

encuentran rellenando un paleorelieve cuyo basamento se encuentra conformado por rocas sedimentarias del Grupo Yura, Formación Socosani y muy probable por correlación estratigráfica podrían encontrarse rocas metamórficas del Precámbrico.

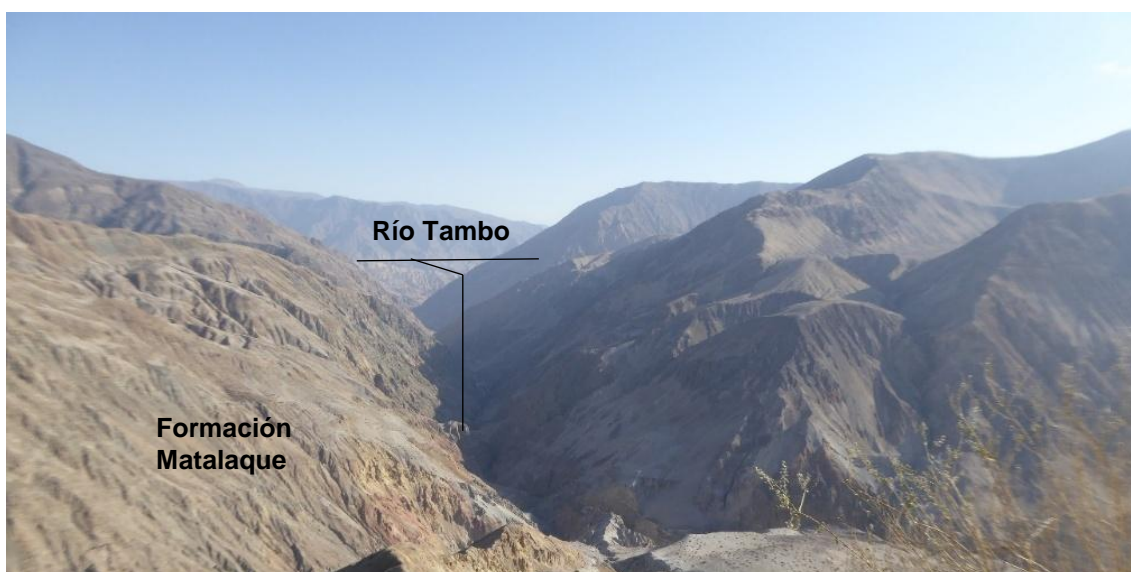


Figura 29. Vista al río Tambo, las laderas se encuentran conformadas por rocas volcánicas de la Formación Matalaque.

Las lavas andesíticas de la Formación Matalaque presentan matriz verde, textura afírica con presencia de cristales de plagioclasa y diseminación de pirita. Esta unidad se caracteriza por encontrarse intensamente diaclasado, entre ellas existen aperturas rellenas con yeso. También se han encontrado zonas de contacto las cuales presentan afloramientos de brechas con matriz color rojo, amarillo y blanco, los clastos son angulosos entre 5 a 1,20cm de composición heterogénea (figura 31).

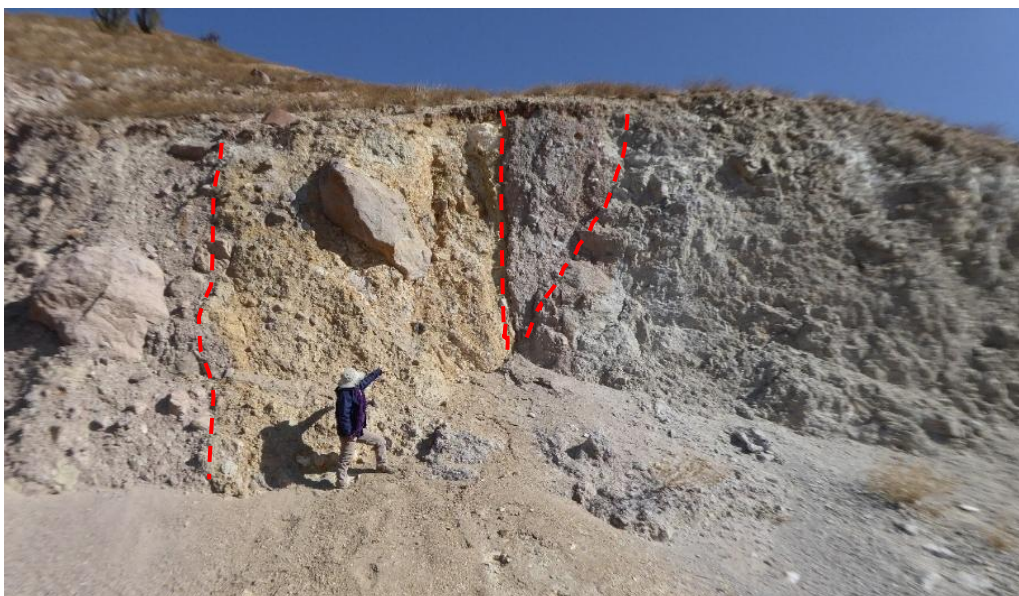


Figura 31. Vista a afloramiento de brechas rojizas y pardo amarillentas cerca lavas andesíticas de la Formación Matalaque.

La Formación Matalaque se encuentra cortada por una unidad de roca intrusiva orientada NO-SE, la roca es de tipo monzonita cuarcifera, leucócrata, de textura fanerítica, inequigranular, cristales

de plagioclasa, ortosa, cuarzo, biotita y anfíbol, además presentan xenolitos redondeados melanócratas en cantidades máximas de 10%.

El emplazamiento del cuerpo intrusivo probablemente sea responsable de la presencia de afloramientos de brechas heterogéneas, anteriormente mencionadas.

Estructuras: Según los datos tomados a lo largo del río Tambo se distinguen dos familias de diaclasas predominantes $N30^{\circ}/70N$ y $N120^{\circ}/80^{\circ}S$. En el segundo caso, se encontraron zonas de cizalla en las cuales se presentan brechas y vetillas de calcita (figura 32), los indicadores cinemáticos indican la presencia de fallas normales.



Figura 32. Zona de cizalla (líneas entrecortadas) y emplazamiento de vetillas de calcita.

En un tercer caso, se encontraron que las secuencias de lavas de la Formación Matalaque se encuentran desplazadas por fallas y generando brechas homogéneas en el contacto con los planos de falla. Las estructuras presentan los siguientes datos de rumbo y buzamiento (cuadro 2, figura 33):

Cuadro 2. Estación de control estructural con datos de rumbo y buzamiento.

	RUMBO	BUZAMIENTO
1	340°	15°E
2	271°	30°N
3	270°	38°NO
4	275°	30°NO

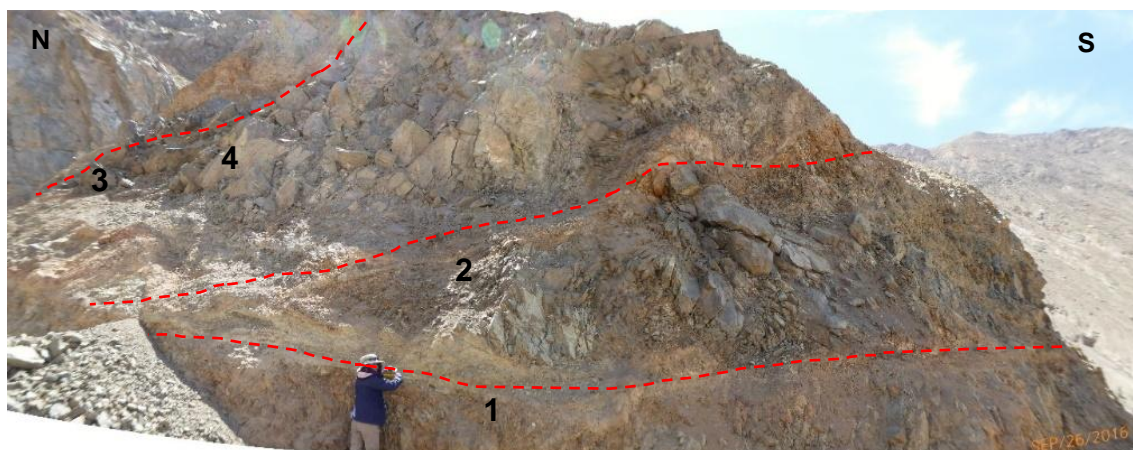


Figura 33. Afloramiento de lavas andesíticas de la Formación Matalaque, conjunto de estructuras que deforman las secuencias volcánicas. Las líneas entrecortadas rojas representan los planos, los números la ubicación donde se tomaron los datos de rumbo y buzamiento del plano.

4.2.6. Zona de Ubinas

En este sector se encuentra el estratovolcán activo Ubinas, en el flanco SE está ubicado el distrito de Ubinas. El flanco norte, oeste y sur del volcán Ubinas presenta pendientes moderadas y los depósitos de lavas andesíticas se encuentran a una altitud mayor a 4000msnm. En el flanco SE es donde se presenta la zona de mayor inestabilidad de la ladera, es por esta razón, que se encuentran depósitos de avalancha, lahares, entre ellos se reconocen grandes bloques comprendidos en su mayoría por lavas andesíticas. Las fuentes termales se ubican en el flanco SE del volcán Ubinas.

Litología: La zona se encuentra cubierta por depósitos tipo avalancha proveniente del volcán Ubinas, los afloramientos contienen grandes bloques en matriz de cenizas blancas, se observa estratificación lo cual facilita identificar los diversos eventos de colapso ocurridos (figura 34). Los bloques de rocas son de matriz gris oscura afanítica, presenta laminaciones blancas con evidencia de silicificación similar al chert; en la matriz se observa diseminación de pirita.



Figura 34. Afloramiento a las afueras del distrito de Ubinas donde se encuentran intercalaciones de depósitos de avalanchas con depósitos de chert.

A las afueras de Ubinas, en la carretera que se dirige a Lojen, se identificaron depósitos de brechas y afloramientos afectados por alteración hidrotermal, éstas se encuentran en contacto recto con depósitos de lava andesítica, esto indica la presencia de estructuras como fallas que afectan los depósitos.

Entre los depósitos de brecha se encuentran fragmentos de yeso de tamaño hasta 5cm, los cuales son utilizados para uso local como tiza para las pizarras en los colegios.

Estructuras: Las tobas líticas de la Formación Llallahui presentan estrías de fallas con movimiento sinistral inverso (figura 35A), el conjunto de estrías presenta orientación $N50^{\circ}/75^{\circ}S$, y pitch $187^{\circ}/18^{\circ}N$, también existen planos de fallas con orientación $N160^{\circ}$. En los depósitos de avalancha también se identificaron estrías de falla las cuales presentan movimiento de tipo normal, la orientación de la estructura es $N165^{\circ}/90^{\circ}$, el pitch es $250^{\circ}/85^{\circ}S$ (figura 35B), estos datos fueron tomados en las estrías de los planos de falla. Las evidencias de estrías en los planos de falla no son fáciles de encontrar, sobre todo en depósitos recientes, sin embargo en este caso las estrías indican los últimos eventos de movimiento de distensión en el sector de Ubinas.

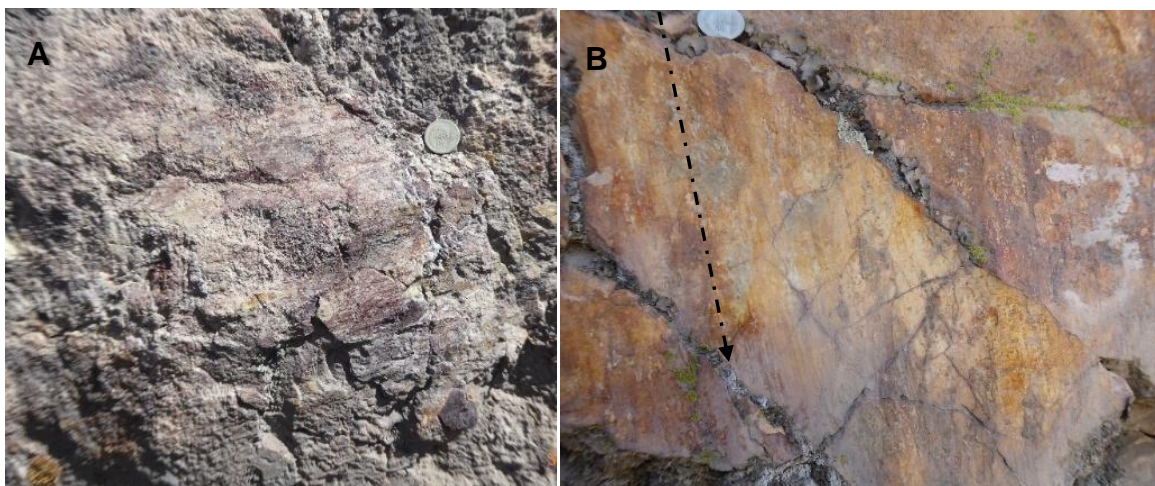


Figura 35. Vista de planos de falla con estrías (A) Tipo de rumbo sinistral y (B) falla normal.

4.2.7. Zona de Lucco – Exchaje

Las fuentes termales, se ubican en el distrito de Yunga cerca de la comunidad campesina de Exchaje. Los puntos de surgencia se encuentran en el río Tambo.

Litología: Las fuentes termales afloran en las secuencias volcanosedimentarias del Grupo Maure, hacia la base aflora en discordancia angular los conglomerados del Grupo Puno.

En el sector Lucco – Exchaje, las rocas presentan alteración hidrotermal intensa (figura 36A y B), los depósitos volcánicos de tobas y volcanoclásticos se encuentran afectados por la alteración hidrotermal, generada por la intrusión de rocas pórfido andesíticos y microdioríticos (mapa 2, anexo 1).

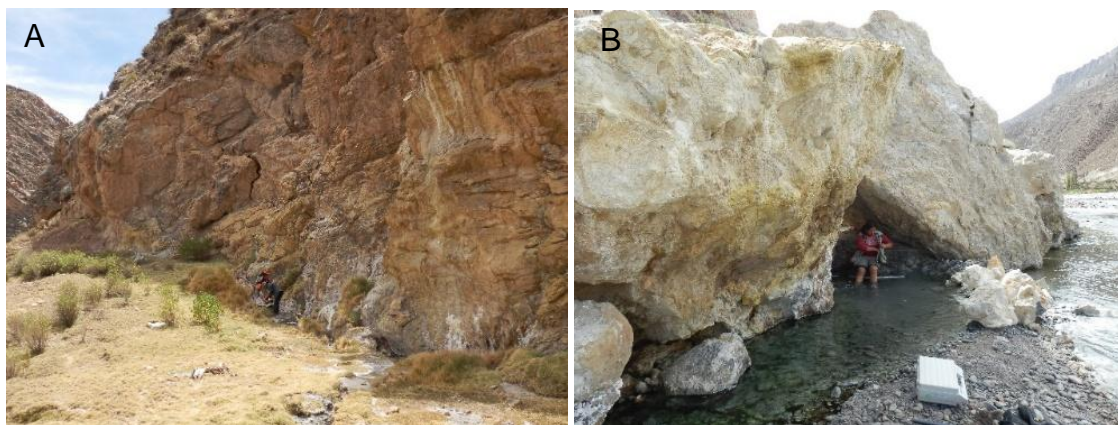


Figura 36. Fotografías tomadas en (A) Exchaje y (B) Lucco donde muestras la alteración hidrotermal en rocas debido al emplazamiento de rocas pórfido andesíticas y microdioríticas.

Estructural: Las fuentes termales se encuentran al sur de la falla inversa Exchaje, presenta movimiento de largo desplazamiento debido que sobrepone a las secuencias sedimentarias de la Formación Hualhuani sobre las lutitas de la Formación Murco. Las secuencias sedimentarias y la falla Exchaje son cubiertas por depósitos volcánicos del Grupo Maure.

CAPÍTULO V

MANIFESTACIÓN GEOTERMAL

Las manifestaciones termales están localizadas en las zonas de Ullucan, Palcamayo, Laguna Salinas, Lojen, así como en el flanco SE y en el cráter del volcán Ubinas. También en el valle del río Tambo se evidencia termalismo con presencia de fuentes termales desde Exchaje hasta Quinistaquillas; y en el cráter del volcán Huaynaputina hay emanación de gases fumarólicos (figura 37, Antayhua et al., 2013).

En el presente estudio no se ha considerado el muestreo de gases fumarólicos debido al difícil acceso y peligrosidad de los volcanes, como es el caso del volcán Ubinas que se encuentra en proceso eruptivo con emisión de gases, cenizas y material piroclástico (Antayhua et al., 2013).

En todas las manifestaciones termales se realizó el muestreo de agua para análisis químico e isotópico, así como se han recolectado muestras de aguas frías para realizar comparaciones de las características físico-químicas con las aguas termales. En algunas fuentes termales se han recolectado muestras de precipitados y sedimentos para análisis químico y mineralógico.

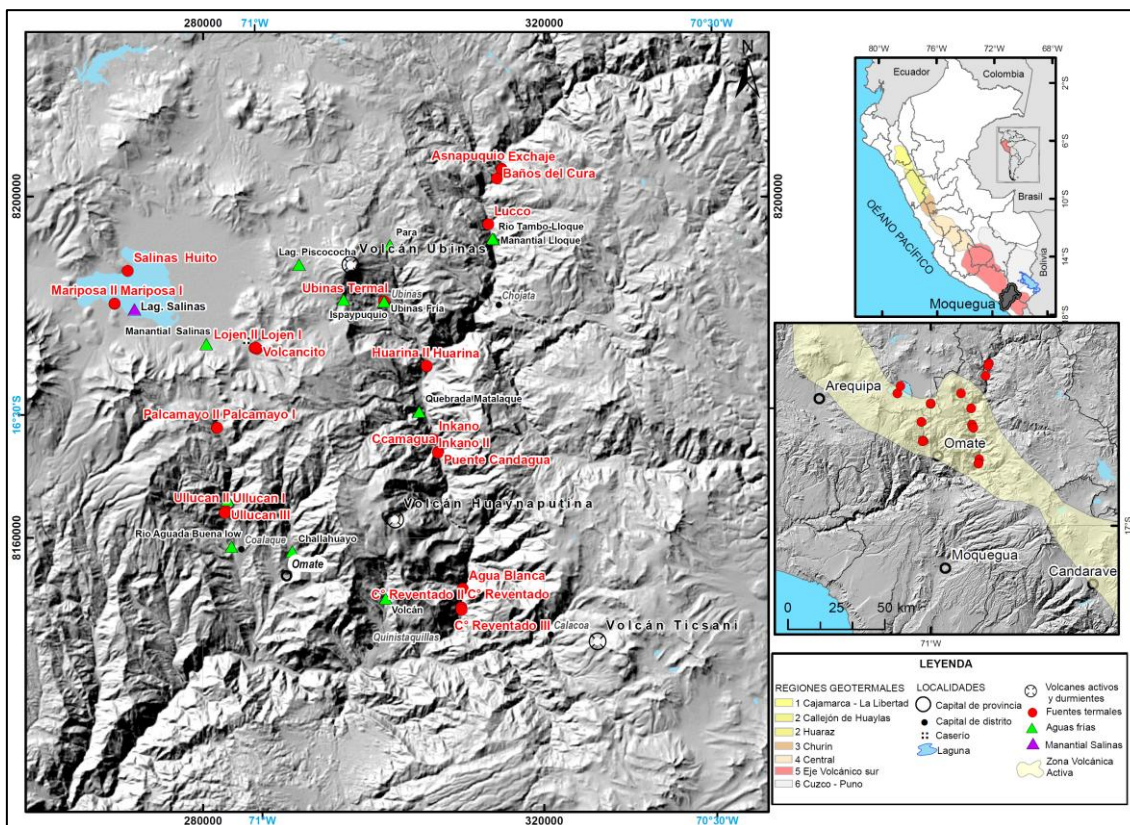


Figura 37. Mapa de ubicación de las manifestaciones geotermales entre los volcanes Ubinas y Huaynaputina.

5.1. Manifestación geotermal asociado al volcán Ubinas

El estrato-volcán Ubinas ($16^{\circ}22'S$, $70^{\circ}54'O$; 5672 msnm), está localizado en la cadena volcánica del Plioceno-Cuaternario en el sur del Perú 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 promedio de 4.6 cm/año en dirección N 80° (Sébrier y Soler, 1991).

El volcán Ubinas es considerado como el volcán más activo del Perú, su actividad es visible a través de emisiones de cenizas y fumarolas, que surgen desde el fondo del cráter actual. Este volcán es potencialmente peligroso debido a su cercanía a poblados ubicados en el valle adyacente. El centro poblado más cercano es Querapi a sólo 4 km del volcán, en tanto que el pueblo de Ubinas se localiza a 6 km (figura 37).

La manifestación de energía geotérmica se evidencia con la presencia de actividad volcánica (emisión de cenizas, fumarolas, etc.), fuentes termales que se localizan en un radio entre 15 a 20 km alrededor del volcán Ubinas, actividad sísmica relacionada a movimientos de fluidos (Metaxian et al., 1998) y presencia de zonas hidrotermalizadas posiblemente influenciada por el sistema hidrotermal del volcán Ubinas.

Basado sobre los resultados obtenidos anteriormente (Cruz et al., 2010; Cruz et al., 2014), se llevó a cabo un nuevo inventario y actualización de las manifestaciones geotermales alrededor del volcán Ubinas. Entre junio-julio y agosto-setiembre del 2016 se han inventariado 41 fuentes de agua entre termales y frías con temperaturas que varían entre 7.6 a 42 °C.

A continuación se realiza la descripción de las manifestaciones geotermales presentes en las zonas asociada al volcán Ubinas.

5.1.1. Salinas

En la zona de Salinas existen dos fuentes termales localizadas en la orilla de la Laguna Salinas (figura 38) con pH neutro a ligeramente alcalino. La Laguna Salinas está ubicada a 20 Km al oeste del volcán Ubinas, es un depósito salino (ambiente evaporítico) producto del proceso de evaporación que ocurre en esta zona.

El agua que alimenta a la laguna proviene de las lluvias, bofedales y deshielos desde las partes altas de los cerros y volcanes existentes alrededor de la laguna. Sin embargo, la evapotranspiración es bastante alta que permite la precipitación de sales por capas compuesta principalmente por sales de boro. Esta sal (Ulexita) es explotada por la empresa INKABOR.

La fuente termal denominada Mariposa es la más utilizada por los pobladores de las comunidades de Salinas Huito, Salinas Moche y Santa Lucía de Salinas, para bañarse, lavar sus ropas, para lo cual han construido un pequeño pozo a base de piedras de manera muy rústica que les permite acumular el agua. El diámetro de la fuente termal es de 5 metros, el agua de aspecto cristalino incoloro emerge desde el suelo haciendo un remolino del sedimento con presencia de pequeñas burbujas, asimismo se observa presencia de algas termófilas de color verde, precipitado de color blanco matizado con ligero color rojo a óxido de hierro.

En esta zona, se tomaron muestras de agua de las fuentes termales y frías, así como de la Laguna Salinas para analizar aniones, cationes e isótopos. Asimismo en la Laguna Salinas se recolectó una muestra de las sales para análisis químico y mineralógico. Además se hicieron mediciones de los parámetros fisicoquímicos de las aguas. La temperatura de las fuentes de agua varían entre 7.6 a 32.1°C con pH 7.27 a 8.69 y conductividad eléctrica que varía desde 84 a 39400 µS/cm.



Figura 38. Fotografías de las fuentes termales y la laguna. A) Fuente termal Mariposa, B) Precipitados de la Laguna Salinas, C) Toma de muestra de agua de la Laguna Salinas, y D) Fuente termal Salinas Huito.

5.1.2. Lojen

En la zona de Lojen existen tres fuentes termales, están localizadas a 14 km al suroeste del volcán Ubinas y a 11 km al este de la Laguna Salinas. Las manifestaciones termales en esta zona presentan temperaturas entre 21.3 a 30.9 °C, son aguas ácidas con pH que varía entre 3.6 a 4.35 y presentan valores de conductividad eléctrica entre 597 a 1365 $\mu\text{S}/\text{cm}$ respectivamente (cuadro 4).

En Lojen dos fuente termales tienen forma de pozas de diámetro aproximado de 5m, el agua en estas fuentes emerge desde el suelo (figura 39) generando pequeñas burbujas con olor a H_2S , asimismo el color del agua es verde azulino, en el fondo de la fuente se observa sedimento de color blanquecino, alrededores de la fuente se observa presencia de algas termófilas de color negro debido a la acidez del agua.

En la zona hay una fuente en forma de un domo pequeño denominado por los pobladores como volcancito (figura 39C y D) el agua surge en depósitos cuaternarios, de unos 8 m de diámetro y 2 m de alto, en la cima de este cono surge el agua a través de un orificio de salida de 1 m de diámetro. Alrededor de la fuente se observa abundante precipitado de color rojizo, que por proceso de interacción agua roca se genera óxido de hierro. En los alrededores de estas fuentes se observa el deterioro de los pastizales debido a la acidez del agua.



Figura 39. Fotografías de las fuentes termales en Lojen. A) Fuente termal Lojen I, B) Fuente termal Lojen II, C y D) Fuente termal el Volcancito.

5.1.3. Ubinas

Las aguas termales y frías (figura 40) se localizan en un radio entre 4 a 6 Km alrededor del volcán Ubinas. La temperatura de las aguas varía entre 7.9 a 29.5 con valores de pH entre 5.72 a 8.11, presentan valores de conductividad eléctrica entre 557 a 3000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ respectivamente (cuadro 4).

Las fuentes de Para y Ubinas Termal son ligeramente ácidas, que podría está asociada a la interacción de las aguas con especies gaseosas ($\text{SO}_2/\text{H}_2\text{S}$, HCl) provenientes del sistema hidrotermal del volcán Ubinas, razón por la cual estas fuentes de agua son monitoreadas por el grupo de vulcanología del INGEMMET por presentar características de aguas con componente de fluido volcánico (Cruz et al., 2010).

En Para el agua emerge en forma de remolino, hay abundante precipitado blanco gelatinoso y óxido de hierro, asimismo se observa musgos de color verdoso. En la fuente Ubinas Termal se observó que el agua emerge desde la roca volcánica (parte de la estructura del volcán Ubinas), también se observa abundante precipitado de color rojizo (óxido de Fe).

Las fuentes de agua de Ispaypuquio y Laguna Piscococha son aguas superficiales que se originan del deshielo y por la precipitación pluvial que están siendo contaminados por la ceniza emitida por el volcán Ubinas. El agua de la fuente de Ispaypuquio emerge desde la roca volcánica, localizada a 4 Km del cráter del volcán Ubinas.



Figura 40. Fotografías de las fuentes termales y frías en la zona del Ubina. A) Fuente fría de Para, B) Fuente termal de Ubina, C) Laguna Piscococha, y D) Fuente fría Ispaypuquio.

5.1.4. Exchaje

En la zona de Exchaje se han identificado numerosas manifestaciones geotermales (figura 41) que se localizan en el valle del río Tambo a 20 Km al noreste del volcán Ubina, la temperatura medida en las aguas varían entre 31.3 a 33.7 °C. Los pobladores de la zona denominaron a esta fuentes de agua en función a las propiedades organolépticas (olor, color y sabor) como “Asnapuquios” (manantial maloliente) ya que estas fuentes presentan un olor fuerte a H₂S y color de aspecto lechoso.

Las aguas presenta pH ligeramente acidas a neutras que varían entre 6.56 a 7.04 con conductividad eléctrica entre 10510 a 12260 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Las aguas emergen desde las rocas arenisca cuarzosa fracturadas, en el suelo de las fuentes se observa precipitado de color blanquecino lechoso, alrededores de la fuente se observa precipitado de sales de color blanco amarillento y algas termófilas de color grisáceo, además estas fuentes presentan burbujas. Con el fin de tener registro de estas fuentes termales, se tomaron muestras de agua para analizar aniones, cationes e isotopos, así como se tomó una muestra de precipitado.

En la zona los pobladores han construido pequeñas piscinas (figura 41F) para almacenar el agua termal y son usados para bañarse y lavar ropa, sin embargo algunos pobladores indicaron que estas aguas les ocasiona problemas en la piel como resequead y comezón.



Figura 41. Fotografías de las fuentes termales de Exchaje. A y B) Fuente termal Asnapuquio, C y D) Fuente termal de Exchaje y muestreo de precipitados, E y F) Fuente termal Baños del Cura y piscina donde se bañan los pobladores de la zona.

5.1.5. Lucco

La manifestación termal en Lucco emerge en la margen derecha del río Tambo localizada a 16 Km al noreste del volcán Ubinas. El agua emerge desde la roca con alteración hidrotermal (figura 42), la temperatura medida es de 40.3°C, pH ligeramente ácido de 6.09 y conductividad eléctrica de 16020 $\mu\text{S}/\text{cm}$. El agua emite un olor fuerte a H_2S y sale desde un orificio con ligera presión y haciendo burbujear al agua, alrededores de la fuente se observa precipitado de color blanco amarillento, así como algas termófilas de color gris oscuro, eventualmente hay algas verdes.

Con el fin de tener un punto de comparación se recolectó una muestra de agua del río Tambo al frente del poblado de Lloque (figura 42). Todas las muestras fueron colectadas para realizar el análisis químico e isotópico.



Figura 42. Fotografías de la fuente termal. A) Fuente termal de Lucco, B) Muestreo en el río Tambo.

5.1.6. Huarina

En la zona de Huarina las fuentes termales han sido tapadas por caídas de rocas que constantemente se desprenden en la zona, asimismo en la época de lluvias el río Tambo incrementa su caudal haciendo que todas las fuentes termales que se localizan en la orilla de este río son tapadas y en algunos casos cambian su ubicación.

Las aguas en Huarina son incoloras, inodoras y cristalinas localizadas a 14 Km al sur este del volcán Ubinas, con temperaturas que varían entre 25.5 a 29.8 °C, de pH neutro entre 7.10 a 7.48 y conductividad eléctrica de 2280 a 2480 $\mu\text{S}/\text{cm}$. El agua emerge desde la roca, alrededores de la fuente se observa ligera precipitación de sales de color rojo y presencia de algas de color verde y vegetación (figura 43). Los pobladores de la zona hacen pozas de piedras para estancar el agua y son usadas ocasionalmente para bañarse y lavar ropa.



Figura 43. Fotografías de las fuentes de agua. A y B) Fuentes termales en Huarina (realizando el muestreo).

5.2. Manifestación geotermal asociada al volcán Huaynaputina

El volcán Huaynaputina ($16^{\circ}31'S$, $70^{\circ}51'W$) se encuentra localizado en la parte norte de la zona volcánica de los Andes Centrales (ZVC, De Silva y Francis, 1991) al sur del Perú, entre los distritos de Omate y Quinistaquillas de la provincia de General de Sánchez Cerro, Región Moquegua.

El volcán Huaynaputina es un estratovolcán situado en la Cordillera Occidental de los Andes. En el área de la cumbre (4800, msnm) se evidencia la existencia de un sistema hidrotermal con la presencia de gases fumarólicos, localizadas en el interior del cráter con valores de temperatura que varían entre $51.8^{\circ}C$ a $78.7^{\circ}C$ (Antayhua et al., 2013). Asimismo, hay presencia de fuentes termales localizadas a una distancia entre 10 a 14 km al sureste del cráter del volcán, que emergen en el valle del río Tambo con temperaturas entre 22.6 a $61.3^{\circ}C$; y al oeste a una distancia entre 20 a 22 km del cráter del volcán con temperaturas entre 44.1 a $81^{\circ}C$.

A continuación se realiza la descripción de las manifestaciones geotermales presentes en las zonas asociada al volcán Huaynaputina.

5.2.1. Palcamayo

Las fuentes termales de Palcamayo se ubican a en el valle del río Aguada Buena a 24 km al sur oeste del volcán Ubinas, a 22 Km al noreste del volcán Huaynaputina y a 15 Km al sur este de la Laguna Salinas. En la zona la manifestación termal es polisurgente con temperaturas que varían entre 44.1 a $51.3^{\circ}C$, el pH de las fuentes son ácidas que oscilan entre 5.36 a 5.55 y conductividad eléctrica entre 2740 a $4380 \mu S/cm$.

Las fuentes termales en la zona de Palcamayo emergen desde rocas con alteración hidrotermal en la margen derecha del río Aguada Buena. En la margen izquierda del río se observa acumulación de precipitados de color amarillo con olor a H_2S , la característica del precipitado indicaría que se trata de azufre nativo (figura 44). Los pobladores de la zona indican que antes de construir el canal en la zona donde se localiza el precipitado amarillo emanaba gases a olor H_2S , pero ellos decidieron taparlo para evitar que contamine el agua sin contar con algún estudio técnico.

Asimismo, en las fuentes termales se observa presencia de precipitados de color blanco amarillento de textura lechosa lo que indicaría presencia de Aluminio producto del proceso de lixiviación de las rocas por el carácter ácido del agua. También se observa precipitados de color blanco amarillento cristalizado con ligera presencia de precipitado de color rojizo a óxido de hierro (figura 44). Todas las fuentes emiten fuerte olor a H_2S .

Con el fin de tener registro de estas fuentes termales, se tomaron muestras de agua para analizar aniones, cationes e isotopos, así como se tomó una muestra de precipitado y sedimento.



Figura 44. Fotografías de las fuentes termales en Palcamayo. A, B y C) Muestreo de agua desde las fuentes termales, y D) Zona de acumulación de precipitado de color amarillo característico a Azufre nativo.

5.2.2. Ullucan

Las fuentes termales de Ullucan se localizan a 20 Km al oeste del volcán Huaynaputina, emergen desde la roca en el valle del río Aguada Buena, su descarga es vertida al mismo río. Estas fuentes se caracterizan por presentar alto contenido de B y As en su composición química (Cruz et al., 2014). Las temperaturas que presentan las fuentes muestreadas varían entre 75 a 81 °C, así como el pH de 6.46 a 6.81, y conductividad eléctrica entre 12880 a 14270 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

A lo largo del área por donde emergen las fuentes termales (polisurgente) se observan precipitados de color blanco rojizo. Las aguas salen con presión desde orificios pequeños que en algunos casos llegan a superar alturas de 1m, la salida del agua es continua con presencia de burbujas y ligero sonido a ebullición.

La municipalidad distrital de Coalaque, ha construido un centro recreacional turístico utilizando las agua termales de Ullucan. El centro está localizado en el lecho del río Aguada Buena en la quebrada Ullucán (figura 45), en la construcción han contemplado una apariencia rústica que combina con el entorno natural de las fuentes, pero creemos que la ubicación de ésta no es la correcta, puesto que en épocas de crecida del río, la infraestructura podría sufrir serios daños. Asimismo la Municipalidad no contempló hacer estudios geoquímicos de las fuentes termales para definir si su composición química es la adecuada para el uso recreacional, tampoco cuenta con certificación para uso recreacional. Sin embargo a la forma peculiar de las surgencias de las fuentes termales, éstas constituyen un importante atractivo turístico en la zona.



Figura 45. Fotografías de las fuentes termales de Ullucan. A y B) Muestreo y medición de parámetros físico-químicos de la fuente termal, C) Río Aguada Buena donde emergen las fuentes termales, y D) Fuente termal donde los pobladores se bañan.

5.2.3. Candagua

Las fuentes termales en Candagua están localizadas a 10 Km al noreste del volcán Huaynaputina y a 22 Km al sureste del volcán Ubinas, las aguas emergen desde la roca en la margen izquierda y derecha del río Tambo (figura 46). Estas fuentes son polisurgentes que presentan temperaturas que varían entre 40 a 61.3°C, los valores de pH se encuentran en el rango de aguas neutras 6.73 a 6.96 con conductividad eléctrica que varía entre 2870 a 3250 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Asimismo, se observan alrededores de las fuentes termales ligero precipitado de color blanco y rojizo con presencia de algas termófilas de color verde. Asimismo a 2 metros de la fuente hay presencia de batracios pequeños que viven con el agua de las fuentes termales.

El presidente del poblado de Candagua indicó que tienen planificado hacer uso de las aguas termales para uso balneológico, por lo que se sugirió que deberían de realizar los estudios técnicos correspondientes y la obtención del certificado para uso recreacional de las aguas.



Figura 46. Fotografías de las fuentes termales en Candagua. A) Muestreo en la fuente termal localizada en la margen derecha del río Tambo, B y C) Muestreo en la fuente termal localizada en la margen izquierda del río Tambo.

5.2.4. Agua Blanca

La fuente Agua Blanca se localiza a 11 Km al sur este del volcán Huaynaputina, esta agua se estaría originando de la infiltración de agua meteórica y del deshielo que proviene desde la cumbre del volcán Huaynaputina y emerge desde la roca carbonatada parte de la Formación Socosani del Grupo Yura (figura 47). La temperatura del agua es de 26.4 con pH 7.79 ligeramente básico y conductividad eléctrica de 4140 $\mu\text{S}/\text{cm}$.



Figura 47. Zona donde emerge la fuente Agua Blanca (A, B).

5.2.5. Cerro Reventado

Las fuentes termales en la zona denominada Cerro Reventado emergen se localiza a 13 Km al sureste del volcán Huaynaputina, en la zona se observa que las aguas emergen desde la roca del Grupo Yura y surgen en la margen derecha e izquierda del río Tambo (figura 48). La temperatura medida en las aguas varían entre 43.7 a 58.9 °C, el pH es cercano a neutro con valores de 6.33 a 6.95, la conductividad eléctrica de las aguas fluctúan entre 5270 a 5350 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

En la zona donde emergen las aguas se observa abundante precipitado de color blanco en forma de láminas infladas (como poccorn) adheridas en la roca, también se observa venillas de cuarzo. Durante la surgencia del agua se observa la formación de precipitados de color rojo a óxido de hierro, a 3 metros de distancia desde la salida del agua se observan algas termófilas de color verde y batracios pequeños.



Figura 48. Fotografías de las fuentes termales de Ullucan. A y B) Muestreo y medición de parámetros físico-químicos de la fuente termal, C) Rio Aguada Buena donde emergen las fuentes termales, y D) Fuente termal donde los pobladores se bañan.

CAPITULO VI

GEOQUÍMICA

El principal objetivo de la exploración geoquímica es obtener información de las condiciones físico-químicas de los reservorios geotérmicos, que contribuye en la elaboración del modelo conceptual de un sistema geotérmico (Nicholson, 1993). Además, permite estimar la temperatura del reservorio, el origen del fluido y dirección de flujo que ayuda a localizar el reservorio geotérmico. La geoquímica tiene participación en todas las fases de exploración y desarrollo geotermal, tal como se describe a continuación:

Exploración (prospección):

- Localización de áreas de recarga y dirección de flujos de los fluidos subterráneos
- Estimación de la temperatura de subsuelo, usando geotermómetros químicos e isotópicos.
- Evaluación de la mezcla y procesos de ebullición en áreas de flujo ascendente (modelos de mezcla).
- Identificación del origen de los fluidos geotermales principalmente con técnicas isotópicas.
- Evaluación de la calidad del agua y vapor.

Desarrollo (antes del primer pozo perforado):

- Evaluación de procesos que controlan la composición del fluido de los pozos de descarga.
- Localización de horizontes en pozos (concentración de Cl).
- Circulación de fluidos dentro del sistema geotermal.
- Evaluación de la calidad del agua y vapor para planificar su utilización.
- Evaluación del impacto ambiental, para lo cual se define las propiedades químicas de los fluidos.
- Proveed información para le elaboración del modelo conceptual del sistema geotermal.

Explotación (monitoreo):

- Monitoreo de los cambios en la composición química de los pozos de descarga.
- Evaluación de los procesos de ebullición (formación de zonas de vapor dominante).
- Evaluación de la recarga de agua natural (o enfriamiento) dentro del reservorio.
- Identificar cambios en la tendencia de incrustación y corrosión de los ductos y en los equipos de planta.
- Monitoreo de la calidad del fluido geotermal con respecto al medio ambiente, que permite tomar acciones para evitarlos o aminorarlos.

Este capítulo presenta la caracterización geoquímica de las manifestaciones termales asociadas al sistema geotermal entre los volcanes Ubinas y Huaynaputina. La caracterización se basó en los resultados obtenidos en el inventario de las manifestaciones termales, así como de los resultados químicos e isotópicos de los fluidos geotérmicos obtenidos en el marco de los estudios de investigación técnico-científico enmarcados en el plan operativo institucional 2016 del INGEMMET correspondiente al proyecto GE38-3.

Los estudios geoquímicos consistieron en el muestreo y análisis químicos y/o isotópicos de las manifestaciones geotermales. Para ello se han utilizado las técnicas de muestreo de aguas propuestas por Giggenschach & Goguel (1989). Durante la toma de muestra se realizaron la medición de parámetros físico-químicos como: temperatura, pH, Conductividad y flujo. También se realizó los análisis químicos e isotópicos de las muestras colectadas de en la zona de estudio

(figura 37) con el objetivo de obtener información de la composición química e isotópica ($\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$) de las aguas.

Finalmente, los datos son presentados e interpretados mediante el uso de diagramas hidrogeoquímicos. Asimismo, los resultados de la caracterización geoquímica de las aguas termales y frías, han sido correlacionados con los sistemas hidrotermales de los volcanes Ubinas y Huaynaputina.

6.1. Resultados y discusión

Las manifestaciones termales asociadas al sistema geotermal entre los volcanes Ubinas y Huaynaputina son aguas con pH ácidas, neutras y ligeramente alcalinas, mientras que las aguas frías presentan un rango de pH desde neutras a alcalinas con excepción de la fuente de agua fría de la zona de Para (33U-FF-13) localizada a 5km al NE del cráter del volcán Ubinas (figura 37).

Las aguas de Lojen son ácidas debido al alto contenido del ion sulfato con ligera presencia del ion cloruro (cuadro 4). Estas aguas emergen a 14km al SO del cráter del volcán Ubinas (figura 36).

Las aguas con alto contenido del ion cloruro y con rangos amplios de concentración de sulfatos cuyos valores se encuentran entre 71.4 a 1101.8 mg/L, presentan pH neutro con ligera tendencia a ácido (figura 49). Las aguas del rio tambo y del rio Aguada Buena (muestra tomada en la parte baja) presentan alto contenido del ion cloruro y pH alcalino, esto se debe a que las aguas están sufriendo mezcla con las aguas termales con alto contenido de cloruro. El agua de la Laguna Salinas presenta pH alcalino (figura 49) característico de aguas que por proceso de evaporación concentran sus componentes disueltos y varios minerales precipitan sucesivamente cambiando la composición del agua.

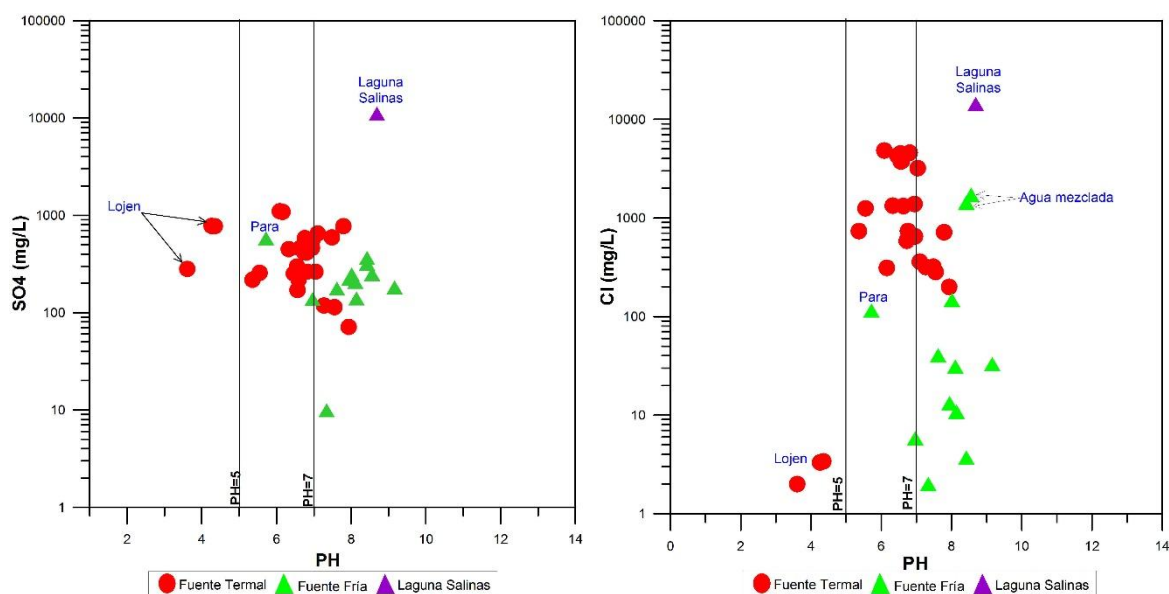


Figura 49. Diagramas binarios de SO_4 y Cl versus pH de las aguas termales y frías asociadas al sistema geotermal entre los volcanes Ubinas y Huaynaputina.

La temperatura de las fuentes termales varía entre 19.9 a 81 °C (cuadro 4), las aguas con mayor temperatura se localizan en la zona de Candagua, Cerro Reventado y Ullucan, por la ubicación de estas fuentes, posiblemente están asociadas al calor conductivo del sistema volcánico del Huaynaputina. Mientras que las aguas localizadas en la zona de Ubinas, Exchaje, Lucco y Huarina están asociadas al sistema hidrotermal del volcán Ubinas.

Cuadro 4. Parámetros fisicoquímicos medidos en campo de las manifestaciones termales y frías asociadas al sistema geotermal entre los volcanes Ubinas y Huaynaputina (nd: no detectado).

N°	Fuente	Código	Este	Norte	Altura msnm	pH	CE ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	T (°C)	Q L/s	Fecha
1	Mariposa I	33T-FT-01	269639	8187456	4323	7.27	1428.0	30.8	0.2	01/09/2016
2	Mariposa II	33T-FT-02	269625	8187480	4325	7.55	1319.0	32.1	1	01/09/2016
3	Palcamayo I	34T-FT-03	281633	8172935	4301	5.55	4380.0	51.3	1	01/09/2016
4	Palcamayo II	34T-FT-04	281671	8172916	4295	5.36	2740.0	44.1	1.5	01/09/2016
5	Lojen I	33T-FT-05	286087	8182251	4469	4.26	1132.0	30.8	1	02/09/2016
6	Volcancito	33T-FT-06	286330	8182139	4485	3.61	597.0	21.3	0.5	02/09/2016
7	Lojen II	33T-FT-07	286207	8182294	4476	4.35	1365.0	30.9	0.8	02/09/2016
8	Manantial Salinas	33T-FF-08	280375	8182727	4347	7.34	84.0	17.2	6	02/09/2016
9	Lag. Salinas	33T-FF-09	271968	8186832	4316	8.69	39400.0	7.6	nd	03/09/2016
10	Salinas Huito	33T-FT-10	271201	8191306	4319	7.93	928.0	19.9	1	03/09/2016
11	Huayllacucho	33T-FF-11	260526	8251107	4333	7.47	55.0	10.8	0.5	03/09/2016
12	Lag. Piscococha	33U-FF-12	291270	8192054	4505	7.78	1111.0	7.9	nd	04/09/2016
13	Para	33U-FF-13	301885	8194338	4181	5.72	1422.0	15.4	2	05/09/2016
14	Asnapuquio	33U-FT-14	314956	8203276	3456	7.04	10510.0	33.7	0.5	08/09/2016
15	Exchaje	33U-FT-15	315019	8203174	3467	6.56	12260.0	31.3	0.5	08/09/2016
16	Baños del Cura	33U-FT-16	314436	8202135	4331	6.59	12050.0	31.8	1.5	08/09/2016
17	Lucco	33U-FT-17	313413	8196767	3258	6.09	16020.0	40.3	2	08/09/2016
18	Manantial Lloque	33U-FF-18	314111	8195065	3265	9.16	1168.0	10.9	0.3	08/09/2016
19	Rio Tambo-Lloque	33U-FF-19	313893	8195123	3253	8.42	5490.0	13.4	nd	08/09/2016
20	Ispaypuquio	33U-FF-20	296476	8187978	4211	7.62	557.0	11.1	1.5	09/09/2016
21	Ubinas Termal	33U-FT-21	301233	8187717	3415	6.16	3000.0	29.5	0.5	09/09/2016
22	Ubinas Fria	33U-FF-22	301245	8187732	3425	8.11	615.0	15.6	1	09/09/2016
23	Huarina	33U-FT-23	306223	8180096	2523	7.10	2480.0	29.8	0.3	10/09/2016
24	Huarina II	33U-FT-24	306213	8180156	2521	7.48	2280.0	25.5	5	10/09/2016
25	Quebrada Matalaque	34U-FF-25	305309	8174817	2567	7.95	570.0	15.7	5	10/09/2016
26	Inkano	34U-FT-26	306934	8171588	2354	6.80	2970.0	57.4	0.8	10/09/2016
27	Inkano II	34U-FT-27	306930	8171579	2358	6.73	2870.0	61.3	1.5	10/09/2016
28	Ccamagua	34U-FT-28	307548	8170093	2333	6.96	3270.0	61.0	0.7	10/09/2016
29	Puente Candagua	34U-FT-29	307509	8169994	2326	6.76	3250.0	58.1	0.5	10/09/2016
30	Challahuayo	34U-FF-30	290450	8158437	2497	6.97	459.0	17.0	3	11/09/2016
31	Ullucan I	34U-FT-31	282794	8163117	2513	6.46	12880.0	75.0	1.5	13/09/2016
32	Ullucan II	34U-FF-32	282607	8163166	2707	6.81	14270.0	79.5	1	13/09/2016
33	Ullucan III	34U-FT-33	282550	8162941	2756	6.55	14070.0	81.0	1	13/09/2016
34	Rio Aguada Buena low	34U-FF-34	283323	8159006	2293	8.56	5170.0	22.6	nd	15/09/2016
35	Agua Blanca	34U-FF-35	310458	8154043	1891	7.79	4140.0	26.4	5	16/09/2016
36	Volcán	34U-FF-36	301381	8152893	2389	8.42	725.0	19.6	6	16/09/2016
37	C° Reventado	34U-FT-37	310269	8151867	1780	6.33	5270.0	58.9	1	17/09/2016
38	C° Reventado II	34U-FT-38	310262	8151828	1770	6.63	5310.0	55.1	0.5	17/09/2016
39	C° Reventado III	34U-FT-39	310301	8151603	1764	6.95	5350.0	43.7	0.5	17/09/2016
40	Manan. Aguada Buena	34U-FF-40	282888	8164502	3053	8.14	369.0	17.5	2	18/09/2016
41	Rio Aguada Buena up	34U-FF-41	282876	8164507	2996	8.01	987.0	11.8	nd	18/09/2016

Las proporciones químicas SO_4/Cl más altas son para las aguas con valores de pH más bajos (figura 50), asimismo se observa que la disminución de la proporción química SO_4/Cl tiene relación con la altitud, las fuentes termales localizadas a altitudes elevadas; a menor altitud menor SO_4/Cl (Lojen > Palcamayo > Ullucan) (Fig. xxx). Cabe destacar que la tendencia de la relación SO_4/Cl

con el pH sugiere un proceso de mezcla para las aguas muestreadas. De hecho, la mezcla de aguas ácidas sulfatadas con aguas cloruradas o viceversa, así como la mezcla con aguas meteóricas se estarían produciendo en algunas áreas hidrotérmicas.

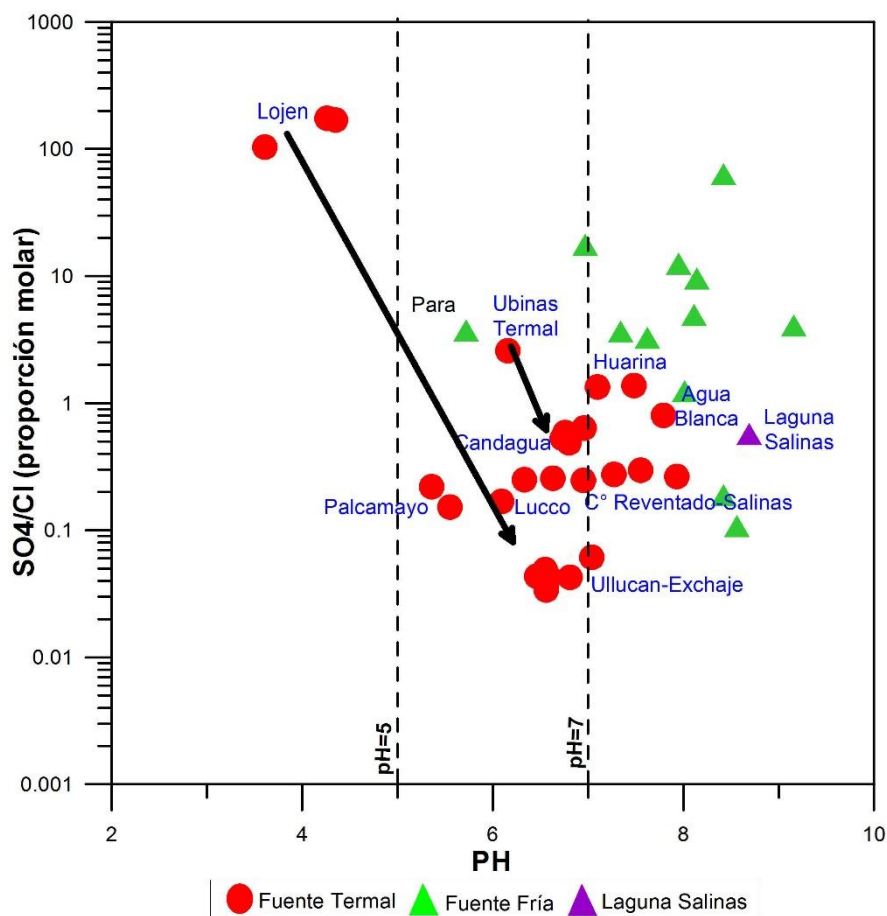


Figura 50. Diagrama binario SO₄/Cl versus pH para las muestras de aguas asociadas al sistema geotermal entre los volcanes Ubina y Huaynaputina.

Los valores de la conductividad eléctrica (CE) de las aguas termales varían entre 597 a 14,270 $\mu\text{S}/\text{cm}$, las aguas con alto valor de CE son las aguas de Exchaje, Lucco y Ullucan. Sin embargo las aguas frías presentan valores de CE entre 84 a 39,400 $\mu\text{S}/\text{cm}$, el valor alto lo presenta la Laguna Salinas (cuadro 4).

Los resultados de la composición química (cuadro 5) para las aguas termales en estudio, presentan concentraciones elevadas en los elementos mayoritarios como: cloruro con valores desde 2 mg/L a 4832 mg/L, sulfato desde 71.4 mg/L a 1101.8 mg/L; así como sodio desde 15.8 mg/L a 3027.6 mg/L, potasio desde 4.9 mg/L a 445.7 mg/L y para calcio y magnesio desde 1.9 mg/L a 484.7 mg/L y 1.8 mg/L a 124 mg/L respectivamente.

Las aguas frías presentan concentraciones elevadas en los elementos mayoritarios como: cloruro con valores desde 1.2 mg/L a 14,296 mg/L, sulfato desde 5.2 mg/L a 11,057.4 mg/L; así como sodio desde 3.4 mg/L a 9,711.2 mg/L, potasio desde 1.2 mg/L a 2896.7 mg/L y para calcio y magnesio desde 14.2 mg/L a 586.3 mg/L y 1.2 mg/L a 605.5 mg/L (cuadro 5).

Las aguas termales en su composición química presentan elementos minoritarios como el boro, silicio, arsénico, estroncio, aluminio, bario, hierro, manganeso, rubidio y cesio, en concentraciones que superan los límites máximos permisibles, como es el caso de elemento boro que presenta en grandes cantidades alcanza hasta los 128 mg/L en la zona de Ullucan (cuadro 6).

Los resultados de los análisis químicos de la muestras han pasado por un control de calidad analítico (Marini, 2000) mediante el cálculo del balance iónico (BI). Así como se han correlacionado con la información obtenida en campo para cada fuente agua muestreada.

En este trabajo se consideraron valores del BI menores al 10%. La única muestra que escapa de este rango es la fuente de agua denominada el Volcancito (33T-FT-06). Esta anomalía se debería a la especiación que afecta a las aguas a medida que estas son acidas (la fuente presenta pH 3.6), ya que aparecen componentes específicos cuando las cargas dejan de ser las usuales.

Cuadro 5. Composición química (mg/L) de las manifestaciones termales y frías asociadas al sistema geotermal entre los volcanes Ubinas y Huaynaputina. (bld: bajos límites de detección, nd: no detectado).

N°	Código	Li mg/L	Na mg/L	K mg/L	Ca mg/L	Mg mg/L	NO ₃ ⁻ mg/L	F ⁻ mg/L	Cl ⁻ mg/L	Br ⁻ mg/L	SO ₄ ⁼ mg/L	HCO ₃ ⁻ mg/L	CO ₃ ⁼ mg/L
1	33T-FT-01	0.36	280.6	26.0	3.7	2.0	<0.5	1.4	317.3	<0.5	117.9	87	<1
2	33T-FT-02	0.35	268.1	24.0	3.2	1.8	<0.5	1.4	282.9	<0.5	113.5	86	<1
3	34T-FT-03	4.41	660.3	158.5	85.8	27.5	<0.5	0.7	1248.4	1.9	256.6	80	<1
4	34T-FT-04	2.33	417.8	89.6	59.6	19.1	<0.5	0.5	733.5	1.2	217.7	61	<1
5	33T-FT-05	0.06	71.1	12.3	226.3	8.9	<0.5	1.4	3.3	<0.5	778.8	<1	<1
6	33T-FT-06	<0.02	15.8	4.9	45.7	8.8	<0.5	0.7	2.0	<0.5	280.6	<1	<1
7	33T-FT-07	0.06	71.7	12.8	228.4	8.7	<0.5	1.3	3.4	<0.5	774.7	<1	<1
8	33T-FF-08	<0.02	7.1	2.8	4.4	2.4	1.6	<0.2	2.0	<0.5	9.9	27	<1
9	33T-FF-09	20.19	9711.2	2896.7	586.3	605.5	<0.5	1.5	14296.0	7.9	11057.4	721	45
10	33T-FT-10	0.17	177.4	21.2	1.9	1.8	<0.5	0.8	199.5	<0.5	71.4	63	<1
11	33T-FF-11	<0.02	3.4	2.8	4.2	1.2	1.0	<0.2	1.2	<0.5	5.2	20	<1
12	33U-FF-12	<0.02	24.3	12.7	148.0	18.8	<0.5	2.8	30.1	<0.5	400.0	31	<1
13	33U-FF-13	0.05	94.3	15.5	88.0	76.3	<0.5	1.2	114.9	<0.5	579.9	16	<1
14	33U-FT-14	4.17	2040.9	126.7	178.5	26.6	<0.5	1.1	3187.4	1.8	263.3	753	5
15	33U-FT-15	5.15	2458.0	148.2	186.4	25.3	<0.5	1.2	3732.8	1.8	170.6	904	2
16	33U-FT-16	2.69	2301.7	136.9	244.7	29.6	<0.5	0.4	3786.9	1.2	218.2	582	2
17	33U-FT-17	7.24	3027.6	134.7	484.7	48.5	<0.5	1.3	4832.0	3.0	1101.8	712	<1
18	33U-FF-18	0.10	198.7	5.8	21.2	23.1	<0.5	0.8	32.9	<0.5	181.3	409	37
19	33U-FF-19	1.27	946.3	34.6	153.3	40.3	<0.5	<0.2	1425.4	0.9	364.9	220	2
20	33U-FF-20	<0.02	27.6	4.1	45.9	21.8	<0.5	0.6	40.2	<0.5	177.0	49	<1
21	33U-FT-21	0.31	289.2	37.8	224.7	85.2	<0.5	0.9	311.5	0.6	1085.7	240	<1
22	33U-FF-22	0.02	38.1	6.2	47.3	20.1	<0.5	0.5	31.0	<0.5	206.9	56	<1
23	33U-FT-23	0.40	207.1	11.8	234.7	38.7	1.9	0.8	359.5	0.6	650.3	186	2
24	33U-FT-24	0.32	189.6	11.8	208.2	41.8	1.0	0.8	319.6	0.6	591.9	209	2
25	34U-FF-25	0.05	34.9	3.1	59.7	7.6	<0.5	0.8	13.2	<0.5	223.5	32	<1
26	34U-FT-26	2.11	403.9	27.8	117.6	11.7	<0.5	1.4	628.3	1.4	413.8	154	<1
27	34U-FT-27	1.99	390.1	27.2	119.0	12.8	<0.5	1.4	585.4	1.1	419.3	151	<1
28	34U-FT-28	2.25	477.3	25.8	176.7	12.0	<0.5	1.4	648.3	1.6	558.2	143	<1
29	34U-FT-29	2.30	465.9	29.2	166.4	10.6	<0.5	1.5	733.8	1.6	580.7	146	<1
30	34U-FF-30	<0.02	13.6	2.0	60.9	11.1	7.1	0.2	5.8	<0.5	138.7	77	<1
31	34U-FT-31	15.83	2282.5	422.2	347.1	50.8	<0.5	1.0	4300.7	7.4	251.9	547	<1
32	34U-FF-32	16.51	2396.9	445.7	354.6	54.1	<0.5	1.0	4574.5	7.0	263.2	589	1
33	34U-FT-33	16.68	2421.3	441.0	363.6	61.6	<0.5	0.8	4502.4	7.8	297.3	611	3
34	34U-FF-34	6.14	790.8	147.9	174.9	29.3	<0.5	0.7	1713.3	2.9	249.8	245	8
35	34U-FF-35	1.32	414.0	24.9	360.0	124.0	<0.5	0.2	714.7	1.8	771.2	414	2
36	34U-FF-36	<0.02	19.3	3.8	121.2	18.9	1.2	<0.2	3.7	<0.5	317.8	86	1
37	34U-FT-37	3.74	758.1	56.4	239.5	41.4	<0.5	1.7	1329.9	2.4	449.3	381	2
38	34U-FT-38	3.88	777.0	57.4	241.9	39.2	<0.5	1.8	1320.2	2.6	458.3	374	<1
39	34U-FT-39	3.85	780.4	58.8	234.4	40.7	<0.5	1.7	1385.6	2.2	461.6	336	4
40	34U-FF-40	<0.02	19.3	1.2	55.6	3.0	<0.5	<0.2	10.8	<0.5	139.7	26	<1
41	34U-FF-41	0.43	88.4	17.2	81.3	16.5	<0.5	0.5	147.2	<0.5	246.7	32	<1

Cuadro 6. Composición química (elementos menores en mg/L) de las manifestaciones termales y frías asociadas al sistema geotermal entre los volcanes Ubinas y Huaynaputina.

N°	Código	B mg/L	SiO ₂ mg/L	As mg/L	Sr mg/L	Al mg/L	Ba mg/L	Fe mg/L	Mn mg/L	Rb mg/L	Cs mg/L
1	33T-FT-01	3.15	117.1	2.97	0.04	<0.02	0.025	<0.01	0.251	0.066	0.0464
2	33T-FT-02	2.96	111.2	2.94	0.04	<0.02	0.024	<0.01	0.158	0.057	0.0305
3	34T-FT-03	89.41	86.9	0.01	1.05	0.11	0.065	0.02	2.684	1.275	1.7122
4	34T-FT-04	51.99	69.5	0.01	0.66	0.27	0.049	0.14	1.646	0.677	0.9335
5	33T-FT-05	0.43	49.7	0.47	1.35	0.43	0.020	0.16	0.387	0.032	0.0245
6	33T-FT-06	0.13	48.3	<0.01	0.21	8.89	0.011	12.25	0.349	0.012	0.0008
7	33T-FT-07	0.37	49.0	0.40	1.36	0.32	0.019	0.07	0.380	0.030	0.0231
8	33T-FF-08	0.08	51.0	0.03	0.03	0.03	0.005	<0.01	<0.001	0.006	0.0006
9	33T-FF-09	219.50	18.9	5.47	20.77	0.38	0.063	0.02	3.133	1.954	0.1326
10	33T-FT-10	2.17	71.9	0.61	0.03	<0.02	0.006	<0.01	<0.001	0.023	0.0027
11	33T-FF-11	<0.05	31.4	<0.01	0.03	0.02	<0.003	<0.01	<0.001	0.007	<0.0005
12	33U-FF-12	0.24	0.7	<0.01	0.73	0.04	0.028	0.03	0.293	<0.005	<0.0005
13	33U-FF-13	0.44	90.7	<0.01	0.16	0.41	0.007	9.57	1.771	0.058	0.0009
14	33U-FT-14	24.15	36.4	0.01	5.54	0.13	0.153	0.06	0.706	0.983	0.6203
15	33U-FT-15	28.68	30.9	<0.01	6.44	0.05	0.180	0.03	0.691	1.091	0.7446
16	33U-FT-16	15.75	31.5	0.04	6.54	0.04	0.080	0.03	0.374	0.888	0.3930
17	33U-FT-17	25.30	54.6	0.05	13.44	0.03	0.043	0.01	0.451	1.276	1.1565
18	33U-FF-18	0.99	18.6	0.02	0.81	<0.02	0.038	0.02	0.007	0.017	0.0046
19	33U-FF-19	4.96	26.5	0.05	3.64	<0.02	0.110	0.03	0.037	0.171	0.1706
20	33U-FF-20	0.10	77.2	<0.01	0.13	<0.02	0.016	<0.01	<0.001	0.009	<0.0005
21	33U-FT-21	2.62	52.4	0.12	1.26	<0.02	0.012	2.84	0.843	0.113	0.1367
22	33U-FF-22	0.20	77.4	<0.01	0.19	<0.02	0.009	0.03	0.003	0.023	0.0022
23	33U-FT-23	2.05	57.8	0.06	1.63	0.02	0.036	<0.01	0.008	0.105	0.0763
24	33U-FT-24	1.81	56.5	0.05	1.40	<0.02	0.024	<0.01	0.010	0.086	0.0688
25	34U-FF-25	0.61	31.4	0.07	0.35	0.09	0.015	<0.01	0.069	0.015	0.0208
26	34U-FT-26	20.09	103.1	0.32	1.51	<0.02	0.046	0.09	0.585	0.405	0.8843
27	34U-FT-27	18.42	99.7	0.33	1.44	0.02	0.040	0.05	0.781	0.400	0.8656
28	34U-FT-28	23.22	108.9	0.38	1.98	<0.02	0.051	0.03	0.788	0.361	0.8052
29	34U-FT-29	22.99	120.9	0.37	1.94	0.04	0.051	<0.01	0.886	0.449	1.1253
30	34U-FF-30	0.13	26.3	<0.01	0.33	<0.02	0.049	<0.01	0.002	<0.005	0.0011
31	34U-FT-31	203.48	195.7	38.46	5.39	0.02	0.218	1.67	0.755	5.213	8.1519
32	34U-FF-32	208.53	201.6	39.60	5.64	0.03	0.233	1.72	0.706	5.751	9.1254
33	34U-FT-33	218.18	230.0	38.58	5.69	0.03	0.223	3.63	0.640	5.195	8.3076
34	34U-FF-34	65.58	85.6	11.11	2.04	0.10	0.085	0.09	0.246	1.789	2.2533
35	34U-FF-35	13.14	86.6	0.06	4.40	<0.02	0.018	0.02	0.017	0.057	0.0407
36	34U-FF-36	0.16	30.0	<0.01	0.87	<0.02	0.019	0.03	0.013	<0.005	0.0007
37	34U-FT-37	24.38	121.1	1.74	3.62	<0.02	0.061	0.89	0.245	0.692	0.9800
38	34U-FT-38	24.12	114.7	1.62	3.65	<0.02	0.056	0.51	0.178	0.637	1.0142
39	34U-FT-39	24.52	123.2	1.45	3.66	<0.02	0.076	0.02	0.051	0.674	0.8843
40	34U-FF-40	0.25	22.5	0.03	0.23	<0.02	0.018	<0.01	<0.001	<0.005	0.0102
41	34U-FF-41	7.98	50.1	0.14	0.60	0.12	0.016	0.02	0.285	0.162	0.1771

6.1.1. Clasificación hidroquímica de las aguas

La clasificación geoquímica basada en la distribución de las muestras de agua en el diagrama de Langelier-Ludwig (Langelier y Ludwig 1942) muestra que las aguas frías ($T < 19^\circ\text{C}$) en su mayoría son de composición clorurada alcalina (Na-Cl) y aguas sulfato-clorurado alcalino térreos (Ca.Mg-SO₄.Cl); a diferencia de los dos manantiales muestreados en la zona de Lloque (33U-FF-18) y Salinas (33T-FF-08) que se ubican en el cuadrante de aguas bicarbonatada alcalino-alcalinotérreo (figura 51). Asimismo, se observa que dos fuentes de agua fría se encuentran en el cuadrante de aguas cloruradas alcalinas, esto se debe a la mezcla de estas aguas con aguas termales.

Las muestras de aguas termales se dividen en dos tipos de agua. 1) Aguas cloruradas alcalinas que se deriva de la disolución de la Halita o podría tener relación con el recorrido de las aguas a niveles profundos originándose en sistemas de alta entalpía (Nicholson, 1993; Marini, 2000).y 2) Aguas sulfatadas alcalina terreas siendo en su mayoría aguas por procesos de oxidación de H₂S y/o lixiviación del CaSO₄ (figura 51)

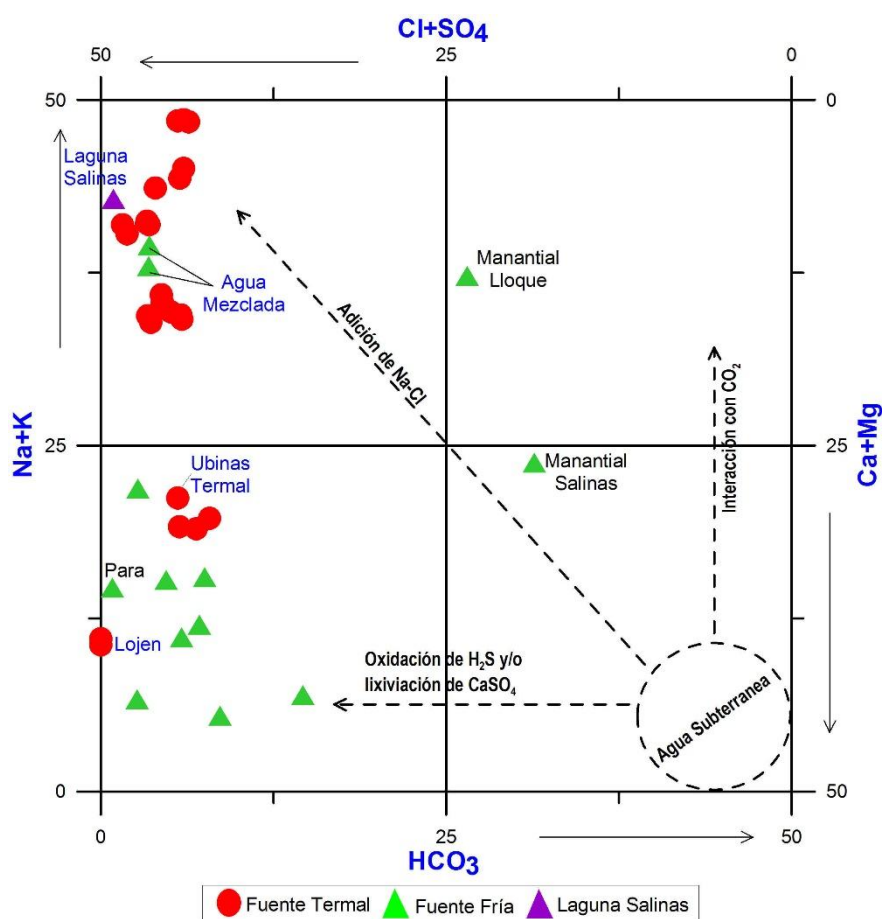


Figura 51. Diagrama de Langelier –Ludwig (Langelier y Ludwig 1942) para las aguas termales y frías asociadas al sistema geotermal entre los volcanes Ubinas y Huaynaputina.

Giggenbach (1988) propone un diagrama de clasificación que utiliza las concentraciones de aniones mayores presentes en el agua, correspondientes a Cl, SO₄ y HCO₃. Mediante el análisis de estos tres aniones se puede inferir el origen de los fluidos y los procesos que estos hayan sufrido durante su ascenso a la superficie.

Asimismo, el contenido relativo de Cl, SO₄ y HCO₃ entrega una primera clasificación de las aguas termales y permite ubicarlas dentro de un sistema geotermal, se debe a que la cantidad relativa de estos componentes varía con la evolución de las aguas en un sistema geotermal (Giggenbach, 1997). Particularmente la composición de las aguas cloruradas neutras (aguas maduras) entrega información relevante de las condiciones físico-químicas del reservorio, porque son el producto final del equilibrio entre agua y roca (Giggenbach, 1988).

El origen de los aniones Cl, SO₄ y HCO₃ se puede asociar a la presencia de HCl, SO₂ y CO₂ respectivamente. Componentes cuyo origen magmático permite inferir la evolución de aguas inmaduras, ácidas y oxidadas a aguas maduras, neutras y reducidas (Giggenbach, 1997).

El diagrama ternario Cl-SO₄-HCO₃ (figura 52) (Giggenbach, 1988), muestra que las aguas asociadas al sistema geotermal entre los volcanes Ubinas y Huaynaputina se localizan en el campo de aguas cloruradas neutras (aguas maduras) debido a su alto contenido del ion cloruro, característico de aguas geotermales que proviene de reservorios clorurados profundos; y en el campo de aguas sulfatadas-cloruradas mezcladas y/o aguas mezcladas con condensados volcánicos. Mientras que las aguas frías en su mayoría se ubican en el campo de las aguas sulfatadas-cloruradas mezcladas y/o aguas mezcladas con condensado de vapor con excepción de dos fuentes frías que se ubican en el campo de aguas cloruradas, debido a la mezcla con aguas termales incorporando en su composición los componentes propios de las aguas termales, de ahí que se aprecia el incremento de los iones mayoritarios. Asimismo dos fuentes se localizan en el campo de agua bicarbonatada (figura 52).

Además, se puede indicar que durante la circulación de las aguas cloruradas provenientes de niveles profundos no tendría reactividad de las especies H₂S y CO₂, lo que impide la formación de los iones SO₄ y HCO₃ como es caso de las aguas termales de Lojen. La ausencia de bicarbonato y sulfato permite restringir a las aguas geotermales al vértice de Cl, ya que durante la separación de fases, el S se particiona a la fase vapor mientras que el Cl tiende a quedarse en el líquido. Esta separación de fases aumenta el pH de las aguas por lo que en el extremo más cercano al Cl del diagrama se encuentran aguas cloruradas neutras.

Mientras que el CO₂ presenta un comportamiento diferente a distintas temperaturas; cuando el fluido se encuentra a presiones altas, el CO₂ (de origen magmático) se mantiene en solución en el fluido hidrotermal. Una vez que la temperatura desciende de los 330 °C, el CO₂ (aq) se vuelve reactivo y puede alterar la roca del acuífero, precipitando calcita y bicarbonato. Debido a la solubilidad inversamente proporcional de la calcita respecto a la temperatura en aguas poco salinas, el contenido de bicarbonato disuelto en equilibrio, aumenta a medida que disminuye la temperatura.

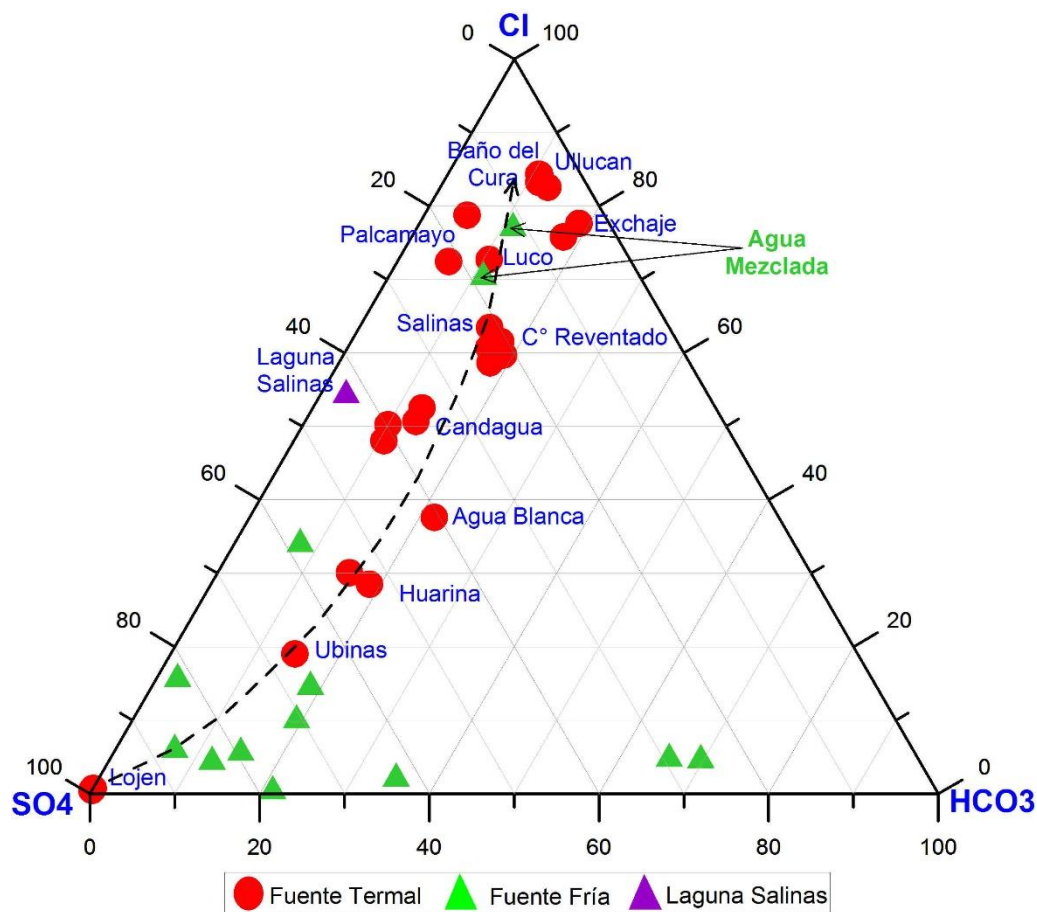


Figura 52. Contenido relativo de Cl, SO₄ y HCO₃ para las muestras de aguas termales y frías asociadas al sistema geotermal entre los volcanes Ubinas y Huaynaputina (Giggenbach, 1988).

El diagrama de Piper (figura 53) confirma la clasificación de las aguas termales dada por el diagrama de Langelier y Ludwig (1942). El tipo de aguas que se presentan en la zona son clorurada alcalina o sódica (Na-Cl) y sulfatadas-cloruradas alcalinas terreas o cálcicas-magnésicas (Ca.Mg-SO₄.Cl). Mientras que las muestras de aguas frías se clasifican dentro del tipo de agua sulfatadas-cloruradas alcalinas terreas (Ca.Mg-SO₄.Cl).

En la mayoría de las fuentes termales se observa dentro de su composición aniónica concentración considerable del ion SO₄, esto indicaría que las aguas se están originando de la mezcla entre aguas cloruradas y aguas salinas con elevado contenido de SO₄. El elemento Cl estaría proviniendo de la interacción del agua con ambientes evaporíticos asociados posiblemente a rocas sedimentarias marinas presentes en la zona (figura 53). Según los resultados de la composición mineralógica (cuadro 1 del anexo 2) de los precipitados colectados en las fuentes de agua Na-Cl muestra alto porcentaje del mineral Halita. Por lo tanto, estas aguas Na-Cl de las zonas de Ullucan, Exchaje, Lucco podrían ser el resultado de la interacción de las aguas meteóricas infiltradas con rocas evaporitas (halita) asociados a la Formación Hualhuani. Sin embargo para el caso de las aguas termales (33T-FT-01, 33T-FT-02, 33T-FT-10) se deben principalmente a la reacción a nivel superficial del agua termal con el agua salina de la Laguna Salinas.

Para el caso de la zona de Palcamayo, las aguas son el resultado de la interacción de agua clorurada con rocas andesíticas, traquiandesitas. Sin embargo, el aporte de SO₄ al agua sería por el contacto del agua con rocas sulfurosas a nivel superficial, ya que en la zona se observan rocas intensamente alteradas por proceso de hidrotermalismo, así como la interacción agua-roca a

niveles profundos está incorporando en su composición elementos químicos como aniones, cationes y elementos traza, asociados a procesos de dilución, lixiviación, neutralización, etc. Mientras que el elevado contenido de SO_4 en las demás muestras de agua estaría relacionado a la presencia de condensados volcánicos posiblemente asociados a los sistemas hidrotermales de los volcanes Ubinas y Huaynaputina.

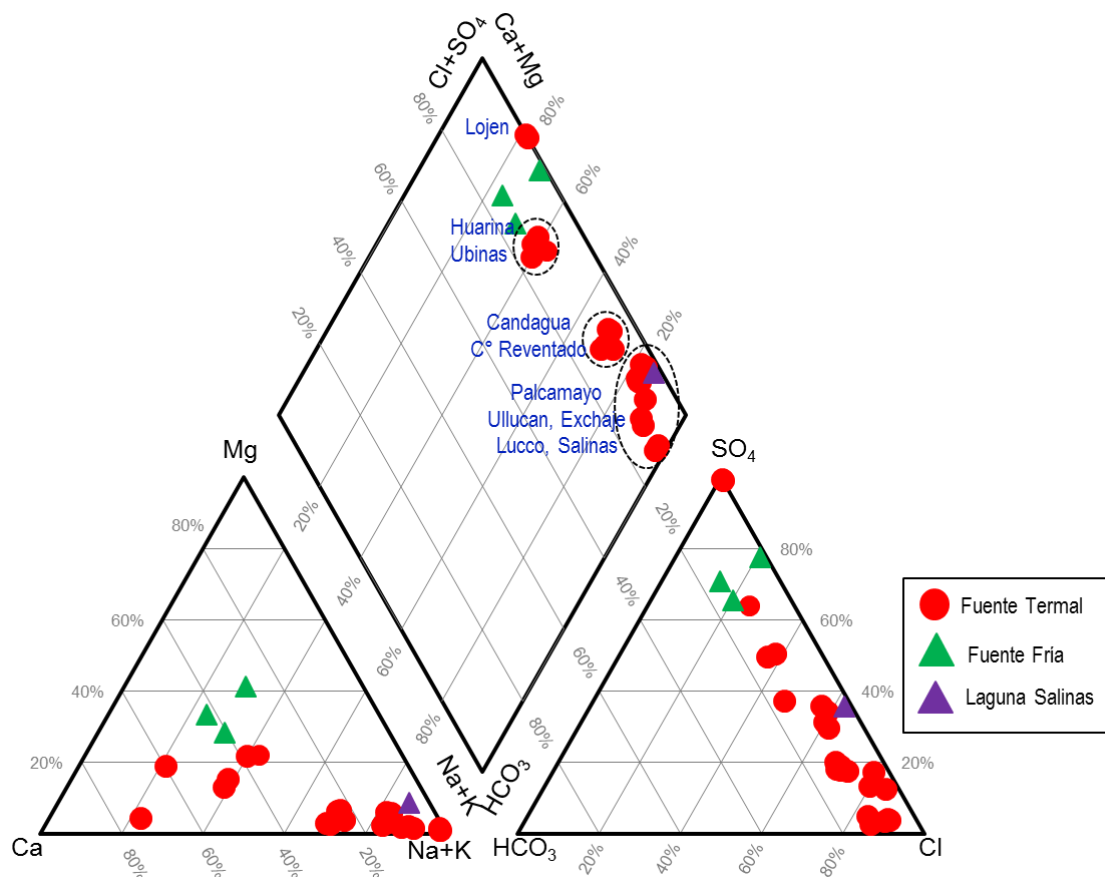


Figura 53. Diagrama de clasificación de Piper muestra la distribución química de las aguas termales y frías asociadas al sistema geotermal entre los volcanes Ubinas y Huaynaputina.

Por otro lado, los diagramas binarios Na-Cl y K-Cl muestran una relación lineal entre todas las fuentes termales y frías (figuras 54a y 54b). Estos gráficos sugieren que esta relación corresponde a una mezcla entre aguas de elevada concentración correspondiente a las fuentes termales y las aguas frías, las mismas que podrían estar mezclándose con condensados volcánicos.

También, se observa que las aguas muestran una correlación positiva entre el ion cloro con los cationes sodio y potasio (figura 54), correspondiendo a todas aquellas del tipo clorurado y sulfato-cloruradas. También se observa la tendencia evolucionada desde el agua meteórica a aguas termales posiblemente modificadas a profundidad por contribución de fluidos magmáticos y de disolución de la roca.

Las muestras de agua geotérmica utilizadas en este estudio generalmente tienen relaciones molares de Na/Cl próximas o superiores a la unidad (figura 54), demostrando que Na es el catión dominante en aguas termales ricos en iones cloruro.

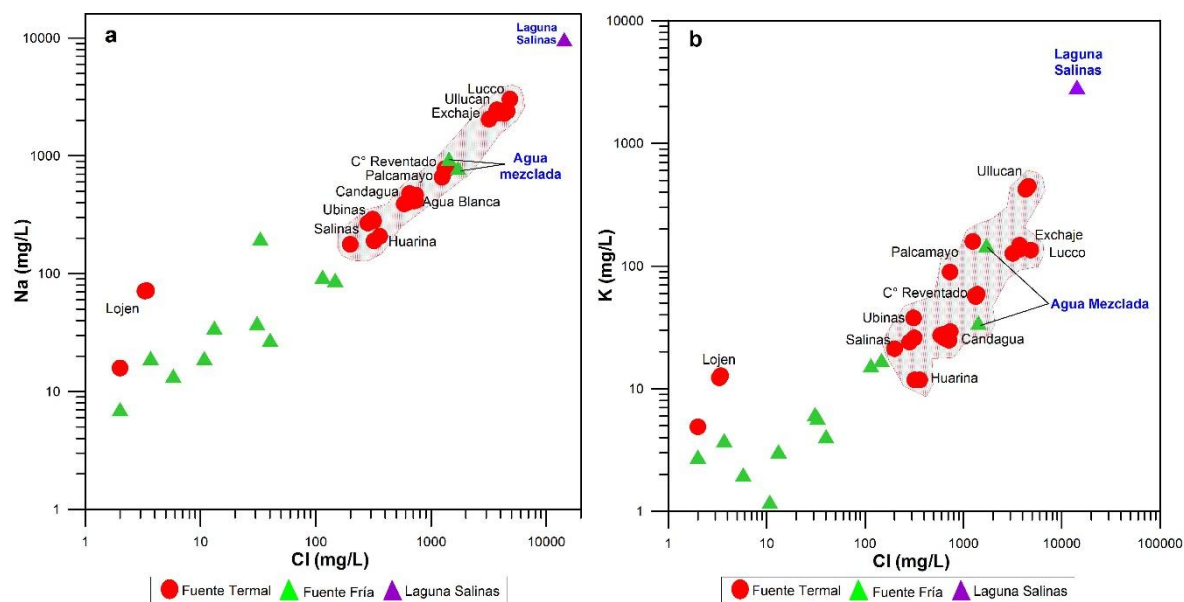


Fig. 53. Diagramas binarios. a) Na-Cl; b) Mg-SO₄

Los diagramas binarios Ca-Cl y Mg-Cl (figura 55-a, b) muestran la correlación opuesta a los diagramas binarios Na-Cl y K-Cl (Fig. 54). La concentración de Ca y Mg en las aguas termales se ve afectada por su acidez debido al control del pH sobre la solubilidad de los minerales portadores de Ca (especialmente de minerales o rocas carbonatados). Las aguas termales ácidas, independientemente del lugar de muestreo tienen mayores concentraciones de Ca y Mg que las aguas termales neutras. Las aguas neutras con considerable concentración de iones sulfato presentan mayor concentración de Ca y Mg (figura 55-a, b).

Por otra parte, las aguas termales que emergen en el valle del río Tambo, Palcamayo y Ullucan tienen concentraciones más altas de Mg que las demás fuentes. La fuente denominada Agua Blanca (34U-FF-35) presenta la concentración elevada de Mg debido que esta fuente emerge desde rocas carbonatadas como la calcita y dolomita. Mientras que las aguas de Lojen (33T-FT-05, 33T-FT-06, 33T-FT-07) y Salinas (33T-FT-01, 33T-FT-02, 33T-FT-10) presentan bajas concentraciones en Ca y Mg (figura 55-a, b).

La relación Mg/Cl (figura 55-c) representada en función al valor de pH, muestra que las aguas con pH ácidos inferiores a 5 se designan separadamente de aquellas con valores de pH más altos. Las muestras de pH bajo (figura 55-c) tienen proporciones de Mg/Cl considerablemente más altas en comparación a las demás muestras. Mientras que las aguas de las zonas del valle del río Tambo, Palcamayo, Ullucan y Salinas con pH mayores a 5.5 muestran proporciones química de Mg/Cl bajos (figura 55-c).

Un gráfico monovalente-bivalente (figura 55-d) muestra otro tipo de relaciones entre las aguas estudiadas. Las aguas se agrupan de acuerdo a sus proporciones químicas similares en cinco grupos: 1) Aguas que emergen en el valle del río Tambo. 2) Aguas que emergen de la zona de Salinas, 3) Aguas de la zona de Ubinas, 4) Aguas de la zona de Palcamayo y Ullucan y 5) Aguas de la zona de Lojen. En la gráfica se observa que el manantial (33U-FF-18) y el agua del río Tambo (33U-FF-19) no podría ser una fuente de contaminación, dilución o mezcla para las aguas termales, más bien el quimismo de las aguas termales repercuten en la composición del agua del río Tambo, ya que todas las aguas termales que emergen a lo largo del valle del río tambo descargan al río Tambo.

Para el caso de las aguas de la zona de Ubinas se observa que las aguas frías y termales tienen como ion predominante el sulfato, lo que podría indicar que estas aguas posiblemente interactúan con fluidos y/o condensados volcánicos asociados al sistema hidrotermal del volcán Ubinas.

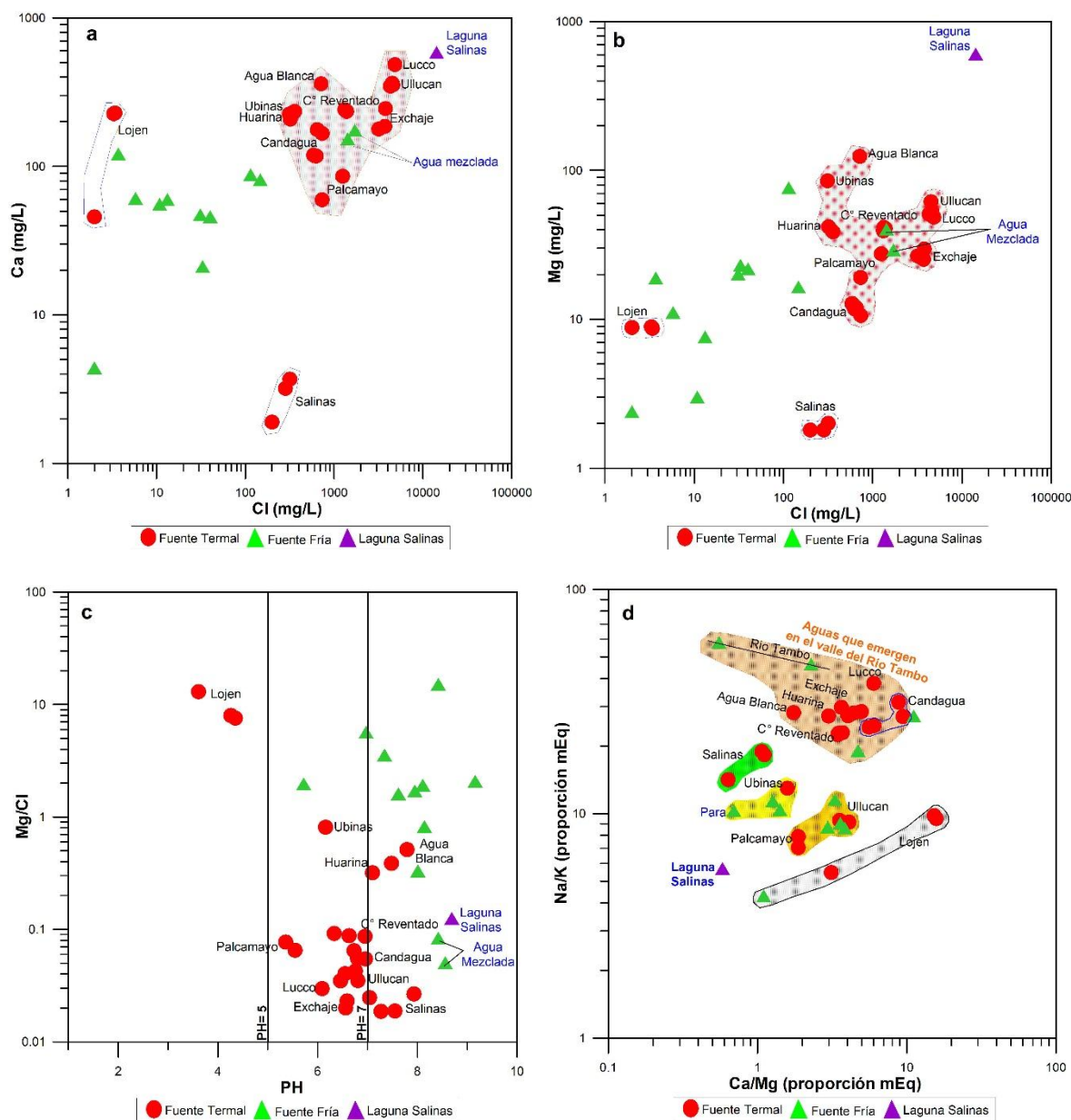


Figura 55. Diagramas binarios. a) Ca-Cl; b) Mg-Cl; c) Mg/Cl-pH; d) Na/K-Ca/Mg

El diagrama de proporción química Na/Cl-HCO₃/Cl (figura 56) muestra que las fuentes termales presentan menor relación HCO₃/Cl en comparación a las aguas frías con elevada relación HCO₃/Cl con excepción de las aguas frías (que se mezclan con las aguas termales y posiblemente condensado volcánico como la fuente fría de Para (33U-FF-13). La relación alta de HCO₃/Cl podría estar relacionado a la interacción del agua con rocas carbonatadas a nivel superficial.

Las aguas termales presentan dentro de su composición química al ion HCO₃ (figura 56), el cual podría estar relacionado al recorrido de las aguas desde niveles profundos con contenidos de CO₂,

que al ascender a superficie disminuye la temperatura y presión dando lugar a la reactividad del CO_2 e induce a la reacción de las rocas huésped y posteriormente se transforma en HCO_3 o CO_3 . Asimismo, se puede inferir que la presencia de CO_2 estaría relacionado con la presencia de vulcanismo activo como los volcanes Ubinas y Huaynaputina.

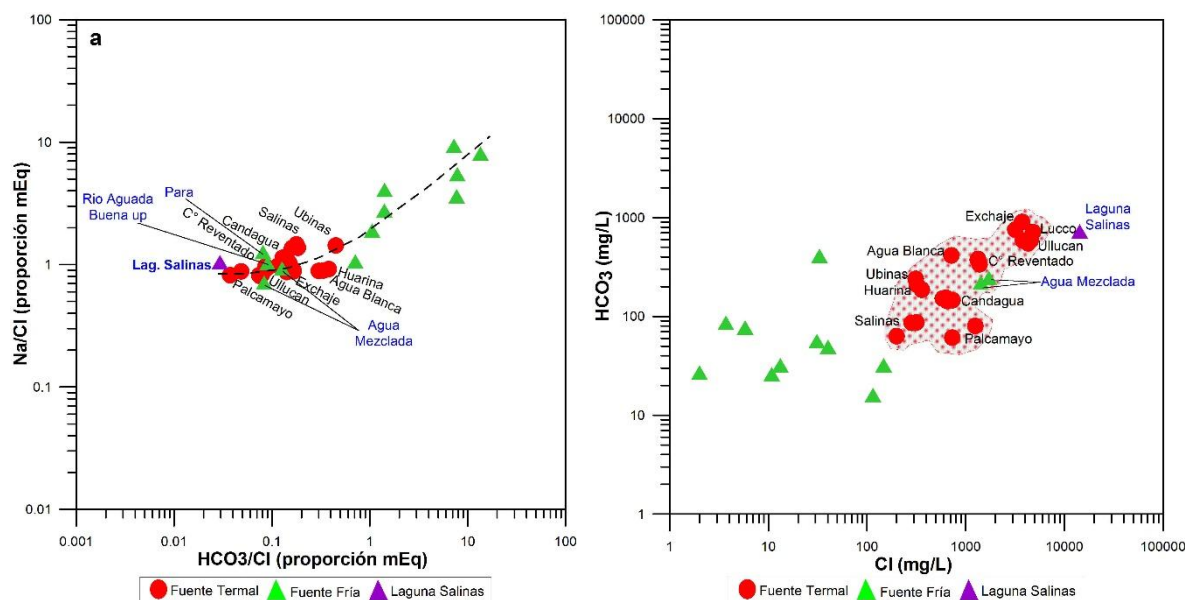


Figura 56. Diagramas binarios de Na/Cl vs HCO_3/Cl a) y HCO_3 vs Cl b)

6.1.2. Trazadores químicos

6.1.2.1. Diagrama ternario Cl-Li-B y binario B-Cl

El Cl, Li y B son elementos considerados conservativos, de éstos el menos propenso a sufrir modificaciones por procesos secundarios es el Li, de ahí que es usado como un trazador químico, debido que este metal es alcalino que no es afectado por procesos secundarios y puede ser usado como trazador en procesos iniciales de disolución de roca a profundidad. Además como referencia para evaluar el posible origen del agua en relación a los elementos conservativos importantes como el Cl y B (Giggenbach, 1991).

El Cl y B son elementos conservativos en los sistemas geotermales que son fijados en la fase fluida sin llegar al equilibrio, los cuales son considerados como los mejores geoindicadores para determinar el origen del sistema geotérmico. Así como, la proporción B/Cl y el diagrama ternario Cl-Li-B son usados para indicar la fuente del fluido y su interacción con algún tipo de roca durante su circulación. Además el contenido de boro en los fluidos geotérmicos refleja el grado de madurez de un sistema geotérmico (Giggenbach, 1991a).

Los resultados del contenido relativo de las especies Cl-Li-B representados en el diagrama ternario (figura 57, Giggenbach, 1991a) muestra que las aguas asociadas al sistema geotermal entre los volcanes Ubinas y Huaynaputina no presentan un origen común. Las aguas termales se distribuye entre dos campos definidos: 1) Aguas que provienen de un sistema hidrotermal antiguo con baja absorción de vapor de baja proporción de B/Cl, estas aguas termales se localizan al NE y O del volcán Ubinas (Baños del Cura, Huarina, Ubinas, Lucco, Exchaje y Salinas) se ubican en este campo, debido al bajo contenido de B y Li, lo que puede indicar que los fluidos vienen desde de la roca vieja del basamento más bien que de los sedimentos subyacentes, y 2) Aguas que se originan

desde un sistema hidrotermal joven con absorción de vapor de elevada proporción de B/Cl, en este campo se ubican las aguas que emergen en las zonas de Lojen, Palcamayo, Ullucan, Candagua y Cerro Reventado posiblemente asociado a sistemas volcánico-magmático y en este caso relacionado a los sistemas hidrotermales volcánicos de los volcanes activos Ubinas y Huaynaputina.

Asimismo, las altas concentraciones de boro que presentan las aguas en estudios podría deberse a la alteración meteórica de rocas volcánicas y a la actividad hidrotermal de los volcanes Ubinas y Huaynaputina (Risacher, 1984), o estar relacionadas con el lixiviado meteórico y/o hidrotermal de rocas ricas en boro (Murray, 1996). También la presencia de boro en las aguas estaría relacionado al proceso de interacción agua-roca controlado por la temperatura del fluido (Arnorrsson & Andresdottir, 1995).

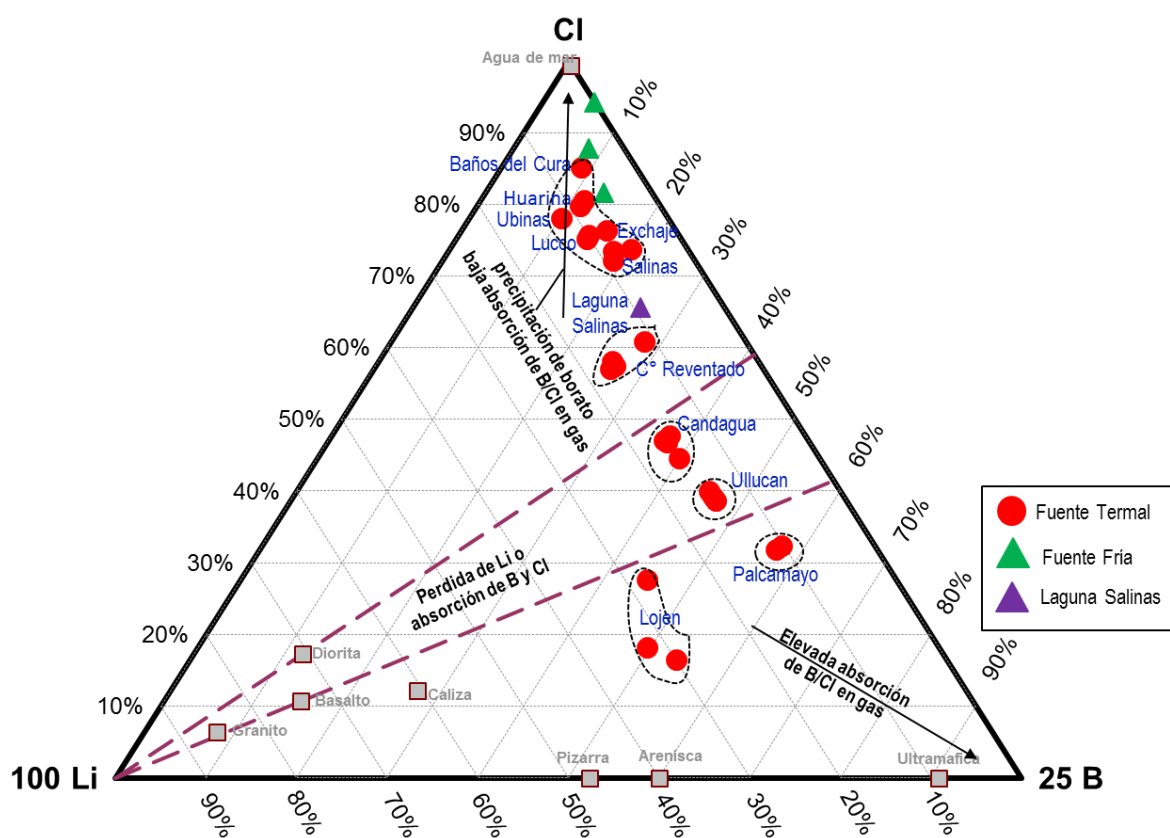


Figura 57. Diagrama ternario CI-Li-B (clasificación con elementos conservativos).

Las proporciones químicas B/Cl de las aguas termales se pueden utilizar para identificar los procesos que ocurren en el subsuelo, tales como, la interacción agua-roca, desgasificación magma y la alimentación de agua de mar en un sistema geotérmico (Arnorrsson y Andresdottir, 1995; Valentino y Stanzione, 2003).

En el diagrama binario B-Cl (figura 58) se observa que la proporción de B/Cl es baja, oscila entre 0.008 hasta 0.2, asociado a procesos de mezcla con aguas subterráneas y a la interacción agua-roca durante el ascenso hacia la superficie. Asimismo, la baja proporción B/Cl podría ser causada por la separación de fases en reservorios geotérmicos de elevada temperatura ($> 300^{\circ}\text{C}$) (Truesdell et al 1989). Este proceso elimina el B desde el reservorio geotérmico, por tanto, incrementa relativamente la concentración de Cl del fluido hidrotermal restante (Arnorrsson y Andresdottir, 1995; Truesdell et al., 1989).

Sin embargo, de acuerdo a las características químicas de las aguas, los reservorios del sistema geotermal entre los volcanes Ubinas y Huaynaputina no superan los 200°C, por lo cual la baja proporción B/Cl podría ser causada por la remoción del B debido a la adsorción por minerales de arcilla, particularmente por la Illita (Harder, 1970).

En la figura 58, las aguas en estudio se ubican en el área de aguas que interactúan con rocas intrusivas, volcánicas y sedimentarias. En la zona de estudio se evidencia afloramientos de unidades intrusivas, sedimentarias y volcánicas (mapa geológico, anexo 2), los cuales se emplazaron en distintos periodos eruptivos. Lo que indicaría que las aguas están circulando a través de este tipo de rocas a nivel profundo (Shigeno et al., 1993; Shigeno & Abe 1983).

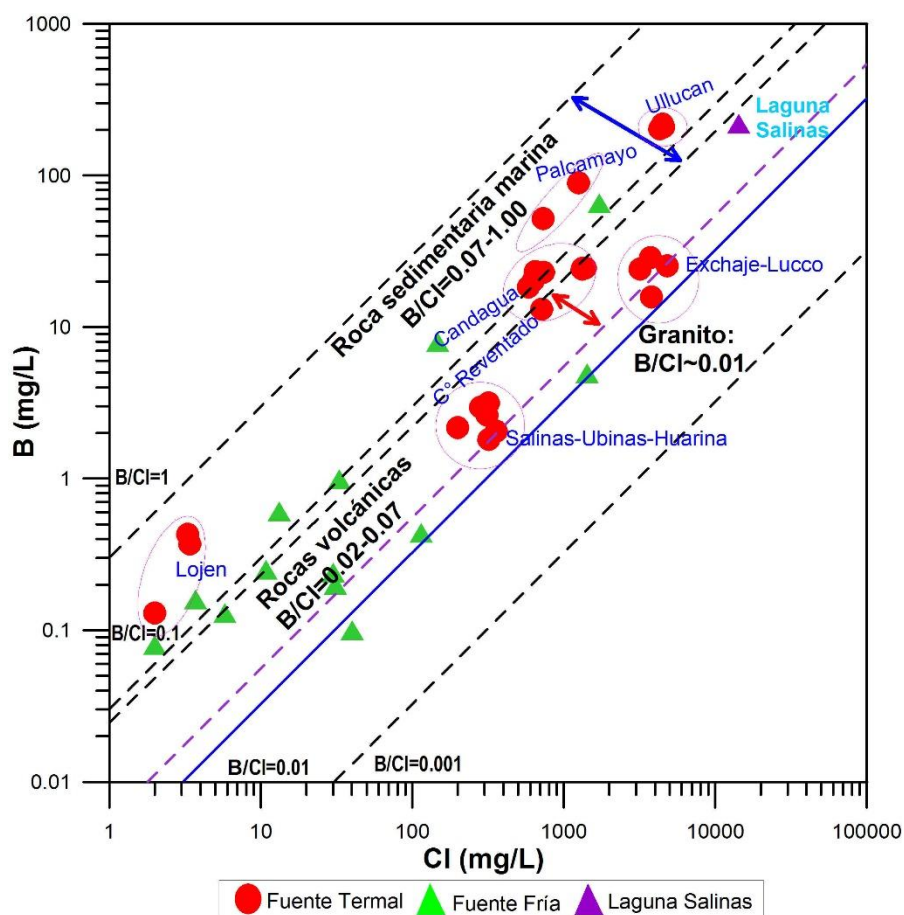


Figura 58. Diagrama Boro vs Cloruro Shigeno, 1983).

6.1.2.2. Diagrama ternario Li-Rb-Cs

Los metales alcalinos Li-Rb-Cs son útiles para comprender los procesos profundos (Giggenbach, 1991) y el origen común de los fluidos geotermales, ya que estos elementos son los que menos modificaciones sufren durante el trayecto de las mismas hasta la superficie; también permite saber si una determinada emisión sufre modificaciones importantes desde su origen hasta su descarga por comparación entre los valores hipotéticos y los reales con respecto al equilibrio con las rocas. Los contenidos relativos Li, Rb y Cs se representan gráficamente en un diagrama ternario de acuerdo a:

$$S = C_{Li} + 4C_{Rb} + 10C_{Cs}$$

$$\text{“\% -Li”} = 100C_{\text{Li}}/S$$

$$\text{“\% -Rb”} = 400C_{\text{Rb}}/S$$

y

$$\text{“\% -Cs”} = 1000C_{\text{Cs}}/S$$

Los elementos Rubidio, Litio y Cesio están fuertemente correlacionados, los coeficientes de correlación calculados para estos elementos son 0,8 para Rb-Li, 0,94 de Rb-Cs, y 0,6 para el Li-Cs. Esto sugiere que las aguas asociadas al sistema geotermal entre los volcanes Ubinas y Huaynaputina se estarían formando por la mezcla de entre aguas subterráneas frías, aguas meteóricas y aguas geotérmicas con constituyentes característicos de Cl, B, Li, Rb y Cs. Los mismos que son afectadas por procesos de interacción fluido-roca de diferentes tipos y alcance.

Las concentraciones relativas de Li, Rb y Cs y los procesos que pudieron cambiar en sus concentraciones en el agua se representan en el diagrama ternario de Li-Rb-Cs (figura 59, Giggenbach, 1991). Es interesante observar que la mayoría de las aguas tienen un origen común, sin embargo una fuente de Salinas (33T-FF-10), la Laguna Salinas (33T-FF-09) y la fuente de Agua Blanca (34U-FF-35) se ubican hacia el vértice del Li, en la región donde el Cs es absorbido en zeolitas a temperaturas <300°C

Las aguas termales que se ubican hacia la región del vértice de Cs, podría inferirse que pertenecen a un mismo sistema geotermal, también es un indicativo que las aguas durante su recorrido disminuye el elemento Rb, debido a procesos secundarios de mineralización, donde el Rb es absorbido por la Illita y Feldespato Potásico incorporando al Rb en su estructura cristalina a temperaturas > 300°C.

Asimismo, el elemento Litio disminuye en el agua, esto se debe a la precipitación del cuarzo durante el ascenso del agua a superficie, ya que el cuarzo comienza a precipitar a temperaturas menores a 300°C debido al proceso de enfriamiento conductivo de la solución hidrotermal, así como a la disminución de la presión y pH (Fournier, 1977). Durante este proceso el Li es incorporado dentro de la estructura cristalina del cuarzo. Además las proporciones químicas de Li/Cs de las aguas termales van desde 1.8 hasta 7.8, lo que refleja la interacción agua-roca. Bajas relaciones de Li/Cs son indicativos de agua de descarga en una zona de flujo ascendente, mientras que altas proporciones de Li/Cs apuntan a una zona de salida de flujo lateral (Giggenbach, 1991). En el caso de las aguas en estudio descarga con flujo de salida lateral, favorecido por el sistema de fallas y fracturas propios de la zona.

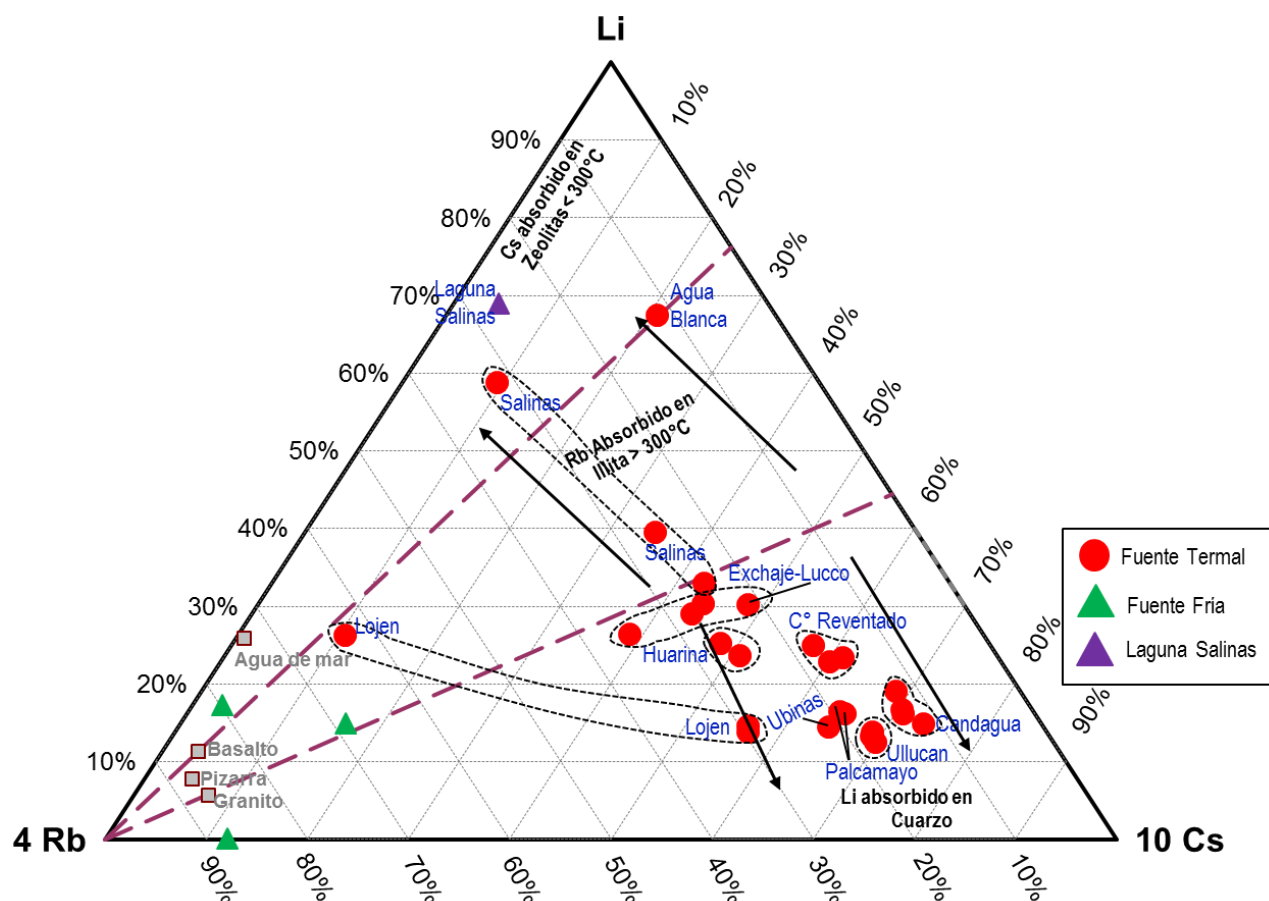


Figura 59. Contenido relativo de Li, Rb y Cs para las aguas termales y frías asociadas al sistema geotermal entre los volcanes Ubinas y Huaynaputina (Giggenbach y Goguel, 1989).

6.1.3. Geotermómetros

Los geotermómetros permiten determinar la temperatura de los fluidos geotérmicos de un reservorio. Probablemente correspondan a la herramienta geoquímica más importante para la exploración y el desarrollo de los recursos geotérmicos. La temperatura de equilibrio en profundidad, es una de las características más importantes que se puede obtener de la composición química de las aguas termales. De ahí, que su fundamento se basa en la dependencia de la temperatura en el equilibrio entre la química del agua y los minerales comunes o asociaciones minerales durante el ascenso de los fluidos geotérmicos a la superficie.

Los geotermómetros han sido clasificados en tres grupos: 1) geotermómetros acuosos, que pueden ser clasificados en dos grupos de acuerdo a Fournier (1991): (a) aquellos que se basan en la dependencia de la temperatura para disolver minerales individuales en el fluido termal y (b) aquellos que se basan en la dependencia con la temperatura para reacciones, donde se intercambian iones entre minerales específicos y el fluido termal, 2) geotermómetros gaseosos, donde el gas constituye la parte fundamental del fluido geotérmico y no el agua; y 3) geotermómetros isotópicos.

Dentro de los geotermómetros acuosos se utilizan los geotermómetros químicos de la solubilidad de sílice (cuarzo) (Fournier y Potter II, 1982) y de intercambio iónico tales como Na/K (Fournier, 1979), Na-K-Ca (Fournier y Truesdell, 1973), Na-K-Ca-Mg (Fournier y Potter II, 1979; y Nieva y

Nieva, 1987) y la reacción de Fischer-Tropsch (Giggenbach, 1980; D'Amore y Truesdell, 1984) para determinar la temperatura y la fracción de vapor en el yacimiento, respectivamente.

Para validar las temperaturas que entregan los geotermómetros químicos, se requiere una serie de supuestos que fueron resumidos por Fournier (1977):

- Las reacciones de equilibrio químico fluido-mineral, dependientes de la temperatura, fijan las concentraciones de los componentes considerados.
- Los minerales o especies fluidas involucradas en las reacciones de equilibrio, se encuentran presentes en cantidades adecuadas.
- Existe equilibrio químico fluido-mineral en profundidad, respecto a los componentes considerados.
- El reequilibrio de los fluidos termales durante su ascenso hacia la superficie es despreciable.
- El efecto de procesos secundarios como dilución, mezcla o ebullición es despreciable o en su defecto, cuantificable y corregible.

Los geotermómetros acuosos y gaseosos suelen denominarse geotermómetros químicos. En este estudio se consideraran exclusivamente los geotermómetros acuosos.

Los geotermómetros no solo entregan la temperatura del equilibrio final en profundidad, sino que también muestran las condiciones del equilibrio, porque de lograrse el equilibrio en el reservorio, todos los geotermómetros correctamente aplicados, deben entregar una temperatura similar.

Las formulas geotermométricas se puede generalizar de la siguiente forma:

$$\log K = \frac{A}{T} + B$$

Donde K es un constante de equilibrio de la reacción química de interés y T es la temperatura en Kelvin.

Esta generalización proviene de las relaciones termodinámicas

$$\Delta G^\circ = \Delta H^\circ - T\Delta S^\circ$$

y

$$\Delta G^\circ = -2,302RT \log K$$

donde ΔG° es la energía de Gibbs de reacción en condiciones estándar, y R es la constante de gases.

Si combinamos ambas ecuaciones y obtenemos:

$$\log K = -\frac{\Delta H^\circ}{2,302RT} + \frac{\Delta S^\circ}{2,303R}$$

y por lo tanto tendremos

$$A = -\frac{\Delta H^\circ}{2,302R}$$

$$B = -\frac{\Delta S^\circ}{2,302R}$$

Cabe destacar que la relación de $\log K$ y $\frac{1}{T}$ se cumple solo si ΔH° y ΔS° cambian poco con la temperatura, y que las ecuaciones para los diferentes geotermómetros son calibradas teórica y experimentalmente.

En esta sección revisaremos los geotermómetros de sílice y de cationes. En el caso de los geotermómetros de sílice se analiza el efecto del pH en las estimaciones de temperatura. En la práctica es poco probable que se cumplan por completo estos supuestos, por lo tanto es necesario entender las temperaturas estimadas como rangos y como una primera aproximación a la temperatura eventual del reservorio.

6.1.3.1 Geotermómetro de sílice

El geotermómetro de sílice es considerado altamente fiable y apropiada para la determinación de la temperatura en profundidad. La existencia de situaciones de equilibrio respecto a calcedonia o cuarzo está favorecida por la composición mineralógica de los reservorios geotermales. La solubilidad de los minerales de sílice es controlada a temperaturas menores a 340°C ya que existe una relación proporcional entre la temperatura y la solubilidad del sílice (Fournier, 1991). A temperaturas menores a 300°C las variaciones de presión a condiciones hidrostáticas tienen un menor efecto en la solubilidad de cuarzo y sílice amorfa (Fournier y Potter, 1982; Fournier y Rowe, 1966).

Dependiendo de la fase mineral que controle la solubilidad de sílice, existirán distintas curvas de equilibrio fluido-mineral y las concentraciones de sílice se pueden expresar en función de la temperatura a través de las siguientes ecuaciones (Fournier, 1977):

Cuarzo adiabático con máxima pérdida de vapor (25°-250°C) (Fournier, 1977)

$$T(^{\circ}\text{C}) = \frac{1522}{(5,75 - \log S)} - 273,15$$

Cuarzo conductivo con máxima pérdida de vapor (25°-900°C) (Fournier y Potter, 1982)

$$T(^{\circ}\text{C}) = -42,2 + 0,28831S - 3,6686 \times 10^{-4} S^2 + 3,1665 \times 10^{-7} S^3 + 77,034 \log S$$

Calcedonia (50-250°C) (Fournier, 1977)

$$T(^{\circ}\text{C}) = \frac{1032}{(4,69 - \log S)} - 273,15$$

Cristobalita α (100-250°C) (Fournier, 1977)

$$T(^{\circ}\text{C}) = \frac{1000}{(4,78 - \log S)} - 273,15$$

Cristobalita β (25-250°C) (Fournier, 1991)

$$T(^{\circ}\text{C}) = \frac{781}{(4,51 - \log S)} - 273,15$$

Sílice amorfa (25-250°C) (Fournier, 1977)

$$T(^{\circ}\text{C}) = \frac{731}{(4,52 - \log S)} - 273,15$$

S representa a SiO₂ en mg/L

Los resultados obtenidos con los geotermómetros sílice para el sistema geotermal asociado a los volcanes activos Ubinas y Huaynaputina se presenta en el cuadro 7 y figura 60, donde se muestran los resultados de las temperaturas calculadas utilizando las ecuaciones descritas en el párrafo anterior. La temperatura estimada más baja la da el geotermómetro de sílice amorfa y cristobalita beta con temperaturas menores a 70°C y, la más alta, la da con el geotermómetro de cuarzo conductivo con temperaturas hasta 190.49 °C.

Cuadro 7. Temperatura (°C) de los geotermómetros de sílice (resultados de las aguas termales) para el sistema geotermal asociado a los volcanes activos Ubinas y Huaynaputina.

N°	Código	Sílice Amorfa	Cristobalita Alfa	Cristobalita Beta	Chalcedonia Conductivo	Cuarzo Conductivo	Cuarzo Adiabatico
1	33T-FT-01	25.04	95.66	46.74	120.53	146.39	140.27
2	33T-FT-02	22.34	92.63	43.83	117.18	143.38	137.77
3	34T-FT-03	10.08	78.84	30.63	101.99	129.66	126.22
4	34T-FT-04	-0.19	67.22	19.58	89.21	118.07	116.31
5	33T-FT-05	-14.26	51.14	4.43	71.58	101.94	102.31
6	33T-FT-06	-15.40	49.84	3.21	70.16	100.63	101.17
7	33T-FT-07	-14.83	50.50	3.82	70.87	101.29	101.74
8	33T-FF-10	1.32	68.93	21.20	91.09	119.78	117.78
9	33U-FT-14	-26.10	37.52	-8.31	56.68	88.08	90.19
10	33U-FT-15	-31.90	30.80	-14.54	49.35	81.15	84.12
11	33U-FT-16	-31.23	31.57	-13.83	50.19	81.95	84.83
12	33U-FT-17	-10.47	55.49	8.51	76.35	106.32	106.14
13	33U-FT-21	-12.14	53.58	6.71	74.25	104.39	104.45
14	33U-FT-23	-8.11	58.19	11.05	79.30	109.03	108.49
15	33U-FT-24	-9.06	57.11	10.03	78.12	107.94	107.54
16	34U-FT-26	18.46	88.29	39.66	112.39	139.06	134.16
17	34U-FT-27	16.78	86.39	37.84	110.31	137.18	132.58
18	34U-FT-28	21.26	91.42	42.66	115.85	142.18	136.76
19	34U-FT-29	26.74	97.55	48.57	122.62	148.27	141.84
20	34U-FT-31	54.89	128.71	78.90	157.14	179.08	166.94
21	34U-FF-32	56.80	130.81	80.96	159.46	181.13	168.58
22	34U-FT-33	65.55	140.37	90.40	170.10	190.49	176.05
23	34U-FT-37	26.83	97.65	48.67	122.73	148.37	141.92
24	34U-FT-38	23.95	94.44	45.57	119.18	145.18	139.27
25	34U-FT-39	27.75	98.68	49.66	123.87	149.39	142.77

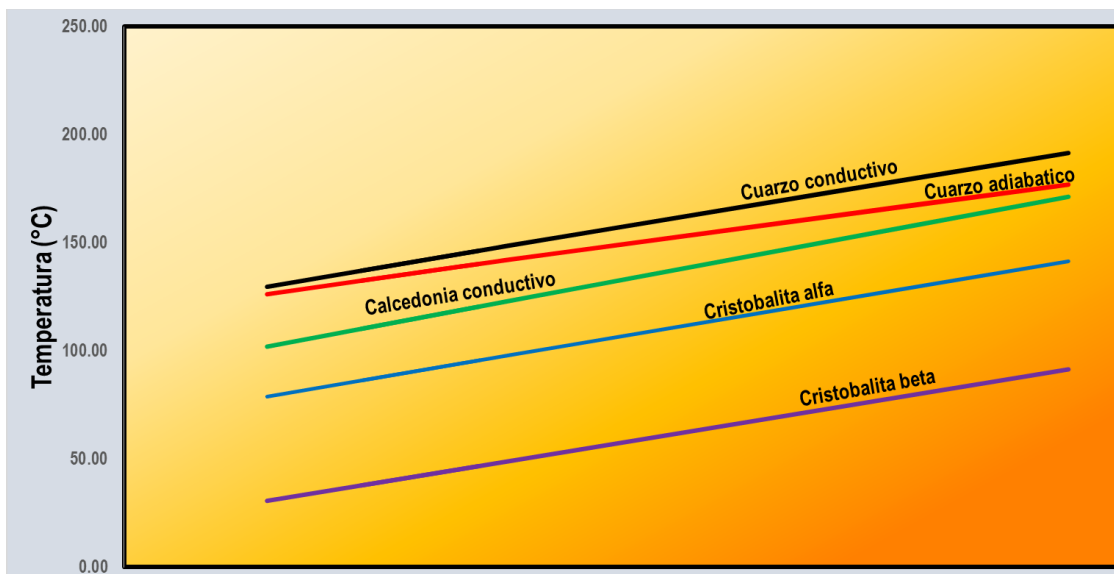


Figura 60. Temperaturas de geotermómetros de Sílice para las aguas termales asociadas al sistema geotermal entre los volcanes Ubinas y Huaynaputina.

6.1.3.2. Geotermómetros catiónicos

Los geotermómetros catiónicos se basan en la dependencia de la temperatura en el intercambio de iones o de partición de los álcalis entre las soluciones y las fases sólidas. Las proporciones de constituyentes disueltos cambian con la temperatura de equilibrio. Por ejemplo los geotermómetros que se basan en razones catiónicas como Na-K (Fournier, 1979) y K-Mg (Giggenbach, 1988) son herramientas para evaluar las condiciones de temperatura en profundidad de un sistema geotérmico (Giggenbach y Goguel, 1989). Esto es porque son menos susceptibles a ser modificados por procesos secundarios como dilución y ebullición. En teoría cualquier proporción química de cationes en especies acuosas sin carga puede ser usada como geotermómetro mientras mantenga el equilibrio (Arnórsson y Svavarsson, 1985).

6.1.3.2.1. Geoindicador de Na-K- Mg

Este geotermómetro ternario (figura 61) fue propuesto por Giggenbach (1988), permite evitar los problemas de evaluación por separado los geotermómetros de Na/K y K^2/Mg . El geotermómetro Na-K-Mg no sólo es útil para calcular la temperatura en subsuperficie, también es muy útil para establecer el grado de equilibrio de las aguas analizadas. Este diagrama permite la representación de las iso-proporciones químicas de Na/K y K^2/Mg que son equivalentes a las temperaturas dadas por los geotermómetros respectivos, con lo que estas líneas de iso-proporciones son también isotermas. La intersección de dos isotermas de igual temperatura, entrega razones de Na/K y K^2/Mg , correspondientes al equilibrio del fluido con las fases minerales que controlan el equilibrio, y la unión de estos puntos a diferentes temperaturas genera la curva de equilibrio total (Giggenbach, 1988).

El sistema Na-K-Mg estima las temperaturas en sub-superficie, de acuerdo a las ecuaciones de temperatura definidas por Giggenbach et al. (1983b).

La ecuación del geotermómetro de K-Na, propuesta por Giggenbach et al. (1983b) es:

$$T(^{\circ}\text{C}) = \frac{1390}{1,75 + \log\left(\frac{\text{Na}}{\text{K}}\right)} - 273,15$$

La ecuación del geotermómetro de K-Mg, propuesta por Giggenbach et al. (1983b) es:

$$T(^{\circ}\text{C}) = \frac{4410}{14 - \log\left(\frac{\text{K}^2}{\text{Mg}}\right)} - 273,15$$

Los valores de las concentraciones K, Na y Mg están en mg/l.

Mediante el diagrama ternario de Giggenbach, 1988 (figura 61) se realizó la evaluación de los datos analíticos de Na, K y Mg de las muestras de aguas en estudio, donde se observó que las aguas en estudio se ubican en el área de equilibrio químico parcial agua-roca y en la región de aguas inmaduras. Las aguas de la zona de Exchaje y Lucco son características de aguas provenientes de reservorios geotermales. Sin embargo, la temperatura de equilibrio Na-K del reservorio se estima por debajo de 200°C (figura 61). Sin embargo, las demás aguas con elevado contenido de Mg es debido a la mezcla con aguas meteóricas que se infiltran desde zonas de mayor altitud.

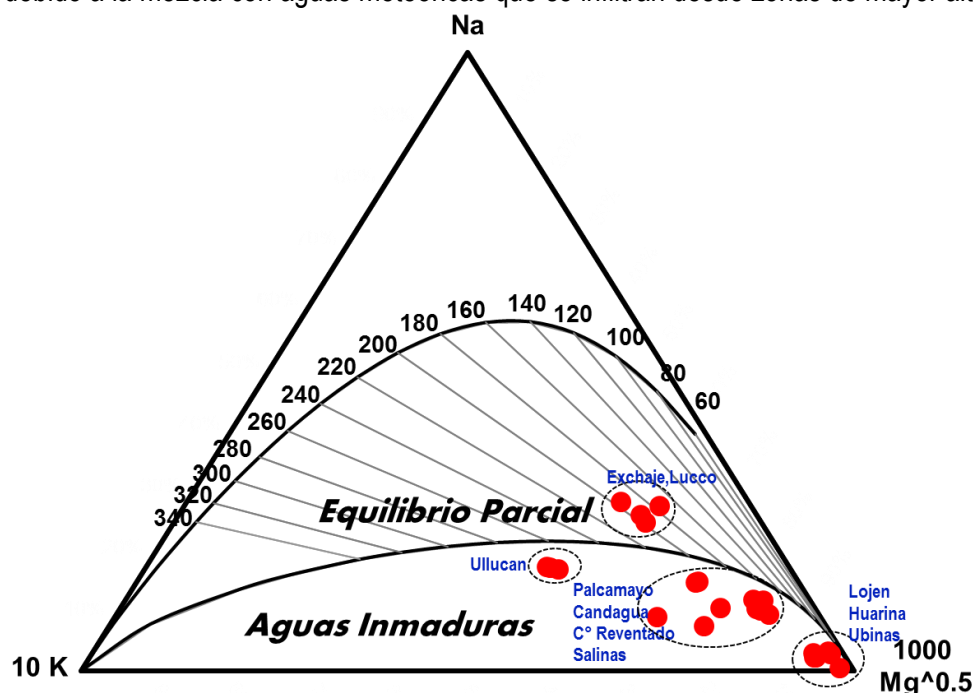
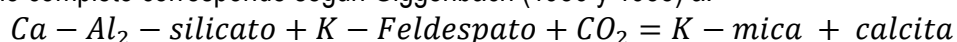


Figura 61. Diagrama ternario propuesto por Giggenbach (1988) para las aguas termales asociadas al sistema geotermal entre los volcanes Ubina y Huaynaputina.

6.1.3.2.2. Geotermómetro comparativo de K/Mg y K/Ca extrapolado con Log (K²/Mg)

El catión restante a considerar en las aguas geotérmicas es el calcio. A través de la formación de calcita está vinculada a la componente más importante el CO₂ en la fase de vapor. Además la reacción dependiente de la temperatura con silicatos de aluminio, se puede esperar que sus concentraciones en aguas termales se vean afectadas por las variaciones en la fugacidad y la presión parcial de CO₂. La reacción que gobierna en las presiones de CO₂ en un sistema de equilibrio completo corresponde según Giggenbach (1986 y 1988) a:

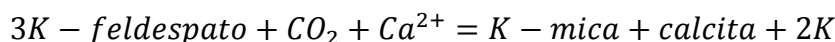


La temperatura dependiente de esta reacción univariante se da con la precisión (P_{CO_2} en bar) adecuada por la siguiente ecuación:

$$\log P_{CO_2} = 0.0168t - 3.78$$

Las presiones o el contenido del CO_2 están asociados a la descarga natural desde las piscinas y manantiales, sin embargo, son prácticamente imposible determinar con cierto grado de fiabilidad. En lugar de utilizar el contenido de CO_2 . Asimismo, puede ser más útil para explotar su efecto sobre otros constituyentes del fluido profundo.

La relación del CO_2 y el Ca en el sistema de equilibrio total es:



La constante de equilibrio para esta reacción, para propósitos prácticos, puede ser considerado como la temperatura independiente, su dependencia P_{CO_2} corresponde a:

$$L_{kc} = \log \left(\frac{c^2 k}{c_{ca}} \right) = \log p_{CO_2} + 3.0$$

Esta última ecuación podría permitir la evaluación directa de las presiones de CO_2 desde la medida del contenido de K y Ca de las descargas de agua en superficie. La combinación de los geotermómetros de K-Ca y K-Mg es un método que permite la determinación del contenido de CO_2 y las temperaturas el equilibrio final de las aguas con la roca (figura 62).

El geoindicador representado en la figura 62, sugiere que para las aguas termales asociadas al sistema geotermal entre los volcanes Ubinas y Huaynaputina se dividen en tres grupos: 1) las aguas de la zona de Huarina y Lojen alcanzan el equilibrio total pero por debajo de los $80^\circ C$ de temperatura, 2) las aguas de la zona de Ubinas, Candagua, Cerro Reventado, Lucco y una fuente de Exchaje alcanzan el equilibrio dentro de la formación de calcita evidenciando que el agua termal disuelve la roca, y 3) las aguas de las zonas de Palcamayo, Salinas, Ullucan y dos fuentes de Exchaje se encuentran en la región de agua inmaduras.

En el diagrama desarrollado por Giggenbach (1988) se muestra claramente que hay una mezcla de aguas maduras con aguas inmaduras. Además, es evidente que las aguas que emergen en el valle del río Tambo (Encaje, Luco, Cancagua, C. Reventado) presentan interacción agua-roca sin mucho equilibrio, cuya característica de la roca es una asociación de minerales que incluye la calcita, dolomita, anhidrita y fluorita (e.g. Marini et al., 1986). Asimismo el diagrama sugiere que las aguas pueden haberse formado simplemente cerca de la disolución eso-química de la roca sin llegar al equilibrio (Giggenbach, et al, 1988).

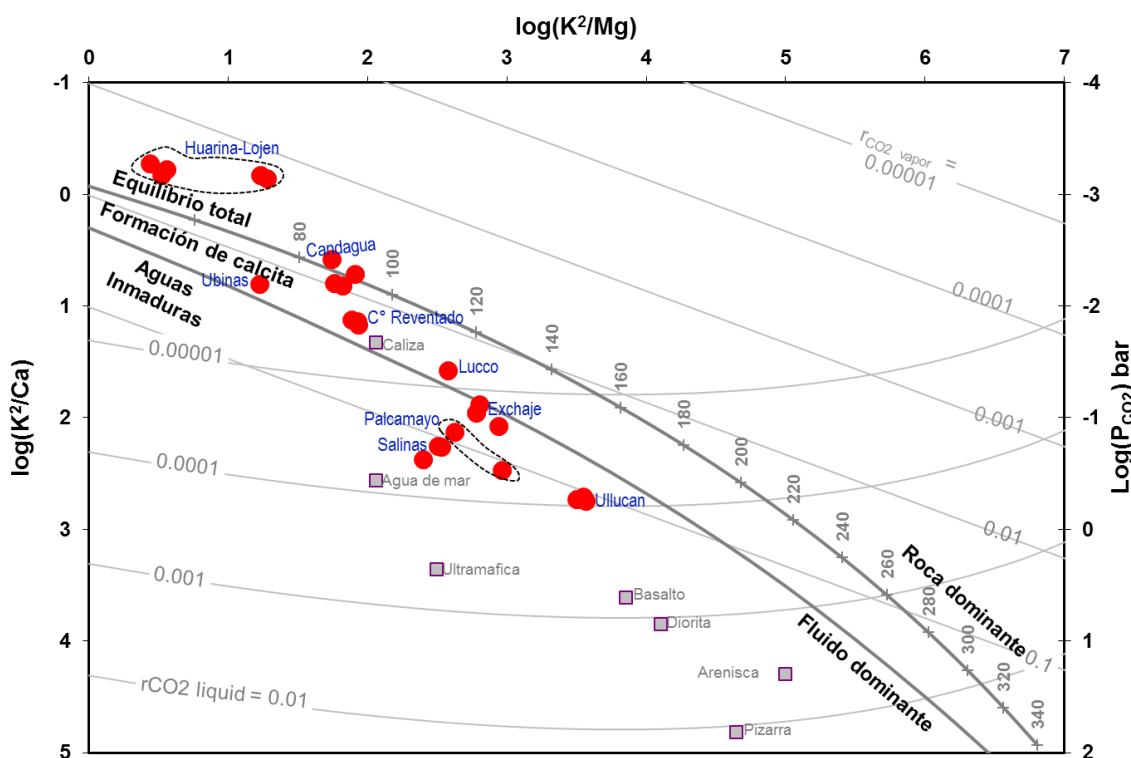


Figura 62. Geotermómetro comparativo de K/Mg y K/Ca extrapolado con Log (K²/Mg).

6.1.3.2.3. Geoindicador Na-K/Mg-Ca

El diagrama de Na-K/Mg-Ca combina el geotermómetro de Na-k y Mg-Ca en un sistema en equilibrio para saber la interacción del agua con la roca en niveles poco profundos, donde se mezcla con acuíferos baja temperatura, así como interacciona con vapor caliente y acidificado como consecuencia de la oxidación del H₂S (Giggenbach y Glover, 1992). El sistema Na-K lentamente muestra que las temperaturas de equilibrio agua-roca reflejan las condiciones en niveles más profundos, mientras que los geotermómetros de equilibrio más rápidos están basados sobre la sílice disuelta y K/Mg cuyo contenido proporciona información sobre temperaturas en niveles poco profundos (Giggenbach, 1988).

Los fluidos geotermales consisten de Na, K, Mg, Ca y otros aniones. Estos elementos se pueden ser derivados por la disolución de la roca, que es causada por la condensación ácida y menor constituyente magmático, desde las de rocas de la corteza para lograr alcanzar el equilibrio agua-roca, que generalmente se le llama equilibrio total. La interacción entre los fluidos salientes y las rocas de caja producen cationes y aniones que interactúa con los fluidos hasta alcanzar el equilibrio completo (Giggenbach, 1988).

En el diagrama $10Mg/(10Mg+Ca)$ vs $10K/(10K+Na)$ representado en la figura 63, se observa que las fuentes no alcanzan el equilibrio agua-roca. Estas muestras se separan en dos grupos: 1) aguas de la zona de Salinas, Ubinas, Palcamayo, Ullucan y Lojen con tendencia hacia las composiciones producidas por la disolución isoquímica de la roca de corteza, como basalto, granito, etc. (Giggenbach, 1988). Sin embargo por el carácter ácido y ligeramente ácido de las aguas la temperatura proyectada no podría ser real, sin embargo podríamos inferir que la temperatura del reservorio está por debajo de 200°C, y 2) las aguas de las zonas Huarina, Exchaje, Lucco, Candagua y Cerro Reventado se agrupan y presentan una tendencia casi vertical de las

muestras hacia el eje de las abscisas, haciendo una proyección vertical a la línea de equilibrio, el líquido es expuesto a temperaturas por debajo de los 200°C (figura 63).

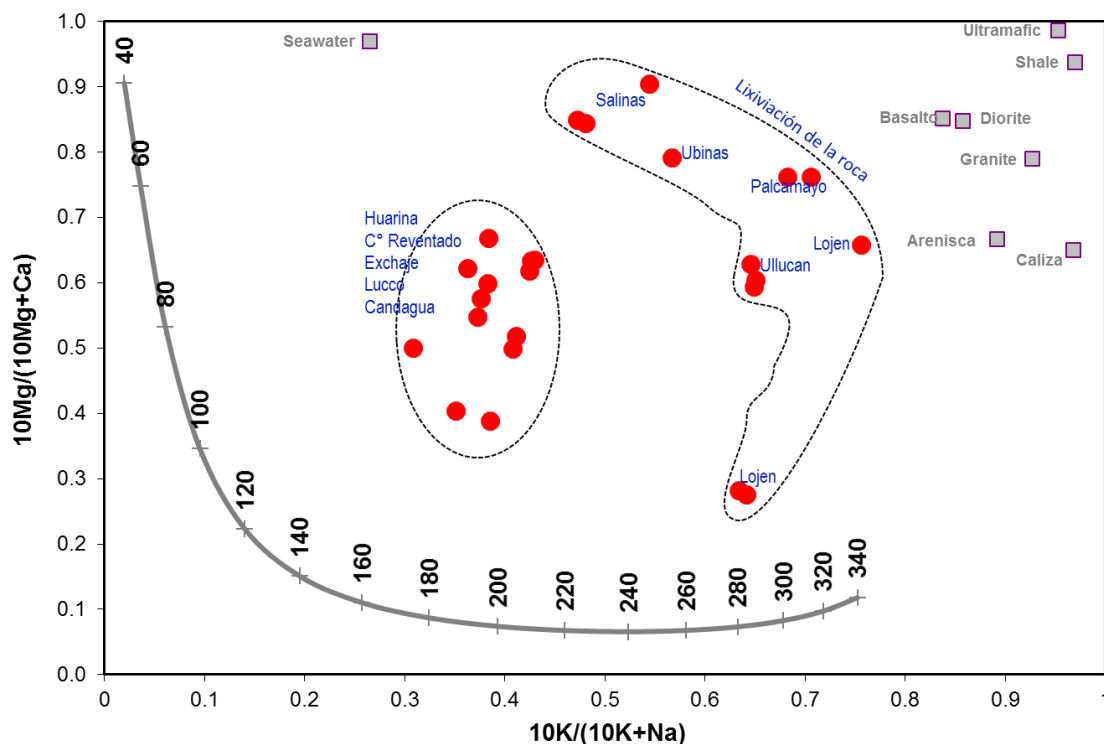


Figura 63. Geoindicador de Na-K/Mg-Ca (Giggenbach, 1988).

6.1.3.2.4. Diagrama de equilibrio $\text{SiO}_2\text{-logK}^2/\text{Mg}$

La gráfica para evaluar la temperatura de equilibrio en soluciones acuosas y en proceso de enfriamiento potencial, se basa en la sílice disuelta y la relación K^2/Mg (Giggenbach et al., 1994). Además de proporcionar una estimación de la temperatura del subsuelo, el diagrama binario (SiO_2) versus $\log(\text{K}^2/\text{Mg})$ puede ayudar en la definición de los procesos de enfriamiento que la solución podría haber experimentado, por ejemplo en la ebullición adiabática y enfriamiento conductivo. Dado que ambos sistemas químicos responden rápidamente a los cambios de temperatura, pueden proporcionar información del equilibrio final del sistema agua-roca (Gherardi et al., 2000).

En el diagrama $\text{SiO}_2\text{-logK}^2/\text{Mg}$ representado en la figura 64, se observa que las fuentes alcanzan el equilibrio en cuarzo, calcedonia y cristobalita alfa con temperaturas que varían por zonas. Para la zona de Ullucan la temperatura de equilibrio en calcedonia es menor a 160° C, La temperatura en cuarzo es menor a 140°C para la zona de Exchaje, Lucco, Palcamayo, mientras que para las zonas de Salinas, Candagua, C° Reventado, Ubinas, Lojen y Huarina presentan temperaturas menores a 120°C.

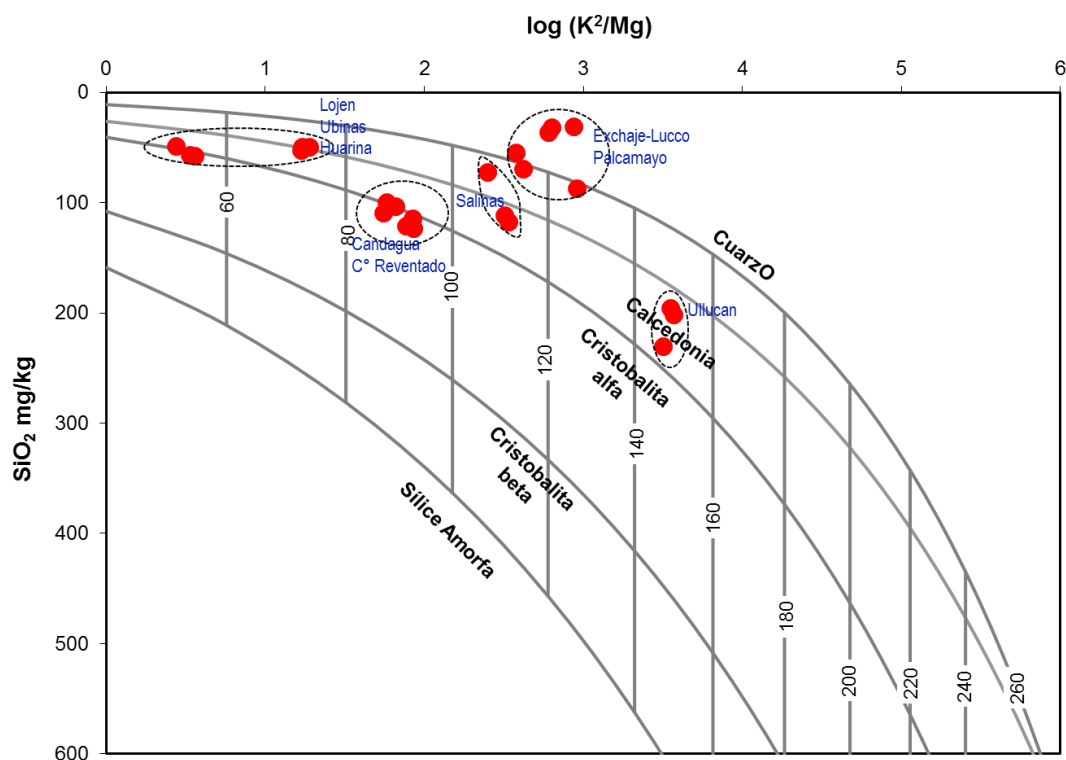


Figura 64. Diagrama de equilibrio SiO_2 versus $\log K^2/Mg$ (Giggenbach et al., 1994).

La estimación de la temperatura a profundidad para la zona de estudio asociada a los volcanes activos Ubinas y Huaynaputina se realizó mediante la geotermometría química en fase líquida. En el cuadro 8 se observa resultados de temperatura que en algunos geotermómetros utilizados estiman temperaturas muy elevadas, esto se debería a procesos de lixiviación, dilución y no al equilibrio químico agua-roca. Sin embargo, las temperaturas estimadas mediante los termómetros Na-K-Ca-Mg corregido y K/Mg podrían ser las más reales.

El sistema geotermal entre los volcanes Ubinas y Huaynaputina podrían presentar temperaturas menores a $200^\circ C$ (cuadro 8), sin embargo este tipo de sistemas al perforar a menudo se encuentra temperaturas menores que no superan los $150^\circ C$. Además los resultados de temperatura no son muy claros, podría ser que los recursos geotérmicos en la zona estarían siendo influenciados por aporte fluidos magmáticos, calor conductivo, agua meteórica, permeabilidad asociada al sistema de fallas y fracturas lo que hacen que los fluidos geotermales sufran procesos de enfriamiento, mezcla, dilución durante el flujo de salida.

Cuadro 8. Resultados de estimación de temperaturas (°C) por geotermómetros en fase líquida para el sistema geotermal entre los volcanes Ubinas y Huaynaputina.

N°	Código	Na-K-Ca	Na-K-Ca Mg corr	Na/K	Na/K	Na/K	Na/K	Na/K	Na/K	K/Mg
				Fournier 1979	Truesdell 1976	Giggenbach 1988	Tonani 1980	Nieva & Nieva 1987	Arnórsson 1983	Giggenbach 1986
1	33T-FT-01	201.64	110.76	210.41	179.30	226.18	213.69	197.35	187.20	112.98
2	33T-FT-02	200.19	111.07	207.67	175.89	223.62	209.87	194.67	183.96	112.18
3	34T-FT-03	248.28	102.05	305.63	306.13	313.42	357.69	290.56	305.38	128.15
4	34T-FT-04	234.02	89.96	292.46	287.55	301.55	336.38	277.66	288.34	116.21
5	33T-FT-05	51.14	51.14	268.95	255.24	280.20	299.50	254.64	258.48	73.56
6	33T-FT-06	41.59	41.59	337.96	353.31	342.31	412.16	322.26	348.24	53.18
7	33T-FT-07	52.15	52.15	272.27	259.73	283.23	304.61	257.89	262.65	74.78
8	33T-FF-10	214.69	102.12	232.75	207.55	246.94	245.46	219.20	213.90	108.58
9	33U-FT-14	179.85	108.95	179.26	141.32	196.91	171.23	166.89	150.93	121.68
10	33U-FT-15	181.24	116.94	177.13	138.78	194.91	168.41	164.81	148.50	127.34
11	33U-FT-16	176.88	117.08	176.15	137.61	193.98	167.11	163.85	147.38	122.42
12	33U-FT-17	160.77	116.27	156.17	114.17	174.99	141.07	144.32	124.76	114.47
13	33U-FT-21	182.87	39.03	241.07	218.29	254.62	257.59	227.34	224.00	73.40
14	33U-FT-23	59.39	59.39	173.08	133.97	191.07	163.05	160.85	143.87	56.10
15	33U-FT-24	60.87	60.87	179.44	141.53	197.09	171.47	167.07	151.14	55.28
16	34U-FT-26	160.84	115.61	186.92	150.51	204.15	181.48	174.38	159.75	90.41
17	34U-FT-27	160.81	111.29	187.90	151.70	205.07	182.80	175.34	160.88	88.68
18	34U-FT-28	148.59	127.21	169.37	129.59	187.55	158.18	157.22	139.65	88.15
19	34U-FT-29	155.74	132.83	179.96	142.15	197.57	172.16	167.57	151.73	92.99
20	34U-FT-31	242.58	146.38	276.06	264.90	286.68	310.50	261.60	267.44	150.69
21	34U-FF-32	243.85	144.83	276.63	265.67	287.20	311.38	262.16	268.16	151.50
22	34U-FT-33	242.34	135.10	274.40	262.63	285.17	307.92	259.98	265.34	148.83
23	34U-FT-37	169.40	85.40	192.88	157.72	209.75	189.53	180.20	166.64	92.39
24	34U-FT-38	169.37	89.42	192.33	157.06	209.24	188.79	179.66	166.01	93.57
25	34U-FT-39	170.74	85.76	193.86	158.92	210.67	190.87	181.16	167.79	93.71

6.1.3.3. Modelo de Mezcla

Los modelos de mezcla son herramientas efectivas en todas las etapas del desarrollo de la geotermia. El agua formada por la mezcla de agua geotérmica con agua subterránea fría o superficial posee muchas características químicas que sirven para distinguirla de las aguas geotérmicas sin mezclar. La razón es que la química de las aguas geotermales están caracterizados por condiciones de equilibrio entre solutos y minerales de alteración a temperaturas relativamente altas, mientras que la composición del agua fría parece estar determinado principalmente por la cinética del proceso de lixiviación (Arnórsson, 1985).

Durante su ascenso el agua caliente puede tomar diversas rutas hacia la superficie. Agua geotérmica que asciende desde un reservorio y emerge en la superficie como aguas termales, puede ser enfriada por conducción, ebullición, mezcla con el agua más fría, o por una combinación de estos procesos. Además, la química del re-equilibrio parcial o total puede hacer que disminuye la temperatura (Arnórsson, 1985).

Por otro lado, en geotermia la entalpía se puede asociar a temperaturas mediante tablas de vapor, ya que la entalpía es una propiedad termodinámica que representa la cantidad de energía que un sistema puede intercambiar con su entorno. La utilización de entalpías es bastante útil en mezclas

de aguas de diferentes temperaturas, ya que esta se conserva para cada una, lo que no se refleja en la temperatura de mezcla.

El modelo de mezcla cloruro-entalpía permite estimar la temperatura del componente agua caliente en fluidos geotermales a partir de los datos de la composición de las aguas que se han mezclado y / o ebullición a dimensiones variables. Asimismo, cuando se aplica el modelo de mezcla de cloruro-entalpía a la mezcla de componentes relativamente calientes, surgen dificultades para estimar de manera fiable la entalpía del fluido de mezcla. El reequilibrio con respecto a los geotermómetros químicos se produce rápidamente a altas temperaturas y la entalpía del agua indicada por los geotermómetros es probable que sea la entalpía real de esa agua en lugar de la entalpía de la mezcla. Los componentes de la geotermometría no se pueden tomar para actuar como conservadores a altas temperaturas durante y después de la mezcla (Arnórsson, 2000).

Mientras que en un diagrama de sílice-entalpía la solubilidad de SiO_2 en gas y líquidos tiene una forma de campana simétrica, la cual se hace máxima a 1595 J/g (Fournier, 1991). Para efectos prácticos se puede asumir que la mayoría de los fluidos del reservorio están suficientemente diluidos para que las entalpías del agua pura puedan ser usadas para construir los diagramas de entalpía- SiO_2 .

La metodología para calcular la temperatura de equilibrio del fluido geotermal, indica que la temperatura a la que sale el líquido posee cierta entalpía, la cual estará fuera de la línea de solubilidad del diagrama SiO_2 -Entalpía (figura 66), asumiendo que en el vapor la concentración de sílice es cercana a 0 y la entalpía del vapor coexistente se conoce a través de las tablas de vapor. Entonces conocidos ambos puntos dentro del gráfico se construye una recta y la intersección de ésta con la línea de solubilidad de SiO_2 indicara la entalpía y concentración de SiO_2 en el fluido geotermal, la cual indicará la temperatura de éste (Celis, 2012).

6.1.3.3.1. Diagramas entalpía-cloruro.

En el diagrama de entalpía de geotermómetro de cuarzo y cloruro propuesto por Fournier (1979b) (figura 65) se observa que las aguas se presentan en dos grupos: 1) aguas de la zona de Ullucan, Exchaje y Lucco que se ubican con tendencia hacia la línea de pérdida de vapor por ebullición, produciéndose pérdida de calor y el incremento de la concentración de Cl en fase líquida, asociado posiblemente a la baja masa de agua residual (o concentración por evaporación), y 2) aguas de las zonas de Candagua, Palcamayo, C° Reventado, Lojen, Huarina, Ubinas y Salinas, que se encuentran dentro de las aguas que están sufriendo dilución con aguas frías que repercute en la temperatura y la disminución en la concentración del ion Cl.

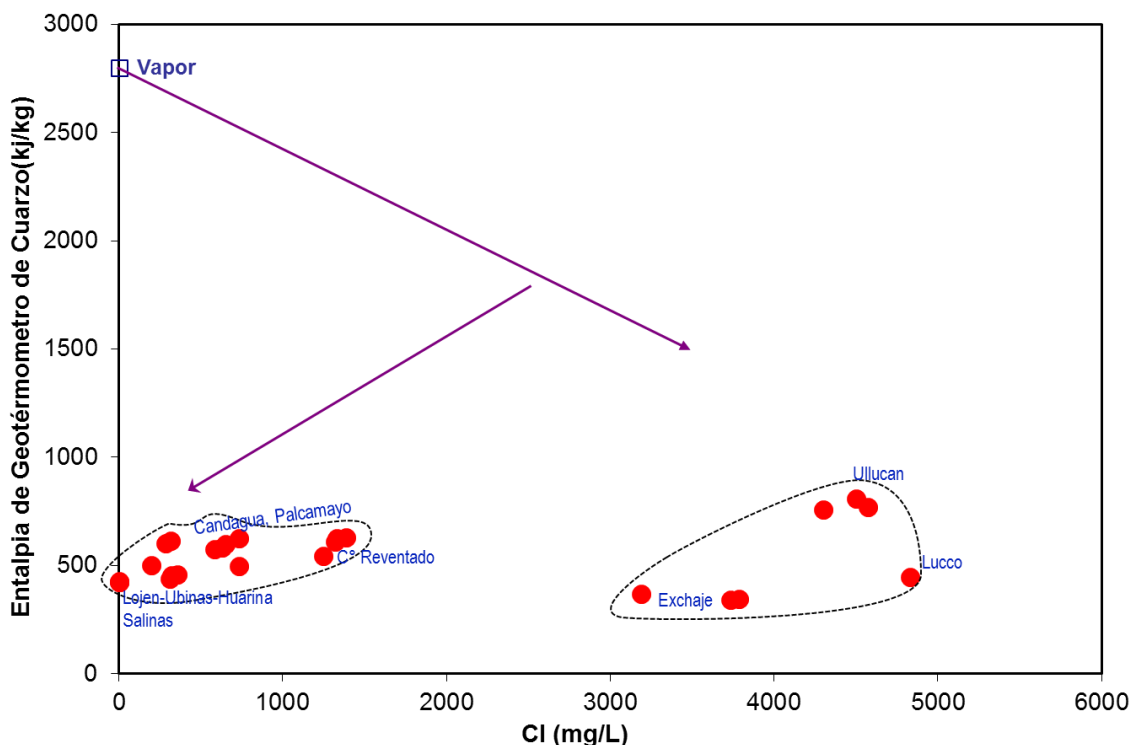


Figura 65. Entalpia de geotermómetro de cuarzo vs Cloruro para las aguas termales asociadas al sistema geotermal entre los volcanes Ubinas y Huaynaputina.

6.1.3.3.2. Diagramas entalpía-sílice.

Los diagramas de Entalpia-Sílice proporcionan una simple técnica para estimar la temperatura de los componentes de agua mezclada. El método es basado en el calor y la solubilidad de la sílice, y sus aplicaciones son dependientes sobre tres supuestos (Fournier y Truesdell, 1974; Truesdell y Fournier, 1977):

- No hay pérdida de calor después de la mezcla.
- La solubilidad del Cuarzo controla el contenido en sílice del reservorio del fluido.
- No hay precipitación ni disolución de sílice una vez que el fluido geotermal ha dejado el reservorio.

Los cálculos de entalpías de las aguas muestreadas son realizadas según las temperaturas estimadas para el reservorio por el geotermómetro de cuarzo (cuadro 8, Fournier 1977). Las condiciones de una posible mezcla son muy favorables, ya que el diagrama sílice-entalpia (figura 66) muestra que las fuentes termales asociadas al sistema geotermal entre los volcanes Ubinas y Huaynaputina es hasta 191°C de mezcla luego de haber ocurrido un equilibrio parcial, esto explicaría que los fluidos geotermales en la zona de estudio se están mezclando con aguas bastante frías en acuíferos posiblemente formados a nivel profundo y superficial, tal vez influenciado por las aguas meteóricas o por enfriamiento conductivo que tuvo lugar durante el flujo ascendente de las aguas termales favorecidos por la permeabilidad de la zona asociado al sistema de fallas y fracturas.

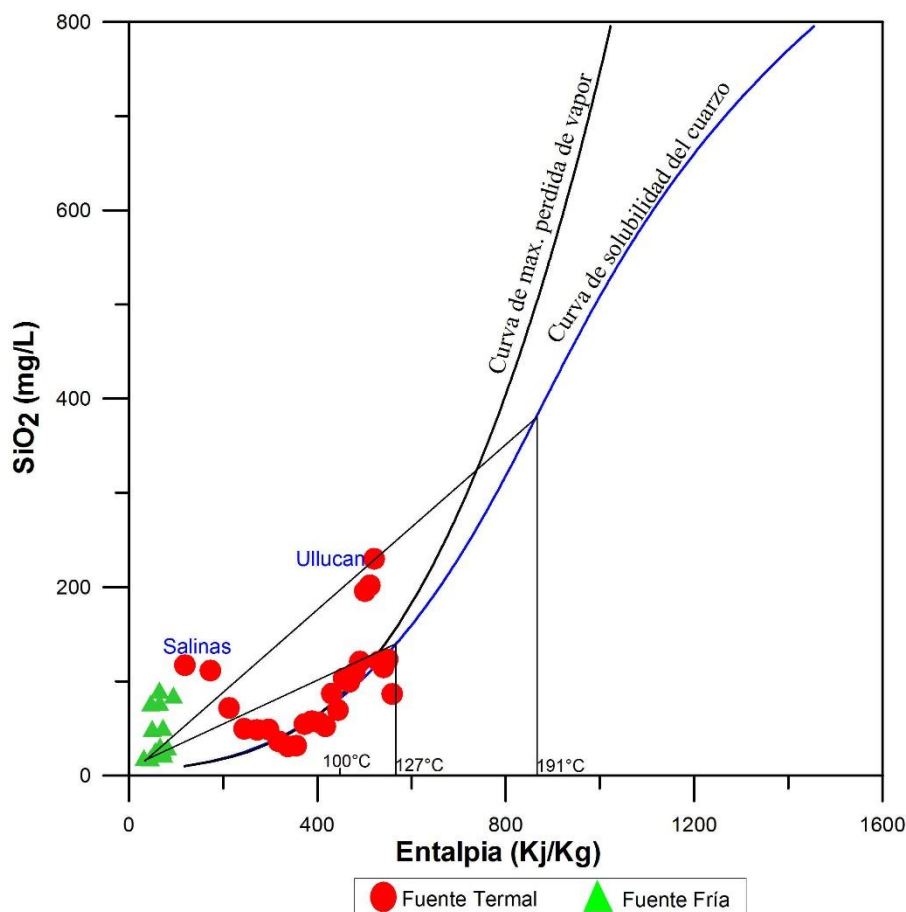


Figura 66. SiO₂ vs Entalpía para las aguas termales asociadas al sistema geotermal entre los volcanes Ubinas y Huaynaputina.

6.1.5. Isotopos ambientales

El estudio de los isotopos ambientales $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ es una técnica que se utiliza para determinar el origen de las recargas de los reservorios. Estos parámetros constituyen herramientas fundamentales para el estudio de aguas que, junto con los datos hidroquímicos permiten definir el origen de las aguas y familias de agua caracterizadas por tener un origen y, a veces, un comportamiento dinámico común.

Los isótopos son de mucha importancia en la solución del problema de caracterización isotópica de aguas termales, sobre todo en la interacción agua-roca a alta temperatura (IAEA, 1995). Los isotopos ambientales $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ integran la molécula de agua y son sensibles a los efectos de latitud, altitud y temperatura (Arnórsson, 2000). Además los átomos de oxígeno del agua pueden experimentar intercambio isotópico con el oxígeno del medio rocoso, principalmente, en carbonatos y silicatos, que tienen valores de desviación $\delta^{18}\text{O}$ próximos a los del SMOW. Sin embargo, este intercambio es casi despreciable a temperaturas normales y sólo llega a ser significativo en el caso de aguas termales sometidas a temperaturas mayores de 150°C. En medio rocoso la presencia de átomos de hidrógeno es escaso, por lo que el valor de $\delta^2\text{H}$ no se modifica en este proceso. Sin embargo, en presencia de metano u otros hidrocarburos puede observarse intercambio isotópico del hidrógeno.

En geotermia los isotopos estables en agua son indispensables para la interpretación de un sistema geotermal, porque las razones isotópicas son sensitivas a procesos físicos tales como

ebullición, mezcla y evaporación., que permiten determinar el origen y la evolución de los fluidos termales (e. g. Craig et al., 1956; Craig, 1961, 1963; Truesdell & Hulston, 1980; Panichi & Gofiantini, 1981; Giggenbach et al., 1983a; Henley et al., 1984; Giggenbach 1991b; Nuti, 1991; D'Amore et al., 2000).

El isótopo de oxígeno $\delta^{18}\text{O}$ y el isótopo de hidrógeno $\delta^2\text{H}$ (que se abrevia como D para deuterio), son los más utilizados en la exploración de recursos geotérmicos. La concentración de estos isótopos se obtiene comparando las razones de masa $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ($\delta^{18}\text{O}$) y $\text{D}/2\text{H}$ (δD), con respecto al estándar V-SMOW (Viena-Standard Mean Oceanic Water) (Giggenbach 1991b; Nuti, 1991; D'Amore et al., 2000b) en per mil (‰), y usualmente se expresa con la letra delta (δ).

6.1.5.1. Resultados isotópicos

Los valores de los isótopos estables de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ (cuadro 9) representados en el diagrama que se muestra en la figura 67, muestran que todos los puntos se agrupan y se encuentran cerca de la línea correspondiente a las aguas meteóricas globales (Craig, 1961), lo cual indica que se trata de aguas que no han experimentado importantes procesos de evaporación antes de su infiltración en el subsuelo y que tampoco han experimentado intercambio isotópico con eventuales gases de origen profundo como: metano, anhídrido carbónico o sulfhídrico ni con los minerales oxigenados de la roca (silicatos y carbonatos), este último por efecto de temperaturas muy altas (superiores a unos 150 °C).

Asimismo, en el diagrama $\delta^2\text{H}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ podemos observar que el agua de las Lagunas Salinas y Piscococha, así como la fuente de Salinas Huito (33T-FT-10) presentan un comportamiento diferente a las aguas termales y frías, las muestras de agua de las lagunas y la fuente Salinas Huito se alejan de las aguas termales y de la Línea Meteórica Global, el cual es indicativo que experimentan procesos de evaporación. La evaporación de las aguas superficiales (ríos, lagos, etc.) es responsable de los importantes cambios en la composición isotópica del agua. Puesto que la evaporación tiene lugar en condiciones de no equilibrio (atmósfera no saturada) y el efecto cinético relativo es mayor para el $\delta^{18}\text{O}$ que para el $\delta^2\text{H}$.

En la figura 67 se puede observar que la composición isotópica de las aguas correspondientes a la zona de estudio varía entre límites muy amplios con relación a las aguas muestreadas en las lagunas, lo cual resulta lógico teniendo en cuenta la enorme extensión de la zona y las diferentes condiciones de recarga que ocurren. Los valores de $\delta^2\text{H}$ varían entre -130.8‰ a 5.10‰ y los de $\delta^{18}\text{O}$ entre 16.77‰ – 8.12‰ (cuadro 9). Además, por la ubicación de los puntos en el diagrama $\delta^2\text{H}$ versus $\delta^{18}\text{O}$ indicaría que el agua geotérmica en la zona de estudio se origina de la mezcla de agua meteórica y agua magmática, cuya fuente de calor estaría asociado a las cámaras magmáticas de los volcanes activos Ubinas y Huaynaputina.

Cuadro 9. Resultados de la composición isotópica $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ para las aguas termales y frías asociadas al sistema geotermal entre los volcanes Ubinas y Huaynaputina

N°	Fuente	Código	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	$\delta^2\text{H}$ ‰
1	Mariposa I	33T-FT-01	-15.43	-116.20
2	Mariposa II	33T-FT-02	-15.30	-115.70
3	Palcamayo I	34T-FT-03	-10.70	-88.20
4	Palcamayo II	34T-FT-04	-11.73	-90.50
5	Lojen I	33T-FT-05	-15.92	-119.00
6	Volcancito	33T-FT-06	-16.45	-125.80
7	Lojen II	33T-FT-07	-16.09	-118.90
8	Manantial Salinas	33T-FF-08	-15.57	-116.10
9	Lag. Salinas	33T-FF-09	-4.22	-63.20
10	Salinas Huito	33T-FT-10	-4.22	-63.20
11	Lag. Piscococha	33U-FF-12	8.12	5.10
12	Para	33U-FF-13	-15.28	-115.40
13	Asnapuquio	33U-FT-14	-16.77	-129.80
14	Exchaje	33U-FT-15	-16.59	-130.80
15	Baños del Cura	33U-FT-16	-16.45	-125.80
16	Lucco	33U-FT-17	-15.15	-122.50
17	Manantial Lloque	33U-FF-18	-11.03	-97.40
18	Rio Tambo-Lloque	33U-FF-19	-14.63	-117.80
19	Ispaypuquio	33U-FF-20	-15.45	-113.70
20	Ubinas Termal	33U-FT-21	-13.96	-99.80
21	Ubinas Fría	33U-FF-22	-12.95	-93.50
22	Huarina	33U-FT-23	-13.90	-104.60
23	Huarina II	33U-FT-24	-14.23	-107.30
24	Quebrada Matalaque	34U-FF-25	-12.51	-102.70
26	Inkano	34U-FT-26	-13.50	-106.00
27	Inkano II	34U-FT-27	-13.55	-106.00
28	Ccamagua	34U-FT-28	-13.10	-103.40
29	Puente Candagua	34U-FT-29	-13.17	-102.00
30	Challahuayo	34U-FF-30	-10.26	-74.10
31	Ullucan I	34U-FT-31	-8.70	-74.20
32	Ullucan II	34U-FF-32	-8.17	-74.30
33	Ullucan III	34U-FT-33	-8.49	-72.90
34	Rio Aguada Buena low	34U-FF-34	-9.27	-73.90
35	Agua Blanca	34U-FF-35	-10.50	-77.80
36	Volcán	34U-FF-36	-10.24	-75.10
37	C° Reventado	34U-FT-37	-12.04	-95.40
38	C° Reventado II	34U-FT-38	-11.97	-94.40
39	Manan. Aguada Buena	34U-FF-40	-10.09	-69.40
40	Rio Aguada Buena up	34U-FF-41	-12.20	-91.30

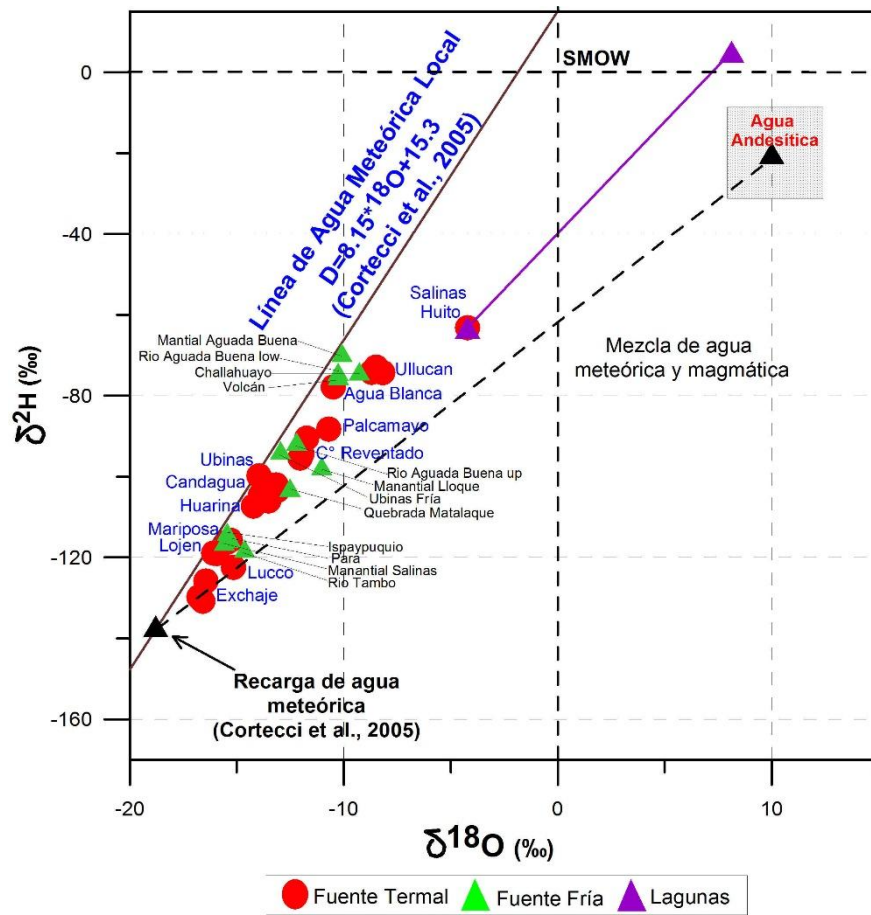


Figura 67. $\delta^2\text{H}$ vs $\delta^{18}\text{O}$ para las aguas termales y frías asociadas al sistema geotermal entre los volcanes Ubinas y Huaynaputina.

CAPITULO VII

GEOFÍSICA

La exploración geofísica de los recursos geotérmicos consiste en utilizar métodos específicos para detectar las características y propiedades físicas relacionados a las estructuras geológicas y las características de un sistema geotérmico. Los parámetros físicos sensibles a la temperatura son utilizados para analizar las áreas geotérmicas prospectivas tales como; evaluación de las características del sistema geotérmico, delinear áreas de perforación, ubicar los acuíferos y proporcionar la base para localizar la posición del pozo.

En comparación con otros estudios, la exploración geofísica en recursos geotérmicos está enfocada en la geología superficial y la estructura de los fluidos geotérmicos o rocas calientes y presta más atención a algunos parámetros particularmente sensibles a la temperatura.

El ambiente geológico de los recursos geotérmicos en Perú es algo complejo comparado con otros países, por lo tanto, el estudio preliminar de la distribución y ocurrencia de fallas regionales especialmente las relacionadas con los fluidos geotérmicos, la distribución y la naturaleza de los cuerpos intrusivos ígneos, la ubicación de los embalses geotérmicos.

Debido a que la respuesta geofísica no es única, esto conlleva a tener múltiples soluciones existentes para cada método específico. Se requiere un método óptimo o un método de combinación basado en los diferentes antecedentes geológicos en el sur de Perú para llevar a cabo la exploración de los recursos geotérmicos de manera económica y efectiva.

Para tal finalidad, en la zona geotérmica de Ullucan se ha realizado trabajos de recolección de datos de gravimetría y magnetometría del cual se obtuvo resultados en un modelo 2D de inversión de densidad y mapas de la intensidad del campo magnético. Información que fue correlacionada con la información geológica.

En la zona geotérmica Lojen se realizó trabajos de magnetotelúrica (MT) y gravimetría, en base a las evidencias geotermales en superficie tales como alteración hidrotermal en el suelo y las mediciones de temperatura superficial. Del procesamiento de datos se obtuvo información vertical y lateral de la resistividad a profundidades mayores a los 4500m aproximadamente.

De los métodos utilizados, el MT ha proporcionado la respuesta de resistividad a profundidades mayores a los 4500m aproximadamente, considerado como uno de los métodos más utilizado e importante en exploración geotermal, por lo que es necesario conocer la calidad de los datos recolectados, (Dís, 2014).

La resistividad se relaciona directamente con la temperatura, salinidad de los fluidos, alteración de minerales y la permeabilidad del reservorio, considerando que la presencia de agua en la roca disminuye su resistividad esto debido a la conductividad del agua y mientras más salina sea el agua menor será la resistividad de la roca.

De otro lado, a mayor temperatura del agua en la roca, la resistividad disminuye (mejor desplazamiento de iones), esta relación ocurre hasta una temperatura de los 200°C, donde la permitividad dieléctrica del agua disminuye y aumenta la resistividad, (Simpson, 2005). La resistividad del agua saturada es inversamente proporcional al cuadrado de la porosidad, es decir, a mayor porosidad, menor resistividad de la roca debido a una mayor movilidad de los iones.

En el presente trabajo, los estudios de exploración geofísica se han realizado en dos áreas: 1) zona de Ullucan y 2) zona de Lojen.

7.1. Zona de Ullucan

7.1.1. Trabajos de campo e instrumentación

Los estudios de geofísica aplicados en la zona de Ullucan consistieron: 1) método magnético y 2) método gravimétrico, los trabajos se realizaron entre el 10 de abril al 04 de mayo del 2016. Estos trabajos de exploración están orientados a conocer las características físicas de las rocas y minerales a profundidad con la finalidad de realizar una correlación con la información geológica del sector. Se han recolectado datos de magnetometría a lo largo de 70 km lineales y de 200 estaciones de gravimetría.

7.1.1.1. Prospección magnética

Los instrumentos utilizados fueron dos magnetómetros de precisión GEM systems GSW-19W Overhauser (figura 68), uno de estos instrumentos es utilizado en fase móvil y el otro como base.



Figura 68. Magnetómetro Overhauser modelo GSM-19.

En la figura 69 se observa la distribución inicial de las líneas de magnetometría realizadas en la zona Ullucan con dirección Este-Oeste, estas fueron cubiertas en un 20 % de manera longitudinal a lo largo de cada línea teniendo diferente longitud. El área de estudio presenta un relieve topográfico muy agreste alrededor de las manifestaciones termales, lo que impidió completar el estudio programado inicialmente, la recolección de datos se realizó básicamente por las vías de acceso y por las partes elevadas en el área de estudio, como se observan las líneas LT02, LT04 de color rojo.

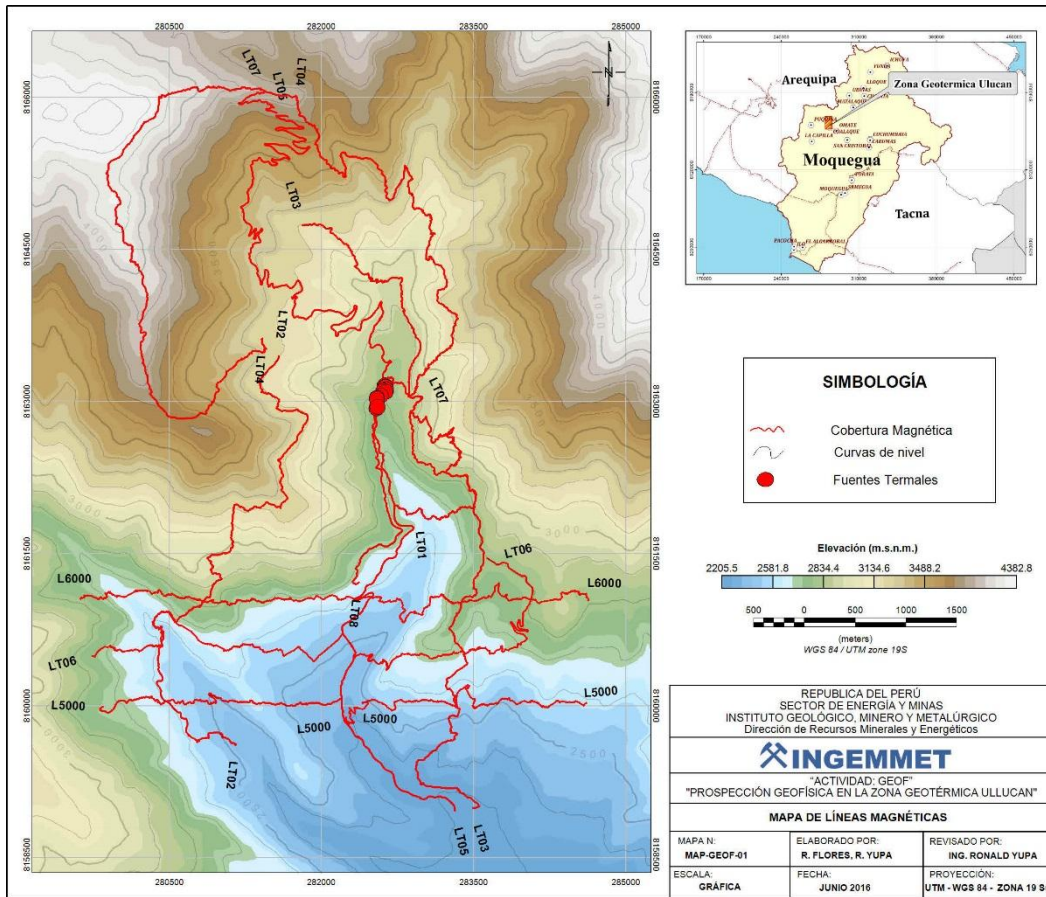


Figura 69. Mapa de ubicación de las líneas de prospección magnética, las líneas rojas son las rutas que siguió para la recolección de datos (cuadro 1 y 2, anexo 4).

En el cuadro 10, se muestran las descripciones de los parámetros utilizados para la recolección de datos de magnetometría en terreno (figura 70), se precisa que para su ejecución se ha efectuado el levantamiento topográfico de las líneas de estudio.

Cuadro 10. La siguiente tabla muestra la ubicación UTM de la Base y Punto de Control de los magnetómetros, así como los parámetros de recolección de datos en el estudio de magnetometría.

Estación	Coordenada Datum WGS 84 UTM 19S	
	Este	Norte
Base	284608.6	8160022.79
Punto Control	285051.6	8158328.82
	Parámetros	Modo de adquisición
	Datum de referencia campo total	23630 nT
	Intervalo de lecturas del instrumento móvil	Cada 02 segundos
	Intervalo de lecturas del instrumento base	Cada 03 segundos
	Altura sensor (móvil y base)	2m
	Sistema Datum de adquisición	WGS 84 19S



Figura 70. Personal geofísico realizando la recolección de datos de la intensidad del campo magnético total en el sector de Ullucan, se utilizó dos magnetómetros GEM System GSW-19W Overhauser, un móvil y una base.

7.1.1.2. Prospección gravimétrica

La recolección de datos de gravedad se realizó con un gravímetro Scintrex modelo CG5 – Autograv (figura 71). Inicialmente, se realizó la configuración interna del gravímetro revisando los parámetros dados por el fabricante para el perfecto funcionamiento del instrumento (cuadro 11), seguidamente, antes del inicio de las actividades de recolección de datos, se realizó las pruebas de calibración con la finalidad de garantizar un control en el funcionamiento, la precisión y la deriva instrumental realizadas por el gravímetro (Hinze, 2013).



Figura 71. Gravímetro CG-5 Scintrex.

Cuadro 11. Parámetros del Gravímetro SCINTREX

Instrumentos	Marca – Parámetros
Gravímetro	CG – 5 de SCINTREX
Rango de la lectura	8.000 mgal
Resolución de lectura	0.001 mgal
Desviación estándar	<5 mgal
Deriva de tiempo largo (instrumental)	0.02 mgal/hora
Temperatura de operación	-40 a +50 °C
Error por impacto	< 5 mgal para impactos de 20G (sin seguro)
Variación de lecturas por temperatura	0.2 mgal /°C
Deriva de tiempo largo	0.02 mgal/hora

El desarrollo de la recolección de datos se realizó en dos etapas: la primera, fue de calibrar el gravímetro y el ajuste de bases utilizando un punto de referencia de la red mundial conocida como “Base Moquegua” (World Relative Gravity Reference Network West Indies, Central America, South America, Antarctic and Atlantic Ocean, 1972), que se encuentra ubicada en el Aeródromo Hernán Turque Podestá de la ciudad de Moquegua, con un segundo punto referencial denominado “Base Coalaque” ubicado en el área de trabajo. En la segunda etapa, una vez nivelada y ajustada la Base

Coalaque, se inició la recolección de datos de gravedad de manera diaria se inicia en la Base Coalaque y seguidamente se dirige a realizar las lecturas de gravedad por las estaciones programadas para cada día durante un periodo no mayor a 5 horas.

Al culminar la recolección de datos se retorna para realizar el cierre de circuito en la misma Base Coalaque. En cada estación se registró una (1) lectura de gravedad con dos (2) repeticiones durante un periodo promedio de dos (2) minutos por estación. Finalmente, al término del día se realizó la descarga y transferencia de datos a una computadora, para poder generar la base de datos.

La figura 72 muestra la distribución de las estaciones gravimétricas en la zona de Ullucan. La recolección de datos estuvo programada tener una orientación Este-Oeste pero lo abrupto del terreno no permitió continuar el programa y se replanteó las líneas con diferente dirección, principalmente por zonas donde se podía tener acceso.

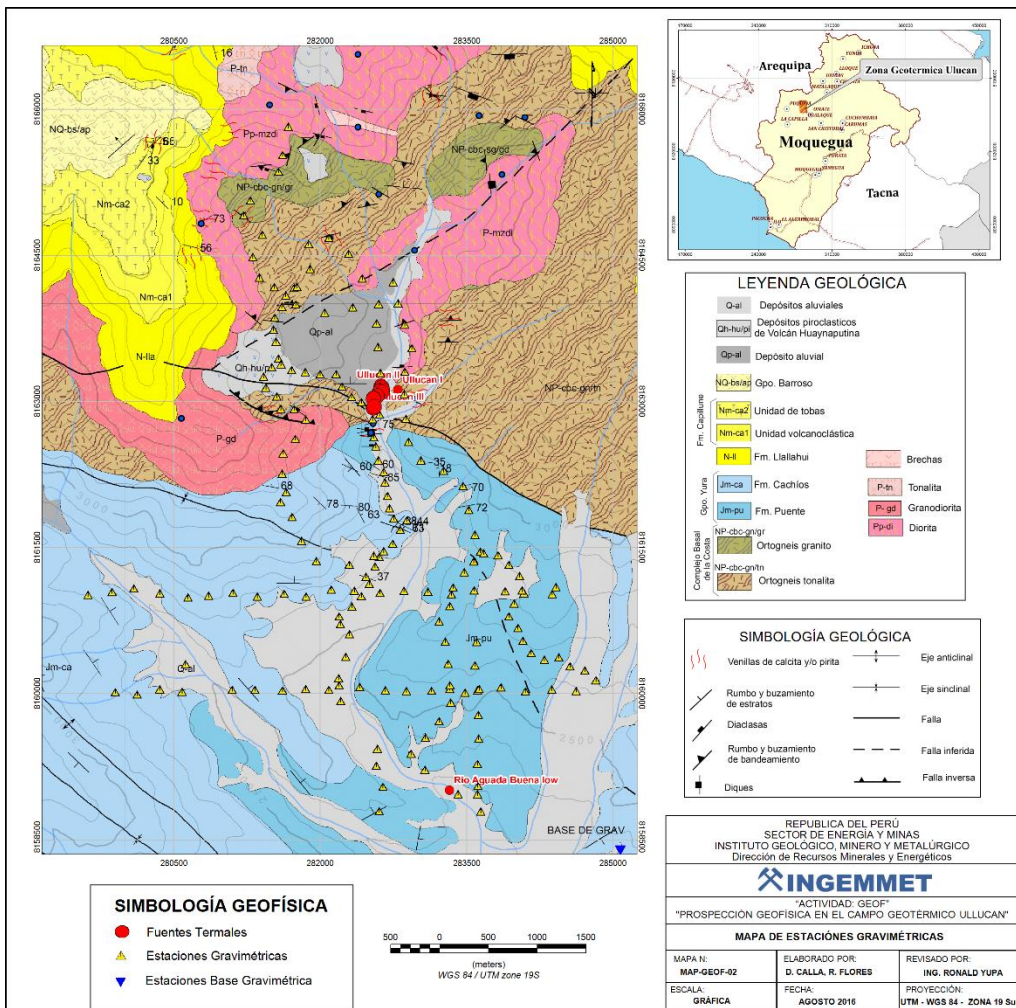


Figura 72. Mapa de Ubicación de la red de estaciones gravimétricas en la zona de Ullucan (triángulos amarillos) manifestaciones termales (círculos de color rojo)

7.1.1.2.1. Nivelación de bases de gravedad

El procedimiento de nivelación de bases de gravedad consistió en realizar medidas entre dos puntos, la primera lectura realizada en un punto de gravedad absoluta ya conocido ubicada en la ciudad de Moquegua dándole la numeración "998", y el segundo punto ubicado en la zona de trabajo, nombrándola como base de Coalaque con código "999" teniendo el siguiente circuito: Coalaque – Moquegua – Coalaque (cuadro 12; figuras 73 y 74; Gettings, 2009).

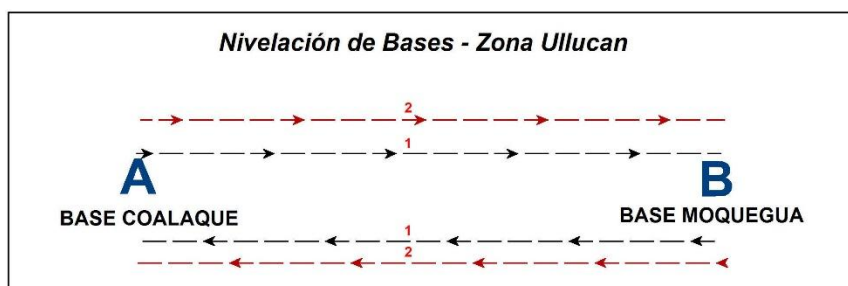


Figura 73. Nivelación de bases para el sector de Ullucan realizado en la zona de Ullucan, se realizó un circuito entre la estación Base Moquegua y la estación de Base Coalaque.

Cuadro 12. Datos de referencia de las bases gravimétricas utilizadas en la zona Ullucan.

Ubicación	Estación	Gravedad	Coordenada Datum WGS 84 UTM 19S		
			Longitud	Latitud	Altitud
Moquegua	998	978039.55	-70.93	-17.18	1447.76
Coalaque	999	977714.676	-71	-16.38	2401.4



Figura 74. Recolección de datos de gravedad y GPSD (imagen izquierda), nivelación de la base del GPSD en la zona de Ullucan (imagen derecha).

7.1.1.2.2. Corrección por deriva instrumental

Las mediciones para la deriva instrumental se realizaron dentro de las instalaciones del hotel en el distrito de Omate, el procedimiento seguido consistió en la toma de lecturas de gravedad observada cada sesenta (60) segundos durante un periodo de doce (12). En la gráfica se observa una tendencia lineal, con variación de 0.527 mGal y el drift de 0.6417 mGal/día (figura 75).

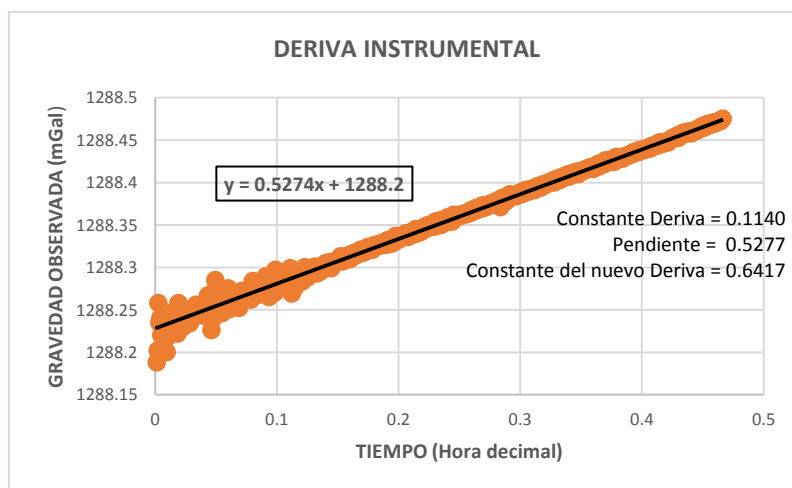


Figura 75. Deriva Instrumental de la red gravimétrica de Ullucan.

En la recolección de datos de gravedad en la zona de Ullucan se utilizó la metodología del circuito cerrado, que consistió en iniciar las lecturas de gravedad en la “Base Coalaque” y seguidamente se realizó la recolección de datos de gravedad en el área de estudio, durante un periodo no mayor a 5 horas aproximadamente para luego retornar y culminar el circuito en la misma “Base Coalaque” (Gettings, 2009).

La recolección de datos consistió en realizar una (1) lectura de gravedad relativa y dos (2) repeticiones por cada estación de gravedad, teniendo una máxima variación de 0.002 mGal por un tiempo no superior a los cinco (5) minutos. La descarga y transferencia de los datos se realizaba de manera diaria a través del uso de la interface de USB stick propio del fabricante Scintrex, el cual se conecta a un flash drive y un cable para comunicarse con el gravímetro a través de los puertos COM1 y COM2 simultáneamente para posterior procesamiento.

7.1.1.3. Levantamiento topográfico

Para la recolección de datos de datos topográficos en la zona de Ullucan, se utilizó un GPS diferencial Trimble modelo R8s en modo post proceso (PPK) (cuadro 13; figura 76). Durante los trabajos se realizó la nivelación de ubicación en modo estático con referencia al punto geodésico ubicado en el distrito de Omate (código OMA1-plaza de Omate), el cual consistió en instalar la Base GNSS R8s (OMA1) durante 8 horas para obtener posiciones con un alto grado de confiabilidad y precisión. Finalmente, la recolección de datos se realizó en cada estación gravimétrica en modo post proceso, los datos fueron descargados de manera diaria a una PC para realizar las correcciones correspondientes (Shepherd, 2010). Las coordenadas de las bases se muestran en el cuadro 14.



Figura 76. GPS Diferencial RS8.

Cuadro 13. Parámetros del GPS Diferencial RS8 Trimble

Instrumentos	Marca - Parámetros
Consola GPS	RS8 TRIMBLE
Medición GNSS estática	Estática de alta precisión
Horizontal	3 mm + 0.1 ppm RMS
Vertical	3.5 mm + 0.4 ppm RMS
Estática Rápida	
Horizontal	3 mm + 0.1 ppm RMS
Vertical	5 mm + 0.5 ppm RMS
Medición GNSS cinemática con post procesamiento (PPK)	
Horizontal	8 mm + 1ppm RMS
Vertical	15 mm + 1ppm RMS
Medición cinemática en tiempo real	
Línea base simple de menos de 30 km	
Horizontal	8 mm + 1 ppm RMS
Vertical	15 mm 1 ppm RMS
Tiempo de inicialización	Típico de < 8 segundos
Confiablez en inicialización	Típico de >99.9%

Cuadro 14. Datos de referencia de las bases para la recolección de datos de topografía en el sector de Ullucan.

Ubicación	Código	Coordenada Datum WGS 84 UTM 19S		
		Este	Norte	Altitud
Coalaque	BG-001	285080.161	8158360.32	2404.663
Omate	OMA1	289703.029	8156155.45	2489.135

7.1.2. Procesamiento de datos

7.1.2.1. Procesamiento de datos magnéticos de la zona de Ullucan

Los datos fueron transferidos diariamente desde los magnetómetros a un ordenador vía un puerto USB, los archivos fueron descargados con nombres consecuentes con la fecha de recolección de datos, como ddmmyy, así como las extensiones de acuerdo al magnetómetro, como : “BAS” para el magnetómetro de la estación base y “TXT” para magnetómetros móviles.

La corrección diurna se realizó con un valor de datum de 24500nT a toda la base de datos del proyecto para su posterior proceso y generación de imágenes en Oasis Montaj. La interpolación de los datos (gridding) se realizó con el algoritmo RANGRID de Geosoft con un tamaño de celda de 70 y 25m, para la primera y segunda campaña de magnetometría (Hinze, 2013).

La generación de imágenes aplicando la Transformada de Fourier (FFT) y el uso de imágenes con filtros de la reducción al polo, señal analítica (mapa 2, anexo 3), primera derivada vertical (mapa 3, anexo 3), segunda derivada vertical (mapa 4, anexo 3), el gradiente de la derivada horizontal, entre otros se realizó con el Oasis Montaj convirtiendo estos mapas a formatos con extensión *.GRD desde Oasis Montaj v.8.2 (Geosoft, 2011).

Los mapas de señal analítica, primera y segunda derivada junto al mapa del campo total (mapa 1, anexo 3) permitieron la elaboración y mejor interpretación del mapa de lineamientos magnéticos.

7.1.2.2. Corrección diurna

El campo magnético terrestre está continuamente cambiando (variaciones diurnas) y las medidas de terreno deben ser ajustadas por estas variaciones, la técnica más correcta es establecer un magnetómetro como estación base en un punto fijo que continuamente registre y monitoree la intensidad del campo magnético durante el periodo que sea necesario (figura 77).

La estación base y el magnetómetro móvil son sincronizados en función al tiempo y por una sustracción matemática simple los datos del instrumento móvil son corregidos de las variaciones diurnas. Además, como parte de un control de calidad a los datos se aplicó un filtro de continuación ascendente de 15 unidades para filtrar las altas frecuencias que tengan longitudes de onda muy pequeñas y eliminar los ruidos ocasionados por fuentes externas (Hinze, 2013). La aplicación de filtros geofísicos se detalla en el Anexo.

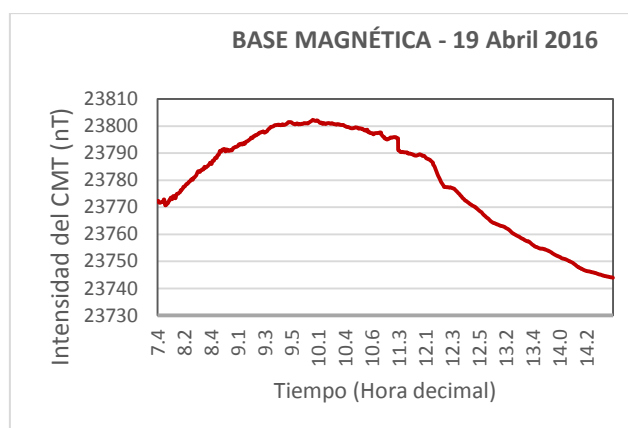


Figura 77. Base magnética en la zona Geotermal de Ullucan

7.1.2.3. Procesamiento de datos gravimétricos de la zona de Ullucan

Para respaldo, los datos gravimétricos fueron transferidos diariamente al ordenador por un puerto USB (SINTREX), en formato "TXT", con nombres consecuentes con la fecha de recolección, lo cual facilita realizar el control de calidad, este proceso se realizó en una hoja de Excel que consistió en seleccionar para una misma estación y tomar tres valores de gravedad relativa generados en el mismo ciclo de medición. En este aspecto se consideró la desviación estándar, la variación en Tilt Y Tilt X., una vez depurada las lecturas de gravedad relativa se asignó un valor de gravedad observada para cada estación ordinaria asociada a la base de Omate que se utilizó para los circuitos de medición, (Prabhakar, 1998).

Una vez realizado el control de calidad de los datos, fue posible aplicar las ecuaciones de reducción gravimétrica (corrección de Bouguer, corrección topográfica y corrección de aire libre) estos cálculos se realizaron con el software Oasis montaj a través del módulo Gravity terrain correction. Seguidamente se realizó la corrección topográfica y se utilizó un grid del Modelo de Elevación Digital regional (DEM) y el DEM del grid local con datos recolectados con el GPS diferencial Trimble R8s, (Shepherd, 2010).

Luego se continuó con el cálculo de los mapas de anomalías gravimétricas mediante la interpolación de los datos (gridding) utilizando el algoritmo RANGRID de Geosoft, con un tamaño de celda de 70 y 50m. La separación de la residual a partir de la regional se realizó por medio del módulo MAGMAP tomando como base el *.GRD de anomalía de Bouguer, este complemento permite realizar análisis de derivadas direccionales, transformada rápida de Fourier (FFT) entre otras aplicaciones (Geosoft, 2010).

Los datos fueron procesados utilizando el filtro gaussiano de paso bajo con una longitud de onda de corte 0.08 rad/km con el fin de realizar la separación de las componente regional y residual de la anomalía (Gettings, 2009). Para el proceso de inversión se ha usado el modelo VOXI Earth Modelling de Geosoft (2012), un servicio de algoritmo de inversión geofísica que genera modelos de densidades de las rocas a profundidad a partir de datos gravimétricos. Todos los resultados fueron generados para visualizar la subsuperficie y el análisis vertical en 3D.

7.1.2.4. Procesamiento de datos topográficos

Al finalizar las operaciones de terreno, se comenzó con la transferencia de datos de elevación y ubicación empleando el software Trimble Data Transfer. Para el ajuste de bases se usó la modalidad estática, se tomaron mediciones durante ocho (8) horas en la estación OMA1. Seguidamente se realizó el procesamiento de bases con la técnica de post proceso (PPK) con el software Trimble Business Center obteniendo las coordenadas precisas de la nueva base BG-001, (Shepherd, 2010).

Obtenido estas coordenadas se procedía con el post-procesamiento relativo del ROVER (estaciones ordinarias medidas en terreno) haciendo la corrección y procesamiento de los datos en base a la estación BG-001 con el mismo software.

7.1.3. Interpretación

7.1.3.1. Interpretación de Datos Magnéticos

Durante el procesamiento de datos se ha generado mapas de la intensidad del campo magnético total (CMT), la reducción al Ecuador (del CMT), derivada Tilt y la gradiente horizontal, utilizando la transformada de Fourier (FFT - Fast Fourier Transform). La intensidad magnética del campo varía en el área de estudio en un rango aproximadamente de -573nT - 70nT. La inclinación del campo magnético terrestre en el área de estudio es de aproximadamente -9.6, utilizado para el procesamiento, corrección y reducción de datos.

El mapa de reducción al Ecuador muestra cuerpos de alto gradiente magnético que se observan al Sur y Sureste denominado "AM" (figura 78) formando una anomalía positiva, esta anomalía podría tratarse de alguno de los intrusivos del Cretáceo conformado por la Súper Unidad Yarabamba, este intrusivo se observa en el mapa geológico regional y se presenta con dirección Norte - Sur.

En la región Norte, la intensidad magnética disminuye con un aproximado de -560nT, una de las explicaciones según la respuesta de magnética, estas anomalías BM estarían relacionadas al flujo geotérmico, que se encontraría estructuralmente controlado a lo largo de fisuras y zonas de fractura orientadas de EO y NE-SO en toda el área donde se ubican las manifestaciones geotermales en el sector de Ullucan. Estos fluidos geotérmicos han alterado los minerales magnéticos dentro de la composición mineralógica de las rocas destruyendo aquellos minerales ferromagnéticos por la interacción fluido-roca y obteniendo la respuesta de bajos magnéticos (Hinze, 2013).

De la descripción geológica y la orientación de las fallas, se observa una zona de transición en la respuesta magnética entre el alto y bajo magnético limitando la zona de contacto relacionado a las rocas del Complejo Basal de la Costa del Neo proterozoico, las rocas del Grupo Yura del Jurásico y rocas del Grupo Barroso del Pleistoceno, la Unidad Piroclástica del Grupo Maure del Neógeno.

La ubicación de las manifestaciones termales en Ullucan se caracteriza por superponerse dentro de la anomalía del bajo magnético (BM) como se observa en la figura 78.

La intensidad del campo magnético tiene un rango de -570nT y 70nT respectivamente. La anomalía de BM ubicado en el sector norte, engloba las manifestaciones geotermales las que estarían asociadas a un control estructural que juegan un rol importante al paso ascendente de los fluidos termales destruyendo las propiedades mineralógicas internas de las rocas desmagnetizando estos sectores alrededor de las manifestaciones termales.

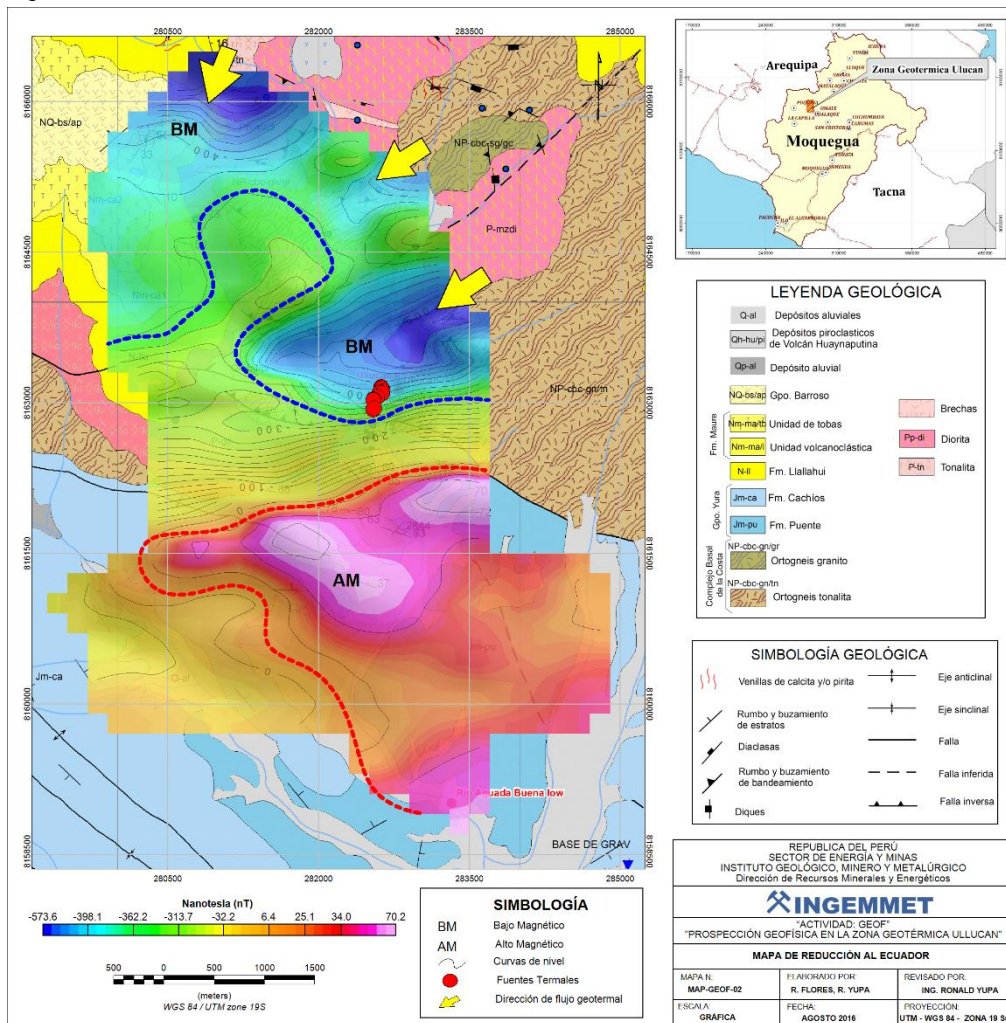


Figura 78. Mapa de Reducción al Ecuador, el de bajo magnético (BM) sector de color azul) ubicado en el sector Norte englobando las manifestaciones geotermales (círculos de color rojo).

La figura 79 presenta la respuesta de los lineamientos magnéticos, identificados y digitalizados principalmente en base al análisis de la señal magnética utilizando información de la primera derivada vertical, gradiente horizontal y la derivada Tilt. Se interpreta en un conjunto de lineamientos magnéticos con rumbo NO-SE asociado a un sistema tectónico (falla Coalaque), originando un sistema de lineamientos magnéticos con rumbo Este-Oeste.

En el mapa (figura 80) se realizó la representación imparcial de la base de datos medidos, donde se utilizó un suavizado de la señal y un doble sombreado (el sombreado unidireccional se utilizó

parcialmente con la finalidad de realzar las características del trend anómalo en una sola dirección) (Korhonen, 2005).

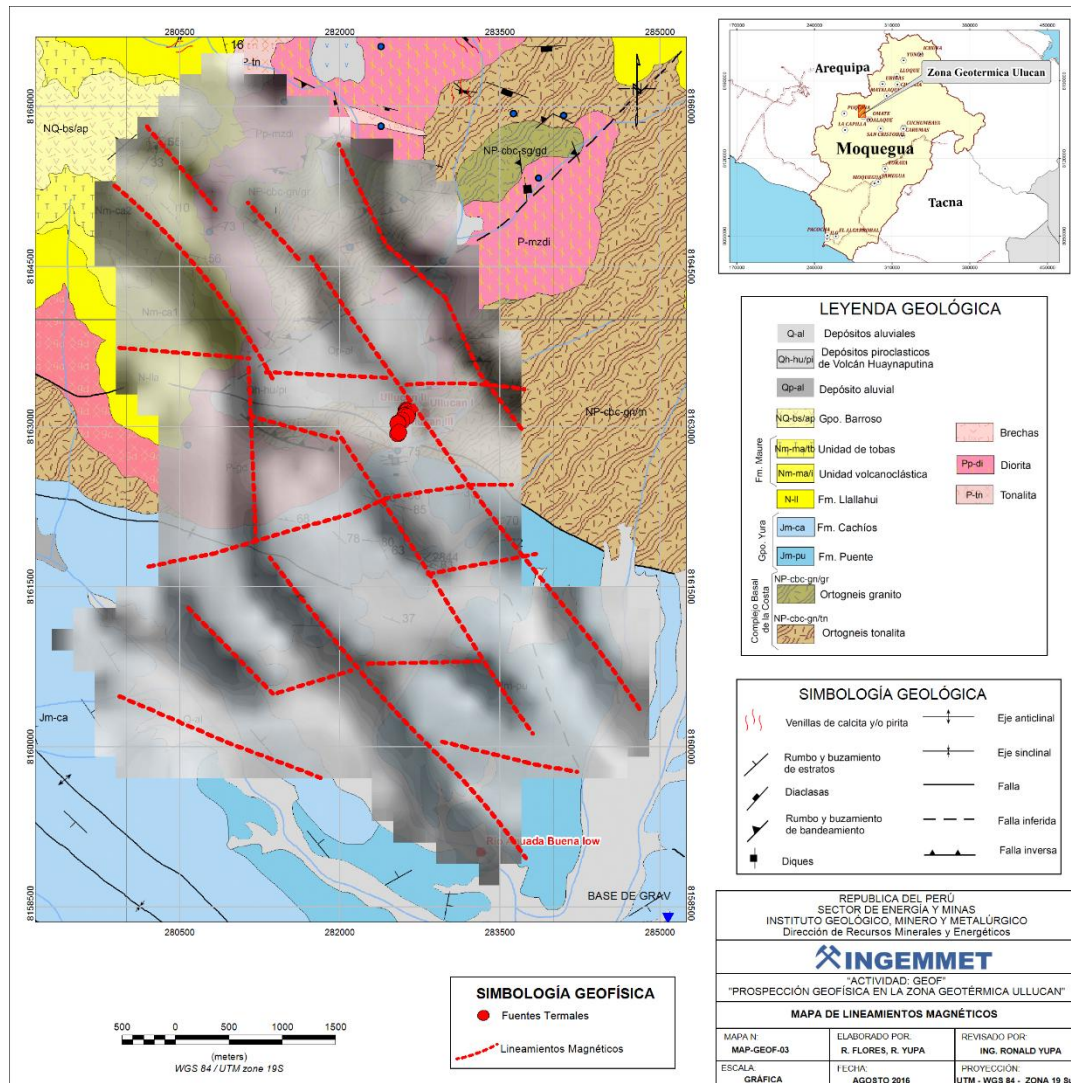


Figura 79. Mapa de lineamientos magnéticos superponiéndose al mapa geológico de la zona de Ullucan.

7.1.3.1. Interpretación de datos gravimétricos

Durante el procesamiento de los datos se ha generado los mapas de anomalías de Bouguer simple, de aire libre, de Bouguer completa y la residual, estos mapas han sido generados a partir de las correcciones gravimétricas realizadas en el software Oasis Montaj utilizando el módulo "Gravity". En la figura 79, el mapa de la anomalía completa de Bouguer (ACB) presenta variaciones de gravedad entre -265 y -246 mGal, con un rango de variación de alrededor de 18 mGal. Se resalta la presencia de valores mínimos de gravedad que comprende las zonas de fuentes termales de la zona de Ullucan. Se observan también altos valores de gravedad al SO de las fuentes termales, donde se ha identificado limo arcillitas con intercalaciones de areniscas de la Formación Cachios.

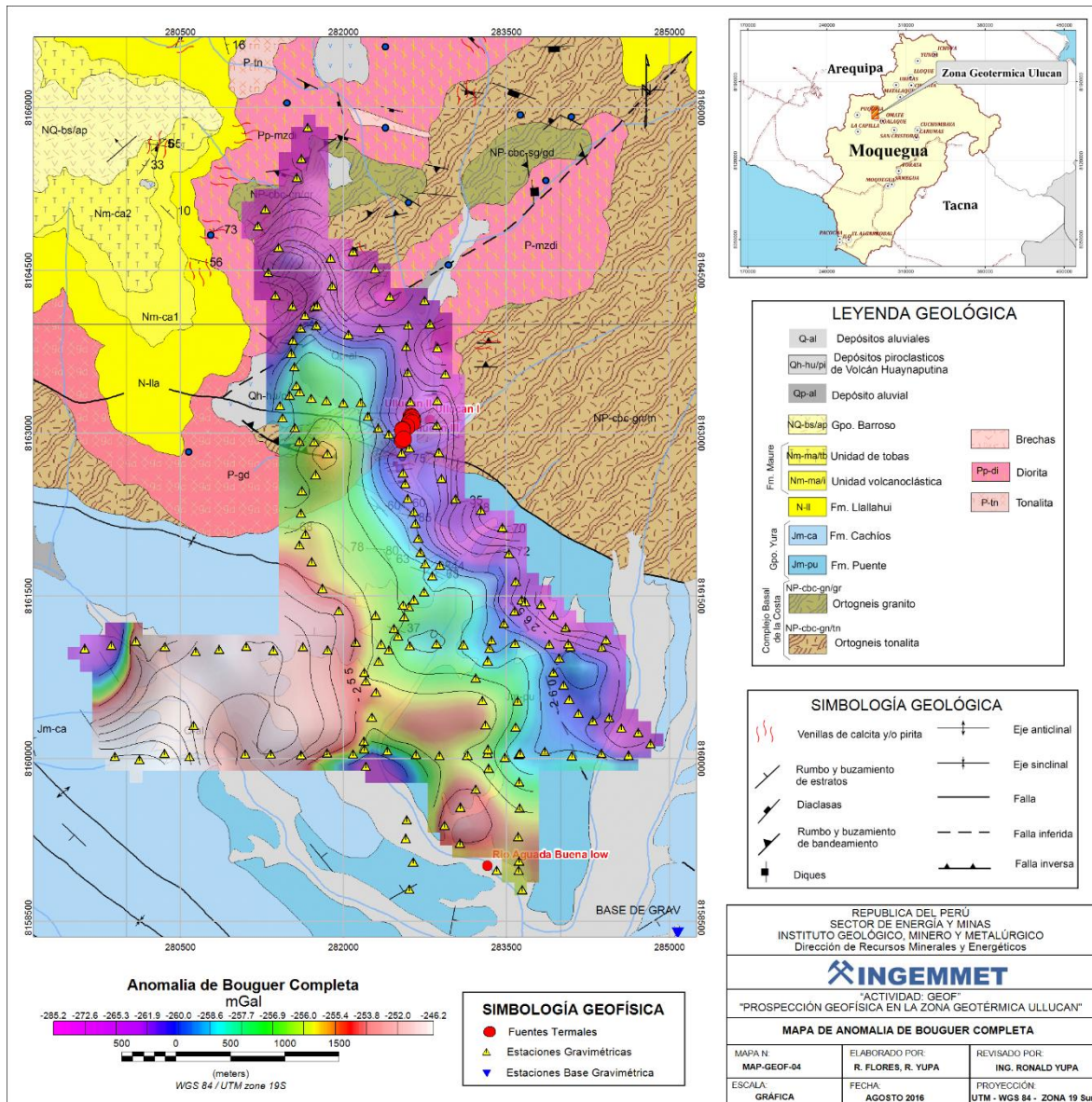


Figura 80. Distribución de la Anomalia Completa de Bouguer, evaluada con un valor de densidad de 2.67gr/cm3.

La separación de componentes: regional y residual se realizó usando el filtro de Gauss de la transformada de Fourier y espectros de potencias, obteniendo la componente residual correspondiente a las fuentes intermedias y superficiales como se muestra en la figura 81, la anomalía residual varia en un rango de -2.24 a 1.97 mGal y al comparar con la anomalía de Bouguer se mantiene los bajos gravimétricos de las fuentes termales, y se resaltan los altos gravimétricos en la parte central con dirección N-S que de acuerdo a las características geológicas de la zona probablemente estén relacionados a un sistema de fallas.

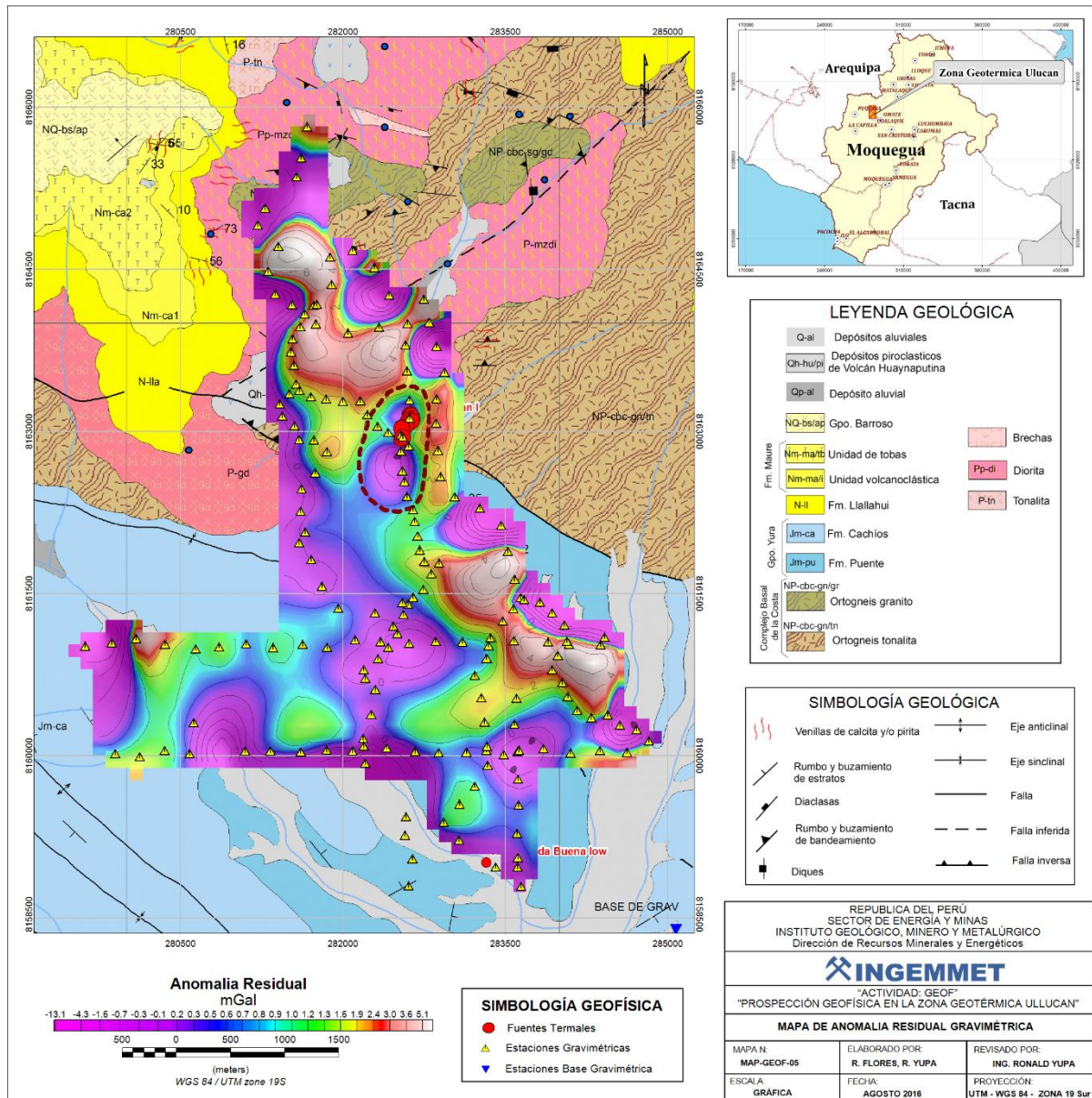


Figura 81. Mapa de anomalía residual a partir de la anomalía Bouguer completa.

La figura 82 es un ejemplo de un perfil de contrastes de densidad sobre la zona de Ullucan. El gráfico superior izquierdo se observa la señal de gravedad en dos perfiles; el primero, el perfil regional (línea roja) representa la longitud de onda larga en un contexto regional para la zona de Ullucan, existe una ligera disminución de -13mgal al inicio de la zona de las manifestaciones termales.

El segundo perfil residual (línea azul) está directamente relacionado a longitudes de onda corta asociadas a las principales estructuras y manifestaciones termales que se encuentran a lo largo del perfil, estos contrastes son respuesta directa del contraste de densidad entre las rocas metamórficas, intrusivas, sedimentarias nos, así como también de la falla regional Coalaque.

En la sección de inversión 2D se identifican variaciones de densidad, un sector de baja densidad – DB (de color magenta) que estaría relacionado a las calizas de la Formación Socosani de edad

del Mesozoico (Geosoft, 2013). También se observa un sector de alta densidad (de color rojo) que se correlaciona a las rocas metamórficas del Complejo Basal de la Costa de la edad del Proterozoico. Finalmente, un sector de densidades intermedias (de color verde) correspondiente a las areniscas de la Formación Puente de edad del Mesozoico.

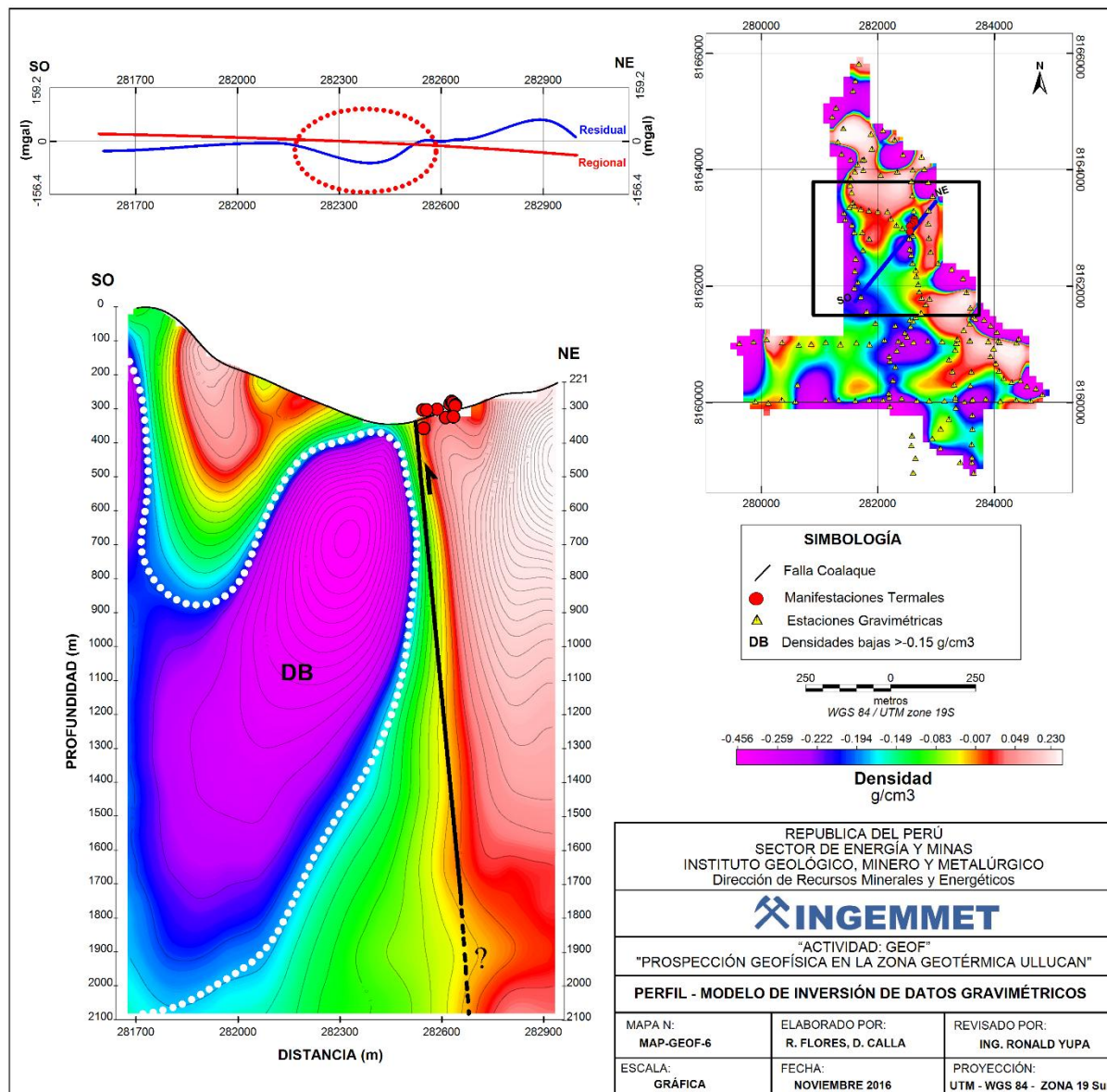


Figura 82. Perfil de gravedad (anomalía completa de Bouguer), evaluada con un valor de densidad de 2.67g/cm³. Parte superior se observa la señal de gravedad, la línea de color azul tenemos la gravedad residual y la línea de color roja valores de la gravedad regional.

7.2. Zona Lojen

7.2.1. Trabajos de campo e instrumentación

Los estudios de geofísica aplicados en la zona de Lojen consistieron: 1) método magnetotelúrico y 2) método gravimétrico, los mismo que se realizaron entre el 25 de agosto al 18 de setiembre del 2016. Estos trabajos de exploración están orientados a conocer las características físicas de

densidad y resistividad de las rocas las rocas y minerales a profundidad con la finalidad de realizar una correlación con la información geológica del sector.

7.2.1.1. Método magnetotélico (MT)

Durante la campaña de recolección de datos de MT se instalaron un número de 9 estaciones de MT en el sector Lojen (figura 83), donde se recolectó datos de series de tiempo a lo largo de un perfil de 8000 metros con dirección Noreste - Suroeste de manera paralela a algunas manifestaciones termales. Las ubicaciones de las estaciones fueron planteadas para realizar una interpretación geológica, tratando de evitar la proximidad a las carreteras, así como el ruido ocasionado por las antenas eléctricas de alta tensión y los vehículos.

Los datos de MT se recolectaron con dos (2) instrumentos MTU5A-System 2000 con sistema comercial producido por la empresa Phoenix Geophysics. Los campos eléctricos horizontales se midieron utilizando tres electrodos porosos con sulfato de cobre colocados en una matriz en forma de L con longitudes de dipolo de 25 metros (m). Los campos magnéticos ortogonales en la dirección de la matriz de medición de campo eléctrico se detectaron usando bobinas de inducción de alta permeabilidad magnética. Los datos MT se registraron como estaciones únicas con referencia remota (Simpson, 2005).

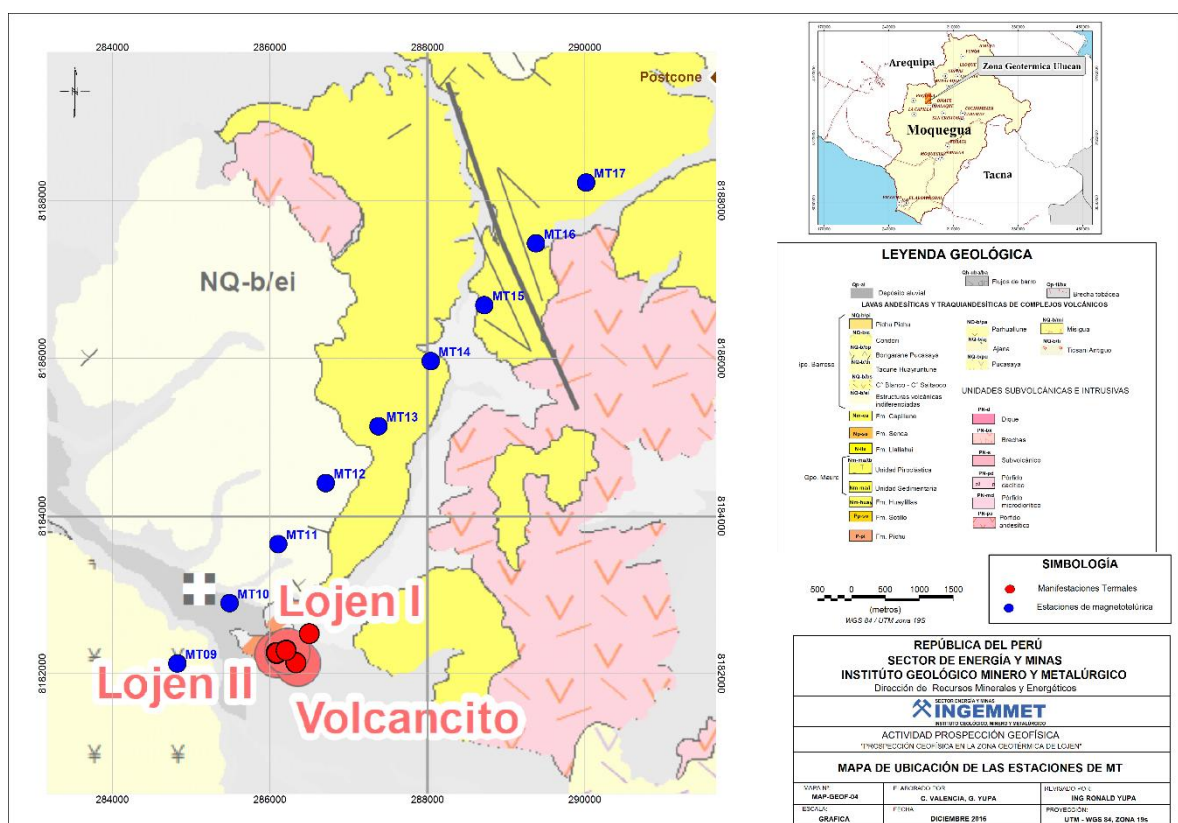


Figura 83. Mapa de Ubicación de la red de estaciones Magnetotélicas en el área Geotérmica de Lojen.

7.2.1.1.1. Calibración del MTU5A

La primera tarea que debe desarrollarse en el campo es calibrar los instrumentos y los sensores. La calibración se realizó al inicio de cada levantamiento y puede repetirse en caso se presente

problemas con el instrumento (por ejemplo, cables dañados). Por lo general, la estación de referencia es el mejor lugar para la calibración, ya que ha sido elegida debido a sus características de bajo ruido y cuenta con permiso para un uso más prolongado (Simpson, 2005). Para este caso, se realizó la calibración antes de la adquisición de los datos por un tiempo aproximado de 10 minutos y luego se calibran los sensores magnéticos. El tiempo requerido para la calibración fue aproximadamente de una hora (Phoenix Geophysics Limited, 2015).

El cuadro 15 desglosa las 9 ubicaciones de las estaciones de MT registradas utilizando el GPS diferencial propio del instrumento durante la recolección de datos de campo. Las coordenadas Este y Norte están referidas al datum WGS 84 UTM 19S y la elevación de la estación se da en metros.

Cuadro 15. Datos de referencia de las estaciones Magnetoteléfica en el sector Lojen.

Estaciones de Magnetoteléfica			
Zona de Lojen			
Coordenada Datum WGS 84 UTM 19S			
Estación	Este	Norte	Altitud
MT09	284825.781	8182128.15	4483.47803
MT10	285488.877	8182894.85	4464.42432
MT11	286106.365	8183642.31	4526.44336
MT12	286710.553	8184417.11	4723.74365
MT13	287378.995	8185137.95	4618.06104
MT14	288043.034	8185962.75	4653.55029
MT15	288723.1	8186673.02	4647.03857
MT16	289379.417	8187456.74	4609.82471
MT17	290016.66	8188228.52	4584.07959

En la figura 84 se describe el desplazamiento y disposición en la recolección de datos de MT utilizando dos instrumentos MTU5A (Phoenix Geophysics Ltd) midiendo los cinco (5) campos electromagnéticos Hx, Hy, Hz, Ex y Ey. Las bobinas magnéticas miden las tres componentes del campo magnético, dos de las bobinas son ubicadas con posición horizontal de manera perpendicular para medir el campo magnético horizontal. Mientras que, una tercera bobina es ubicada de manera vertical, para medir la componente vertical del campo magnético. El campo eléctrico es medido usando cinco (5) electrodos no polarizables distribuidos de manera perpendicular a los dipolos que han sido instalados orientados al Este-Oeste y Norte-Sur.

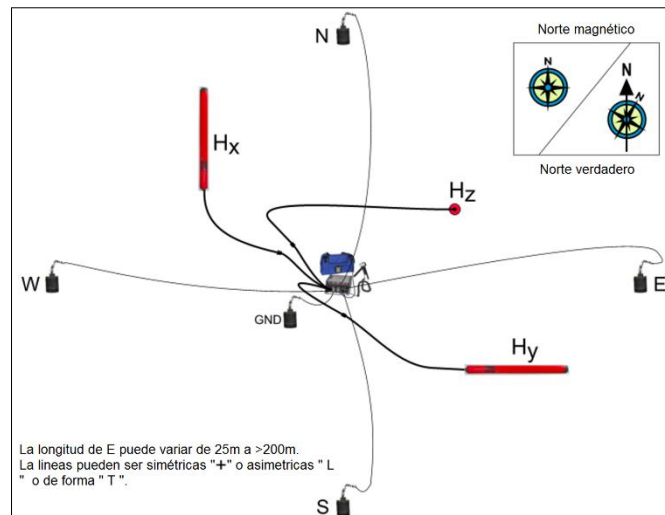


Figura 84. Disposición en terreno de las bobinas y electrodos con el MTU5A y su orientación del sistema de coordenadas utilizado en el sector Lojen.

7.2.1.1.2. Instalación de los electrodos no polarizables

La figura 85 muestra un electrodo no polarizable instalado para sondeos de periodo largo utilizados en la zona Lojen. Para la ubicación de los electrodos no polarizables se utilizó una cantidad de agua salada (50g/l) y la instalación consistió en cavar un hoyo pequeño de entre 20 y 50cm de profundidad retirando las rocas grandes y pequeñas que se pueda encontrar y aflojar la tierra de la base dentro del hoyo, seguidamente, se vertió aproximadamente 1lt de agua salada hasta formar un lodo uniforme. Finalmente, se ubicó el electrodo en forma vertical en el hoyo hasta que quede firmemente situado en el lodo dejando el cable del electrodo extendido afuera del hoyo para ser conectado al cable del terminal GND del instrumento o al cable de la línea E, según se describe en las figuras 85 y 86.

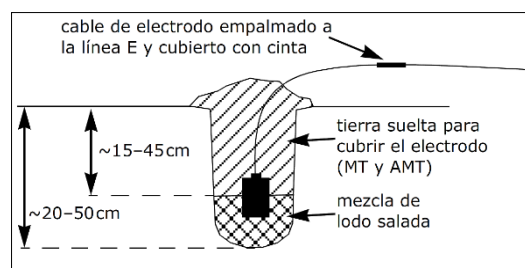


Figura 85. Instalación en terreno de los electrodos no polarizables.



Figura 86. Instalación del MTU5A en terreno, en A) personal geofísico realizando la preparación y toma de datos iniciales de los instrumentos MTU5A, GPSD. B) instrumento de MT ya instalado operativo para iniciar el registro de datos. C) bobina vertical instalada y conectada al instrumento MT y D) personal iniciando la preparación de la instalación de las bobinas horizontales para medir el campo magnético horizontal (Simpson, 2005).

7.2.1.2. Método gravimétrico

La recolección de datos de gravedad se realizó con el gravímetro Scintrex modelo CG5 – Autograv, así como todos los procedimientos de nivelación de bases, la configuración interna del equipo, pruebas de calibración se realizaron en la zona de Lojen.

La distribución de la recolección de datos (cuadro 16) de las estaciones gravimétricas se observa en las figuras 87, 88 y 89.

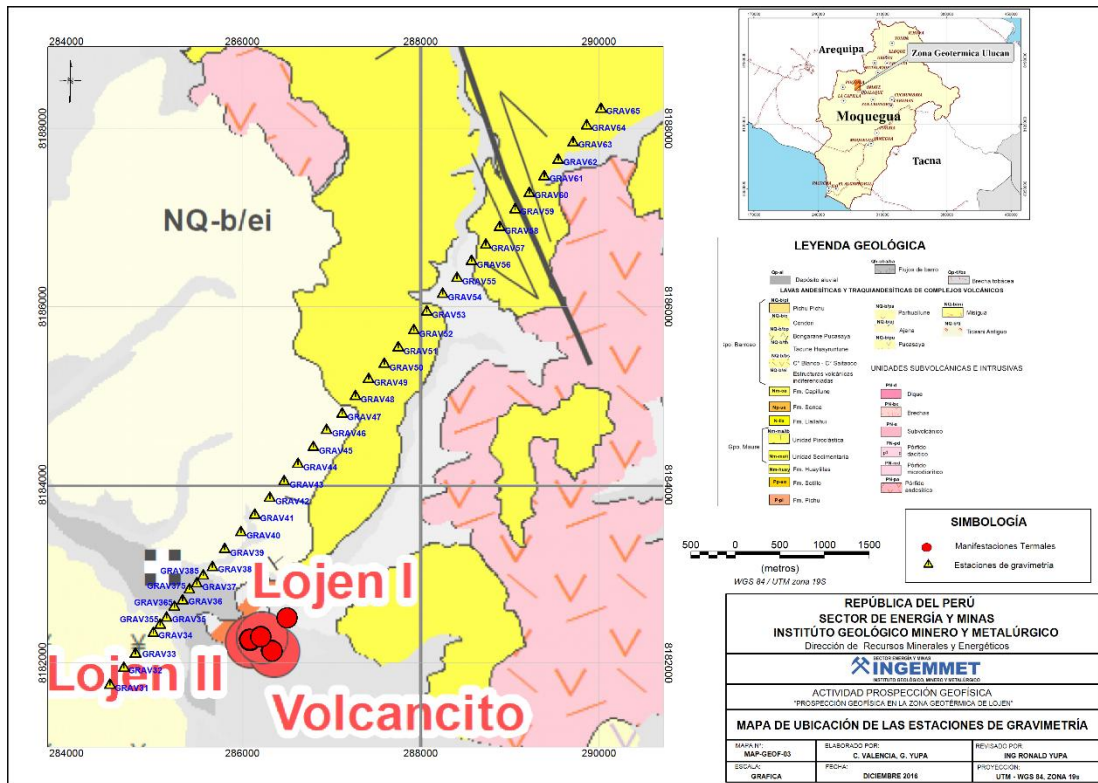


Figura 87. Mapa de Ubicación de la red de estaciones gravimétricas en la zona Lojen (triángulos amarillos) manifestaciones termales (círculos de color rojo).

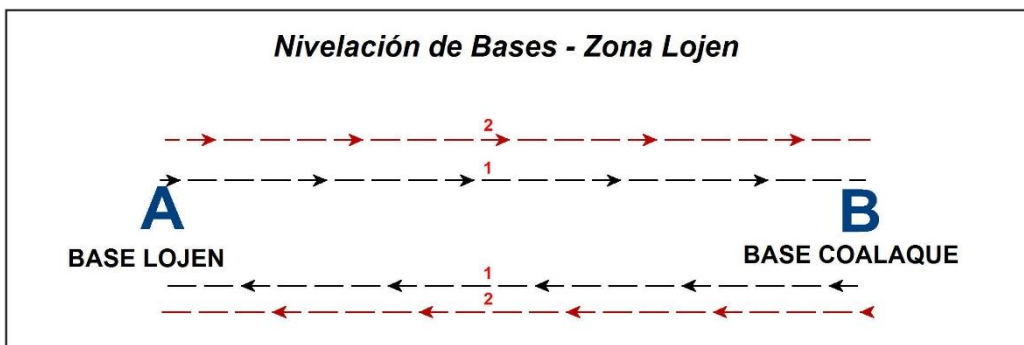


Figura 88. Nivelación de bases para el sector de Lojen, se realizó un circuito entre la Base Coalaque y Lojen.

Cuadro 16. Datos de referencia de las bases gravimétricas utilizadas en la zona de Lojen.

Ubicación	Estación	Gravedad	Coordenada Datum WGS 84 UTM 19S		
			Longitud	Latitud	Altitud
Coalaque	998	977714.676	-71	-16.38	2401.4
Lojen	999	977260.156	-71.06	-16.42	4374.6



Figura 89. Recolección de datos de gravedad y GPSD en el sector de Lojen.

7.2.1.3. Levantamiento topográfico

La recolección de datos de topografía y ubicación se realizó utilizando un equipo GPS diferencial Trimble R8s en modo post proceso (PPK). Se siguieron todos los procedimientos antes descritos para la zona de Ullucan. Las coordenadas de las bases se muestran en el cuadro 17.

Cuadro 17. Ubicación de bases en la recolección de datos de topografía en el sector de Lojen.

Ubicación	Código	Coordenada Datum WGS 84 UTM 19S		
		Este	Norte	Altitud
Puquina	PQU2	267091.327	8161296.3	3250.401
Lojen	PC-01	279657.865	8182980.33	4374.782

7.2.2. Procesamiento de datos

7.2.2.1. Procesamiento de datos MT

El procesamiento de datos fue realizado de manera conjunta con el personal de la Actividad GEOF y el apoyo incondicional del PhD. Martyn Unsworth, profesor de física y ciencias de la tierra y atmosfera de la Universidad de Alberta, Canadá. El profesor utilizó algoritmos desarrollados por él y sus estudiantes en lenguaje de programación Matlab dándole un gran aporte en el procesamiento de datos.

7.2.2.2. Análisis de las series de tiempo

Los datos recolectados fueron transferidos a una computadora del flash card's, y almacenados en carpetas de manera diaria y ordenada. Los coeficientes de Fourier son calculados y procesados con el programa SSMT2000, propio de Phoenix Geophysics Ltd. Los datos son procesados utilizando el programa robusto de procesamiento (SSMT) y el MTEditor (Phoenix Geophysics Limited, 2005).

Las series de tiempo es necesario para obtener el tensor de resistividades aparentes y fases (Bendat & Piersol, 1971). Las series se convierten primero en espectros de potencia cruzada compleja y de potencia automática usando la transformada de Fourier. Para llegar a la función de transferencia tensorial se utiliza el análisis espectral cruzado. Se debería garantizar buenos resultados de resistividad revisando la suavidad, coherencia y correspondencia entre el canal eléctrico y el magnético (Mwakirani, 2012).

Las series de tiempo fueron registradas generalmente por al menos 12 horas para cada estación, y en un número de 9 estaciones, este procedimiento de terreno permitió estimar la impedancia magnetotelúrica para cada frecuencia y permitió un procesamiento robusto en la separación del ruido y la señal (figura 90).

Los instrumentos tuvieron un gran desempeño frente a las condiciones adversas del clima encontradas en el sector de Lojen donde ningún instrumento presentó mal funcionamiento. El tiempo que lleva adquirir datos de calidad depende de las frecuencias que se estudien, en este caso fue de $T > 100$ seg. Durante el procesamiento de los datos, se apilan varias formas de onda en cada frecuencia analizada. La calidad de los datos mejora cuando se dispone de mayor cantidad de formas de onda.

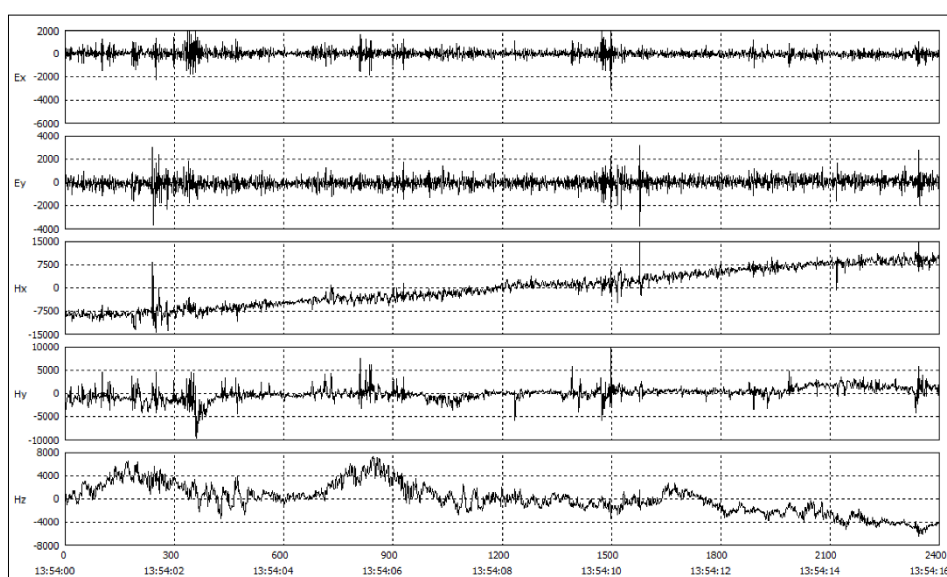


Figura 90. Ejemplo de las series de tiempo de los primeros 0.5 segundos medidos de la estación MT-10A, para los campos horizontales eléctrico y magnético, así como el campo magnético vertical. Las componentes Hx, Hy, Hz,

muestran una buena señal, más aún las componentes eléctricas E_x y E_y muestran una señal débil. Las series de tiempo son visualizadas usando el programa robusto de procesamiento (SSMT).

Un ejemplo de sondeo MT con desplazamiento estático se muestra en la figura 91, en la parte superior se observan las curvas de resistividad aparente (y) versus el periodo (x) de los componentes principales del tensor de impedancia: R_{xy} (color rojo) y R_{yx} (color azul) y sus fases respectivas (abajo). Las curvas son esencialmente paralelas, pero presentan una diferencia en los valores de resistividad (Simpson, 2005).

El procedimiento más sencillo y efectivo para corregir el desplazamiento estático es la comparación directa de las curvas obtenidas para un área dada y observar si existe un valor de resistividad de inicio de las curvas que sea recurrente, siempre y cuando las estaciones estén medidas sobre zonas con características litológicas similares. Si este es el caso, se asume que el resto de las estaciones MT están afectadas por variaciones locales de resistividad (estática) y se considera que el valor de resistividad que se repite es el correcto, por lo cual son desplazadas verticalmente el resto de las curvas de resistividad.

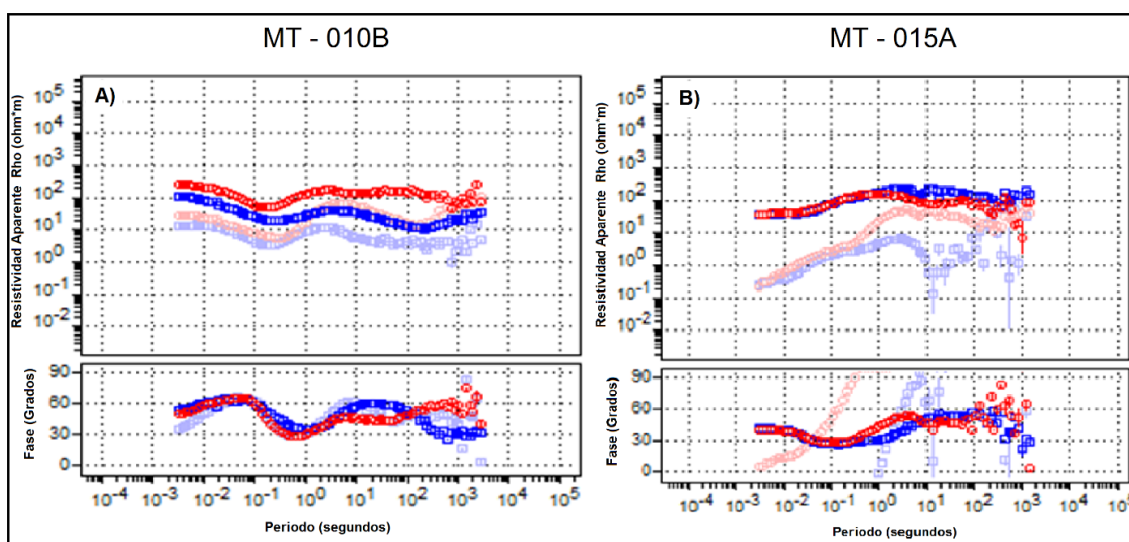


Figura 91. Se observan los resultados de la resistividad aparente y de fase de la estación MT-010B y MT-015A, el valor de resistividad varía entre los rangos de 1-100 Ohm*m. La resistividad aparente (ρ_a) es planteada versus el periodo (s). Los círculos rojos es la resistividad en la dirección xy (ρ_{xy}), los círculos azules es la resistividad en la dirección yx (ρ_{yx}). Los registros tuvieron un periodo de 10 horas ($T > 100$ seg).

El análisis de la dirección fue investigado usando el enfoque del tensor de fase. Los resultados muestran la impedancia en función de la dirección (figura 92). A una frecuencia de 40 Hz, los tensores de fase son círculos que muestran una estructura de resistividad 1-D, es decir, la resistividad no varía con el azimut, esto se corrobora por los bajos ángulos de inclinación mostrados por el sombreado de color, los que también confirman la estructura de resistividad 1-D.

A una frecuencia menor de 4,1 Hz, las señales penetran más profundamente y los tensores de fase son elipses. La dirección geológica puede tener un eje mayor o menor y dada la orientación del perfil se eligió la dirección de N45°W para la dirección. Los ángulos bajos de inclinación ($< 2^\circ$) muestran la estructura resistividad en 2-D.

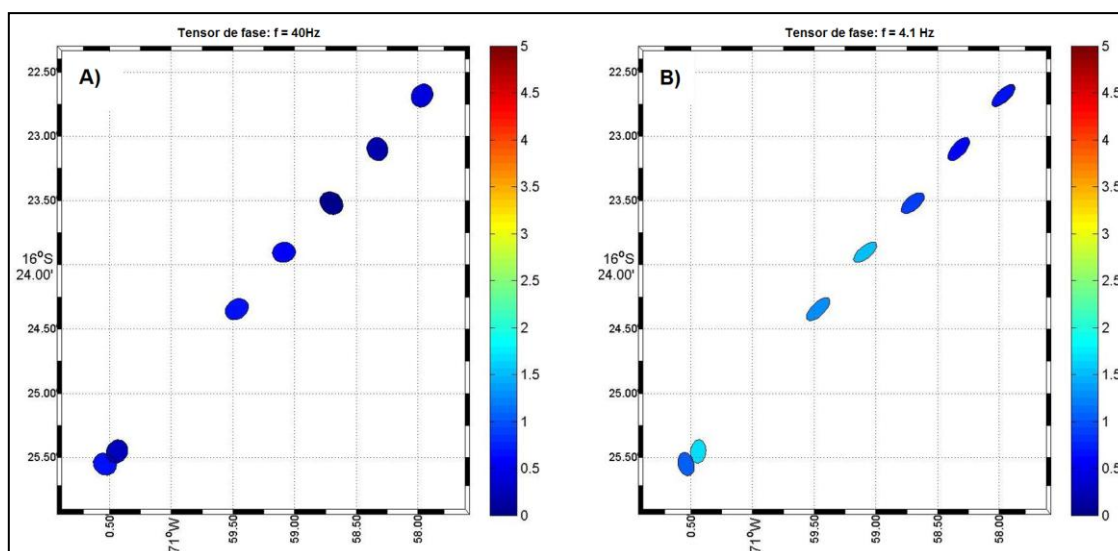


Figura 92. Análisis del tensor de fase de los datos de MT de Lojen. El color de sombreado tiene un Angulo bajo de inclinación en grados. A) Se muestra resultados con $f = 40$ Hz y en B) $f = 4.1$ Hz.

Los datos MT tuvieron un control de calidad con la finalidad de eliminar estaciones con ruido que no se encuentran dentro del rango aceptable en la señal/ruido. Se realizó la inversión de datos entre las bandas de frecuencias 100-0,01 Hz utilizando el software Winglink. Además, se utilizó un rango de error del 10% a los datos de la resistividad aparente y de un error del 5% a la fase. Tanto los modos TE como TM fueron invertidos, partiendo de un espacio medio de 100 Ohm*m. La inversión incluyó la topografía, tal como se define en cada punto de medición. El modelo de inversión convergió a una r.m.s aceptable después de 98 iteraciones al modelo.

6.6.2.3. Procesamiento de datos gravimétricos y de topografía en la zona Lojen

El procesamiento de los datos gravimétricos y de topografía siguió el mismo procedimiento descrito para la zona geotérmica de Ullucan.

7.2.2.3. Interpretación

7.2.2.3.1. Interpretación de datos gravimétricos y de MT

Se ha superpuesto en la misma ubicación el perfil gravimétrico con la sección de MT.

En el perfil descrito en la figura 93, parte superior izquierdo, se observa la señal de gravedad en dos perfiles: 1) el perfil regional (línea azul) que representa la longitud de onda larga en un contexto regional para la zona de Lojen, existe un ligero incremento de -4 mgal a lo largo del perfil y 2) el perfil residual (línea roja) relacionado a longitudes de onda corta asociadas como respuesta de contrastes en la señal a algunas estructuras tipo falla y correlación de densidades de roca.

Con la información de datos de MT se realizó el modelo de inversión 2D de resistividad para la zona de Lojen, este modelo en 2D muestra la representación horizontal y vertical de la resistividad a lo largo de 7500m lineales en superficie y unos 4500m en profundidad.

En la sección de MT se puede observar una capa de baja resistividad ($< 6 \text{ Ohm} \cdot \text{m}$) que se extiende desde el nivel superficial hasta los 1000m de profundidad aproximadamente asociado probablemente a una zona de arcillas.

Al considerar el esquema generalizado de la zona de estudio y su relación entre la resistividad y la alteración hidrotermal con la temperatura y fluidos, se infiere que los fluidos calientes ascenderían de manera vertical entre las estaciones MT-10B y MT-13A a través de una zona de cizalla asociada a una falla regional. Este sector presenta rangos de resistividades que van entre los 100-200 $\text{Ohm} \cdot \text{m}$.

Se sabe que la estructura de resistividades de una zona geotermal comprende una primera capa (más superficial) de muy baja resistividad ($< 10\text{m}$) y que por debajo de esta estructura que la envuelve, se encuentra el reservorio (núcleo resistivo) de mayor temperatura y resistividad ($> 15\text{m}$). La forma de la estructura depende de la topografía, gradiente hidrológico, la roca huésped y salinidad del medio (West Japan Engineering Consultants Inc., 2008).

Se observa una capa superficial con resistividades que tienen un rango entre 10-30 $\text{Ohm} \cdot \text{m}$ ubicada entre las estaciones MT-13A y MT-17A con un espesor aproximado de 300m de profundidad, que correspondería a tobas y lavas de la Formación Llallahui de edad del Cenozoico.

Por de debajo de esta capa superficial se observan resistividades que tienen rangos entre los 100-1000 $\text{Ohm} \cdot \text{m}$ asociados al emplazamiento de un domo andesítico que aflora en el sector de Lojen.

Según la información recolectada y procesada es necesario extender el área de trabajo en la zona geotérmica Lojen con la finalidad de obtener mayor rango de información y poder proporcionar un modelo geofísico con mayores características en profundidad para poder describirlo en relación a la geología

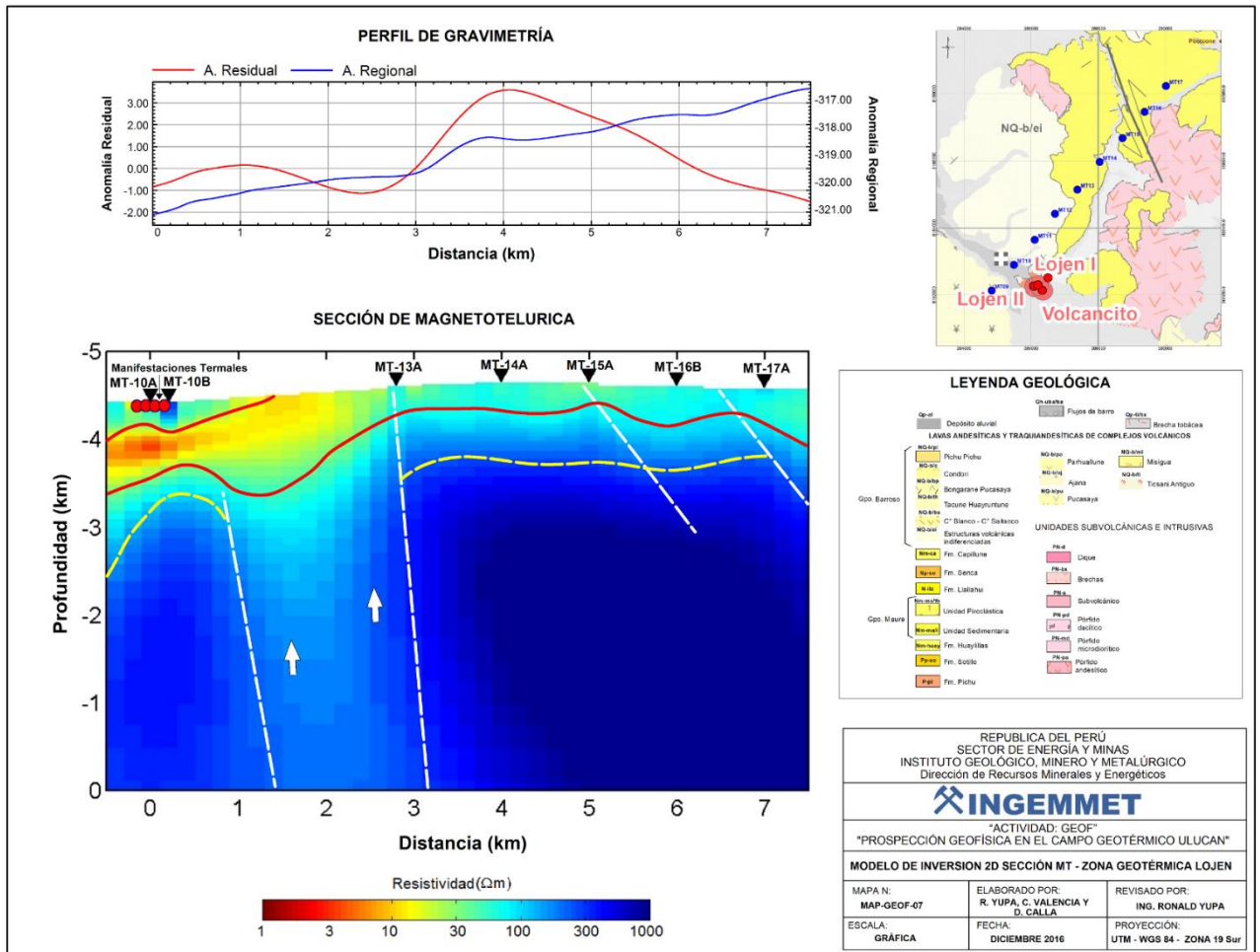


Figura 93. Modelo de inversión 2D para la zona geotérmica Lojen.

CAPITULO VIII

MODELOS CONCEPTUALES

A partir de la información geológica, geoquímica y geofísica procesada en el presente trabajo, se realizó los modelos conceptuales que correspondería al sistema geotermal asociado entre los volcanes activos Ubinas y Huaynaputina. Estos volcanes están localizados aproximadamente entre 30 a 70 km detrás del arco principal de la Zona Volcánica Central en el sur del Perú (Lavallée et al., 2009).

8.1. Modelo conceptual asociado al volcán Ubinas

1. El sistema geotermal en la zona de Ubinas está asociada a la existencia de una cámara magmática de gran volumen debajo del volcán (Lavallée et al., 2009), cuya fuente energética existente se relaciona a la actividad volcánica durante el Periodo Cuaternario. Este volcán tuvo erupciones que ocurrieron desde 1550 según los trabajos efectuados por Rivera (1998), así como de los datos obtenidos de los catálogos "Volcanoes of the world" (Simkin & Siebert, 1994) y de "The active volcanoes of Perú" (Hantke & Parodi, 1966). En la actualidad, este volcán continúa presentando actividad sismo-volcánica y emisiones de gases (SO₂).

Desde la información geológica, geoquímica y geofísica se elaboró el modelo conceptual de la zona de Ubinas (figuras 94 y 95), el mismo que fue determinado de la siguiente manera:

8.1.1. Estructura geológica

- a) Estratigrafía: El basamento del volcán Ubinas se encuentra compuesto en su mayoría, posiblemente, por rocas sedimentarias del Jurásico (Formación Chocolate, Formación Socosani y Grupo Yura) y Cretáceo (Formación Hualhuani y Murco), en discordancia angular sobreyacen secuencias volcánicas del Cenozoico, todas estas unidades litológicas se encuentran cortados por rocas intrusivas porfiríticas. Las rocas intrusivas se emplazan a través de sistemas de fallas las cuales facilitan a su vez la migración de fluidos en el área de estudio.

Las rocas sedimentarias se conforman de limoarcillosas, calizas y conglomerados; y en el nivel superior tobas de cristales; mientras que la rocas volcánicas consiste en lavas andesíticas intercaladas con tobas.

- b) Estructura geológica: El sistema de fallas y fracturas del sistema geotermal en la zona del Ubinas presenta principalmente predominancia son las de orientación E-O y NO-SE, lo que podría ayudar en la permeabilidad para circulación de fluidos geotermales.

El río Tambo es considerado como un graben de 50km de largo, el sistema de fallas predominante presenta orientación NO-SE, durante el Plioceno la actividad tectónica extensional tuvo una orientación E-O, originando fallas sinestras, durante el Plioceno medio el sistema extensional fue N-S, en la actualidad las fallas son de rumbo sinistral con rumbo NO-SE asociadas al arco volcánico, cabe resaltar que el volcán Ubinas se encuentra emplazado en fallas normales N-S y sinestras NO-SE (Lavallée et al., 2009).

La cinemática de movimiento, encontrado en las estaciones estructurales de las unidades volcánicas, como Formación Llallahui, evidencia movimientos de rumbo tipo sinistral con rumbo N160° y N50°. En las lavas reciente del volcán Ubinas se encuentran fallas tipo normal con rumbo N165°. Este sistema de fallas afecta claramente el basamento lo que podría generar la migración de fluidos geotérmicos.

8.1.2. Estructuras del reservorio

- a) Zonas permeables: Considerando la estratigrafía, las estructuras geológicas y la distribución de las manifestaciones termales en la superficie del campo parecen indicar que los fluidos geotérmicos están controlados por zonas permeables relacionadas con fallas (Cruz et al., 2014). Asimismo, las rocas permeables adecuadas para formar una zona de reservorio son las unidades sedimentarias de la Formación Gramadal (Grupo Yura) en las secuencias de areniscas y calizas. De acuerdo a Rivera et al. (2014), la cámara magmática se encontraría aproximadamente a 18km, pero existe una zona de reservorio somera donde los fluidos magmáticos podrían estar interactuando como una zona de reabastecimiento ubicado aproximadamente entre 6 a 8km de profundidad.

Las fallas geológicas juegan un papel importante para la permeabilidad vertical de los sistemas geotérmicos. El sistema geotermal en la zona de Ubinas se caracteriza por la presencia de fallas predominantes N28°O que prosigue la dirección del río Tambo, asociados a fracturas N24°O y N30°O que se prolonga al N-E y O del volcán. Hay fracturas con rumbo N 64° O al sur del Ubinas que afectan rocas de la formación Matalaque y rocas intrusivas del Terciario superior - Cretáceo inferior. Así como la existencia de la falla con rumbo N 42° O, se evidencia dentro del valle de Ubinas. Esta fractura se prolonga desde la confluencia de los ríos Ubinas y Tambo hasta la parte baja del volcán Ubinas (flanco sur) (Cruz et al., 2014).

- b) Zonas impermeables: Se encuentra compuesta por la alteración hidrotermal de las rocas volcánicas del Cenozoico, especialmente por las rocas volcánicas de la Formación Llallahui, estas secuencias subhorizontales se encuentran como una capa superficial. Según los resultados de MT, presentan hasta 1km de espesor y baja resistividad lo cual indica un nivel impermeable. Las capas con mayor permeabilidad se sitúan por debajo de las fuentes termales de Lojen (figura 94. 95).
- c) Reservorio geotérmico: Este se localiza bajo la superficie asociado a rocas de alta temperatura y permeabilidad a lo largo de las fallas en rocas volcánicas del Cuaternario, por donde el fluido geotérmico profundo está ascendiendo a través de la zona altamente permeable, parte del fluido del reservorio junto con gases y vapor, ascienden hasta la superficie a través del sistema de fracturas a lo largo de fallas, y calienta el agua subterránea somera la que descarga como manantiales termales. Sin embargo durante el recorrido los fluidos geotérmicos sufre procesos de dilución, enfriamiento conductivo por circular por horizontes de baja temperatura asociado a acuíferos superficiales fríos, como consecuencia influyen en la disminución de la temperatura de las manifestaciones termales en superficie, los mismos que no superan temperaturas mayores a los 50 ° C.

8.1.3. Estructura térmica

- a) Actividad volcánica y fuente de calor: La actividad volcánica está representada por la presencia del volcán Ubinas, considerado el más activo en el sur del Perú (Rivera et al.,

2008). Este volcán es parte de la cadena volcánica Plio-Cuaternaria del sur del Perú y se caracteriza por presentar episodios de alta actividad fumarólica y emisiones de cenizas y erupciones explosivas moderadas (Rivera et al., 1998; Thouret et al., 2005).

La fuente de calor está asociada a la existencia de una cámara magmática de gran volumen debajo del volcán Ubinas (Lavallée et al., 2009), relacionada con la última actividad volcánica Cuaternaria.

- b) Temperatura del subsuelo: ha sido determinada en base al uso de geotermómetros químicos en fase líquida. Los cálculos de las temperaturas mediante los geotermómetros de sílice y de cationes resultan menores a 200 °C, valor determinado a partir de la química superficial de las aguas termales.

8.1.4. Flujo del fluido del Reservorio

- a) Características químicas del fluido: Las aguas en su mayoría son de composición clorurada alcalina (Na-Cl) y aguas sulfato-clorurado alcalino térreos (Ca.Mg-SO₄-Cl); a diferencia de los dos manantiales muestreadas en la zona de Lloque (33U-FF-18) y Salinas (33T-FF-08) que se ubican en el cuadrante de aguas bicarbonatada alcalino-alcalinotérreo (Ca.Mg-HCO₃).

Las aguas Na-Cl podrían tener relación con el recorrido de las aguas a niveles profundos originándose en sistemas de alta entalpía (Nicholson, 1993; Marini, 2000) y las aguas Ca.Mg-SO₄-Cl; serían el resultado de la mezcla de aguas Cl-HCO₃ con aguas SO₄ asociado a procesos de oxidación de H₂S proveniente de los componentes de los fluidos del sistema hidrotermal del volcán Ubinas.

Asimismo, para la mezcla entre los fluidos volcánicos y el agua meteórica es favorecida por el sistema de fallas existente en la zona, así como 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 (end-members): 1) Un reservorio clorurado profundo, 2) Un componente de agua fría, y 3) Un componente con aporte de fluidos volcánicos (Cruz et al., 2010).

El agua termal del campo tiene concentración relativamente baja en Boro (B), la cual alcanza hasta 28,8 mg/L en la zona de Exchaje. La proporción atómica de B/Cl es baja que oscila entre 0.03 hasta 0.4, asociado a procesos de mezcla con aguas subterráneas y a la interacción agua-roca durante el ascenso hacia la superficie.

Aguas que provienen de un sistema hidrotermal antiguo con baja absorción de vapor con baja proporción de B/Cl, estas aguas termales se localizan al NE y O del volcán Ubinas (Baños del Cura, Huarina, Ubinas, Lucco, Exchaje y Salinas) se ubican en este campo, debido al bajo contenido de B y Li, lo que puede indicar que los fluidos vienen desde de la roca vieja del basamento más bien que de los sedimentos subyacentes.

- b) Origen del fluido: De la composición isotópica de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$, además de la concentración de Cl en las aguas termales y frías, parece probable que el agua de reservorio geotérmico en la zona se origina de la mezcla entre el agua meteórica y agua magmática circulando a profundidad en ambientes de rocas sedimentarias y volcánicas.

El agua meteórica se recarga desde las partes alta y se infiltra a niveles profundos en áreas montañosas a altitudes por encima de la zona geotermal.

- c) Patrón del flujo de fluidos: El posible fluido original en el campo proviene principalmente de aguas meteóricas las cuales son calentadas por calor conductivo que provendría de la cámara magmática del volcán Ubinas a temperaturas menores a 200°C, el mismo que podría estar asociado a la profundidad de la cámara magmática del volcán Ubinas estimado entre 16 a 20 km por Rivera et al. (2014), de ahí la baja proporción de los fluidos magmáticos en las manifestaciones termales localizadas en un radio de 10km. Sin embargo, la mayor cantidad de fluidos magmáticos se evidencia en el cráter del volcán (Gonzales, 2001).
- d) La estimación del área del reservorio geotérmico: falta de información geocientífica del subsuelo, tal como geofísica y datos de pozos perforados para hacer una completa evaluación del recurso geotérmico y la estimación del área del reservorio geotérmico.

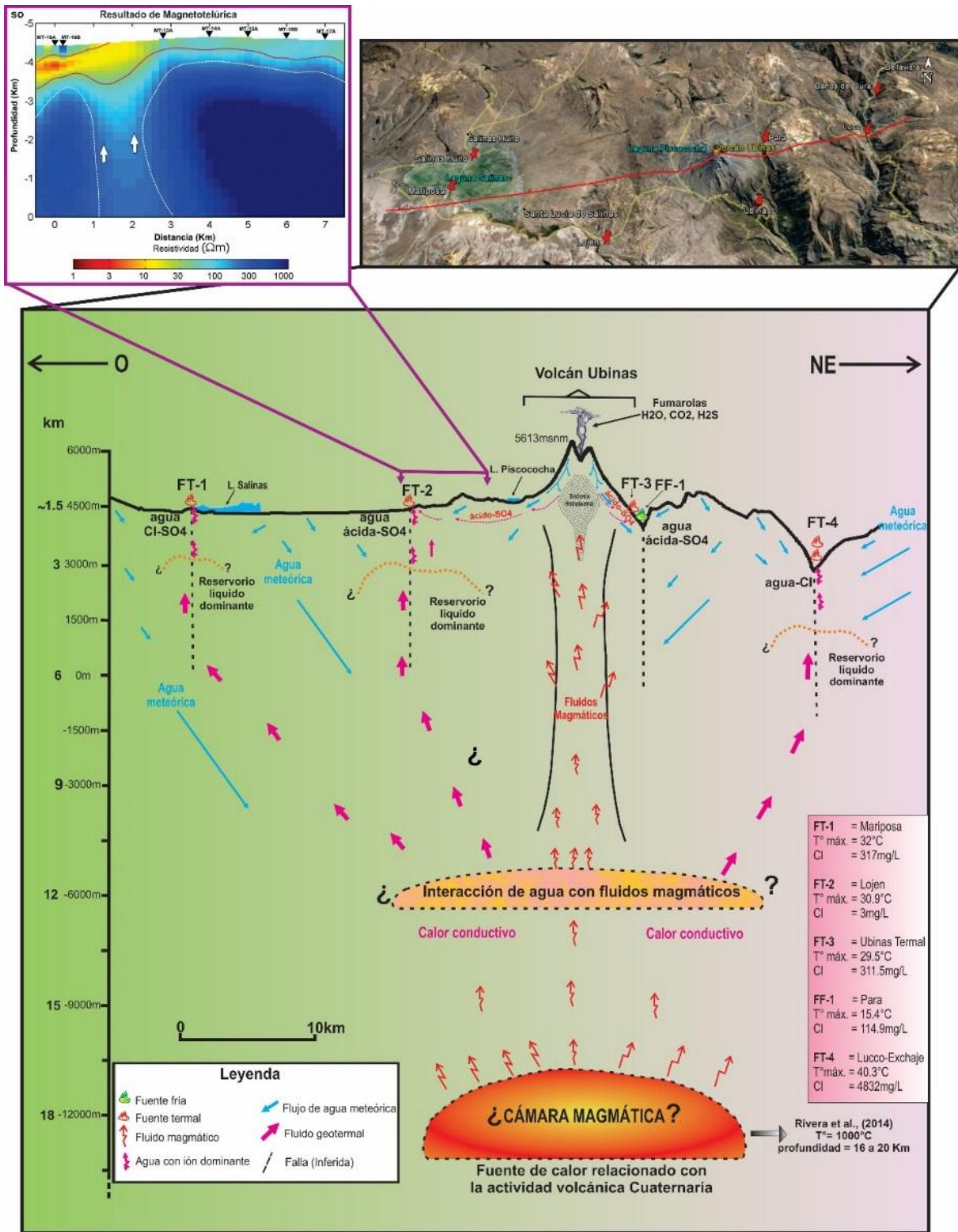


Figura 94. Modelo conceptual para la zona geotermal de Ubinas a partir de los resultados geoquímicos.

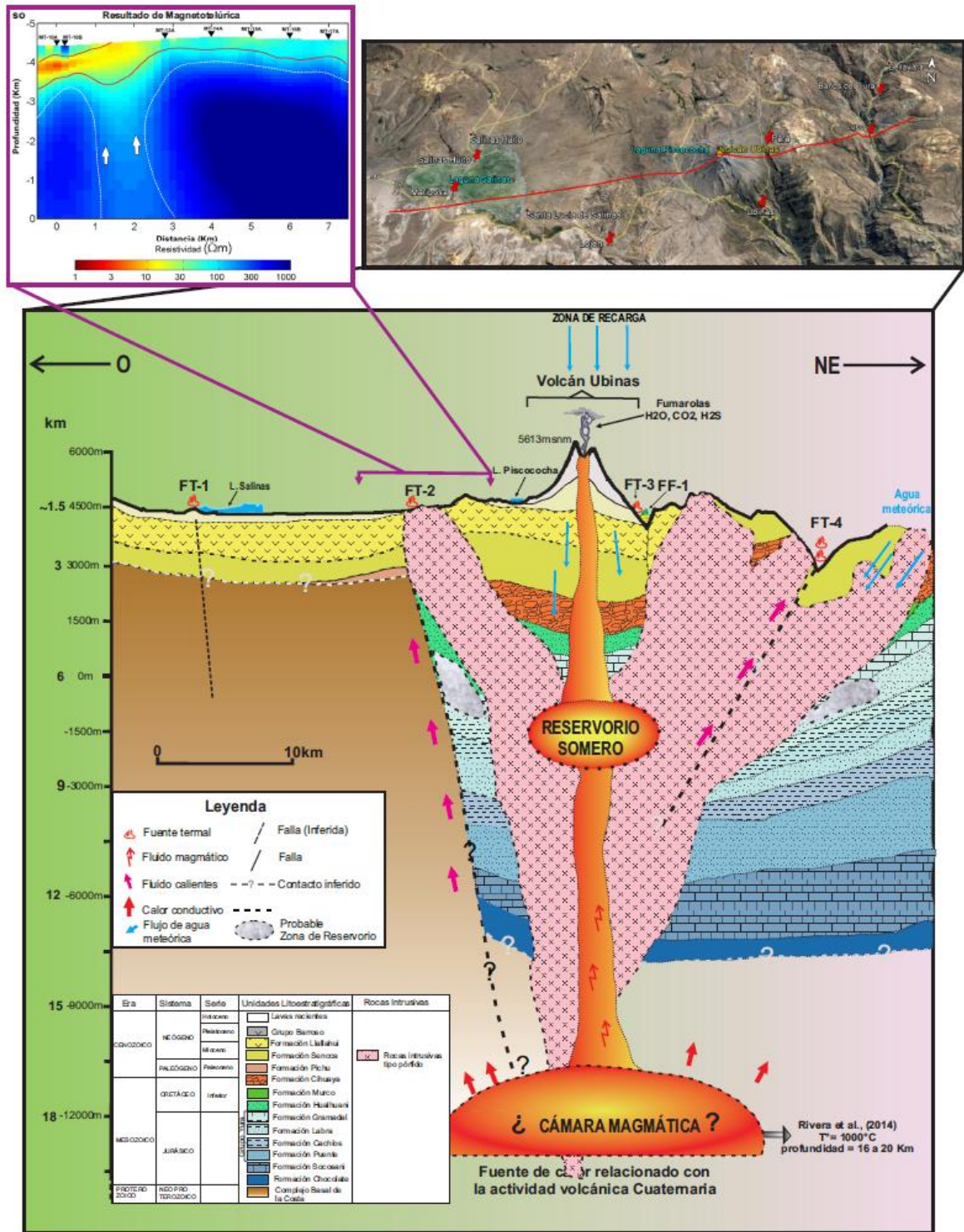


Figura 95. Modelo conceptual para la zona geotermal de Ubina integrando los resultados geológicos, geoquímicos y geofísicos.

8.2. Modelo conceptual asociado al volcán Huaynaputina

El sistema geotermal en la zona del Huaynaputina a la existencia de una cámara magmática debajo del volcán (Lavallée et al., 2009), este estrato volcán activo está localizado en la región Moquegua a una altura de 4.800 msnm. En 1600 este volcán registró la mayor explosión en la

historia de América del sur, la erupción que tuvo el Huaynaputina fue silícica monogénica en magnitud fue más grande que los volcanes de Krakatau en 1883 y Mt. Pinatubo en 1991 (Adams et al., 2001, Thouret et al., 2002). Actualmente mantiene una actividad baja.

Desde la información geológica, geoquímica y geofísica se elaboró el modelo conceptual de la zona de Huaynaputina (figuras 96, 97, 98 y 99), el mismo que fue determinado de la siguiente manera:

8.2.1. Estructura geológica

- a) Estratigrafía: El basamento del volcán Huaynaputina probablemente se encuentre entre el contacto por medio de una falla entre las rocas gneis del Precámbrico y las rocas sedimentarias del Jurásico. Las secuencias volcánicas dispuestas en discordancia angular se encuentran cortadas por la chimenea volcánica que genera el cráter del volcán.

Las secuencias sedimentarias del Jurásico están compuestas por calizas (Formación Socosani), son favorables en la formación del reservorio geotérmico. Este reservorio podría almacenar calor debido a la impermeabilidad generada por las secuencias de areniscas cuarzosas silicificadas que afloran en la base de las secuencias de areniscas cuarzosas.

- b) Estructura geológica: En el cráter del volcán Huaynaputina existen lineamientos donde se ubican diques y domos en una prolongación NO-SE, también existen fallas normales E-O (Lavallée et al., 2009).

Los datos tomados en campo correspondientes al basamento del volcán Huaynaputina, en el caso de las rocas gneis presentan bandeamiento de rumbo E-O, los sistemas de fracturas predominantes en las rocas intrusivas y ejes de anticlinales y sinclinales en las rocas sedimentarias presentan rumbo NO-SE.

La familia de estructuras regionales que predomina a los alrededores del volcán Huaynaputina es E-O y NO-SE (Ullucan - volcán Huaynaputina y río Tambo). Las estructuras mencionadas anteriormente son las variables más importantes para el ascenso del flujo del calor que se mezcla con las aguas subterráneas y emergen en superficie como fuentes termales.

8.2.2. Estructuras del reservorio

- a) Zonas permeables: Considerando la estratigrafía, las estructuras geológicas y la distribución de las manifestaciones termales en la superficie en la zona de Huaynaputina parecen indicar que los fluidos geotérmicos están controlados por zonas permeables relacionadas con fallas (Cruz et al., 2014). Las fallas predominantes son las de tendencia ONO-ESE, N-S y NE-SO asociado a la zona de Ullucan y Palcamayo.

También, la fallas de tendencia NE-SO que alguna vez controló el desarrollo del graben de Río Tambo (Lavallée et al., 2009).

- b) Zonas impermeables: Estaría compuesta por las secuencias sedimentarias del Grupo Yura, las unidades sedimentarias de la Formación Cachíos conformada por limoarcillitas resulta favorable para determinarlo como un nivel impermeable. Por otro lado, se tiene evidencia que las secuencias sedimentarias de areniscas de la Formación Puente

presentan un nivel silicificado cerca del contacto con las unidades metamórficas del Complejo Basal, favorable para identificar un nivel impermeable.

En Ullucan, de acuerdo al modelo de inversión de datos gravimétricos, la identificación de zonas de media a alta densidad se contrasta con la ubicación de la Formación Puente, Cachíos y Complejo basal de la Costa (figuras 96, 97). Estas áreas representan a las zonas impermeables.

- c) Reservoirio geotérmico: Este se localiza bajo la superficie asociado a rocas de alta temperatura y permeabilidad a lo largo de las fallas en rocas volcánicas del Cuaternario, por donde el fluido geotérmico profundo está ascendiendo a través de la zona altamente permeable, parte del fluido del reservorio junto con gases y vapor, ascienden hasta la superficie a través del sistema de fracturas a lo largo de fallas, y calienta el agua subterránea somera que descarga como manantiales termales. Sin embargo, durante el recorrido los fluidos geotérmicos sufren procesos de dilución, enfriamiento conductivo por circular por horizontes de baja temperatura asociado a acuíferos superficiales fríos, como consecuencia influyen en la disminución de la temperatura de las manifestaciones termales en superficie (Cruz et al, 2014).

En la zona del Huaynaputina las manifestaciones geotermales en superficie presentan valores de temperatura desde 44 a 81°C, siendo las más elevadas en la zona de Ullucan posiblemente favorecido a la presencia de la falla regional de Coalaque.

8.2.3. Estructura térmica

- c) Actividad volcánica y fuente de calor: La actividad volcánica está representada a la existencia de vulcanismo del Neógeno al Cuaternario (Lavallée et al., 2009), como el volcán activo Huaynaputina. Este volcán tuvo erupciones que ocurrieron entre 1600 al 1667, según Simkin & Siebert, 1994. El análisis de la erupción y el estudio petrográfico y geoquímico de la erupción de 1600, indican que existe una cámara magmática de gran volumen debajo del Huaynaputina (Lavallée et al., 2009).

Estas evidencias indicarían que la fuente calor se relaciona con actividad volcánica del Cuaternario asociado al volcán Huaynaputina.

- d) Temperatura del subsuelo: ha sido determinada en base al uso de geotermómetros químicos en fase líquida. Los cálculos de las temperaturas mediante los geotermómetros de sílice y de cationes presentan valores entre

Los geotermómetros aplicados en fase líquida estimad temperaturas del reservorio se estima entre 160-240C que algunos geotérmometros supera los 250°C. La temperatura estimada por los geotermómetros de sílice oscilan entre 118 a 190°C, este intervalo de temperatura es inferior a la temperatura estimada por los geotermómetros catiónicos para las mismas muestras, lo que indica la pérdida de sílice en asociación con la disminución de las temperaturas del reservorio debido a la dilución con aguas de contenido comparativamente más bajo de sílice.

8.2.4. Flujo del fluido del Reservorio

- a) Características químicas del fluido: Las aguas en su mayoría son de composición clorurada alcalina (Na-Cl) con ligera tendencia a aguas sulfato-clorurado alcalino térreos

(Ca.Mg-SO₄-Cl); como son las fuentes que se localizan en el valle del río Tambo localizadas en las zonas de Candagua y Cerro Reventado.

Las aguas Na-Cl podrían tener relación con el recorrido de las aguas a niveles profundos originándose en sistemas de alta entalpía (Nicholson, 1993; Marini, 2000), mientras que las aguas Ca.Mg-SO₄-Cl; serían el resultado de la mezcla de aguas Cl-HCO₃ con aguas SO₄ asociado a procesos de oxidación de H₂S proveniente de los componentes de los fluidos del sistema hidrotermal del volcán Huaynaputina.

Las aguas termales presentan elevada concentración de Boro (B), cuyos valores oscilan entre 24 a 218mg/L, la concentración más alta se presenta en la zona de Ullucan. Asimismo, la proporción química B/Cl está en un rango de 0.06 a 0.2, lo que indica que las aguas en esta zona están circulando por rocas sedimentarias del Mesozoico, mientras que las aguas de la zona Cerro Reventado circula por rocas volcánicas.

- b) Origen del fluido: De la composición isotópica de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$, además de la concentración de Cl en las aguas termales y frías, parece probable que el agua de reservorio geotérmico en la zona se origina de la mezcla entre el agua meteórica y agua magmática circulando a profundidad en ambientes de rocas sedimentarias y volcánicas, siendo el componente mayoritario el agua meteórica.

El agua meteórica se recarga desde la parte alta y se infiltra a niveles profundos en áreas montañosas a altitudes por encima de las zonas geotermales, el mismo que se calienta entre 160 a 240°C por el calor conductivo del cuerpo magmático que se relaciona con el volcanismo del Cuaternario. El fluido geotérmico asciende por las zonas permeables relacionadas con las fallas de tendencia ONO-ESE, E-O y NE-SO, y se almacena en las zonas permeables de rocas intrusivas.

- c) Patrón del flujo de fluidos: El posible fluido original en el campo proviene principalmente de aguas meteóricas las cuales son calentadas por calor conductivo que provendría de la cámara magmática del volcán Ubinas a temperaturas menores
- d) La estimación del área del reservorio geotérmico: Para la estimación del área del reservorio geotérmico se requiere de información geofísica y datos de pozos perforados para hacer una completa evaluación del recurso geotérmico, que en futuros estudios debe ser considerado.

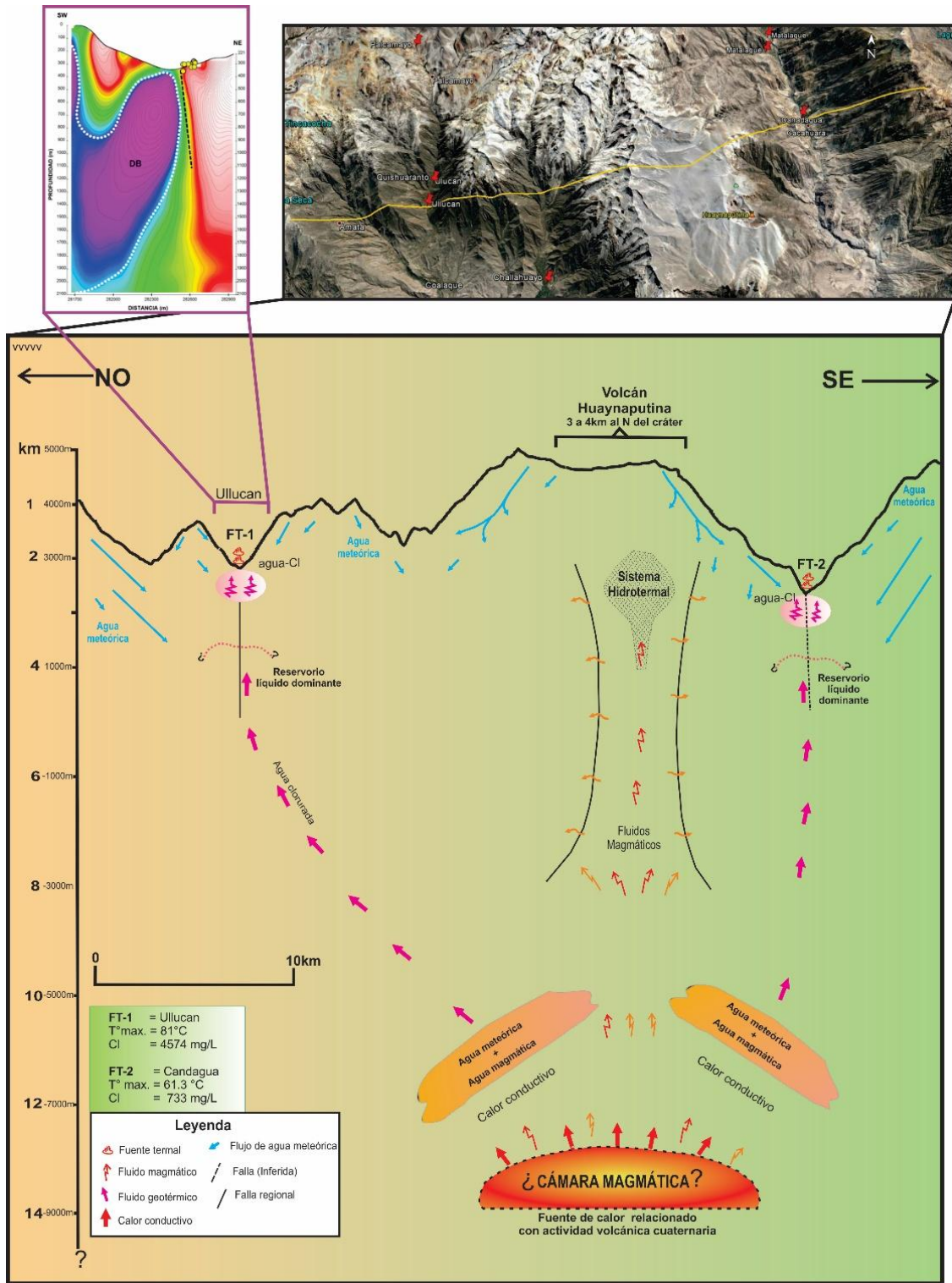


Figura 96. Modelo conceptual para la zona geotermal de Ullucan-Huaynaputina a partir de los resultados geoquímicos.

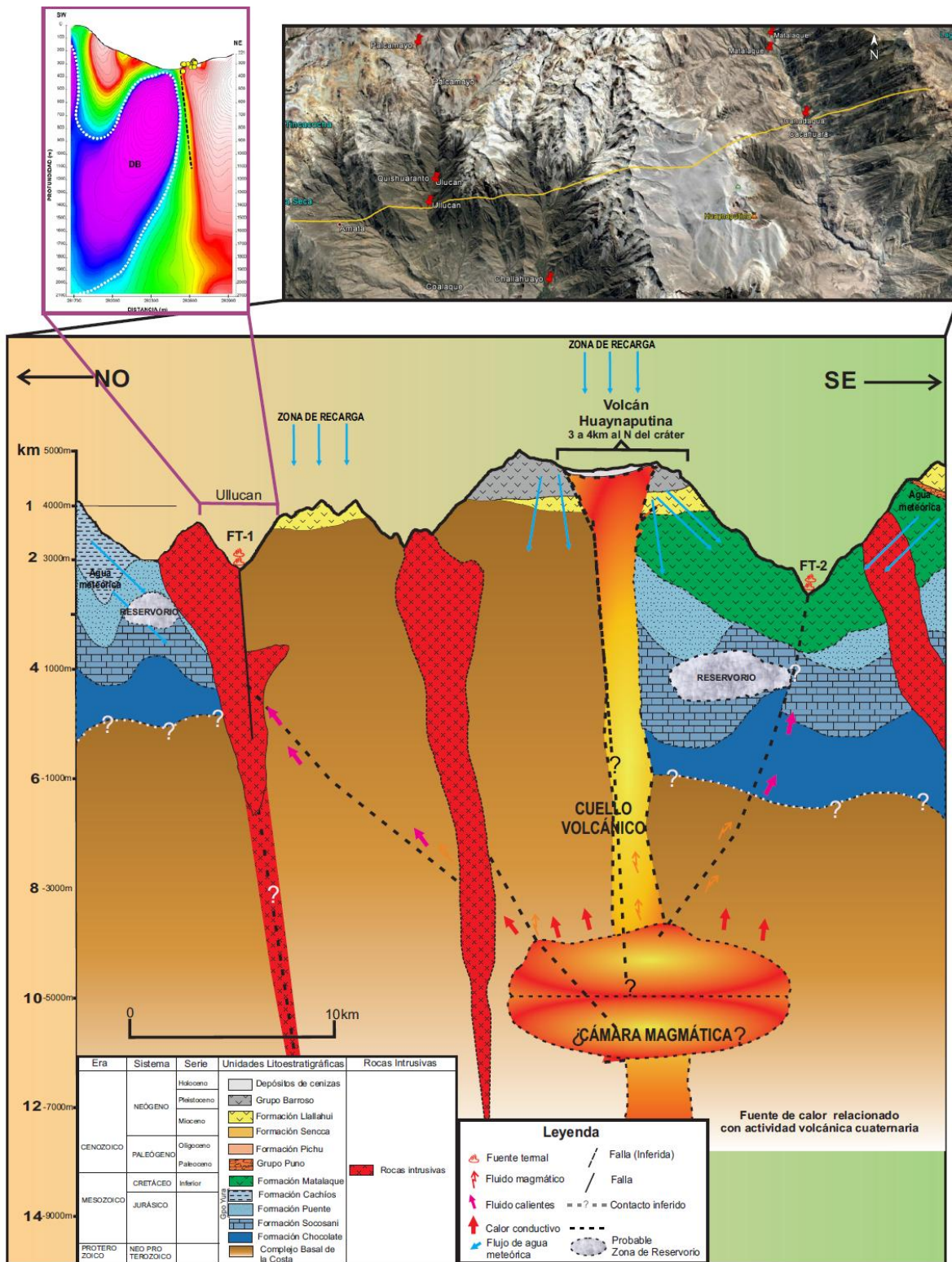


Figura 97. Modelo conceptual para la zona geotermal de Ullucan - Huaynaputina integrando los resultados geológicos, geoquímicos y geofísicos.

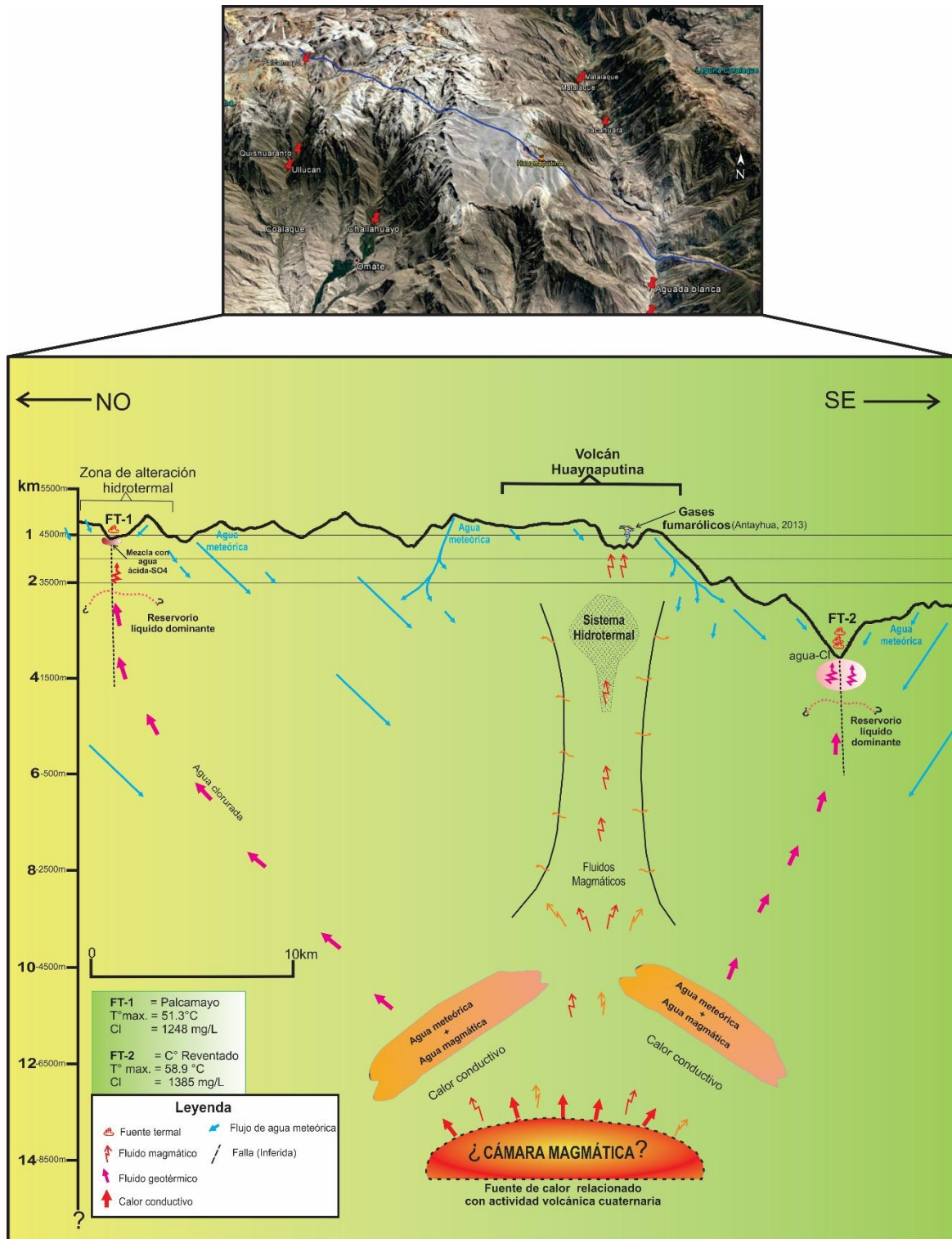


Figura 98. Modelo conceptual para la zona geotermal de Palcamayo - Huaynaputina a partir de los resultados geoquímicos.

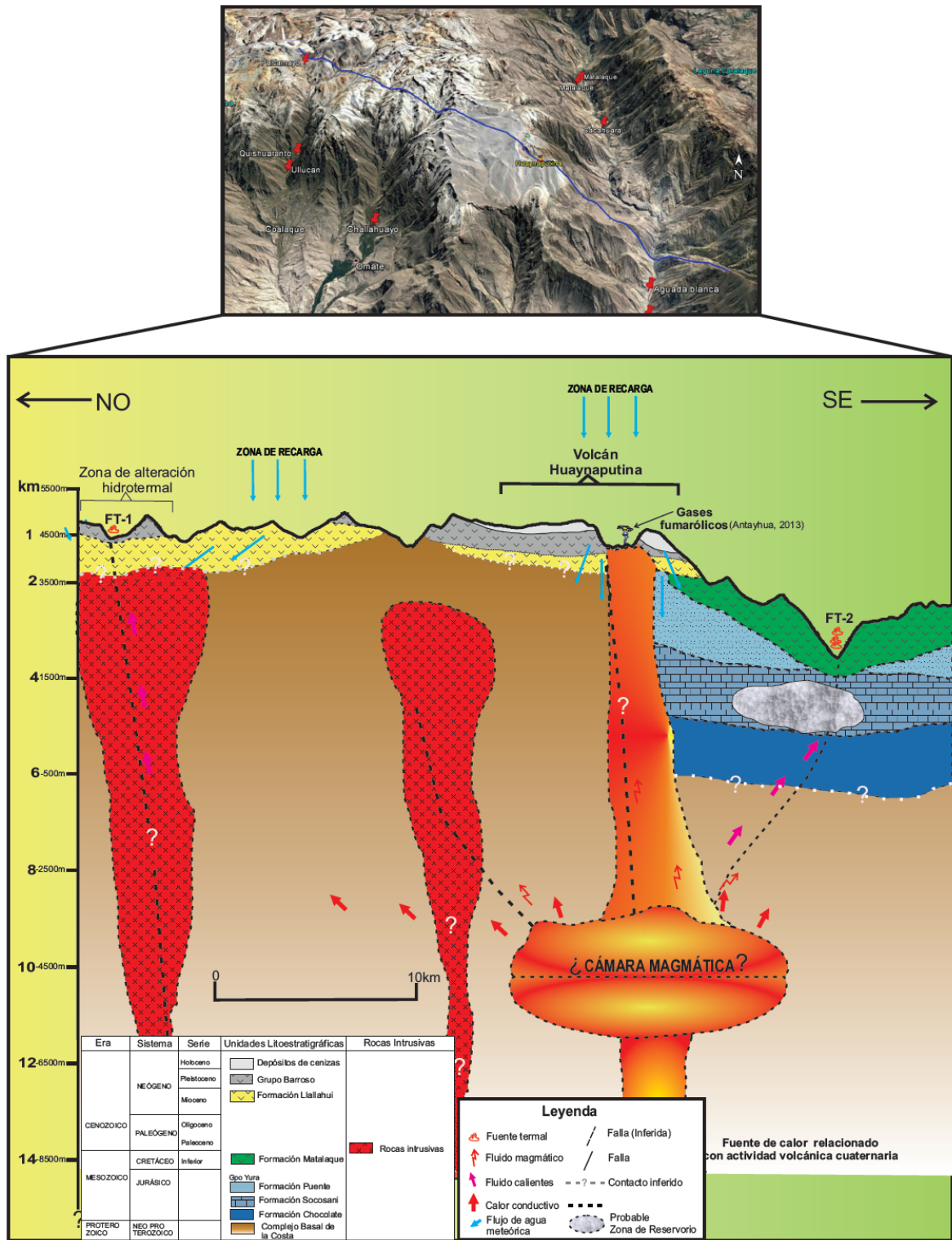


Figura 99. Modelo conceptual para la zona geotermal de Ullucan - Huaynaputina integrando los resultados geológicos y geoquímicos.

CONCLUSIONES

El presente trabajo se enfocó en el estudio del sistema geotermal asociado entre los volcanes Ubinas y Huaynaputina mediante la aplicación de la geología, geoquímica y geofísica este último muy limitadamente debido a su elevado costo. Los resultados permitieron desarrollar los modelos conceptuales asociados a los dos volcanes que pueden servir como base para el uso adecuado de los recursos geotérmicos existentes y para el monitoreo de los volcanes activos Ubinas y Huaynaputina.

La geología en la zona de Ullucan de acuerdo a los afloramientos en superficie, muestra que las Formaciones Socosani o Puente son favorables para almacenar un reservorio geotérmico y como nivel impermeable podría estar actuando la Formación Cachíos o en todo caso un nivel silicificado de areniscas de la Formación Puente. Los afloramientos de sinter calcáreo litificadas registran episodios de la actividad de fuentes termales ahora extintas y emisión de fumarolas ubicadas en la ribera este del río Aguada Buena. La presencia de fallas normales ayuda a la circulación de fluidos geotérmicos y su posterior surgencia, la falla denominada como Coalaque da indicios de presentar gran profundidad debido al gran desplazamiento y contacto entre las rocas gneis del Proterozoico y sedimentarias del Jurásico.

En el caso del río Tambo la litología es diferente, las fuentes termales de Reventado y Agua Blanca afloran entre las secuencias de capas de calizas tipo wackestone y packstone con bioclastos. En Inkano, Puente Candagua y Huarina las fuentes termales aprovechan los sistemas de fracturas E-O.

Mientras que en las fuentes termales de Lucco, Baños del Cura y Exchaje se ven influenciadas por los afloramientos de rocas intrusivas porfirítico andesítico y microdiorítico del Neógeno que cortan las unidades volcánicas del Grupo Maure, los conglomerados de la Formación Cihuyaya y las areniscas de la Formación Hualhuani. El emplazamiento genera halos de alteración hidrotermal y diaclasamiento.

Ubinas termal se encuentra en la ladera sur del volcán Ubinas, la surgencia de agua se debe a la presencia de fallas NO-SE, influenciada por la actividad volcánica.

Palcamayo, Lojen y Salinas se encuentran en una altitud mayor a 4000msnm, las fuentes termales se encuentran influenciadas por la presencia de fallas NO-SE, aprovechando probablemente como fuente de calor la actividad térmica de los reservorios magmáticos de los volcanes Ubinas y Huaynaputina.

Los sistemas de fallas de rumbo sinistral NO-SE ubicados entre el volcán Huaynaputina y Ubinas, se les puede asociar la generación de estructuras extensionales tales como los lineamientos de rumbo E-O, que resultan adecuados para la migración de fluidos.

De acuerdo a la composición química e isotópica de las aguas termales y frías del sistema geotermal asociado entre los volcanes Ubinas y Huaynaputina se concluye:

- Basado en la composición química las aguas se clasifican su mayoría como cloruradas alcalinas (Na-Cl) y aguas sulfato-clorurado alcalino térreos (Ca.Mg-SO₄.Cl); a diferencia de dos manantiales de agua fría (33U-FF-18; 33T-FF-08) que se clasifican como agua bicarbonatada alcalino-alcalinotérrica.
- Las aguas con elevado contenido de SO₄ se localizan en un radio de 15km desde los cráteres de los volcanes Ubinas y Huaynaputina, posiblemente su origen se deba a la presencia de aguas subterráneas bicarbonatadas (HCO₃) fuertemente oxigenadas, mayoritariamente provenientes de las aguas meteóricas condensan los fluidos volcánicos gaseosos (H₂O, CO₂, H₂S, etc.) en un acuífero superficial, produciéndose procesos de oxidación de H₂S a SO₄ incorporando este elemento en el quimismo del agua. Asimismo se dan procesos de dilución, lixiviación, alteración, neutralización, etc. por la interacción agua-roca.
- Las aguas Cl (aguas maduras) se localizan al NE del volcán Ubinas y al NO-O, SE del volcán Huaynaputina, que provendría desde sistemas profundos de alta entalpia, que al interactuar con las rocas circundantes incorporan elevada concentración de Na en su composición.
- La mayoría de las fuentes termales presentan elevada concentración de B, Li y Cl, lo que indica que los fluidos se originan de dos tipos de sistemas: 1) aguas que provienen de un sistema hidrotermal antiguo con baja absorción de vapor y baja proporción de B/Cl, estas aguas termales se localizan al NE y O del volcán Ubinas (Baños del Cura, Huarina, Ubinas, Lucco, Exchaje y Salinas). El bajo contenido de B y Li, indicaría que los fluidos provienen desde de la roca más antigua del basamento, y 2) Aguas que se originan desde un sistema hidrotermal joven con absorción de vapor de elevada proporción de B/Cl, estas aguas emergen en las zonas de Lojen, Palcamayo, Ullucan, Candagua y Cerro Reventado asociado a los sistemas volcánico-magmático de los volcanes activos Ubinas y Huaynaputina.
- La temperatura estimada para el sistema geotermal asociado entre los volcanes Ubinas y Huaynaputina se realizó mediante los geotermómetros de sílice y catiónicos en fase líquida. Los geotermómetros de sílice estimaron temperaturas menores a 190°C, mientras que los geotermómetros catiónicos determinaron temperaturas desde 140°C a >200°C tal es caso para la zona de Ullucan. Por lo tanto, estos son clasificados como sistemas geotérmicos de entalpia intermedia a alta, con posibilidad del aprovechamiento en la generación de energía eléctrica y usos directos.
- La relación entre isótopos estables δ²H y δ¹⁸O, indica las aguas en el sistema geotermal asociado entre los volcanes Ubinas y Huaynaputina en su mayoría se originan de una mezcla entre agua meteórica y magmática. Sin embargo la proporción de agua magmática es muy limitada, por lo tanto el principal componente en estos sistemas geotermales es el agua meteórica que se recarga desde las partes altas, favorecido por la presencia del sistema de fallas y fracturas se infiltra a niveles profundos en áreas montañosas a altitudes por encima de la zona geotermal y migran con flujo ascendente y lateral hacia la superficie en forma de agua geotermal.

Los estudios de geofísica se realizaron en dos zonas: 1) zona de Ullucan, donde se aplicaron los métodos de magnetometría y gravimetría, y 2) zona de Lojen, aplicando el método geofísico de magnetotelúrica.

Los resultados de la magnetometría y gravimetría aplicados en la zona de Ullucan identificaron estructuras de densidad baja asociada a la roca caliza de la Formación Socosani de la edad del Mesozoico, estructuras de densidad alta que corresponderían a las rocas metamórficas del Complejo Basal de la Costa de la edad del Proterozoico y densidad intermedia asociado a las areniscas de la Formación Puente (Grupo Yura) de la edad del Mesozoico.

Las estructuras de densidad baja asociada a alto porcentaje de porosidad y permeabilidad que favorece la circulación de los fluidos geotérmicos podrían tratarse del reservorio geotérmico desarrollado en rocas calizas de la Formación Socosani.

Por otra parte, se han determinado contraste de densidad estructural entre las rocas metamórficas y sedimentarias. Las rocas metamórficas presentan densidades más altas debido a su alta compactación y presentan muy poca permeabilidad para la circulación de fluidos, comportándose como una roca impermeable, mientras que la roca sedimentaria se comporta como roca permeable. Este contacto de dos estructuras diferentes ha generado la falla regional denominada Coalaque de tendencia NO-SE y las aguas termales de Ullucan están asociadas a esta falla.

En la zona de Lojen, los resultados de densidad analizados en base a las longitudes de onda tanto para el perfil regional y residual, mostraron variaciones en la señal de las ondas larga (-4mgal) y corta (5mgal). Estos contrastes están asociados a estructuras tipo falla (zona de cizalla), el mismo que es coherente con los resultados de MT.

De los bajos resistivos ($< 6 \text{ Ohm}\cdot\text{m}$) detectados por el MT, desde la superficie se encuentran formando niveles pseudohorizontales y se extienden hasta 1000m de profundidad aproximadamente, está relacionado a un nivel de alta permeabilidad asociado a una zona de arcillas de las rocas volcánicas de la Formación Llallahui. Asimismo, los rangos de resistividad entre los 100-200 $\text{Ohm}\cdot\text{m}$ obtenidos entre las estaciones MT-10B y MT-13A, determinó una estructura vertical que permite el ascenso de los fluidos calientes a través de una zona de cizalla asociada a fallas regionales de tendencia NO-SE.

Entre las estaciones MT-13A y MT-17A se determinó resistividades desde 10 a 30 $\text{Ohm}\cdot\text{m}$ en una capa superficial que presenta un espesor aproximado de 300m de profundidad, éstas corresponde a tobas y lavas de la Formación Llallahui de edad del Cenozoico.

Por lo tanto, los resultados de altas resistividades con valores entre los 100 a 1000 $\text{Ohm}\cdot\text{m}$ están asociados al emplazamiento de un domo andesítico que aflora en el sector de Lojen. Así como, la información de gravimetría y MT dan un indicio que la fuente de calor estaría alimentada desde la cámara magmática del volcán Ubinas a nivel profundo, sin embargo se sugiere ampliar los estudios hacia el SO y NE para elaborar un modelo estructural integrado del volcán Ubinas.

AGRADECIMIENTO

Nosotros agradecemos al PhD. Martyn Unsworth, profesor de geofísica y ciencias de la tierra de la Universidad de Alberta por el apoyo brindado en el procesamiento de datos de magnetotelúrica. También, agradecemos a los Dres. Marco Rivera, Yanet Antayhua por sus sugerencias valiosas para la elaboración del presente trabajo, así como a los profesionales Ing. Shianny Vasquez, Ing. Lucio Medina, Ing. Victor Torres, Ing. Rildo Rodriguez, Ing. Daniel Torres y al grupo de la Actividad GEOF que en su posición de servidores del INGEMMET han contribuido con valiosas sugerencias tanto para trabajos en gabinete y campo.

Asimismo, agradecemos a la colaboración desinteresada recibida de parte de los pobladores del distrito de Coalaque, de las comunidades de Palcamayo, Lojen, Candagua y demás zonas aledañas al área del proyecto GE38-3.

BIBLIOGRAFÍA

- Adams, N.K., et al., 2001. The physical volcanology of the 1600 eruption of Huaynaputina, southern Peru. *Bulletin of Volcanology*, 62 (8), 493–518.
- Antayhua, Y.; Ramos, D. & Masias P. (2013 - Monitoreo de los volcanes Ticsani, Sabancaya y Huaynaputina periodo 2006-2012. *INGEMMET, Boletín, Serie C: Geología Ambiental y Riesgo Geológico*, 53, 114 p.
- Atencio, A. E. & Romero, F. D. (2000) - Mapa Geológico del Cuadrángulo de Puquina, escala 1:50,000. Lima. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, 4 mapas.
- Agapito, L.; Huacho, R.; Herrera, P. & Quispe, R. (2014) - Informe de Evaluación de Riesgos en el Área de Influencia del Volcán Ubinas. Gobierno Regional de Moquegua. Participación interinstitucional, 187 p.
- Arnórsson, S. & Svavarsson, H. (1985) - Assessment of feldspar solubility in the water in the range 0-350° at Psat. *Geothermal Resources Council, Trans 9*, (págs. 293-298).
- Arnórsson, S. & Andresdottir, A. (1995) - Process controlling the distribution of boron and chlorine in natural waters in Iceland. *Geochim. Cosmochim*, 59 (20): 4125-4146.
- Arnórsson, S. (1985) – The use of mixing models and chemical geothermometers for estimating underground temperatures in geothermal systems. *J. Volcanol. Geoth. Res.* 23, pp. 299-335.
- Arnórsson, S. (2000) - Reactive and conservative components. En: Arnórsson, S., ed. *Isotopic and chemical techniques in geothermal exploration, development and use: sampling methods, data handling, interpretation*. Vienna: International Atomic Energy Agency, p. 40-48.
- Bendat, J. & Piersol A. (1971) - Random data: analysis and measurement procedures. New York: Wiley. 407 p. [Measurement Analysis Corp., and Dept. Engineering, Univ. Southern California, Los Angeles, CA], 604 p.
- Bertani, R. (2015) - Geothermal Power Generation in the World - 2010–2014 Update Report, in *Proceedings World Geothermal Congress*, Melbourne, Australia, April 19-25, 2015.
- Byerly, P.E. & Stolt, R.H. (1977) - An attempt to define the Curie point isotherm in northern and central Arizona. *Geophysics*, Vol.42, N° 7, 1394-1400 pp. <http://dx.doi.org/10.1190/1.1440800>.
- Cady, S.L. & Farmer, J.D. (1996) - Fossilization processes in siliceous thermal springs: trends in preservation along thermal gradients. *Evolution of hydrothermal ecosystems on Earth (and Mars?)*. Chichester (Ciba). Wiley Chichester Foundation Symposium 202, 150-173 pp.
- Carlotto, V.; Cárdenas, J. & Carlier, G. (2008) - The lithosphere of Southern Peru: A result of the accretion of allochthonous blocks during the Mesoproterozoic. *7th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2008, Nice)*, Extended Abstracts: 105-108 p.
- Celis A. R. A. (2012) - Caracterización geoquímica del Sistema geotermal termas de Puyehue-Aguas Calientes, región de los Lagos, Chile, tesis para optar el título de geólogo, Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, departamento de Geología.
- Cernik, M.; Sima, J.; & Plesinger, V. (2010) - Development and protection of geothermal sources in Peru. *Proceedings World Geothermal Congress*, Bali, Indonesia, 25-29 April 2010, 4 pp.
- Cobbing, E. & Pitcher, W. (1972) - Plate tectonics and the Peruvian Andes. *Nature Physical Science*, vol. 240, 51-53 pp.
- Cortecci, G.; Boschetti, T.; Mussi, M.; Herrera, C.; Mucchino, C. & Barbieri, M. (2005) - New chemical and original isotopic data on waters from El Tatio geothermal field, northern Chile. *Geochemical Journal*, 39(6): 547-571.
- Craig, H.; Boato, G. & White, D.E. (1956) - *Isotopic geochemistry of thermal waters. Chapter 5 of Nuclear processes in geologic settings*, proceedings of the 2d conference, Pennsylvania State University, September 8-10, 1955. [s.l.]: National Research Council, Publication, 400, P. 29-38.
- Craig, H. (1961) - Isotopic Variations in Meteoric waters. *Science*, 133(3465): 1702-1703.
- Craig, H. (1963) - The isotopic geochemistry of water and carbon in geothermal areas. En: Tongiorgi, E., ed. *Nuclear geology in geothermal areas, Proceedings of the First Spoleto Conference*. Pisa: Consiglio Nazionale delle Ricerche, Laboratorio di Geologia Nucleare, p. 17-53.
- Cruz, V.; Gonzales, K.; Macedo, O. & Fournier, N. (2010) - Caracterización Geoquímica de las Fuentes Termales y Frías Asociadas al Volcán Ubinas en el Sur del Perú. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 19 p.

- Cruz, V.; Vargas, V. & Cacya, L. (2014) – Caracterización y evaluación del potencial geotérmico de la región Moquegua. *INGEMMET, Boletín, Serie C: Geodinámica e Ingeniería Geológica*, 58, 155 p.
- Cruz, V. (2016) – Recursos geotérmicos promisorios en área de conservación regional: Caso Vilacota Maure, región Tacna. En: Congreso Peruano de Geología, 18, Lima, 2016. *Resúmenes extendidos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, 5 p.
- De la Cruz, J. & Herrera, I. (2000) - Mapa geológico del cuadrángulo de Characato (33-t), hoja 33-t, cuadrantes I al IV, escala 1:50,000. Lima. Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, 4 mapas.
- D'Amore, F. y A.H. Truesdell, (1984) - "A review of solubilities and equilibrium constants for gaseous species of geothermal interest", en *Sci. Geol. Bull.*, vol. 41, pp. 309-332.
- D'Amore, F. & Arnórsson, S. (2000) - Geothermometry. En: Arnórsson, S., ed. *Isotopic and chemical techniques in geothermal exploration, development and use: sampling methods, data handling, interpretation*. Vienna: International Atomic Energy Agency, p. 152-199.
- D'Amore, F.; Gerardo-Abaya, J. & Arnórsson, S. (2000b) - Hydrogen and oxygen isotope fractionation during boiling. En: Arnórsson, S., ed. *Isotopic and chemical techniques in geothermal exploration, development and use: sampling methods, data handling, interpretation*. Vienna: International Atomic Energy Agency, p. 229-240.
- De Silva, S.L. & Francis, P.W. (1991) – Volcanoes of the Central Andes. Berlin: Springer-Verlag, 216 p.
- Dís S., T. (2014) - MT-Measurements on Reykjanes Peninsula and the importance of a Remote reference station. Thesis submitted in partial fulfillment of a Bachelor Scientiarum Geophysics, 42p.
- Dobrin, M.B., & C.H. Savit (1988) - Introduction to geophysical prospecting (4th ed.), New York, McGraw-Hill, 867 p.
- Durney, D.W. & Ramsay, J.G. (1973) - Incremental strains measured by syntectonic crystal growths. In: de Jong, K.A., Scholten, R. (Eds.), *Gravity and Tectonics*. Wiley, New York, pp. 67 – 96.
- ESMAP (2012) - Manual de geotermia: Cómo planificar y financiar la generación de electricidad. Informe técnico 002/12. (Energy Sector Management Assistance Program). Disponible en: <https://www.esmap.org/sites/esmap.org/files/ESMAP_GEOTHERMAL_Spanish_book_Optimized.pdf>
- Fournier, R.O. & Truesdell, A.H. (1973) - An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37(5): 1255-1275.
- Fournier, R. O. & Truesdell, A. H. (1974) - Geochemical Indicators of Subsurface Temperature - Part 2, Estimation of Temperature and Fraction of Hot Water Mixed with Cold Water: U.S. Geological Survey Journal of Research, Vol. 2, No.3, pp. 263-270.
- Fournier, R.O. (1977) - Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. *Geothermics*, 5(1-4): 41-50.
- Fournier, R.O., and Potter R. W.II. (1979) - Magnesium correction to Na-K-Ca geothermometer. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 43, 1543-1550.
- Fournier, R.O. (1979b) - Geochemical and hydrologic considerations and the use of enthalpy-chloride diagrams in the prediction of underground conditions in hot spring systems. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 5(1-2): 1-16.
- Fournier, R.O., Potter, R. W. (1982) - A revised and expanded silica (quartz) geothermometer. *Geothermal Resource Council Bulletin* 11, 3-9.
- Fournier, R.O., and Potter, R.W. II, (1982) - An equation correlating the solubility of quartz in water from 25 °C to 900 °C at pressures up to 10000 bars. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 46, 1969-1974.
- Fournier, R.O. (1991) – Water geothermometers applied to geothermal energy. En: D'Amore, F., coord. *Applications of geochemistry in geothermal reservoir development*. Rome: UNITAR/UNDP Centre on Small Energy Resources, p. 37-69.
- García K. (2014) - Aplicación del método magnetotérmico en la exploración de un sistema geotermal, en la región de atacama, Chile. Tesis para optar al grado de magister en ciencias, mención Geofísica, 118 p.
- García, W. (1978) - Geología de los cuadrángulos de Puquina, Omate, Huaitire, Mazo Cruz y Pizacoma, hojas 34-t, 34-u, 34-x, 34-y. *INGEMMET, Boletín, Serie A: Carta Geológica Nacional*, 29, 63 p.
- Geosoft Inc. (2013) - Applying filters with montaj Geophysics, disponible en: <http://updates.geosoft.com/downloads/files/how-to-guides/Applying_Filters_with_montaj_Geophysics.pdf>

- Geosoft Inc. (2010) - Montaj Gravity & Terrain correction – Gravity data processing extension for Oasis Montaj (Tutorial y Guía del usuario), disponible en: < www.geosoft.com/resources/goto/gravity-and-terrain-correction-for-oasis-montaj >
- Geosoft Inc. (2011) - Montaj MAGMAP filtering (Tutorial), disponible en: < www.geosoft.com/resources/goto/applying-filters-and-inverse-fft-magmap >
- Geosoft Inc. (2013) - VOXI Earth modelling – Running an AGG Unconstrained inversion (Guía del usuario), disponible en: < <http://www.geosoft.com/resources/goto/voxi-earth-modelling-run-unconstrained-agg-inversi>. >
- Gettings, P., (2009) - High precision gravity measurements. *Department of Geology & Geophysics University of Utah*, 81 p., disponible en: < <http://geopotential.com/docs/UnivUtah-HighPrecisionGravityMeasurementsManual-PaulGettings.pdf> >
- Giggenbach W.F. (1980) - Geothermal gas equilibria. *Geochimica et Cosmochimica Acta* (44): 2021-2032.
- Giggenbach W. F., Gofiantini R., Jangi B. L.y Truesdell A. H. (1983b) - Isotopic and chemical composition of Parbati Valley geothermal discharges, NW-Himalaya, India. *Geothermics*, (12): 199- 222.
- Giggenbach, W. F., 1986. Graphical techniques for the evaluation of water/rock equilibrium conditions by use of Na, K, Mg, and Ca contents of discharge waters: proceedings of Eighth New Zealand Geothermal Workshop, Auckland, New Zealand, p. 37-43.
- Giggenbach, W.F. (1988) - Geothermal solute equilibria; derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52(12): 2749-2765.
- Giggenbach, W.F. & Goguel, R.L. (1989) - *Collection and analysis of geothermal and volcanic water and gas discharges*. 4a. ed. Petone (New Zealand): Department of Scientific and Industrial Research, Chemistry Division, 81 p., Report CD-2401.
- Giggenbach, W.F. (1991) – Chemical techniques in geothermal exploration. En: D'Amore, F., coord. *Applications of geochemistry in geothermal reservoir development*. Rome: UNITAR/UNDP Centre on Small Energy Resources, p. 119-144.
- Giggenbach, W.F. (1991a) - Chemical techniques in geothermal exploration. En: D'Amore, F. (Ed.), *Applications of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development*. UNITAR/UNDP Centre on Small Energy Resources, Rome, Italy, pp 119–144.
- Giggenbach, W.F. (1991b) - Isotopic composition of geothermal water and steam discharges. En: D'Amore, F., coord. *Applications of geochemistry in geothermal reservoir development*. Rome: UNITAR/UNDP Centre on Small Energy Resources, p. 253–273.
- Giggenbach, W.F., and Glover., R.B. (1992) - Tectonic Regime and Major Processes Governing The Chemistry of Water and Gas Discharges From The Rotorua Geothermal Field, New Zealand, *Geothermics*, Vol 21, 121-140.
- Giggenbach, W.F., Sheppard, D.S., Robinson, B.W., Stewart, M.K., and Lyon, G.M. (1994) - Geochemical structure and position of the Waiotapu geothermal field, New Zealand. *Geothermics*, 23, 599-644.
- Giggenbach, W. (1997) - The origin and evolution of fluids in magmatic-hydrothermal systems. En: Barnes, H.L. (ed.) *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, (3rd ed.) New York: Wiley, pp. 737-790.
- Gherardi, F., Panichi, C., Caliro, S., Magro, G., Pennisi, M. (2000) - Water and gas geochemistry of the Euganean and Berician thermal district (Italy). *Applied Geochemistry*, 15, 455-474.
- Greenberg, A.E.; Clesceri, L.S. & Eaton, A.D., eds. (1992) - Standard methods for the examination of water and wastewater. 18th ed. Washington DC: American Public Health Association, 1100 p.
- Gonzales, K. (2001) - *Estudio Estructural y del sistema hidrotermal del volcán Ubinas, aplicando métodos geofísicos y geoquímicos*. Tesis Ingeniero, Universidad Nacional San Agustín. Arequipa, 183 p.
- Gonzales, K.; Finizola, A.; Lénat, J.-F.; Macedo, O.; Ramos, D.; Thouret, J.-C.; Fournier, N.; Cruz, V. & Pistre, K. (2014) - Asymmetrical structure, hydrothermal system and edifice stability: The case of Ubinas volcano, Peru, revealed by geophysical surveys. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 276, 132–144 pp.
- Hantke, G. & Parodi, A. (1966) - Catalogue of the active volcanoes of the world, part XIX: Colombia, Ecuador and Peru. Rome: International Association of Volcanology, 73 p.
- Harder, H. (1970) - Boron content of sediments as a tool in facies analysis. *Sediment Geol* 4, 153–175.

- Henley, R.W.; Truesdell, A.H.; Barton, P.B. & Whitney, J.A. (1984) - *Fluid-mineral equilibria in hydrothermal systems*. Texas: Society of Economic Geologists, 269 p. Reviews in Economic Geology, 1.
- Hinze W., Von Frese R., & Saad A. (2013) - Gravity and Magnetic Exploration, Cambridge University Press, 512 p.
- Hui L., Qingjun, Z., Puyuan T., & Wenguang H. (2015) - Technologies and Applications of Geophysical Exploration in Deep Geothermal Resources in China, *Proceedings World Geothermal Congress 2015*, Melbourne, Australia, 19-25 April 2015, 8 p.
- IAEA. (1995) - Isotope and geochemical techniques applied to geothermal investigations. IAEA-TECDOC-788., February.
- Korhonen, J.V. (2005) - Airborne Magnetic Method: Special Features and Review on Applications. Geological Survey of Finland, Special Paper 39, 77–102.
- Lavallée, Y.; De Silva, S. L.; Salas, G.; Byrnes, J. M. (2009) - Structural control of a rotated graben on volcanism at Ubinas, Huaynaputina and Ticsani Volcanic Group (UHTVG), southern Peru. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 186(3-4): 253-264.
- Langelier, W.F. & Ludwing, H.F. (1942) - Graphical methods for indicating the mineral character of natural waters. *Journal of the American Water Works Association*, 34(3): 335-352.
- Marini, L. (2000) - *Geochemical techniques for the exploration and exploitation of geothermal energy*. Genova: Dipartimento per lo Studio del Territorio e delle sue Risorse, Università degli Studi di Genova, 82 p.
- Marini, L., Chiodini, G. & Cioni, R. (1986) - New geothermometers for carbonate–evaporate geothermal reservoirs. *Geothermics*, 15, 77–86. [http://dx.doi.org/10.1016/0375-6505\(86\)90030-1](http://dx.doi.org/10.1016/0375-6505(86)90030-1).
- Martinez, W. & Cervantes, J. (2003) - Rocas ígneas en el sur del Perú: nuevos datos geocronométricos, geoquímicos y estructurales entre los paralelos 16° y 18°30' Latitud Sur. *INGEMMET, Boletín. Serie D: Estudios Regionales*, n. 26, 140 p.
- 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)*, informe inédito. Lima: Instituto Geofísico del Perú, 30p.
- Ministerio de Energía y Minas (2014) – Plan energético nacional 2014.2025, disponible en: <<http://www.minen.gob.pe/pdf>>.
- Miller, J. & Shankar, M. (2011) - Deformation and secondary faulting associated with basement-involved compressional and extensional structures. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Vol. 95, N° 4, 675-689 pp. April.
- Moeck, I. (2013) - *Classification of geothermal plays according to geological habitats*. International Geothermal Association. Academy. Report 0101-2013.
- Murray, K. S. (1996) - Hydrology and geochemistry of thermal waters in the upper Napa Valley, California. *Ground Water*, 34 (6): 1115-1124.
- Murray, K. & Wade, P. (1996) - Checking anion-cation charge balance of water quality analyses: limitations of the traditional method for non potable waters. *Water SA*, 22(1): 27-32.
- Mwakirani R., Simiyu C., & Gichira J. (2012) - Application of Transient Electromagnetics in Static Shift Correction for Magnetotellurics Data Case Study: Paka Geothermal Prospect in Kenya. *GRC Transactions*, Vol. 36.
- Nicholson, K. (1993) - *Geothermal fluids: Chemistry and exploration techniques*. Berlin: Springer-Verlag, 278 p.
- Nieva, D., Nieva, R. (1987) - Developments in geothermal energy in Mexico, part 12—A cationic composition geothermometer for prospection of geothermal resources. *Heat recovery systems and CHP* 7, 243–258.
- Nicolau, C., Reich, M., Lynne, B. (2014) - Physico-chemical and environmental controls on siliceous sinter formation at the high-altitude El Tatio geothermal field, Chile. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 282, 60-76 pp.
- Nuti, S. (1991) - Isotopic techniques in geothermal studies. En: D'Amore, F., coord. *Applications of geochemistry in geothermal reservoir development*. Rome: UNITAR/UNDP Centre on Small Energy Resources, p. 215-250.
- OLADE-Organismo Latinoamericano de Desarrollo (1980) - *Resultados de Dataciones Absolutas (K-Ar)*: Proyecto de Investigación Geotérmica de la República del Perú.
- Orche, E. (2011) – Energía geotérmica. Madrid: Gráficas Arias Montano, S. A., 284 p.

- Ormeño, G. (2005) – Los baños del Inca de Cajamarca: Aguas termales para el nuevo milenio. MINCETUR: aeci-otc, 2005, 157 p.
- Panichi, C. & Gonfiantini, R. (1981) - Geothermal waters. En: Gat, J.R. & Gonfiantini, R., eds. Stable isotope hydrology, Deuterium and Oxygen-18 in the water cycle. Vienna: International Atomic Energy Agency, Technical Report Series, 210, p. 241-271.
- Perú. Ministerio de Energía y Minas. Dirección General de Electricidad (2014) - *Plan Energético Nacional 2014-2025*. Lima: MINEM. (Consulta: en octubre 2016). Disponible en: <<http://www.minem.gob.pe/publicacionesSector.php?idSector=6>>
- Phoenix Geophysics Limited (2005) - Data Processing User Guide, Version 3.0, disponible en: < http://www.phoenix-geophysics.com/Support/user_guides/guides/data-proc-v.3-online.pdf >
- Phoenix Geophysics Limited (2015) - V5 System 2000 MTU/MTU-A, User Guide, Version 3.0., disponible en: < http://www.phoenix-geophysics.com/Support/user_guides/guides/mtu_ug_2.0.pdf >
- Prabhakar S. Naidu & M.P. Mathew, (1998) - Analysis of Geophysical Potential Fields, A Digital Signal Processing Approach. *Advances in Exploration Geophysics* 5, 297 p.
- Quispesivana, L. & Zapata, A. (2000) – *Mapa geológico del cuadrángulo de Omate*, escala 1:50,000. Lima: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico, 4 mapas.
- Rivera, M.; Thouret, J.C. & Gourgaud, A. (1998) - Ubinas, el volcán más activo del sur del Perú desde 1550; geología y evaluación de las amenazas volcánicas. *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, (88): 53–71.
- Rivera, M.; Mariño, J.; Thouret, J-C. & Cacya, L. (2008) - *Geología y Evaluación de Peligros Geológicos del Volcán Ubinas*, informe técnico interno. Lima: Instituto Geológico Minero y Metalúrgico.
- Rivera, M.; Thouret, J-C.; Samaniego, P. & Le Pennec, J-L. (2014) - The 2006-2009 activity of the Ubinas volcano (Peru): Petrology of the 2006 eruptive products and insights into genesis of andesite magmas, magma recharge and plumbing system. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 270, 122-141 pp.
- Risacher, F. (1984) - Origine des concentrations extremes en bore et lithium dans Saumeres de L'Altiplano Bolivien. *C.R. Acad. Sci. Paris* 299 (II), 701-70.
- Romero, D.; Sánchez, A.; Cruz, M.; Ticona, P. & Rodríguez, R. (2002) - Transpressional motions along the Cordillera Occidental Coastal belt boundary since the Late Cretaceous (southern Peru, 16°S). International Symposium on Andean Geodynamics, 5, Toulouse, FR, 16-18 September 2002, Géodynamique andine: résumés étendus. Paris: IRD.
- Sánchez, A.W. (1983) - «Nuevos datos K-Ar en algunas rocas del Perú». *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, (71): p. 193-202.
- Sévrier, M. & Soler, P. (1991) – Tectonics and magmatism in the Peruvian Andes from late Oligocene time to the Presente. En: Harmon, R.S. & Rapela, C.W. eds. *Andean magmatism and its tectonic setting*. Boulder, CO: Geological Society of America, Special Paper 265, p 259-278.
- Shepherd, A., (2010) - Initial Processing and Quality Control of GPS and Gravity Data. FUGRO, 27 p.
- Simpson F., Bahr K. (2005) - Practical Magnetotellurics, Cambridge University Press, 254 p.
- Shigeno, H. & Abe, K. (1983) - B-Cl geochemistry applied to geothermal fluids in Japan, especially as an indicator for deep-rooted hydrothermal systems. En: International Symposium on Water-Rock Interaction, 4, Misasa, 1983. *Extended abstracts*. International Association of Geochemistry, p. 437-440.
- Shigeno, H.; Takahashi, M & Noda, T. (1993) - Reservoir environment of the Onuma geothermal power plant, northeast Japan, estimated by forward analysis of long-term artificial tracer concentration change, using single-box-model simulator. En: Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, 18, California, 1993. *Proceedings*. California: Stanford University, p. 135-140. También disponible en: <<http://pangea.stanford.edu/ERE/pdf/IGAstandard/SGW/1993/Shigeno.pdf>>
- Simkin, T. & Siebert, L. (1994) - *Volcanoes of the world: a regional directory, gazetteer, and chronology of volcanism during the last 10,000 years*. 2a. ed. Tucson, AR: Geoscience Press, 349 p.
- Sylvester, A. (1988) – *Strike – slip faults*. *Geological Society of America Bulletin*, v. 100, p. 1666-1703, 31 figs., 1 table, November.
- Telford W., Geldart P. & Sheriff R. (1990) - *Applied Geophysics*. Second Edition. New York: Cambridge University Press, 743p.

- Thouret, J.C.; Dávila, J. & Eissen, J.P. (1999) - Largest explosive eruption in historical times in the Andes at Huaynaputina volcano, A.D. 1600, southern Peru. *Geology*, vol. 27, n. 5, pp. 435-438, May.
- Thouret, J.C.; Juvigne, E.; Gourgaud, A.; Boivin, P. & Davila, J. (2002) - Reconstruction of the AD 1600 Huaynaputina eruption based on the correlation of geologic evidence with early Spanish chronicles. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 115 (3-4), 529-570.
- 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(6): 557-589.
- Tolson, G. (2009) - Un Catálogo de indicadores cinemáticos en rocas cizalladas. Departamento de Paleomagnetismo, Instituto de Geofísica, U.N.A.M. (consulta: en noviembre 2016). Disponible en: <<http://docplayer.es/21301837-Un-catalogo-de-indicadores-cinematicos-en-rocas-cizalladas-gustavo-tolson-depto-de-paleomagnetismo-instituto-de-geofisica-u-n-a-m.html>>
- Torres, P.; Alván, A. & Acosta, H. (2008) - The Proterozoic basement of the Arequipa massif, southern Peru: lithologic domains and tectonics. International Symposium on Andean Geodynamics, 7, Nice, FR, 2-4 Septiembre.
- Torres, D.; Muñoz, L.; Ayala, L.; Coba, L.; Martínez, J. & Cerpa, L. (2014) - Estructuras extensionales en un ambiente transpresivo durante el Mioceno inferior: Compatibilidad dinámica en el sistema de fallas Nazca, Puquío, Ayacucho, sur del Perú. En Congreso Peruano de Geología, 17, Lima, 2014, *Resúmenes extendidos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, 4 p.
- Truesdell, A. H. & Hulston, I.R. (1980) - Isotopic evidence on environments of geothermal systems. En: *Handbook of Environmental Isotope Geochemistry (1), The Terrestrial Environment*, edited by Fritz P. and Fontes, J.C. Elsevier, Amsterdam, pp. 179-226.
- Truesdell, A.H., Haizlip, J.R., Armannsson, H., D'Amore, F. (1989) - Origin and transport of chloride in superheated geothermal steam. *Geothermics* 18, 295-304.
- Truesdell, A.H. and Fournier, R. O. (1977) - Procedure for estimating the temperature of a hot-water component in a mixed water by using a plot of silica versus enthalpy. *Jour. Research U.S. Geol. Survey*, 5, 49-52.
- Valentino, G.M. and Stanzione, D. (2003) - Source processes of the thermal waters from the Phlegraean Fields (Naples, Italy) by means of the study of selected minor and trace elements distribution. *Chemical Geology*, 194(4): 245-274.
- Vargas, V. (2008) - Mapa geotérmico del Perú (CD-ROM). En: Congreso Peruano de Geología, 14 & Congreso Latinoamericano de Geología, 13, Lima, 2008. *Resúmenes*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, 6 p.
- Vargas, V. (2010) - Fuentes termales en el Perú, estado y uso actual. En: Congreso Peruano de Geología, 15, Lima, 2010. *Resúmenes extendidos*. Lima: Sociedad Geológica del Perú, 4 p.
- Vargas, V. & Cruz, V. (2010) - Geothermal map of Perú. *Proceedings World Geothermal Congress*, Bali, Indonesia, 25-29 April 2010, 7 pp.
- Vicente, J.C., Sequeiros, F.; Valdivia, M. & Zavala, J. (1979) - El sobre-escurrimiento de Cincha-Lluta: elemento del accidente mayor andino al NW de Arequipa. *Boletín Sociedad Geológica del Perú*, (61): 67-99.
- Vozoff, K. (1972) - The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins. *Geophysics*, vol. 37, 98-141.
- Vozoff, K., (1991) - The magnetotelluric method, in *Electromagnetic methods in applied Geophysics*, Society of Exploration Geophysicists, Tulsa, Oklahoma, vol. 2, part B, pp. 641-711.
- West Japan Engineering Consultants (2012) - *The master plan for development of geothermal Energy in Peru, final report*. [s.l.]: Japan International Cooperation Agency and West Japan Engineering Consultants, 138 p.
- West Japan Engineering Consultants, Inc. (2008) - *Estudio de Pre factibilidad Campo Geotérmico de Borateras Tacna, Perú*. [s.l.]: Japan International Cooperation Agency and West Japan Engineering Consultants] 266 p.
- World Relative Gravity Reference Network West Indies, Central America, South America, Antartica and Atlantic Ocean (1972). Disponible en < https://geomaps.wr.usgs.gov/gump/gravity_base_stations/ >

ANEXOS

ANEXO N° 01

MAPAS

- Mapa 1.** Mapa geomorfológico para el sistema geotermal asociado entre los volcanes Ubinas y Huaynaputina.
- Mapa 2.** Mapa geológico regional para el sistema geotermal asociado entre los volcanes Ubinas y Huaynaputina.
- Mapa 3.** Mapa de Fallas y Lineamientos – Mapa de anomalía de temperatura para el sistema geotermal asociado entre los volcanes Ubinas y Huaynaputina.
- Mapa 4.** Mapa Geológico Local Ullucan con fuentes termales para el sistema geotermal asociado entre los volcanes Ubinas y Huaynaputina.

ANEXO N° 02

RESULTADOS

Cuadro 1. Resultados de análisis mineralógico por difracción de Rayos X (difractor Shimadzu XRD-6000) de precipitados y sedimentos recolectados desde las fuentes termales en la zona de estudio.

Código de muestra	34T-FT-03-P	
Mineral	Fórmula	%
Halita	NaCl	86.08
Sassolita	B(OH) ₃	12.56
Rosembergita	AlF ₃ ·3H ₂ O	0.55
Cuarzo	SiO ₂	0.45
Cornubita	Cu ₅ +2(AsO ₄) ₂ (OH) ₄	0.36

Código de muestra	34T-FT-04-P	
Mineral	Fórmula	%
Azufre	S	100

Código de muestra	34T-FT-03-SED	
Mineral	Fórmula	%
Amorfo	-	49.02
Anortita	(Ca,Na)(Si,Al) ₄₀₈	34.31
Zairita	BiFe ₃ (PO ₄) ₂ (OH) ₆	3.92
Cuarzo	SiO ₂	3.7
Andradita	Ca ₃ Fe ₂ +3(SiO ₄) ₃	3.05
Baritina	BaSO ₄	2.72
Tremolita	Ca ₂ Mg ₅ Si ₈ O ₂₂ (OH) ₂	1.85
Flogopita	KMg ₃ (Si ₃ Al)O ₁₀ (OH) ₂	1.42

Código de muestra	33T-FF-09-P	
Mineral	Fórmula	%
Halita	NaCl	77.13
Thenardita	Na ₂ SO ₄	17.26
Fosfato de Cobre	Cu ₃ (PO ₄) ₂	2.57
Piodita	Na ₂ Zn(SO ₄) ₂ ·4H ₂ O	1.69
Melanterita	Fe+2SO ₄ ·7H ₂ O	1.36

Código de muestra	34U-FT-27-P	
Mineral	Fórmula	%
Halita	NaCl	79.29
Yeso	CaSO ₄ ·2H ₂ O	10.07
Albita	Na(Si ₃ Al)O ₈	2.52
Fosfato de Litio	Li ₃ PO ₄	2.24
Hexohidrita	MgSO ₄ ·6H ₂ O	2.15
Sillimanita	Al ₂ SiO ₅	1.31
Cuarzo	SiO ₂	1.03
Lepidocrocita	Fe+3O(OH)	0.84
Pirofilita	Al ₂ Si ₄ O ₁₀ (OH) ₂	0.56

Código de muestra	34U-FT-29-P	
Mineral	Fórmula	%
Halita	NaCl	65.91
Yeso	CaSO ₄ ·2H ₂ O	20.64
Calcita	CaCO ₃	5.59
Albita	Na(Si ₃ Al)O ₈	3.46
Fosfato de Litio	Li ₃ PO ₄	2.13
Molibdenita	MoS ₂	1.2
Lepidocrocita	Fe+3O(OH)	1.07

Código de muestra	34U-FT-31-P	
Mineral L	Fórmula	%
Halita	NaCl	71.67
Yeso	CaSO ₄ ·2H ₂ O	13.95
Silvita	KCl	11.61
Muscovita	KAl ₂ (Si ₃ Al)O ₁₀ (OH,F) ₂	1.06
Metaalunogen	Al ₂ (SO ₄) ₃ ·14H ₂ O	0.96
Cloromagnesita	MgCl ₂	0.75

Código de muestra	33U-FF-13-P	
Mineral	Fórmula	%
Amorfo	-	70.77
Anortita	(Ca,Na)(Al,Si) ₂ Si ₂ O ₈	20
Kilchoanita	Ca ₆ (SiO ₄)(Si ₃ O ₁₀)	9.23

Código de muestra	33U-FT-15-P1	
Mineral	Fórmula	%
Halita	NaCl	95.16
Yeso	CaSO ₄ .2H ₂ O	4.84

Código de muestra	33U-FT-15-P2	
Mineral	Fórmula	%
Halita	NaCl	36.51
Misenita	K ₈ (SO ₄)(SO ₃ OH) ₆	12.37
Triplodita	(Mn,Fe) ₂ PO ₄ (OH)	11.97
Chabazit	(Ca,K,Sr) ₂ Al ₄ Si ₈ O ₂₄ .12H ₂ O	11.85
Yeelimita	Ca ₄ Al ₆ O ₁₂ SO ₄	8.52
Sanderita	MgSO ₄ .2H ₂ O	7.91
Hastingsita	(K,Na)Ca ₂ (Fe,Mg) ₅ (Si,Al) ₈ O ₂₂ Cl ₂	5.98
Mundrabailaita	(NH ₄) ₂ Ca(HPO ₄) ₂ .H ₂ O	2.84
Tungstenita	WS ₂	1.82
Calcita	CaCO ₃	1.01
Azufre	S	0.2

Código de muestra	33U-FT-15-SED	
Mineral	Fórmula	%
Cuarzo	SiO ₂	72.12
Albita	NaAlSi ₃ O ₈	15.7
Pirita	FeS ₂	3.11
Calcita	CaCO ₃	2.3
Ortoclasa	(K,Ba,Na)(Si,Al) ₄ O ₈	1.89
Muscovita	KAl ₂ Si ₃ AlO ₁₀ (OH) ₂	1.62
Caolinita	Al ₂ Si ₂ O ₅ (OH) ₄	1.49
Augita	Ca(Mg,Fe,Al)(Si,Al) ₂ O ₆	0.95
Fayalita	(Fe,Mg) ₂ SiO ₄	0.81

Código de muestra	34U-FT-33-P1	
Mineral	Fórmula	%
Aragonita	CaCO ₃	41.41
Albita	(Na,Ca)Al(Si,Al) ₃ O ₈	35.94
Cuarzo	SiO ₂	9.18
Calcita	CaCO ₃	8.2
Edenite	NaCa ₂ Mg ₅ AlSi ₇ O ₂₂ (OH) ₂	3.13
Muscovita	KAl ₂ Si ₃ AlO ₁₀ (OH) ₂	1.17
Halita	NaCl	0.98

Código de muestra	34U-FT-33-P2	
Mineral	Fórmula	%
Aragonita	CaCO ₃	96.06
Halita	NaCl	3.94

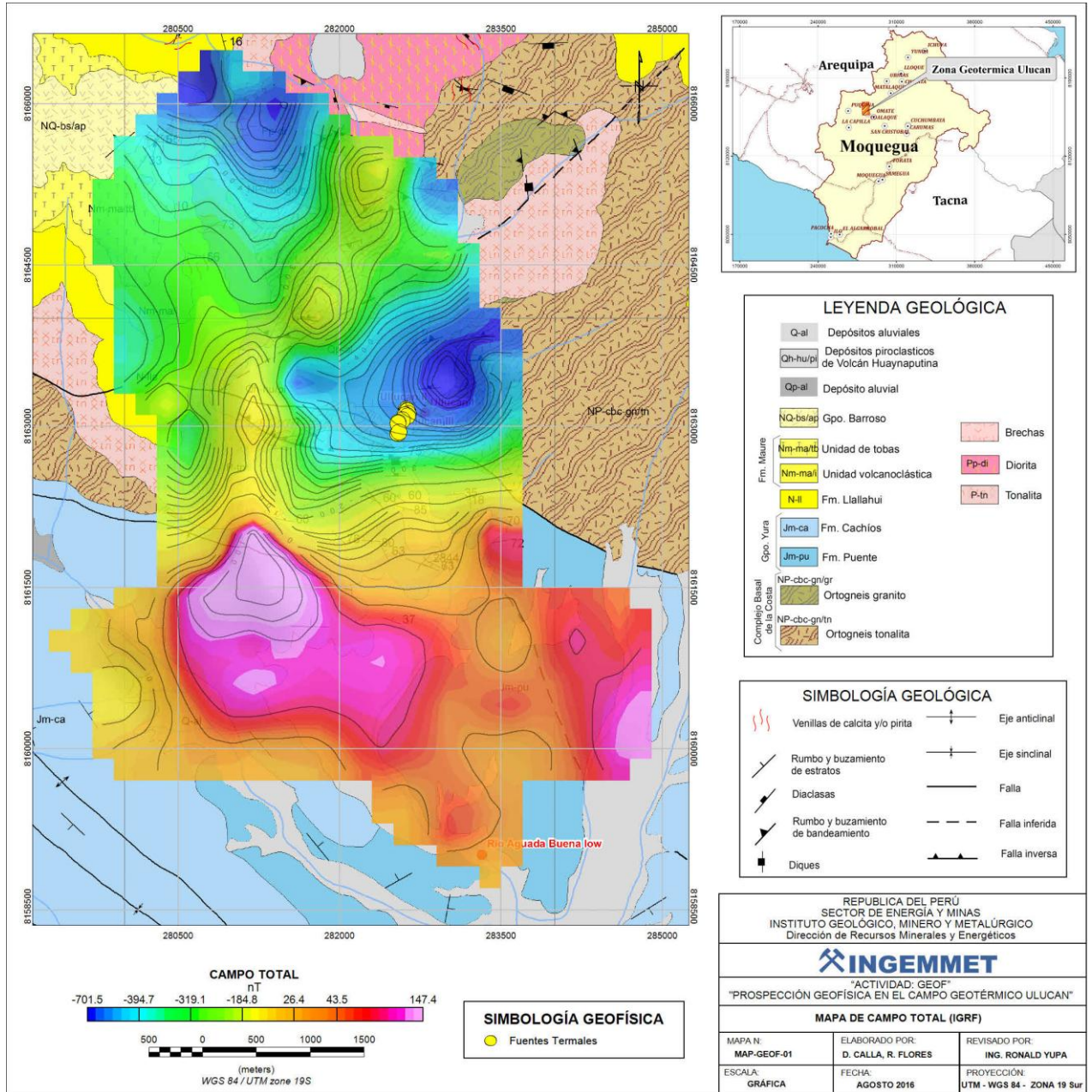
Código de muestra	34U-FT-33-P3	
Mineral	Fórmula	%
Aragonita	CaCO ₃	97.84
Halita	NaCl	2.16

Código de muestra	34U-FT-37-P	
Mineral	Fórmula	%
Halita	NaCl	74.71
Yeso	CaSO ₄ .2H ₂ O	13.12
Calcita	CaCO ₃	10.53
Silvita	KCl	1.34
Molibdenita	MoS ₂	0.31

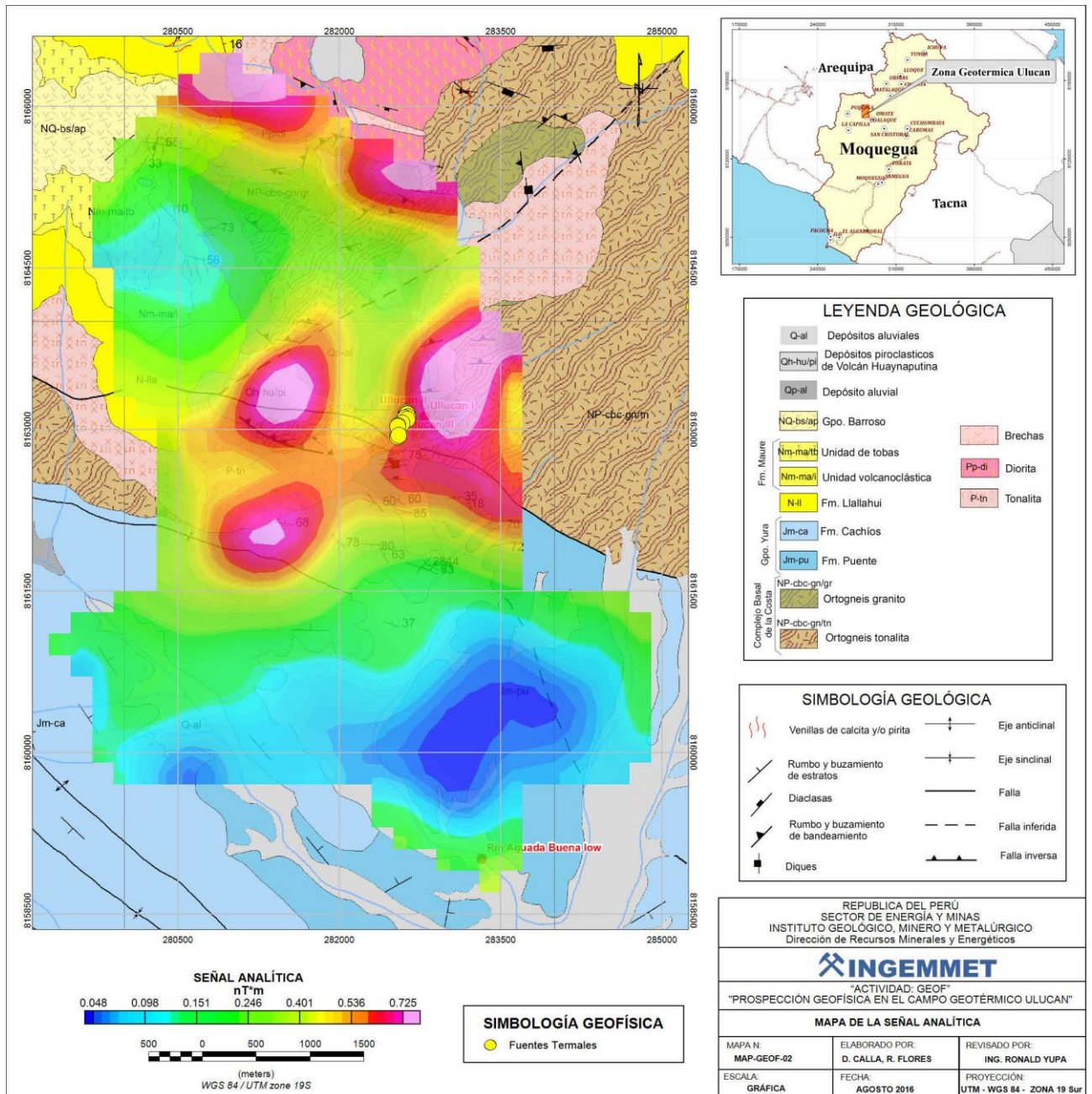
Código de muestra	34U-FT-39-P	
Mineral	Fórmula	%
Halita	NaCl	97.91
Khatirkitita	CuAl ₂	1.13
Hexahidrita	MgSO ₄ .6H ₂ O	0.96

ANEXO N° 03

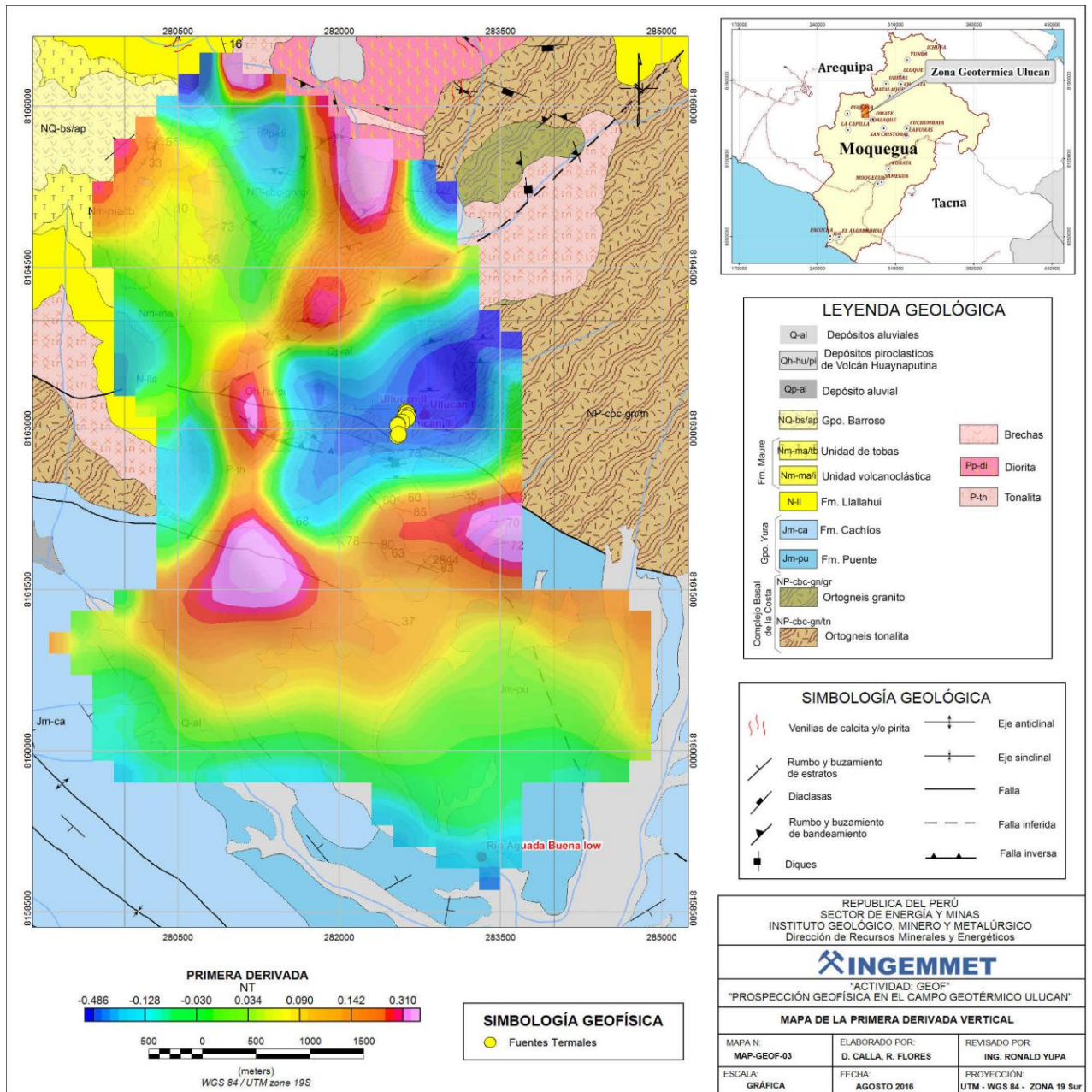
MAPAS GEOFÍSICOS



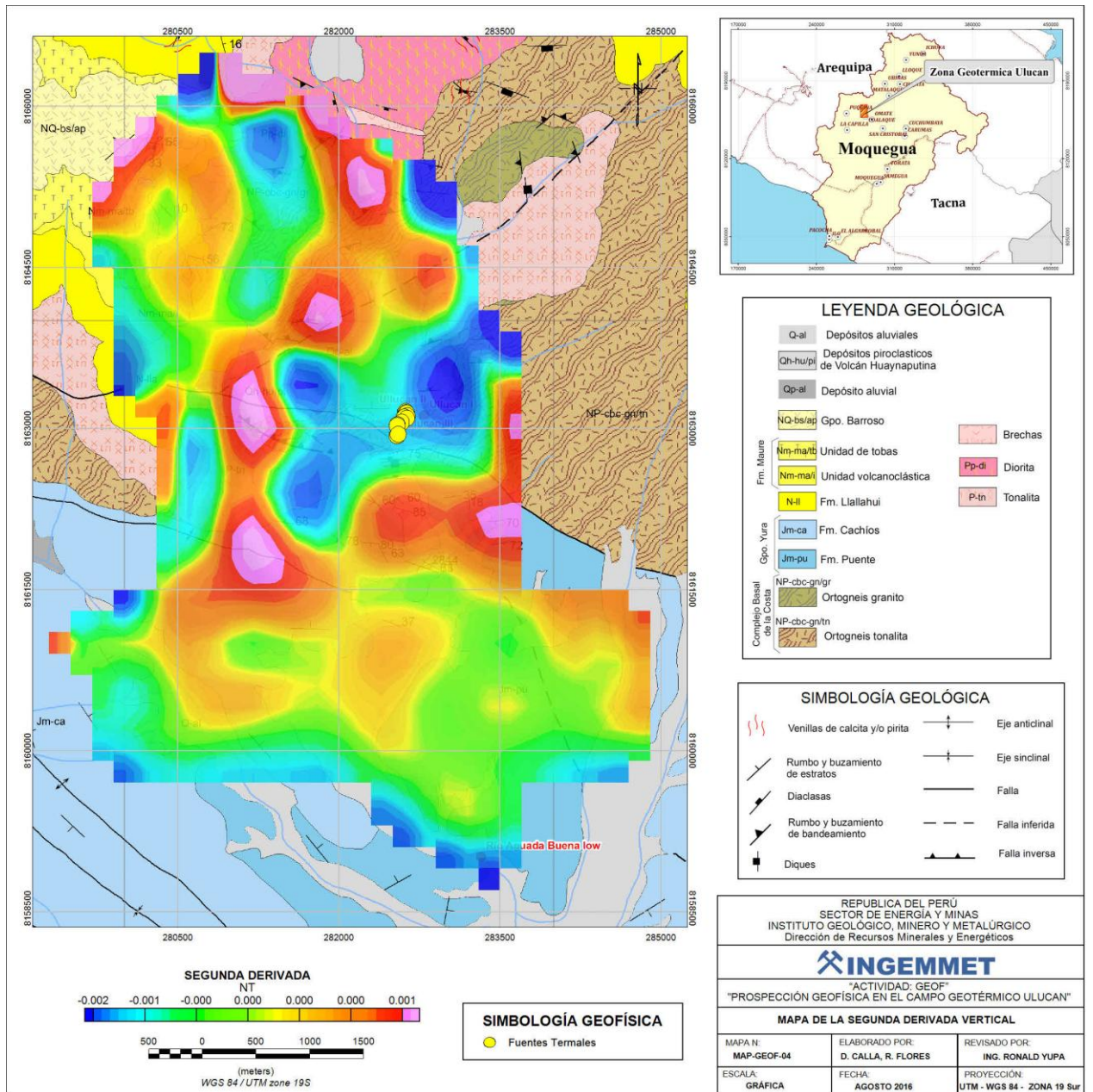
Mapa 1. Mapa del campo total y geológico, se observa dos anomalías magnéticas; un bajo magnético de color azul y un alto magnético de color magenta. El bajo magnético está relacionado con la presencia de humedad.



Mapa 2. Mapa de la señal analítica y geológico, se observan una pequeña área de contraste color magenta, los que representan sectores con susceptibilidades magnéticas moderadas a bajas.



Mapa 3. Mapa de la primera derivada y geológico, se observan pequeños contrastes de color magenta, cuantificando el índice espacial del cambio del campo magnético en la dirección vertical las que realzan longitudes de onda de altas frecuencia a niveles superficiales sobre áreas pequeñas.



Mapa 4. Mapa de la segunda derivada y geológico, se observan pequeños contrastes de color magenta, cuantificando el índice espacial del cambio del campo magnético en la dirección vertical las que realzan longitudes de onda de altas frecuencia a niveles superficiales sobre áreas pequeñas.

ANEXO N° 04

Cuadro 1. Área total de mediciones realizadas con el método Magnético.

LÍNEAS DE MAGNETOMETRÍA - ZONA GEOTERMICA ULUCAN - MOQUEGUA					
DATUN WGS 84 UTM 19S					
LINEA	COORDENADA INICIAL		COORDENADA FINAL		LONGITUD (Km)
	ESTE	NORTE	ESTE	NORTE	
L5000 (1)	279848.72	8159986.86	282241.4	8159886.58	3.6052
L5000 (2)	284608.61	8160022.6	282267.99	8159813.83	3.9166
L6000 (1)	279624.64	8161053.79	282566.23	8161069.2	3.8418
L6000 (2)	284629.64	8161035.78	282508.9	8161063.69	3.6216
LT1	282605.28	8163154.04	282723.68	8161964.88	4.5782
LT2	281580.37	8163446.95	281157.49	8159619.77	7.2110
LT3	281814.93	8164734.74	283496.17	8158989.08	9.3372
LT4	281560.18	8165846.36	281417.01	8163620.88	7.9204
LT5	281668.4	8165810.17	283313.93	8158962.41	14.6910
LT6	283637.14	8161452.17	279745.56	8160487.67	8.8226
LT7	281447.35	8166053.74	282880.72	8163062.8	6.7438
LT8	282595.6	8163172.36	282367.66	8161216.53	2.6020

Cuadro 2. Área total de estaciones de medición realizadas con el método de Gravimetría.

ESTACIONES DE GRAVIMETRÍA - ZONA GEOTERMICA ULUCAN - MOQUEGUA					
DATUN WGS 84 UTM 19S					
ESTACION	COORDENADAS		ESTACION	COORDENADAS	
	ESTE	NORTE		ESTE	NORTE
1100	282605.61	8158782.07	11009	282207.25	8160700.00
1101	282642.76	8159033.17	3000	281606.87	8163957.43
1102	282573.26	8159250.43	3001	281533.11	8163845.94
1103	282585.21	8159421.32	3002	281521.28	8163724.77
2000	284625.46	8160017.12	3003	281547.33	8163600.33
2001	284374.84	8160032.17	3004	281569.60	8163426.73
2002	284102.62	8160012.39	3005	281504.70	8163338.20
2003	283854.01	8160053.27	3006	281418.10	8163243.39
2004	283628.29	8160036.55	3007	281441.93	8163128.69
2005	283485.59	8159997.53	3008	281552.83	8163039.81
2006	283328.13	8160035.26	3009	281595.92	8162911.94
2007	283141.21	8160017.37	3010	281731.06	8162907.59
2008	282884.48	8160015.39	3011	281852.41	8162800.11
2009	282666.61	8160023.69	3012	281743.92	8162604.90
2010	282404.86	8160058.28	3013	281619.95	8162456.22
1000	283646.73	8158777.19	3014	281609.63	8162248.51
1001	283616.34	8159042.16	3015	281652.62	8162056.48
1002	283610.58	8159265.92	3016	281593.90	8161956.87
1003	283624.22	8159528.96	3017	281709.70	8161802.78

1004	283619.86	8159770.45	3018	281806.93	8161555.59
1005	283612.36	8160023.87	3019	281959.17	8161351.30
1006	283584.89	8160279.17	3020	282297.44	8161310.48
1007	283604.55	8160517.91	3021	282548.66	8161403.95
1100	282605.61	8158782.07	4000	281671.48	8165808.09
1101	282642.76	8159033.17	4001	281612.86	8165518.18
1102	282573.26	8159250.43	4002	281572.60	8165344.94
1103	282585.21	8159421.32	4003	281282.56	8165052.21
2000	284625.46	8160017.12	4004	281213.88	8164896.73
2001	284374.84	8160032.17	4005	281404.64	8164699.93
2002	284102.62	8160012.39	4006	281309.67	8164469.03
2003	283854.01	8160053.27	4007	281375.73	8164258.02
2004	283628.29	8160036.55	4008	281529.43	8164160.67
2005	283485.59	8159997.53	4009	281732.53	8164153.61
2006	283328.13	8160035.26	4010	281529.41	8164160.67
2007	283141.21	8160017.37	5000	281761.69	8164163.70
2008	282884.48	8160015.39	5001	281898.15	8164346.12
2009	283139.04	8160017.26	5002	281882.03	8164600.89
2014	282194.54	8160075.87	5003	282087.86	8164665.46
2015	282088.13	8160028.80	5004	282291.33	8164505.56
2016	281850.33	8160036.87	5005	282429.77	8164249.89
2017	281611.50	8160020.83	5006	282749.47	8164211.22
2018	281330.05	8160028.33	5007	282797.12	8163997.11
2019	281096.17	8160027.88	5008	282864.94	8163776.42
2020	280907.18	8160071.27	5009	282939.16	8163535.42
2021	280620.14	8160292.30	5010	282867.00	8163291.23
2022	280582.25	8160004.96	5011	282862.18	8163062.53
2023	280353.39	8160034.00	5012	282877.80	8162811.80
2024	280121.90	8159979.21	5013	282904.66	8162571.08
2025	279896.97	8160004.19	5014	283033.31	8162380.51
2100	284416.92	8161083.65	5015	283265.11	8162277.98
2101	284379.10	8161011.87	5016	283464.64	8162119.48
2102	284088.97	8161019.09	5017	283523.85	8161876.30
2103	283895.12	8161038.69	5018	283587.45	8161618.87
2104	283578.76	8161050.02	5019	283640.54	8161448.17
2105	283346.68	8161005.63	5020	283575.30	8161345.97
2106	283103.47	8161037.79	5021	283476.31	8161234.00
2107	282858.55	8161045.79	5022	283363.10	8161076.35
2108	282612.30	8161024.91	5023	283329.18	8160887.42
2114	282348.08	8161043.00	5024	283218.61	8160728.96
2115	282112.17	8161058.59	5025	283280.67	8160524.13
2116	281853.98	8160987.02	5026	283310.01	8160296.82
2117	281629.97	8161016.47	5027	283330.35	8160074.19
2118	281356.02	8160986.29	5028	283338.61	8159897.31
2119	281104.58	8161022.85	5029	283218.17	8159705.12
2120	280856.40	8160994.46	5030	283078.63	8159537.42
2121	280642.02	8160975.35	5031	282932.36	8159370.46
2122	280356.40	8161017.92	5032	283072.65	8159204.58

2123	280090.15	8161071.55	6000	283613.48	8158956.56
2124	279865.85	8161029.98	6001	283412.47	8158957.89
2125	279619.61	8161000.87	7000	281598.03	8163368.47
1117	282538.04	8162806.40	7001	281705.58	8163308.82
1118	282614.74	8163113.35	7002	281844.76	8163289.16
1119	282616.64	8163280.72	7003	282000.05	8163267.59
1120	282593.06	8163546.28	7004	282161.97	8163268.71
1121	282577.09	8163789.55	7005	282224.61	8163142.55
2411	282598.11	8163987.38	7006	282320.89	8163034.74
2412	282332.96	8163953.60	7007	282420.89	8162977.71
2413	282046.48	8163899.09	7008	282535.72	8162954.23
2414	281750.03	8163983.58	7009	282553.25	8162935.74
2415	281647.28	8164075.37	7010	282609.36	8162852.47
1104	282602.67	8161389.98	11011	282299.41	8160597.78
1105	282650.18	8161452.21	11012	282261.26	8160368.09
1106	282742.09	8161525.70	11013	282187.31	8160145.27
1107	282820.09	8161672.18	11014	282208.88	8159914.99
1108	282888.98	8161768.42	8000	283676.79	8161430.41
1109	282751.34	8161784.58	8001	283821.95	8161408.00
1110	282711.60	8161889.94	8002	283935.02	8161309.45
1111	282689.88	8162020.18	8003	284045.14	8161195.34
1112	282663.81	8162157.30	8004	284069.15	8161046.66
1113	282649.53	8162262.83	8005	283987.36	8160914.90
1114	282594.73	8162384.55	8006	283933.78	8160782.94
1115	282570.45	8162525.18	8007	284027.80	8160662.88
1116	282548.60	8162621.42	8008	284077.76	8160533.17
11003	282560.60	8161293.72	8009	284162.84	8160404.97
11004	282467.58	8161186.51	8010	284297.38	8160337.46
11005	282502.87	8161118.40	8011	284445.29	8160364.46
11006	282420.10	8160988.62	8012	284560.51	8160268.22
11007	282326.00	8160883.67	8013	284713.12	8160227.08
11008	282194.52	8160782.45	8014	284825.90	8160124.79