



Programa Regional de Entrenamiento Geotérmico (PREG)
Diplomado de especialización en geotermia-2015



Universidad de El Salvador
Facultad de Ingeniería y Arquitectura
Unidad de Postgrados

**Estudio Geológico y Geoquímico de un Campo
Geotérmico, Caso de Estudio: Argentina**

Presentado por:

Noelia Carrizo

-Licenciada en Geología-

Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas. Instituto de Geología y
Minería de Jujuy. Universidad Nacional de Jujuy -Argentina-

Tutores del trabajo:

Geol. Elizabeth de Henríquez

Ing. Antonio Matus.

LaGeo



RESUMEN

Este trabajo comprende una reevaluación de los primeros estudios, geológicos, vulcanológicos, estructurales, geofísicos, hidrogeológicos e hidrogeoquímicos realizados en la década del 80' y 90' en la provincia geológica de la Puna, al noroeste de Argentina para identificar y delimitar el área de interés, proponiendo un Modelo Geotérmico Conceptual del "Campo Geotérmico Tuzgle".

Se utilizaron también los resultados de elementos mayoritarios, de muestras procesadas en el Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (Buenos Aires) en el 2014 pertenecientes a la autora. Los antecedentes han sido evaluados tomando en consideración las lecciones aprendidas, metodología enseñada y experiencia trasferida en el Diplomado de Especialización en Geotermia 2015, programa regional de entrenamiento geotérmico (PREG) desarrollado en la Universidad Nacional de El Salvador durante los meses de junio a noviembre del presente año.

Los objetivos fueron definir y delimitar la presencia del campo geotérmico, identificando posibles zonas de recarga, descarga, fronteras, roca reservorio y temperaturas, fuente de calor, zona de ascenso de fluidos, estructuras favorables, etc. para obtener un modelo conceptual integrado.

Se utilizó programas hidrogeoquímicos para la representación gráfica de resultados. Con Sistemas de Información Geográfica y el Google Earth se elaboró parte de la cartografía y con antecedentes, publicaciones, etc. se completó el marco teórico.

Los resultados permiten concluir que el Campo Geotérmico Tuzgle, presenta un reservorio en facies sedimentarias permeables con una temperatura de 180 a 220°C, sellada por rocas volcánicas, ignimbritas o ígneas impermeables. El upflow del sistema con los datos existentes permitiría ubicarlo hacia el suroeste en dirección de la lava más joven del Tuzgle. El outflow estaría hacia el norte manifestado por manantiales termales con impronta geotérmica y alteraciones presente en superficie.

Por consiguiente, el agua meteórica precipita e infiltra por rocas permeables al occidental del sistema aumentando su temperatura por conducción a medida que profundiza e interactuando químicamente con las rocas en su trayecto para luego ascender por fracturas.

RESUMEN.....	ii
1. INTRODUCCION.....	5
1.2. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA.....	6
1.3. JUSTIFICACION DEL ESTUDIO.....	6
1.4. OBJETIVOS.....	7
1.4.1. Generales:.....	7
1.4.2. Específicos:.....	7
2. MARCO TEORICO.....	7
2.1. GEOTERMIA.....	7
2.1.1. Conceptos Generales:.....	7
2.1.2. Aguas termominerales, conceptos generales:.....	8
2.2. GEOQUIMICA.....	8
2.2.1. Conceptos Generales, Diagramas Hidroquímicos:.....	8
3. ANTECEDENTES.....	9
3.1. Características generales:.....	9
3.2. Hidrogeología:.....	9
3.3. Geología.....	11
3.3.1. Geología Regional de la Puna:.....	11
3.3.2. Geología Local y estructuras.....	14
3.3.2.1. Estratigrafía:.....	14
3.3.2.2. Geología estructural:.....	18
3.4. ESTUDIOS GEOTÉRMICOS EN LA ZONA.....	19
4. METODOLOGIA.....	20
4.1. UBICACIÓN DE ÁREAS MUESTREADAS.....	20
5. RESULTADOS.....	21
5.1. CARACTERÍSTICAS GENERALES DEL AGUA.....	21
5.2. CLASIFICACIÓN DE AGUAS.....	22
5.2.1. Diagramas de Piper, Ludwig-Langelier y Giggenbach:.....	22
5.2.2. Diagramas de Stiff:.....	25
5.3. DIAGRAMAS BINARIOS, PROCESOS EVOLUTIVOS.....	35
5.4. MAPAS DE ISOLINEAS.....	38

5.5.	ISOTOPIA	40
5.5.1.	Línea Meteórica Mundial:.....	40
5.5.2.	Altura de recarga:	41
5.6.	GEOTERMOMETRÍA	44
5.6.1.	Geotermómetros catiónicos:	44
5.6.2.	Diagrama de Giggenbach:	44
5.6.3.	Geotermómetro de mezcla de sílice:	45
5.6.4.	Geotermómetro de cuarzo con pérdida de vapor:	46
5.6.5.	Índice de saturación mineral:	47
5.7.	ALTERACIÓN HIDROTERMAL	51
5.7.1.	Ubicación de las muestras	51
5.7.2.	Descripción petrográfica	52
5.7.3.	Difracción de rayos X:.....	55
6.	MODELOS CONCEPTUALES	57
6.1.	GEOQUÍMICO:.....	57
6.2.	GEOLOGICO:.....	59
6.3.	GEOFISICO:.....	59
6.4.	MODELO CONCEPTUAL INTEGRADO	60
7.	CONCLUSIONES	62
	BIBLIOGRAFIA.....	63

1. INTRODUCCION

Los rasgos geológicos, vulcanológicos y tectónicos que presenta el occidente de Argentina, permiten suponer que existe un interesante recurso geotérmico. En base a estos supuestos, en 1972 se programaron estudios de prospección con el propósito de tener un buen conocimiento de la potencialidad existente en el país, tanto para las bajas como para las altas entalpías.

Los resultados ayudaron a puntualizar zonas de estudios para continuar con las etapas de exploración, es así que en la zona noroeste del país, desde la década del 80 principalmente, es motivo de estudios e investigaciones.

Por esta razón se propuso al comité técnico del Programa Regional de Entrenamiento Geotérmico (PREG 2015) desarrollar como proyecto final del diplomado de especialización en Geotermia una reevaluación de la información geológica, geoquímica, estructural, hidrológica y geofísica existente y nueva implementando los conocimientos y metodologías impartidas durante el cursado del diplomado, permitiendo tentativamente definir y delimitar la presencia de un campo geotérmico, identificando posibles zonas de recarga, descarga, fronteras, temperaturas de reservorio, fuente de calor, ascenso de fluidos, estructuras favorables, etc. para obtener un modelo conceptual.

El área de estudio está localizada al noroeste de Argentina, en América del Sur, a los 24°03' de latitud sur y 66°29' de longitud oeste (Imagen N°1), zona conocida como parte del plateau de la Puna Central. Aquí se impone un gran estratovolcán "El Tuzgle", el más oriental de los Andes Centrales, el cual refleja la actividad magmática cuaternaria que tuvo lugar aproximadamente a 275 kilómetros al este del frente volcánico activo de los Andes Centrales. Geológicamente se erige sobre un sustrato formado por rocas sedimentarias y volcánicas del Neógeno que alcanzan un espesor de 1.500 metros (Formación Pastos Chicos secuencia predominantemente clástica, fina, integrada por arcillitas, areniscas de grano fino y niveles ignimbríticos intercalados- y Formación Trinchera -ignimbritas dacíticas riolíticas con moderada compactación y aglutinación, con intercalaciones de rocas clásticas).

Estas rocas neógenas se apoyan en discordancia sobre un basamento constituido por rocas sedimentarias (areniscas, arcillas y margas) del Cretácico superior (Subgrupo Pirgua) y finalmente por sobre secuencias magmático-sedimentarias de edad ordovícica (Faja Eruptiva, -rocas volcánicas mesosilíceas con facies graníticas asociadas- y Formación Acoite -secuencias clásticas de cuarcitas, areniscas, lutitas y arcillitas-, rocas clásticas del Cámbrico medio superior (Grupo Mesón) y rocas metamórficas del Precámbrico superior-Cámbrico inferior (Formación Puncoviscana) (Coira y Paris, 1981).



Imagen N°1. Ubicación del área de estudio. Fuente: Google Earth

1.2. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

La caracterización del Campo Geotermal Tuzgle adolece de falencias, está desactualizada y requiere la incorporación de nuevas metodologías y análisis para su comprensión. Por consiguiente, se requiere actualizar el modelo geotermal sobre la base del análisis geoquímico - isotópica e hidrogeológica.

La diversa calidad y métodos de determinación empleados en los análisis químicos, las diversas opiniones y puntos de vista vinculados a las características geotérmicas de la región, el diferente tratamiento de los datos por parte de los equipos de trabajo y la incertidumbre sobre algunas de las observaciones realizadas, hacen que se justifique realizar un trabajo que profundice en aspectos menos conocidos y contribuya a la reinterpretación de los datos previos.

1.3. JUSTIFICACION DEL ESTUDIO

Este trabajo se efectuó ya que el Campo Geotermal Tuzgle requiere de la reinterpretación de los datos existentes aplicando los nuevos conocimientos impartidos en el diplomado, involucrando nuevas metodologías, técnicas y software de procesamiento, de manera de actualizar el modelo geotermal.

La realización de esta investigación se justifica ya que por la zona pasa una línea de alta tensión que exporta electricidad termoeléctrica a zonas mineras de Atacama (Chile) y concluir con este trabajo la existencia de recurso geotérmico, definiendo temperaturas de reservorio y recomendando sectores favorables para perforar; lo que permitirá si existe la factibilidad, un incremento económico para la región, como así también la posibilidad de abastecer a los pueblos aledaños.

1.4. OBJETIVOS

1.4.1. Generales:

Obtener un Modelo Geotérmico Conceptual Preliminar del Sistema Geotérmico

1.4.2. Específicos:

- Determinar un Modelo Conceptual Geoquímico Preliminar del Sistema Geotérmico.
- Determinar un Modelo Conceptual Geológico Preliminar del Sistema Geotérmico.
- Revisar los estudios geofísicos e integrar la información disponible a los modelos.
- Integrar los Estudios Geoquímicos, Geológicos y con la ayuda de la geofísica para obtener un Modelo Geotérmico Conceptual general de la zona de estudio.

2. MARCO TEORICO

2.1. GEOTERMIA

2.1.1. Conceptos Generales:

La palabra geotermia proviene del griego, "geos" que quiere decir tierra, y "thermos" que significa calor, o sea es la capacidad de aprovechar ese calor interno para generar energía en superficie.

El calor puede provenir de varias fuentes, por ejemplo, intrusiones magmática a alta temperatura (>600°C) a profundidades someras (5-10 km), corrientes convectivas de fluidos a alta temperatura, reacciones exotérmicas dentro de la Corteza, fricción entre capas generadas por fallamientos, calor latente liberado por la cristalización del magma, calor liberado por el decaimiento radioactivo en el interior de la tierra, entre otros.

Una vez identificada la posible fuente de calor, se deben estudiar y localizar los demás elementos que integran un sistema geotérmico como el tipo de fluido y el reservorio, también es importante delimitar la zona de recarga y descarga de fluidos y la capa sello.

Estas características mencionadas, se encuentran en zonas privilegiadas del Tierra, en regiones, con un gradiente geotérmico normal (15 a 30 °C/km) o levemente superior, especialmente alrededor de los márgenes de placas donde el gradiente es más alto que el valor promedio, en regiones con vulcanismo activo, o sea que su última erupción sea entre 500.000 a 1.000.000 de años, en zonas de subducción, de rift, de intrusivos magmáticos en incluso de ambientes sedimentarios

Para clasificar un campo geotérmico, el criterio más común en el sentido de su aplicación es basado en la entalpía de los fluidos (capacidad calorífica) y/o temperatura y su posible forma de utilización.

Aguas termominerales, conceptos generales:

Cuando se inicia una exploración de carácter superficial, preliminar, en una zona con posible potencial, los indicios a buscar son las estructuras geológicas, las alteraciones, volcanes, fumarolas y más comúnmente manifestaciones de aguas termales. Luego se realiza un muestreo sistemático tanto de manantiales termales, como así también de ríos, arroyos, vertientes frías; en el caso de tener fumarolas, también deben ser muestreadas las emisiones de gases.

El agua generalmente muestreada y utilizada para los procesamientos geoquímicos, tienen dos características principales; definidas por Custodio y Llamas (1983) como aquellas que poseen concentraciones anormalmente elevadas en algunas de las sustancias químicas disueltas o el residuo seco es muy elevado, y cuya temperatura es igual o superior a la media anual de la localidad.

Estas características físico-químicas dependerán del ambiente geológico donde se encuentran o por donde fluyen, es decir de la interacción agua-roca, tiempo de residencia, grado de evaporación, temperaturas, presiones, contenidos de sustancias solubles, mezcla, diluciones con otras aguas; siendo de gran importancia su estudio y análisis para el modelamiento de un sistema geotérmico.

2.2. GEOQUIMICA

2.2.1. Conceptos Generales, Diagramas Hidroquímicos:

La química de aguas, más comúnmente llamada Hidrogeoquímica, está involucrada en las etapas de exploración, evaluación y producción de un sistema geotérmico. Con los resultados del muestreo de aguas, se puede clasificar los tipos de aguas y ver sus cationes y aniones mayoritarios (diagramas de Piper, Stiff, Langelier-Ludwig) conocer el origen de los fluidos, la altura de recarga, procedencia, procesos de ebullición y mezclas (diagramas binarios, de $18O$, $2H$, Cl , B , y diagramas ternarios, SO_4 , HCO_3 , Cl ; Cl , Li , B) y estimación de temperaturas en profundidad (geotermómetros catiónicos, de sílice, equilibrio mineral, diagramas de Giggenbach).

3. ANTECEDENTES

3.1. Características generales:

El campo geotérmico de Argentina es parte del plateau de la Puna Central, región conocida como Puna de Atacama. El territorio puneño constituye una extensa unidad elevada por encima de los 3400 msnm caracterizada por una gran aridez y cruzada en sentido N-S por importantes cordones montañosos que limitan el ingreso de corrientes húmedas. El clima es frío y seco con gran amplitud térmica diaria y precipitaciones durante el verano. En general las escasas fuentes de agua son endorreicas. La vegetación se limita a arbustos bajos como las tolas y a algunas gramíneas.

En el área de estudio se impone un gran estratovolcán “El Tuzgle”, el más oriental de los Andes Centrales. Alcanza una altura de 5.560 metros sobre el nivel del mar y presenta una morfología excelentemente conservada. Este aparato volcánico refleja la actividad magmática cuaternaria que tuvo lugar aproximadamente a 275 kilómetros al este del frente volcánico activo de los Andes Centrales. A él se asocia uno de los campos geotérmicos más importantes de la región.

3.2. Hidrogeología:

El área pertenece al sistema hidrológico cerrado de la Puna, donde el agua fluye hacia depresiones endorreicas formando salares para evaporación (Sobel et al., 2003; García Castellanos, 2006). Hay dos cuencas principales en el área: la primera es transversal al COT, al campo volcánico Tocomar, donde el agua fluye ya sea, hacia el NW o al SE hacia San Antonio de los Cobres; la segunda cuenca comprende el sistema de cadenas montañosas que encierran la depresión del Tuzgle, drenando el agua hacia el N (Mapa N°1).

En la zona se observan manantiales y arroyos permanentes y otros estacionales. Los permanentes generalmente son alimentados por aguas subterráneas que afloran en superficie.

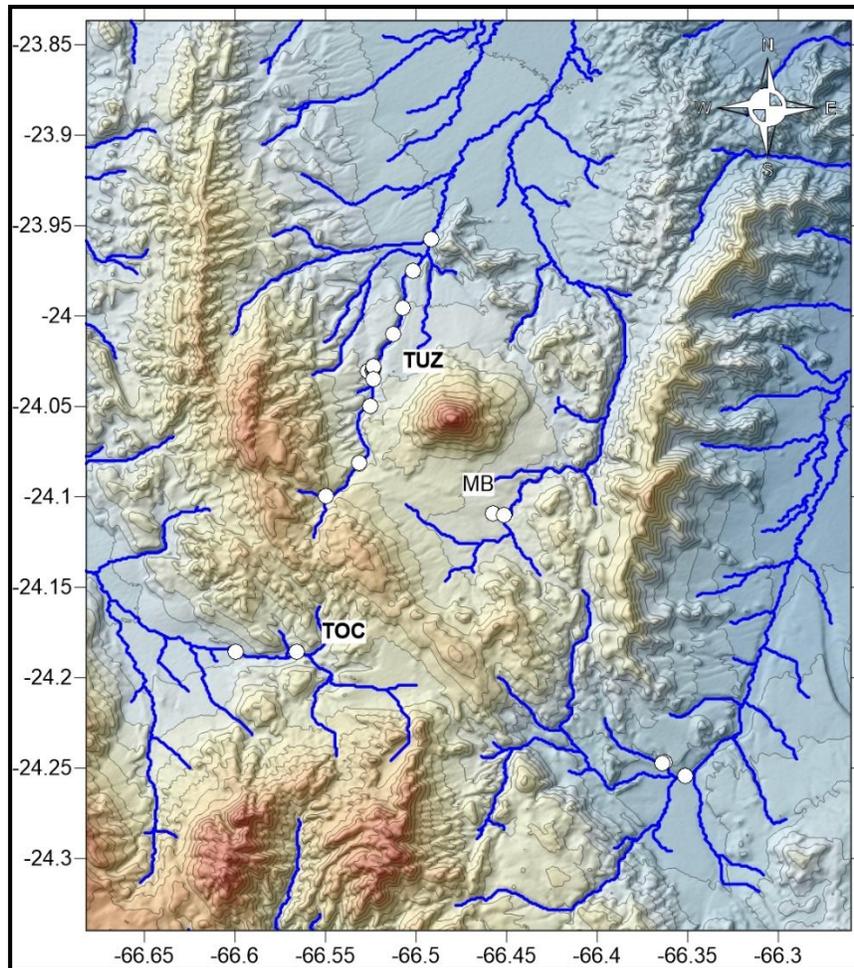
Los principales manantiales permanentes que alimentan los ríos, son localizados en el fondo de los valles, a 4400 y 4200 msnm, fluyen desde la base del basamento como así también de rocas Terciarias. A elevaciones más bajas, también existen manantiales permanentes.

La mayoría de los manantiales estacionales ocurren por encima de los 4500 msnm y están localizados en las rocas del basamento Precámbrico-Ordovícico, o en las rocas ígneas Miocenas del Cerro Colorado, todas caracterizadas por una permeabilidad secundaria; estas formaciones afloran extensamente en el área.

Las principales áreas de recarga son las partes altas que delimitan la depresión del Tuzgle, por arriba de los 4400m; los principales ríos de la zona, son alimentados por manantiales permanentes o por manantiales geotérmicos de la zona (Tocomar, Aguas Calientes, Mina Betty, Pompeya).

Por lo tanto el dinamismo de las aguas termales del sistema hidrotermal, juegan un papel fundamental en el dinamismo poco profundo de la hidrogeología local.

El número de manifestaciones que salen de rocas volcánicas Terciarias y la cubierta sedimentaria es pequeña a pesar de la baja elevación media (4385 m para la Ignimbrita Trincheras y 4181 m para la Fm. Pastos Chicos). Estas características pueden ser interpretadas de dos maneras contrapuestas, como rocas impermeables que permiten solo el escurrimiento o como rocas permeables que permiten una rápida infiltración y bajo gradiente hidráulico. La primera opción esta favorecida por una significativa erosión en la red de drenaje que pasa por estas rocas. Por otra parte las litologías observadas para estas rocas las hacen poco permeables, sugiriendo que las rocas Terciarias juegan un rol en la baja permeabilidad y en la baja productividad de los acuíferos superficiales alimentados por las rocas del basamento tanto lateral como profundamente, donde las aguas calientes ascienden por las fracturas de la zona.



Mapa N°1. Hidrología Local del area de estudio.

3.3. Geología

3.3.1. Geología Regional de la Puna:

La provincia geológica de la Puna está caracterizada por una altiplanicie sobre elevada por encima de los 3.700 m.s.n.m. de límites bien definidos con la Cordillera Oriental al este. Su límite hacia el oeste, a través de la frontera argentino- chilena, corresponde a la Cordillera Occidental en territorio chileno, línea de cumbres formada por los grandes estratovolcanes del Cenozoico superior. Las características geológicas principales de la Puna fueron definidas por Turner (1970). Se compone de un zócalo de sedimentitas y leptometamorfitas de edad ordovícica que en el sector occidental están fuertemente deformadas. El basamento metamórfico de estas sedimentitas se conoce en su parte norte indirectamente a través de los xenolitos que traen a la superficie las vulcanitas cenozoicas (Coira y Caffè, 1995). Estos depósitos contienen dos fajas de rocas predominantemente volcánicas de edad ordovícica inferior a media: la Faja eruptiva de la Puna oriental (Méndez *et al.*, 1973) y la occidental (Palma *et al.*, 1986), esta última escasamente expuesta en territorio jujeño en la región de Huaitiquina, Salina de Jama (Coira y Barber, 1989; Coira y Nullo, 1989).

Los depósitos mesozoicos a eoterciarios corresponden a la cuenca de rift del Grupo Salta, que en su sector centro oriental presenta el importante depocentro de sedimentación de Tres Cruces, que alcanzan su mejor desarrollo en la Cordillera Oriental. Estos depósitos, en su mayor parte continentales, contienen una breve transgresión marina correspondiente a la Formación Yacoraite de edad campaniana-maestrichtiana (Salfity y Marquillas, 1994). La característica más saliente de la Puna es, sin embargo, su volcanismo orogénico cenozoico, constituido por estratovolcanes y domos volcánicos de composición andesítica y dacítica y calderas volcánicas de grandes dimensiones asociadas a flujos ignimbríticos. Estos productos volcánicos se intercalan con depósitos sinorogénicos terciarios continentales que se desarrollaron en cuencas intermontanas, la mayor parte de ellas endorreicas, que culminan con depósitos evaporíticos. Estos constituyen los grandes salares de la Puna, otro de sus rasgos más típicos (Mapa N°2).

La estructura está caracterizada por grandes corrimientos de edad paleógena hasta miocena inferior a media, que han estructurado esta altiplanicie sobre elevada. El levantamiento de la Puna-Altiplano ha estado relacionado a la combinación de engrosamiento cortical asociado a acortamiento de la corteza, junto a una limitada contribución magmática (Isacks 1988; Allmendinger *et al.* 1997; Oncken *et al.*, 2006; Babeyko *et al.* 2006), a lo que se suma delaminación de la corteza inferior continental y de la litósfera (Kay and Kay, 1993; Kay *et al.*, 1994a; Sobolev and Babeyko, 2005; Garziona *et al.*, 2006) y flujo cortical (Husson and Sempere, 2003; Gerbault *et al.*, 2005).

Geol. Provincia de Jujuy

Cs	C. mbriico, Cuarzitas. Dep. sitos de plataforma. Grupo Mes. n
Cg	C. mbriico, Granitos de ambiente de arco. Formaciones Cha. i y La Quesera
Cbs	Carbon. fero, Areniscas, lutitas, diamictita, Grupos Macharet. y Mandiyut.
CPs	Carbonifero-Pernico, Areniscas. Dep. sitos de plataforma. Formaci. n Cauchari
EMs	Eoceno-Mioceno, Conglomerados, areniscas, limolitas. F. Pe. a Colorada, Moreta, Cabrer. a y otras
Jg	Jurascico, Granitos, p. rfiros graniticos y sienitas subordinadas. F. Aguilar, Abra Laitc, Tusaquillas, Fundici. n y otros
Jd	Jurascico, Dioritas, granodioritas, monzosienitas y sienitas. Stock Compuesto Castro Tolay
JKPg	Jurascico-Cret. cico, Diques lamprof. ricos alcalinos
Kvs	Cret. cico, Volcanitas y flujos pirocl. sticos intercalados en el Subgrupo Pirgua
Ks	Cret. cico, Conglomerados y areniscas de ambiente continental. Subgrupo Pirgua. Grupo Salta
Kg	Cret. cico, Gabros. Formaci. n Taire
KPs	Cret. cico-Paleoceno, Areniscas calc. reas de ambiente marino somero a continental. Subgrupo Balbuena. Grupo Salta
Mv	Mioceno, Andesitas y dacitas. Complejos Volc. nicos Aguiliri, C. Bayo y otros
Mss	Mioceno, Areniscas, limolitas, arcilitas y niveles conglomer. dicos. Formaci. n Sijcs
Ms3vp	Mioceno, Lavas dac. ticas. Centro Cald. rico Panizos
Ms3vc	Mioceno, Complejo Rachaite. Centro Cald. rico Coranzuli
Ms3v2p	Mioceno, Panizos. Centro Cald. rico Panizos
Ms3v2c	Mioceno, Lavas. Centro Cald. rico Coranzuli
Ms3ip	Mioceno, Ignimbritas. Centro Cald. rico Panizos
Ms3ic	Mioceno, Ignimbritas. Centro Cald. rico Coranzuli
Ms2v	Mioceno, Lavas y domos dac. ticos, andes. ticos y andes. tico-bas. lticos. Centro Cald. rico Vilana
Ms2i	Mioceno, Ignimbritas. Centro Cald. rico Vilana
Ms1i	Mioceno, Complejo Volc. nico. Abra Granada y otros
Ms1cv	Mioceno, Complejo Volc. nico. Pairique-Torona
Ms	Mioceno, Areniscas, pelitas, conglomerados y tobas. F. Vizcachera y Trinchera y Subgrupo Met. n
Mwd	Mioceno, Piroclastitas y lavas dac. ticas. Complejos Volc. nicos d. micos Poquis y Laguna de Pozuelos
Mid	Mioceno, Piroclastitas y lavas dac. ticas. Volc. nicos Casa Colorada-Minuyoc y facies volc. nica de la Formaci. n MoretaComplejos
Mi	Mioceno, Ignimbritas y dacitas. Complejo Volc. nico C. Morado y otros
Md	Mioceno, Dacita Yungara
MP1s	Mioceno-Plioceno, Conglomerados y areniscas, tobas. Formaci. n Pastos Chicos
MP1i	Mioceno-Plioceno, Ignimbritas Tara,
MP1d	Mioceno-Plioceno, Dacitas y andesitas Volcanitas Jana, Poquis, Caucani y otras
NPCs	Neoproterozoico, Metagrauvasas leptometamorizadas. Formaci. n Puncoviscana
Ovs	Ordov. cico, Turbiditas volcanicl. sticas con intercalaciones volc. nicas. Complejos Magn. tico-sedimentario Escaya Cochinoqa y Occidental
Ov	Ordov. cico, R. Lavas y domos dac. ticos predominantes. Dacitas Peladar, Tanque y otras
Os	Ordov. cico, Areniscas, pelitas, turbiditas. Dep. sitos marinos de plataforma y talud. Grupo Santa Victoria y otros
Og	Ordov. cico, Granitoides peraluminosos de ambiente de retroarco F. Tanque Cobres, Quepente, Churcal, Las Burras, y otros
Pls	Plioceno, Areniscas y conglomerados Subgrupo Jujuy. Grupo Or. n indiferenciado
Pl1	Plioceno, Ignimbrita Atana y otras
PlQs	Plioceno-Quaternario, Conglomerados, areniscas Conglomerados, areniscas F. Puerta de San Pedro, Tafna, Uqu. a, Simbolar y otras
PLV	Plioceno, Andesitas y dacitas de C. Tinte, Zapaleri, Granada, Campanario y otros
Ov	Quaternario, Andesitas y andesitas bas. lticas. Complejo volc. nico Tuzgle y otros
Os	Quaternario, Acumulaciones detr. tica modernas
Ol1d	Quaternario, Dacitas. Complejo volc. nico Tuzgle y otros
O1	Quaternario, Ignimbritas. Complejo volc. nico Tuzgle y otros
Oe	Quaternario, Dep. sitos lacustres evapor. ticos, dep. sitos de playa
SDs	Silurico-Devonico, Areniscas y niveles ferr. feros. Formaciones Lipe. n, Cachipunco, Barit., Porongal, Pescado, Arroyo Colorado y Mendieta
Ss	Ordov. cico-Silurico, Diamictitas, areniscas y lutitas. Formaci. n Zapla y Mecoyita
TPs	Paleoceno, Areniscas, sabulitas y pelitas de ambiente fluvial. Subgrupo Santa B. rbara. Grupo Salta

Imagen N°2. Cuadro estratigráfico de la geología regional

3.3.2. Geología Local y estructuras

3.3.2.1. Estratigrafía:

La sucesión comienza con un basamento polideformado Precámbrico Eocámbrico a Ordovícico, caracterizado por rocas sedimentarias e ígneas de bajo grado metamórfico. La unidad más antigua pertenece a la Fm. Puncoviscana, constituida por pelitas y areniscas de bajo grado, fuertemente deformadas correspondientes al Precámbrico. (Turner, 1964; Aceñolaza y Aceñolaza, 2005). Estas afloran al este del área de estudio constituyendo la sierra de San Antonio de rumbo N-S.

La litología y la intensa deformación dúctil de la Fm. Puncoviscana, impermeabilizó el basamento en el área. Solo al oeste de la sierra de San Antonio, en una estrecha franja, la Fm Puncoviscana está superpuesta por el grupo Mesón, Cámbrico, de litología más arenosa.

Las unidades del basamento más extensas y jóvenes corresponden a rocas intrusivas y volcánicas metamorizadas (denominada Faja Eruptiva de la Puna, Méndez et al., 1973; Complejo Eruptivo Oire, Blasco et al., 1996) como así también rocas metasedimentarias, en discordancia con la Fm. Puncoviscana (Coira, 1973; Viramonte et al., 2007)

Las rocas graníticas y volcánicas fueron formadas durante el desarrollo del arco magmático en el Paleozoico temprano, simultáneamente con el emplazamiento de turbiditas y restos volcanoclasticos (Allmendinger et al., 1983)

Las unidades del Ordovícico afloran de forma aislada al este del Cerro Tuzgle, a lo largo del valle de la Polvorilla y al sur a lo largo del lineamiento COT, dominado por rocas metaintrusivas. El complejo intrusivo está intensamente fracturado y fallado. La unión promueve una permeabilidad secundaria con un espaciado entre 20 a 60 cm, a menudo con cuarzo rellenando espaciados de 20 y 50 cm. El afloramiento de las rocas Ordovícicas coinciden con las sierras más altas, pudiendo ser asumida como las áreas de recarga del sistema hidrogeológico.

Por encima de las rocas polideformadas del basamento Precámbrico y Paleozoico, se presentan rocas sedimentarias Cretácicas y Oligocenas de sin-rift y post-rift, depositadas a lo largo de estrechos graben en rápida subsidencia (Salfity y Monaldi, 2006). El sub grupo Pirgua Cretácico (Reyes y Salfity, 1973) aflora al este y oeste del Tuzgle discordante al basamento.

Las principales litofacies son caracterizadas por conglomerados y brechas mal clasificadas, areniscas fluvio lacustres, con típica coloración morado rojizo. El espesor está por encima de los 100 m. El grano grueso y la pobre cementación indican que las rocas del Pirgua representan una importante permeabilidad. Evidencias de esto, son encontradas alrededor del intrusivo Concordia causando una extensa alteración hidrotermal en los depósitos clásticos.

Al oeste del Cerro Colorado, el subgrupo Pirgua es superpuesto por el subgrupo Santa Bárbara (Moreno, 1970), dominado por una sucesión estratificada de pelitas continentales. Más al oeste, las rocas sedimentarias Oligocenas se superponen al subgrupo Santa Bárbara con un buzamiento occidental.

Los intrusivos Miocenos-Pliocenos, las rocas volcánicas y sedimentarias están presentes en el área por el extenso magmatismo de la fase tectónica Quechua (Reutter, 2001), hace 2-11 Ma, cuando fue formado el extenso plateau del complejo volcánico Altiplano-Puna (APVC; De Silva and Gosnod, 2007), de la plegada y elevada cadena de los Andes

La sierra del Colorado está compuesta de domos félsicos y rocas volcánicas Miocenas. Al este del Tuzgle, lavas similares intruyen el contacto tectónico entre el basamento Ordovícico y el subgrupo Pirgua a lo largo del valle de Polvorilla, donde la mina Concordia (Pb-Ag-Zn) estuvo activa hasta 1986 (Tonda et al., 2010). Extensas ignimbritas de entre 10 y 11 Ma provenientes de la Caldera Aguas Calientes. Las ignimbritas dacíticas del Abra del Gallo, afloran al oeste del COT. Las ignimbritas son de color amarillentas, ricas en pómez y de varias decenas de metros de espesor.

La pómez es porfídica con clastos de hasta 7 cm. La erupción de las ignimbritas son de hace aproximadamente 10.8 Ma (Petrinovic et al., 1999). Se presentan extensamente litificadas por cemento de fase vapor y caracterizadas por espaciamiento y fracturas cerradas por enfriamiento.

La ignimbrita del Abra del Gallo es de similar litología, la ignimbrita dacítica Trinchera, aflora de forma extensa alrededor del volcán Tuzgle, nivelando la depresión limitada por las sierras N-S del Cerro Colorado y la de San Antonio. Esta aflora con un espesor de hasta casi 30 m, pudiendo aumentar hacia el centro de la depresión. Donde la base está expuesta, la ignimbrita es discordante al basamento Ordovícico. La ignimbrita Trincheras fue datada en 10 Ma (Schwab y Lippolt, 1976). Esta es rosada, con matriz soportante compuesta por ceniza, y una toba lapilítica con clastos de pómez de hasta 10 cm. La pómez es porfídica con cuarzo y biotita. Generalmente contiene líticos como accesorios en un rango del 1-10 % y son tamaño lapilli.

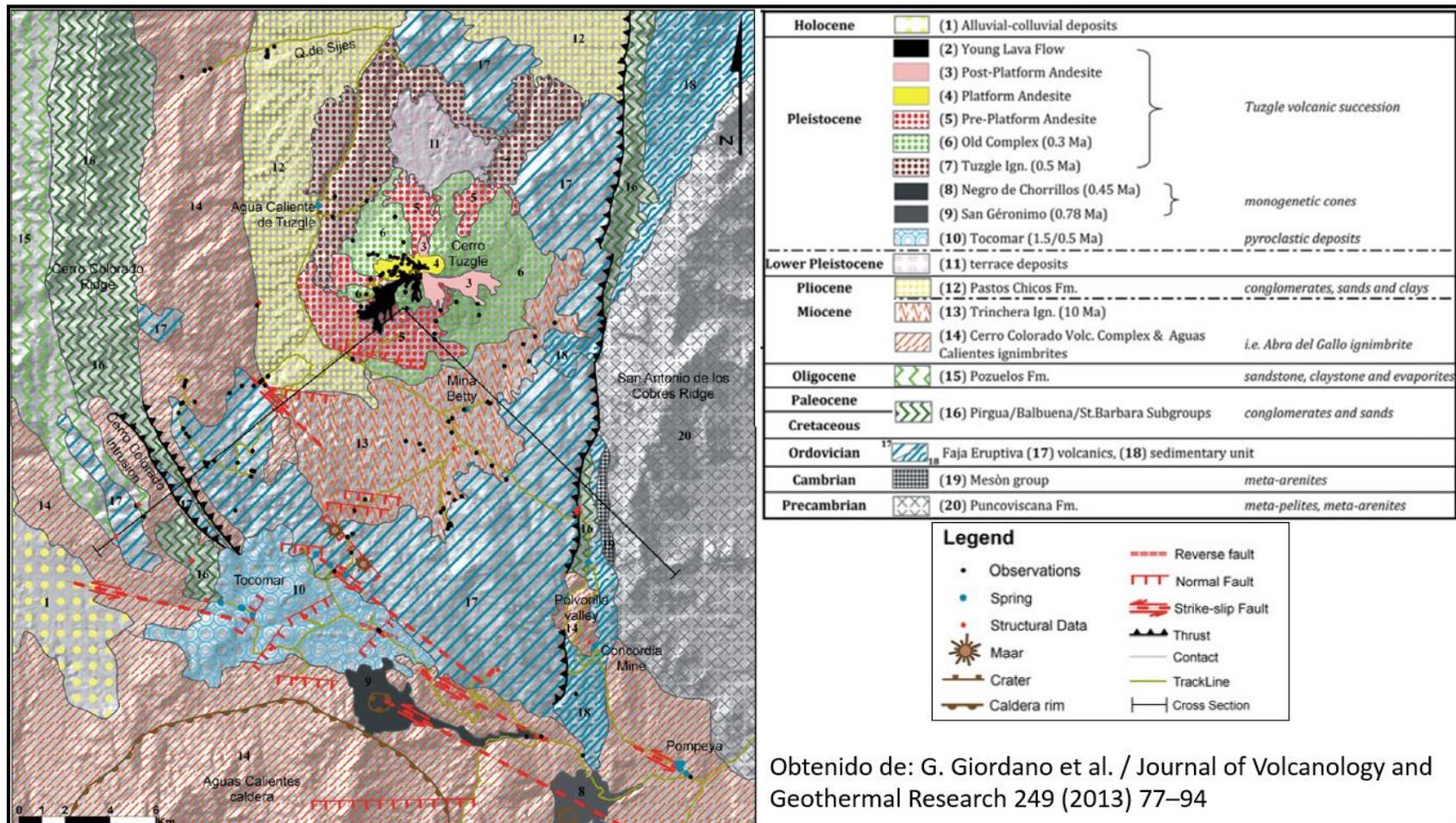
La litificación de la matriz disminuye la porosidad primaria y la permeabilidad de la ignimbrita (cf. Bear et al., 2009; Wright et al., 2011). Generalmente las fracturas están cerradas y no presentan venillas, sugiriendo una baja permeabilidad secundaria.

Hacia el centro de la depresión del Tuzgle, la ignimbrita Trincheras esta superpuesta por una sucesión sedimentaria de conglomerados clásticos continentales, arenas y limolitas, de la Fm. Pastos Chicos del Mioceno-Plioceno superior. Hacia el sur, la formación está dominada en la base por lentes de conglomerados (Mapa N°3).

El espesor de la formación al norte excede los 70 m, y está compuesta por la alternancia de areniscas y limolitas con cenizas, tobas interestratificadas y lentes travertínicos.

La sucesión presenta un engrosamiento gradual y una disminución en la presencia de material volcánico; esta variación vertical podría indicar un progradante sistema fluvial.

La alteración de la litología hace que la permeabilidad varíe. Sin embargo, esto está restringido a áreas circundantes al Cerro Tuzgle y la posición superficial indica que la Fm. Pastos Chicos, juega un papel mínimo o nulo en el sistema hidrogeológico local. Los depósitos Cuaternario del área, son asociados con los centros volcánicos y geotérmicos aislados. Los depósitos asociados con los centros San Gerónimo, Negro de Chorrillo, Tocomar y Cerro Tuzgle, no juegan un papel importante en la estructura y la circulación de los sistemas geotermiales, a pesar de que son rocas medianamente permeables para la recarga e indican la presencia de conductos locales que permiten el flujo de los fluidos geotérmicos (Giordano G., Viramonte J. y Norini G., 2012).



Mapa N°3. Geología del área de estudio.

3.3.2.2. Geología estructural:

Desde el punto de vista estructural, el área de estudio presenta una tectónica de tipo andino, con fracturas N-S, con desviaciones hacia NNE y NNW.

Una tectónica sinsedimentaria actuó según dicho sistema hasta el Terciario superior (Mioceno medio) con carácter mixto compresivo - distensivo (plegamiento de series elásticas) y luego con carácter prevalentemente distensivo (actividad volcánica predominante). Al mismo tiempo el trend N-S determina la típica morfología de la Puna controlando el desarrollo de los salares y de los horst del basamento.

La tectónica andina se manifestó también a través de un sistema NE-SW, que se desarrolla mejor mas al W del área de estudio. A lo largo de estos lineamientos se ubica el vulcanismo reciente del Cerro Tuzgle.

Las estructuras andinas son cortadas transversalmente por un sistema WNW-ESE (a veces NW-SE), que se desarrolla muy bien justo en el medio del área investigada (San Antonio - Tocomar – Olacapato) y más al Sur.

Más al Norte las estructuras transversales se ponen en dirección E-W.

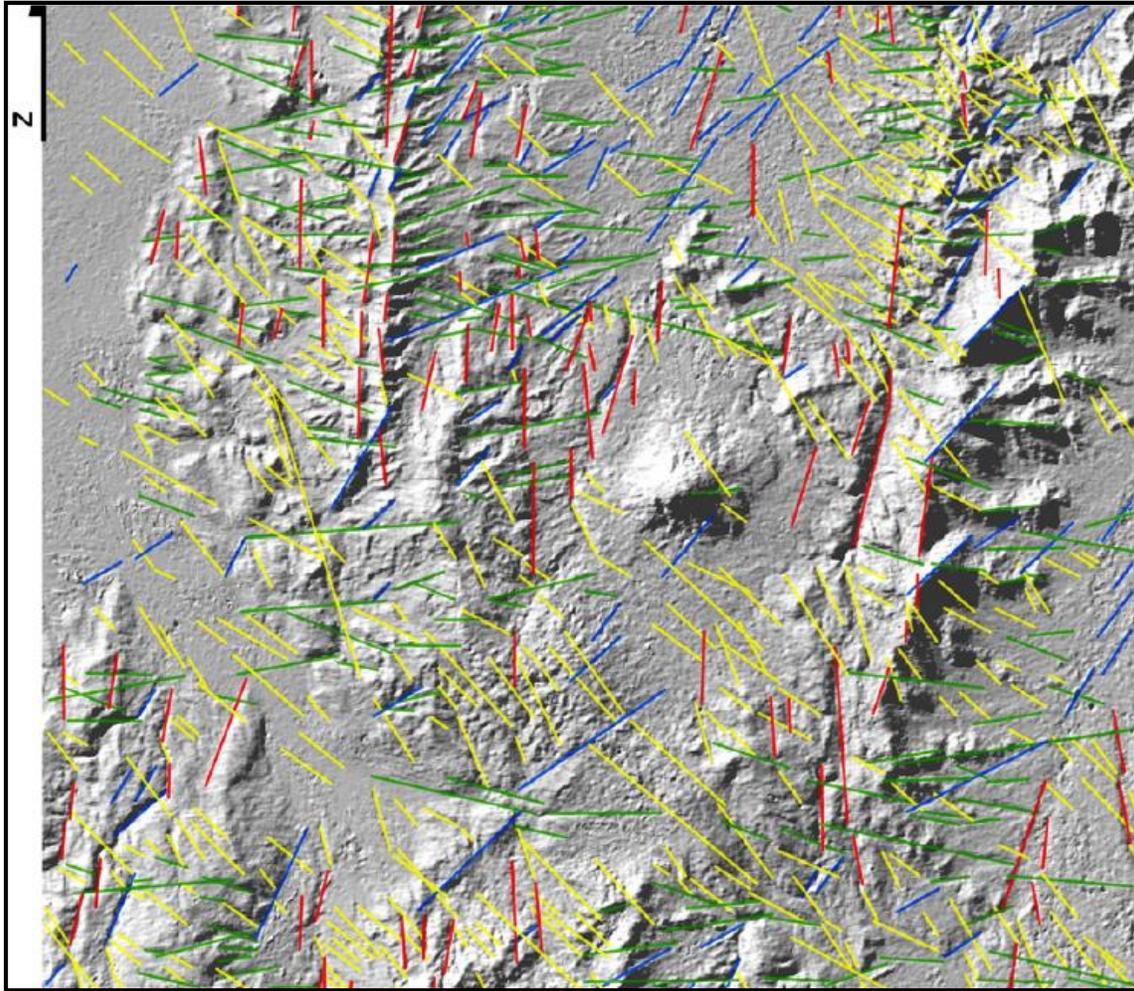
Dicho sistema es relacionable a la presencia de megafracturas transversales que se desarrollan a partir de las Sierras Subandinas hasta la Puna, y que constituyen fajas de elevada movilidad, activas desde el Paleozoico Inferior con carácter prevalentemente transcurrente.

El basamento debido a estas megafracturas, ha sido deformado y partido en bloques independientes sobre los cuales actuó la orogénesis andina, activando los lineamientos transversales (WNW-ESE, en el área investigada).

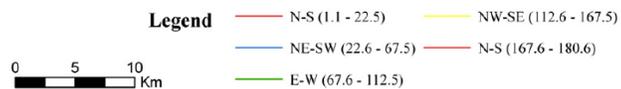
Se indujeron así movimientos verticales relativos y basculamiento de los bloques; estos procesos ofrecen normalmente en áreas de distensión, condiciones favorables a la formación de trampas estructurales para el magma del manto en ascenso hacia la superficie.

El "trend NW" que cruza el área de estudio de San Antonio de Los Cobres al Salar de Cauchari pasando por Tocomar y Olacapato, representa el ultimo trecho del "lineamiento del Toro".

Delimita un sector que muestra una tectónica reciente distensiva y sigue siendo muy activa, así lo denota la presencia del vulcanismo más reciente (C° San Gerónimo, C° Negro de Chorillos, Tocomar), de importantes manifestaciones termales (Tocomar, Pompeya) y de continuos movimientos sísmicos (Mapa N°4).



G. Giordano et al. / Journal of Volcanology and Geothermal Research 249 (2013) 77-94



Mapa N°4. Estructuras en el área de estudio

3.4. ESTUDIOS GEOTÉRMICOS EN LA ZONA

Los primeros informes geotérmicos y volcanológicos del área fueron aportados por Aquater-Grupo ENI-Italia, en colaboración con la Dirección de Minería de Jujuy y la Secretaría de Minería de la Nación, en 1979 y 1980. La segunda fase de este proyecto, durante 1983 y 1984, estuvo a cargo de Hidroproyectos S.A.-Setec S.R.L.-Cepic S.C. y la consultora Geología de Servicios S.A. Una tercera fase se llevó a cabo en 1987/88, en forma conjunta entre el Gobierno de la Provincia de Jujuy, el Centro Regional de Energía Geotérmica de Neuquén (CREGEN) y la Universidad Nacional de Jujuy, Durante los años 1989 y 1990 se ejecuta el programa de perforaciones de pozos de gradiente. Todos ellos, realizaron estudios, geológicos, volcanológicos, geofísicos, hidrogeológicos e hidrogeoquímicos.

4. METODOLOGIA

Para el desarrollo de este proyecto se tomó como punto de partida los estudios de prefactibilidad realizados en forma conjunta entre el Gobierno de la Provincia de Jujuy, el Centro Regional de Energía Geotérmica de Neuquén (CREGEN) y la Universidad Nacional de Jujuy, todas entidades de Argentina, entre los años 1987/88, a su vez se utilizaron resultados de elementos mayoritarios, de muestras procesadas en el Instituto de Geocronología y Geología Isotópica (Buenos Aires) en el 2014 pertenecientes a la autora. Se utilizó programas hidrogeoquímicos para la representación gráfica de resultados. Con Sistemas de Información Geográfica y el Google Earth se elaboró la cartografía y con antecedentes, publicaciones, etc. se completó el marco teórico.

4.1. UBICACIÓN DE ÁREAS MUESTREADAS

Los recuadros rojos delimitan áreas donde manantiales termales y aguas superficiales frías fueron muestreadas para su procesamiento en laboratorios químicos (Imagen N°3).



Imagen N°3. Ubicación de los sectores de muestreo

Se tuvo en cuenta la clasificación propuesta por el Servicio Geológico Minero Argentino, para diferenciar sus características termales siguiendo la tabla a continuación:

< 22 °C –Atermal-	
> 22 °C –Termal-	
22°C	-Hipotermal- 35°C
34°C	-Mesotermal- 52°C
>52°C -Hipertermal	

Tabla N°1. Clasificación de aguas. Fuente: Servicio Geológico Minero Argentino

Para una mejor diferenciación y ubicación de las muestras, se utilizó el siguiente código:

✚ La primer letra corresponde a la termalidad:

Las muestras Termal, comenzara con un **T**

Las muestras Atermal, comenzaran con una **A**

✚ La segunda letra indica la ubicación:

T: Tuzgle

O: Tocomar

P: Pompeya

M: Mina Betty

✚ Por último el número se utiliza para diferenciar una muestra de otra, así sea del mismo lugar.

Ejemplo:

TT9: Agua Termal, ubicada en la zona denominada como Tuzgle; (9) Novena muestra. RESULTADOS

4.2. CARACTERÍSTICAS GENERALES DEL AGUA

A las muestras recolectadas por la autora (celdas celestes) se le midió con un multiparamétrico (marca Hanna) las propiedades físico-químicos presentadas en la siguiente tabla, las demás fueron obtenidas de la bibliografía:

Muestra	pH	Cond. $\mu\text{S/cm}$	Temp. $^{\circ}\text{C}$	Clasificación termal
TT1	6,1	5000	49	Mesotermal
TT2	6,2	6630	56	Hipertermal
TT3	6,7	3220	48,5	Mesotermal
TT4	6,4	3950	45	Mesotermal
TT5	6,1	6710	42	Mesotermal
TT6	6	6170	39	Mesotermal
TT7	6,1	6300	41	Mesotermal
AT10	6,1	592	13	Atermal
AM1	6,7	1307	20	Atermal
AT1	7,9	4250	10	Atermal
AT2	6,4	108	12	Atermal
AT3	6,7	483	8	Atermal
AT4	7,6	329	-	
AT5	7	122	-	
AT6	9,54	320	3	Atermal

Muestra	pH	Cond. $\mu\text{S/cm}$	Temp. $^{\circ}\text{C}$	Clasificación termal
AT7	9,32	150	12	Atermal
AT8	8,76	3700	17,1	Atermal
TP2	6,4	6900	42,7	Mesotermal
TT9	5,98	7350	35,8	Mesotermal
AT11	7,12	1110	12,3	Atermal
TT10	6,57	4910	41,2	Mesotermal
TT11	6,08	8100	50,7	Mesotermal
TT12	6,2	4850	41,4	Mesotermal
TC1	4,68	6700	35,3	Mesotermal
AM2	7,23	1670	18,4	Atermal
AM3	8,19	7730	7,3	Atermal
AT9	9,09	2360	11,8	Atermal
TP1	6,74	6640	45,9	Mesotermal
TC2	6,7	3680	35	Hipotermal
TC3	6,8	3640	62	Hipertermal
TC4	6,6	3640	55	Hipertermal
AC1	7,5	1734	17	Atermal
AC2	8,2	4970	14	Atermal
AC3	8,1	420	11	Atermal
TP3	6,7	6440	35	Hipotermal
TP4	6,8	5670	52	Hipertermal
AP1	8,1	5950	19	Atermal

Tabla N°2. Parámetros físico-químicos obtenidos en campo y clasificación según termalidad de las muestras.

4.3. CLASIFICACIÓN DE AGUAS

4.3.1. Diagramas de Piper, Ludwig-Langelier y Giggenbach:

Estos diagramas permiten clasificar el agua de manera areal, en dos tipos principales:

- Aguas bicarbonatadas cálcicas
- Aguas cloruradas sódicas

Distinguiéndose también cuatro poblaciones.

En el diagrama triangular las muestras de Tocomar, Pompeya y Mina Betty, serian mezcla de aguas cloruradas y bicarbonatadas con mayor componente clorurado.

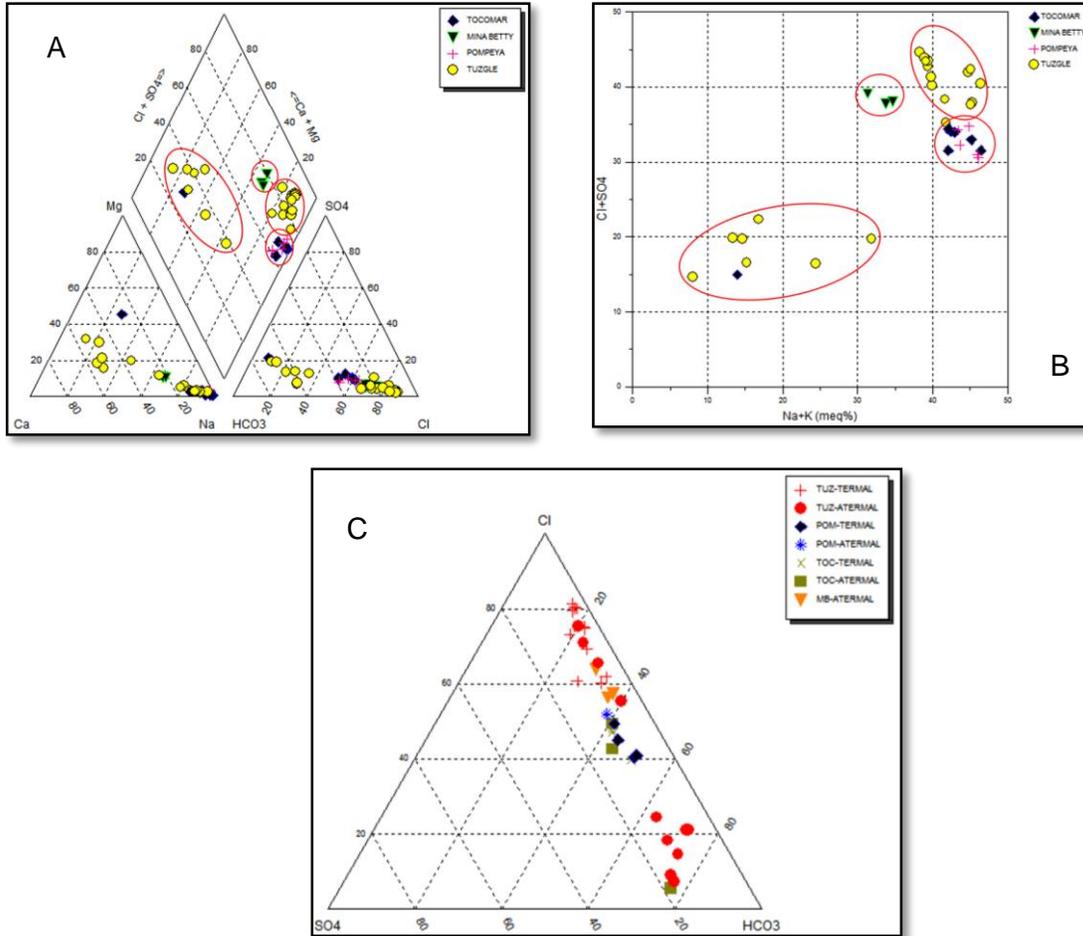


Grafico N°1. (A) Piper (B) Ludwig-Langelier (C) Giggenbach

En los siguientes gráficos sectorizados, se pueden observar que las muestras que corresponden a flujos superficiales (atermales) para el caso de Tuzgle y una de Tocomar tienen carácter bicarbonatado, a diferencia de las demás zonas que son cloruradas al igual que la de los manantiales termales. Los ternarios permiten diferenciar aquellas aguas con mayor impronta geotérmica y que serán de utilidad posteriormente para otros análisis.

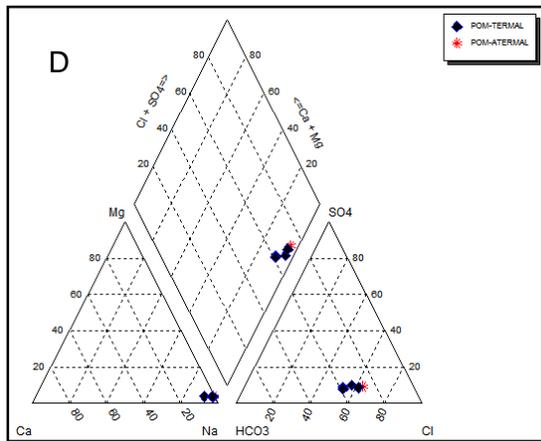
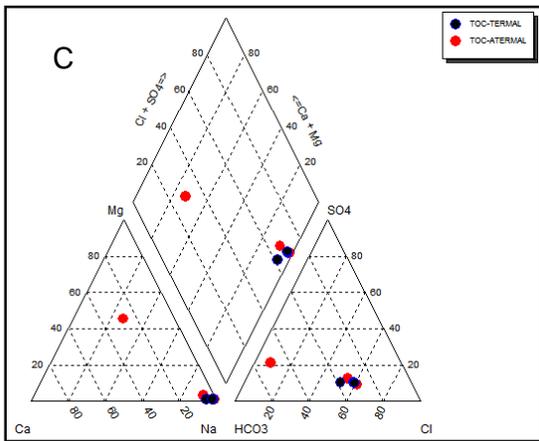
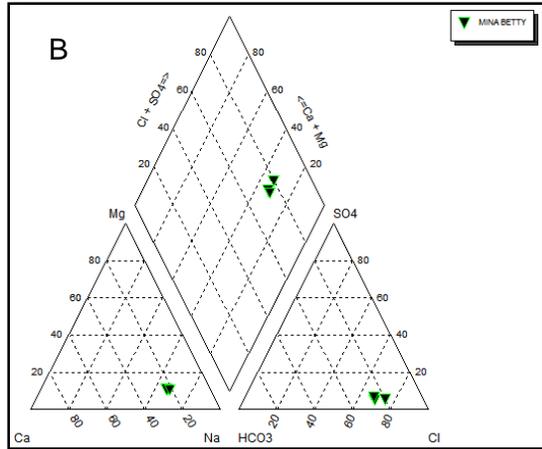
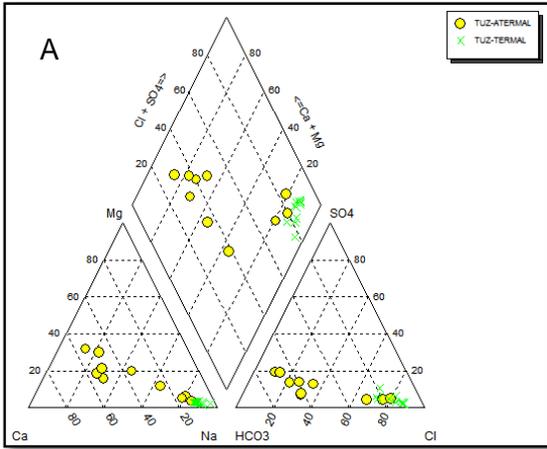
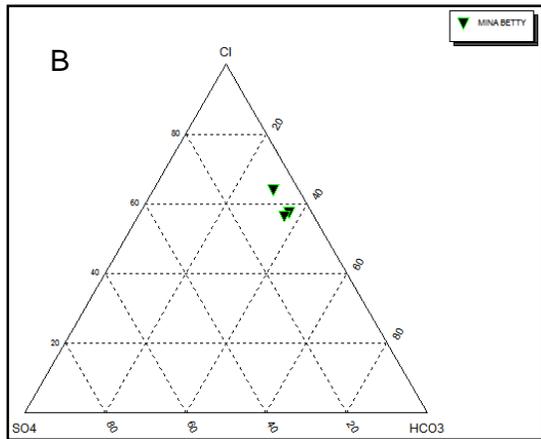
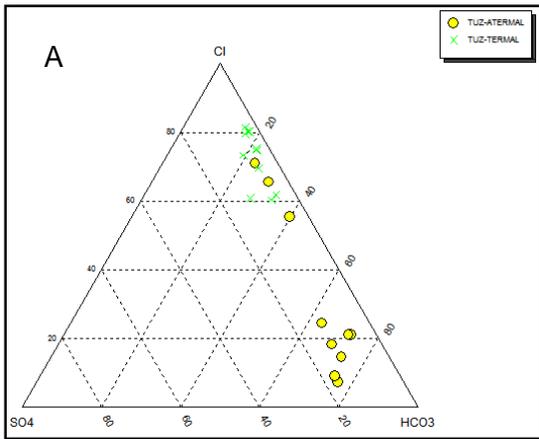


Grafico N°2. Diagramas Piper. (A) Tuzgle (B) Mina Betty (C) Tocomar (D) Pompeya



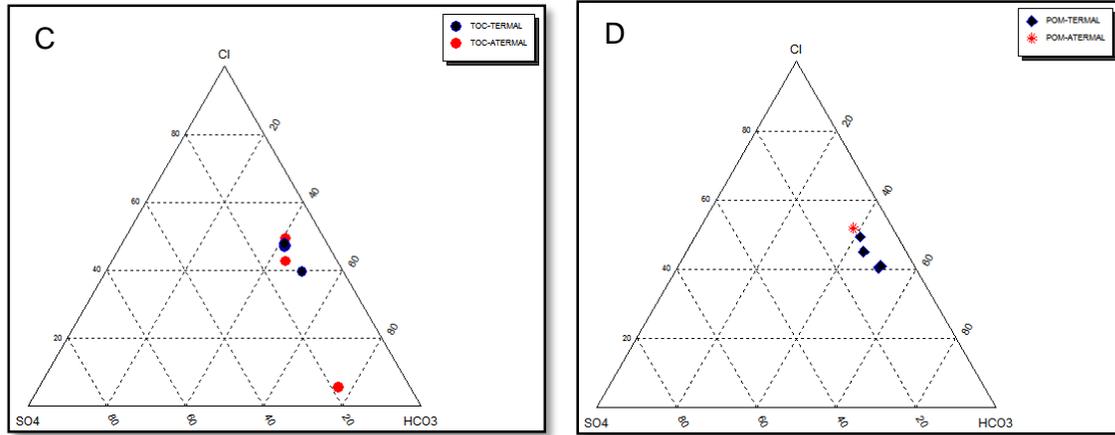


Grafico N°3. Diagramas ternarios. (A) Tuzgle (B) Mina Betty (C) Tocomar (D) Pompeya

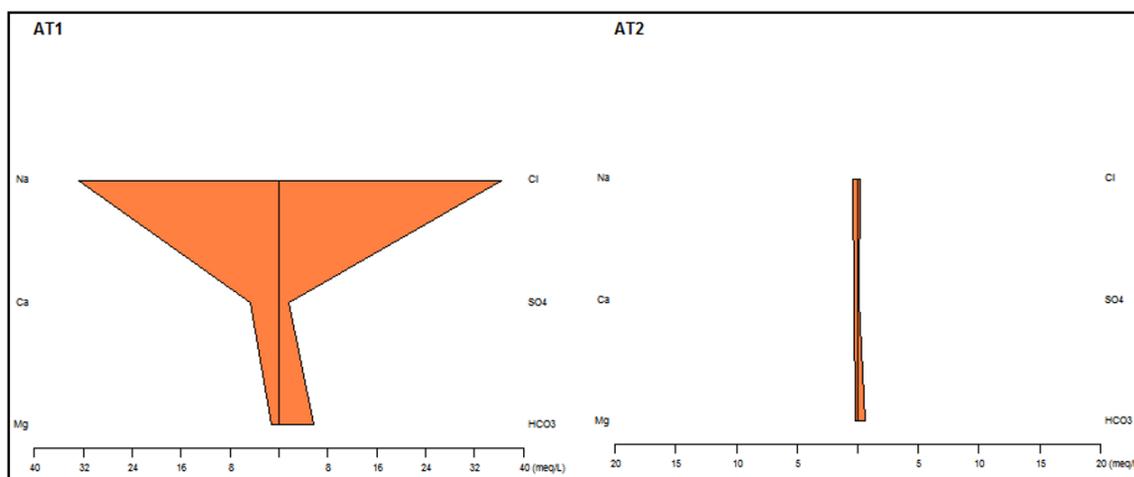
4.3.2. Diagramas de Stiff:

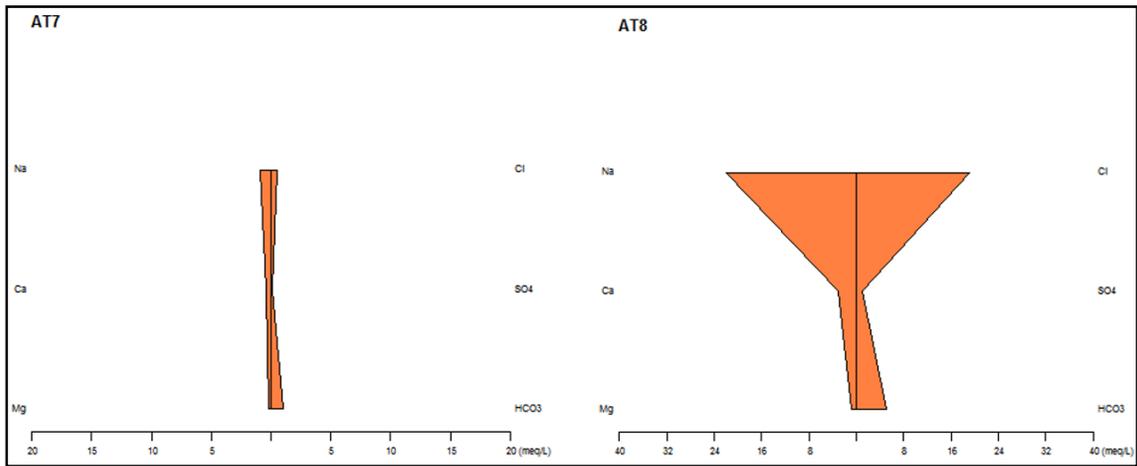
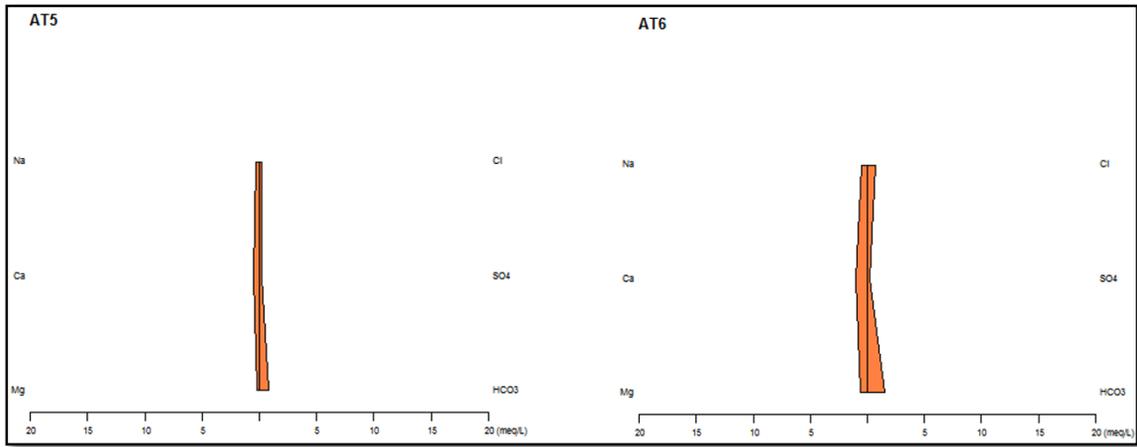
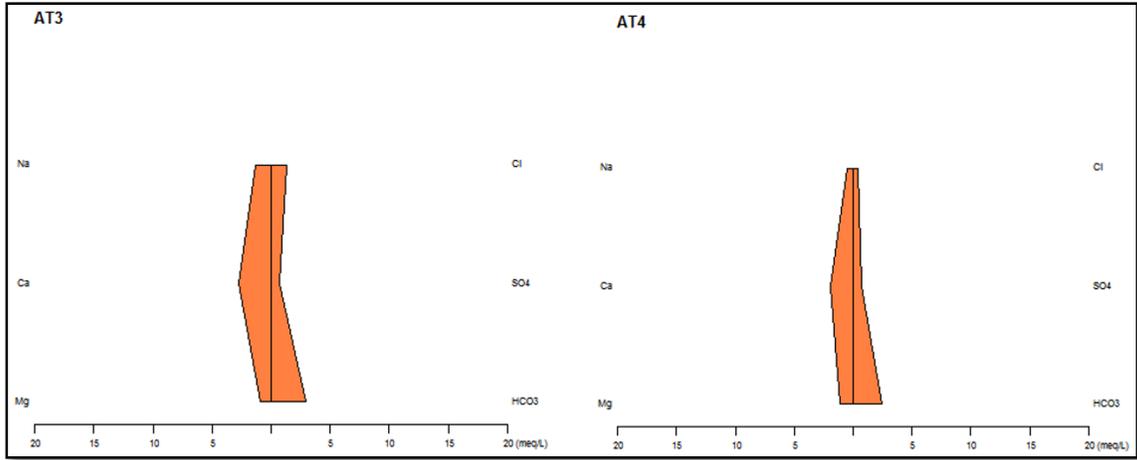
Permiten apreciar rápidamente los valores de las relaciones iónicas con respecto a la unidad y la variación de las relaciones entre cationes y aniones de una muestra.

La forma de cada polígono permite observar los elementos químicos predominantes orientando sobre el tipo de agua.

Muestras Atermales del Tuzgle

Las muestras que corresponde a flujos superficiales de ríos, tienen una componente bicarbonatada cálcica sódica predominante, con la salvedad de las muestras AT1; AT8; AT9 y AT11, que corresponden a aguas cloruradas sódicas bicarbonatadas.





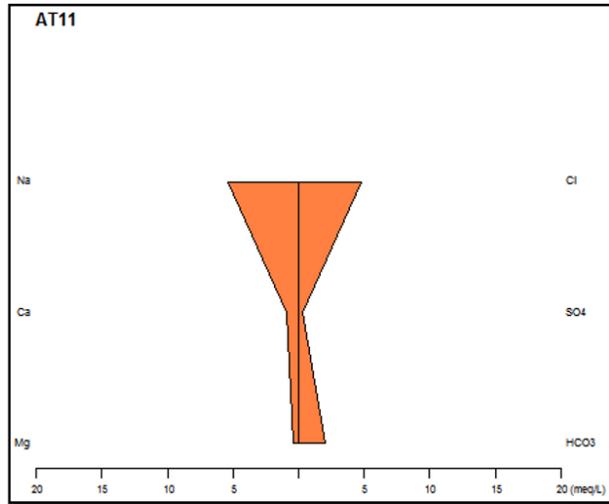
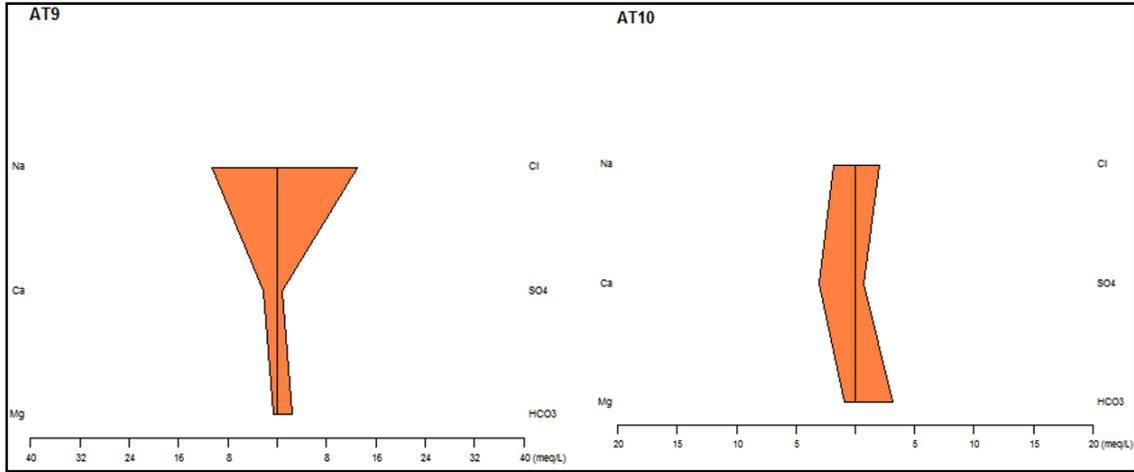
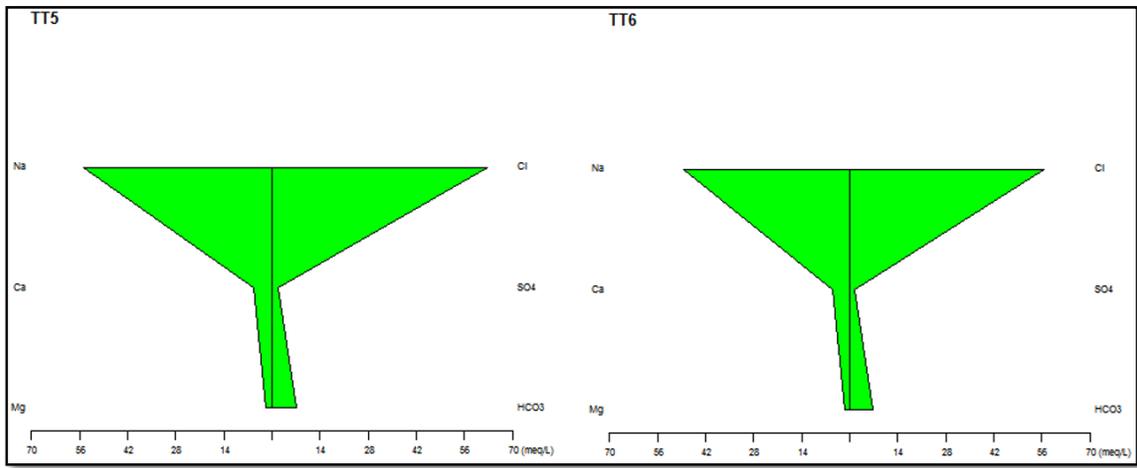
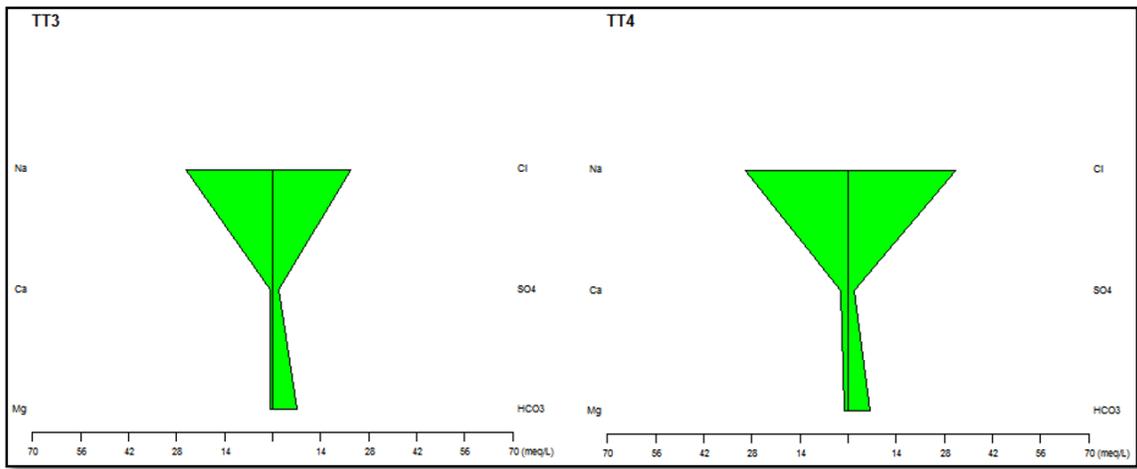
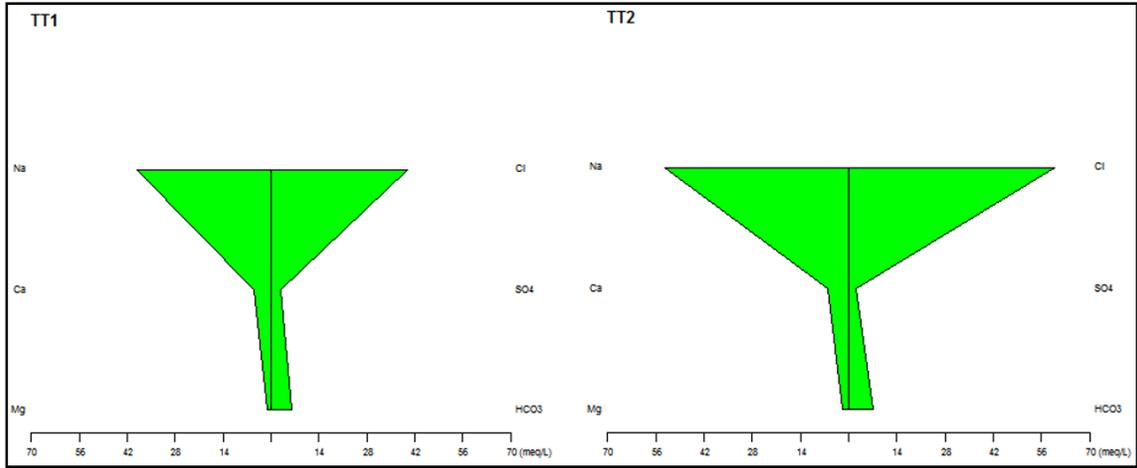


Grafico N°4. Diagramas Stiff de las muestras atermales del Tuzgle

Muestras Termaltes del Tuzgle

El agua que emana de los manantiales termaltes del lado oeste del volcán Tuzgle, son cloruradas sódicas bicarbonatadas.



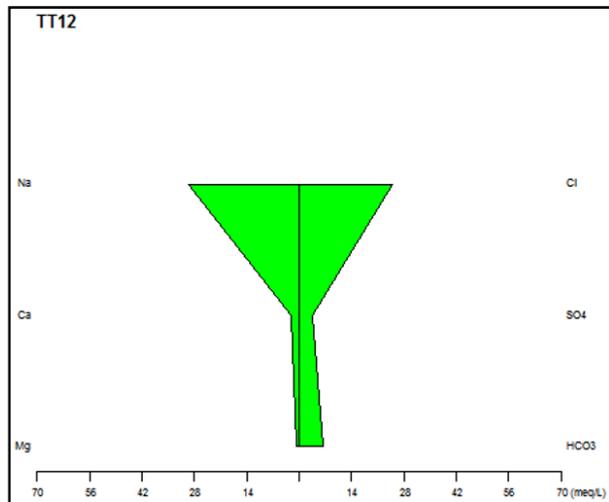
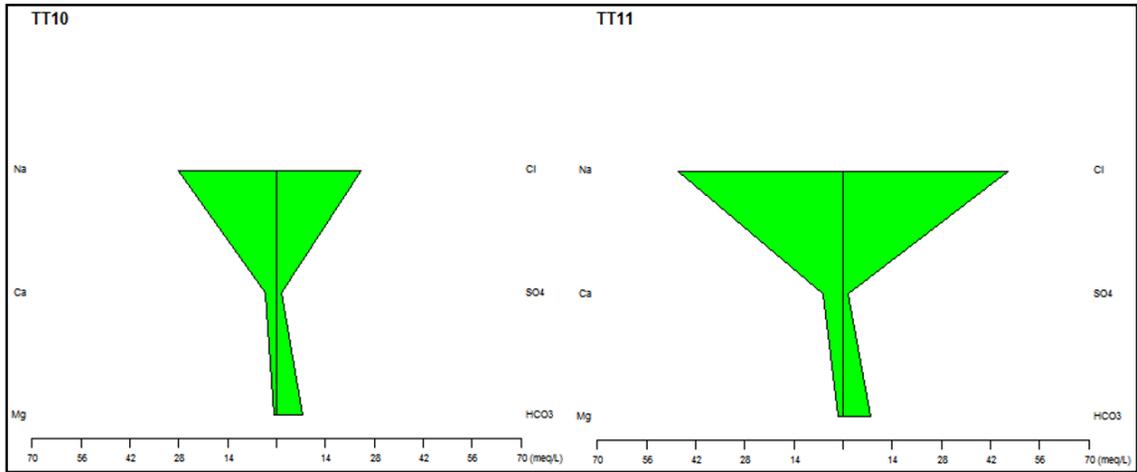
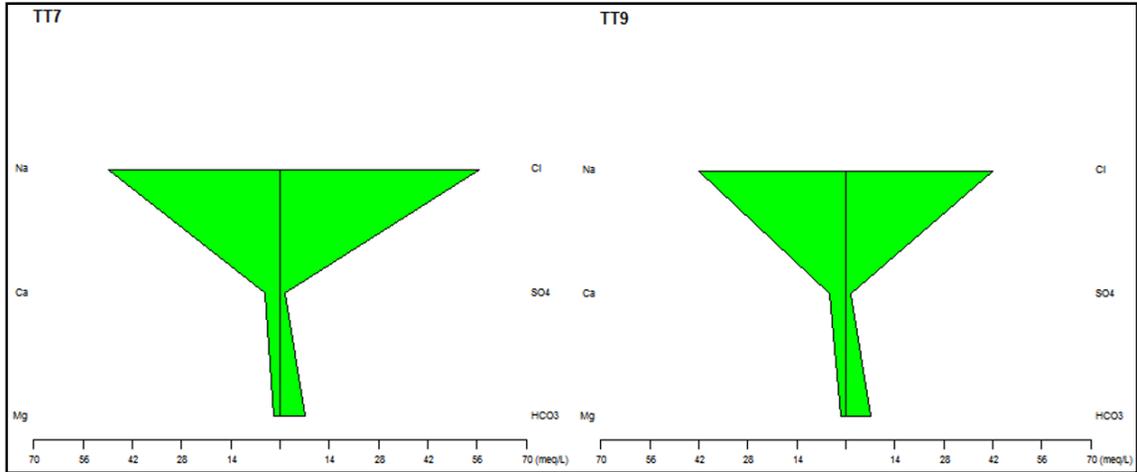


Grafico N°5. Diagramas Stiff de las muestras termales del Tuzgle

Muestras Atermales de Tocomar

Para el caso de Tocomar, las muestras que corresponden a aguas superficiales son predominantemente cloruradas sódicas bicarbonatadas, excepto AC3 que es bicarbonatada magnésica sódica.

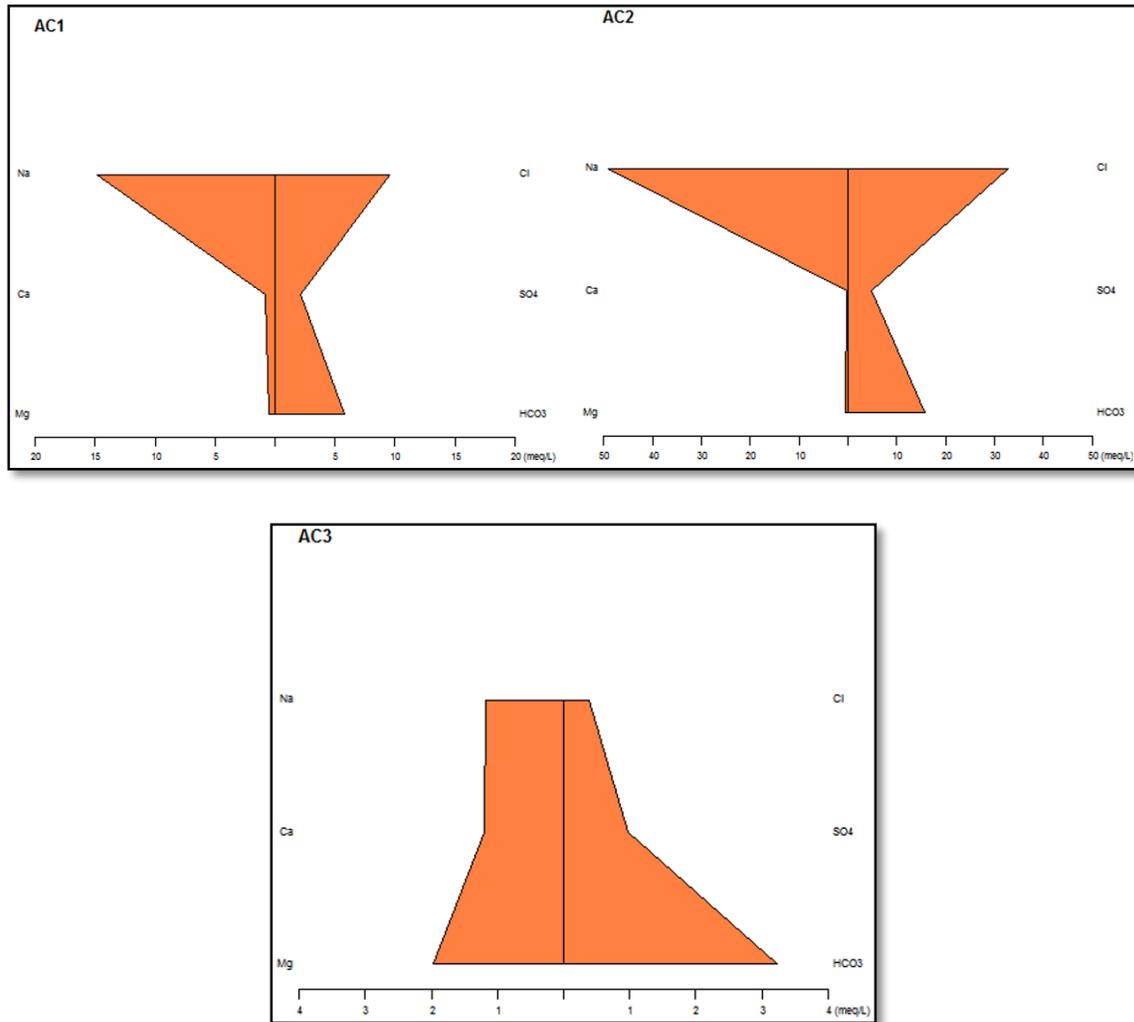


Grafico N°6. Diagramas Stiff de las muestras atermales de Tocomar

Muestras Termiales de Tocomar

Las aguas de los manantiales termiales, también poseen una impronta clorurada sódica bicarbonatada como las aguas frías.

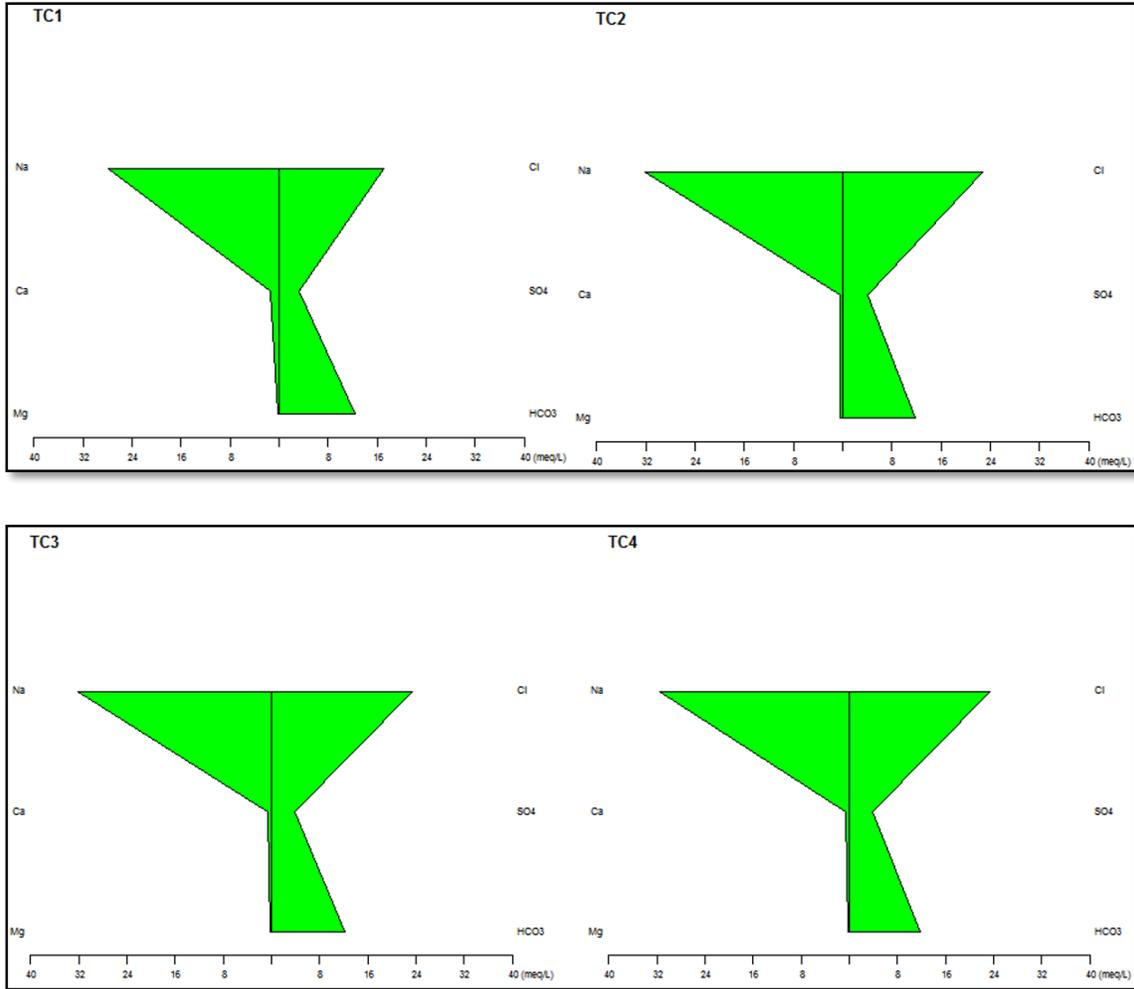


Grafico N°7. Diagramas Stiff de las muestras termales de Tocomar

Muestras Atermales de Mina Betty

Estas muestras corresponden a aguas cloruradas sódicas bicarbonatadas

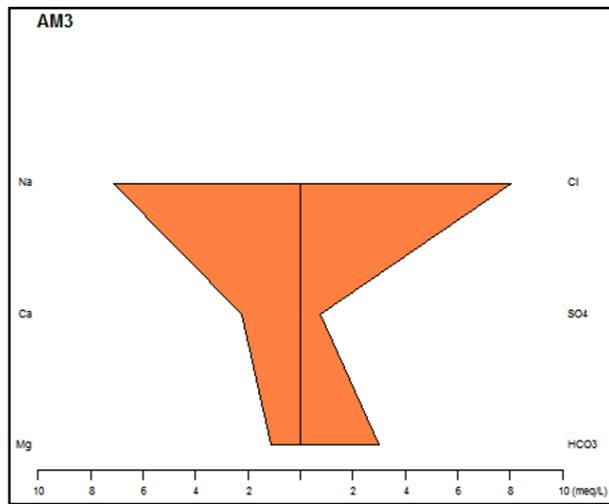
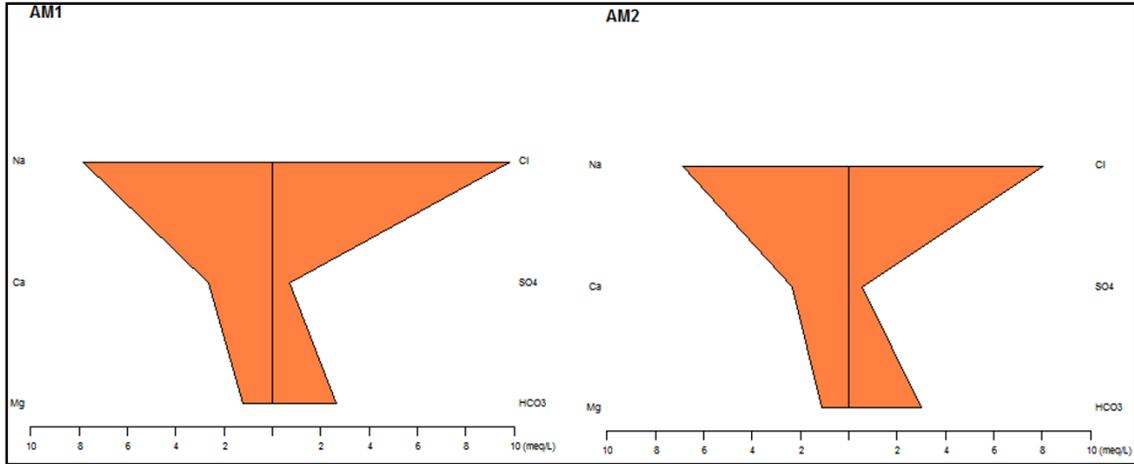


Grafico N°8. Diagramas Stiff de las muestras atermales de Mina Betty

Muestras Atermales de Pompeya

La muestra del rio que fluye cercano a los manantiales, corresponde a un agua clorurada sódica bicarbonatada.

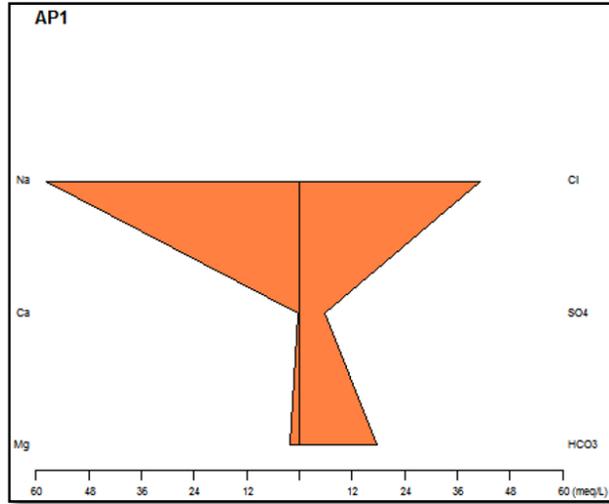
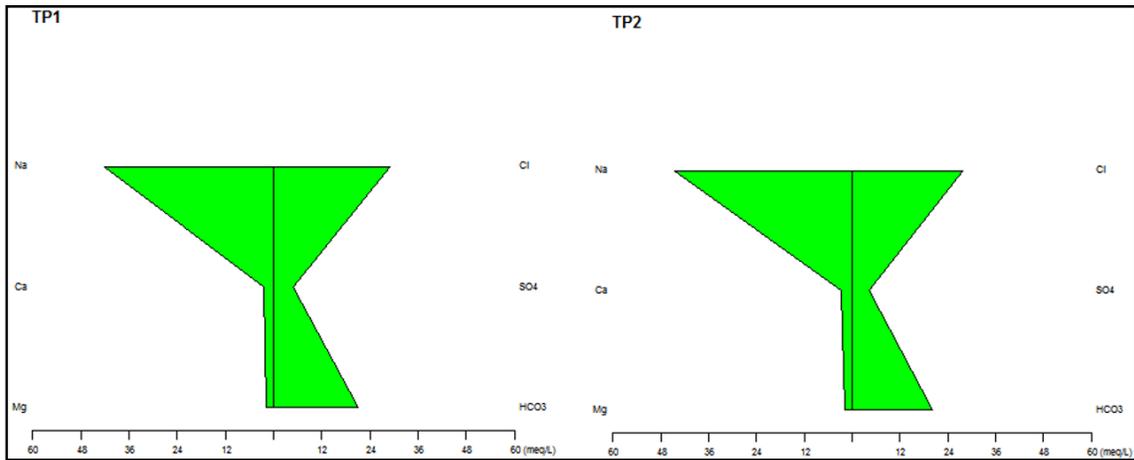


Grafico N°9. Diagramas Stiff de las muestras atermales de Pompeya

Muestras Termales de Pompeya

El agua de los manantiales termales, son también cloruradas sódicas bicarbonatadas.



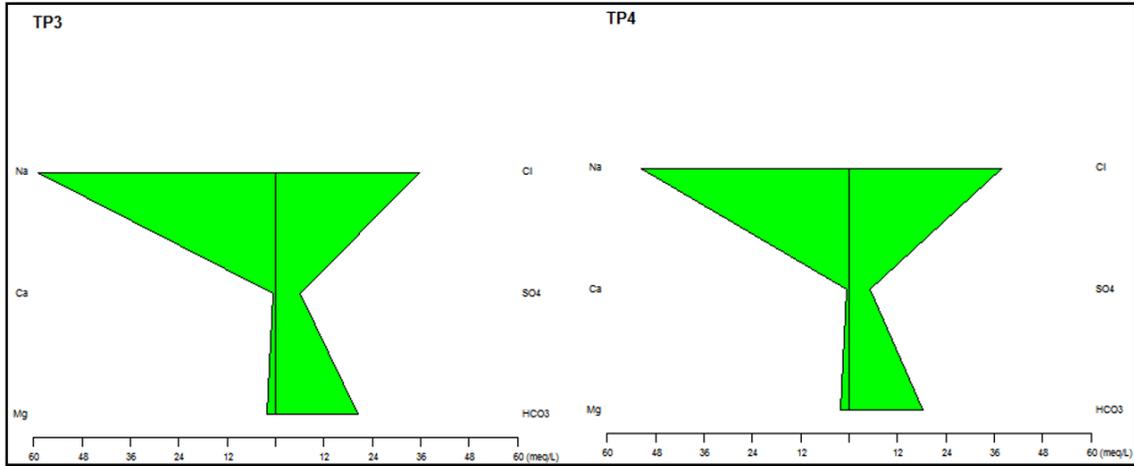


Grafico N°10. Diagramas Stiff de las muestras termales de Pompeya

La ubicación espacial de los diagramas en la siguiente imagen permitieron evidenciar que existe diferenciación del tipo de agua según su ubicación geográfica, pero adicionalmente permitieron detectar la evolución geoquímica, procesos de intercambio catiónico, mezcla, dilución o precipitación de especies iónicas y la posible localización de la zona de recarga de los acuíferos.

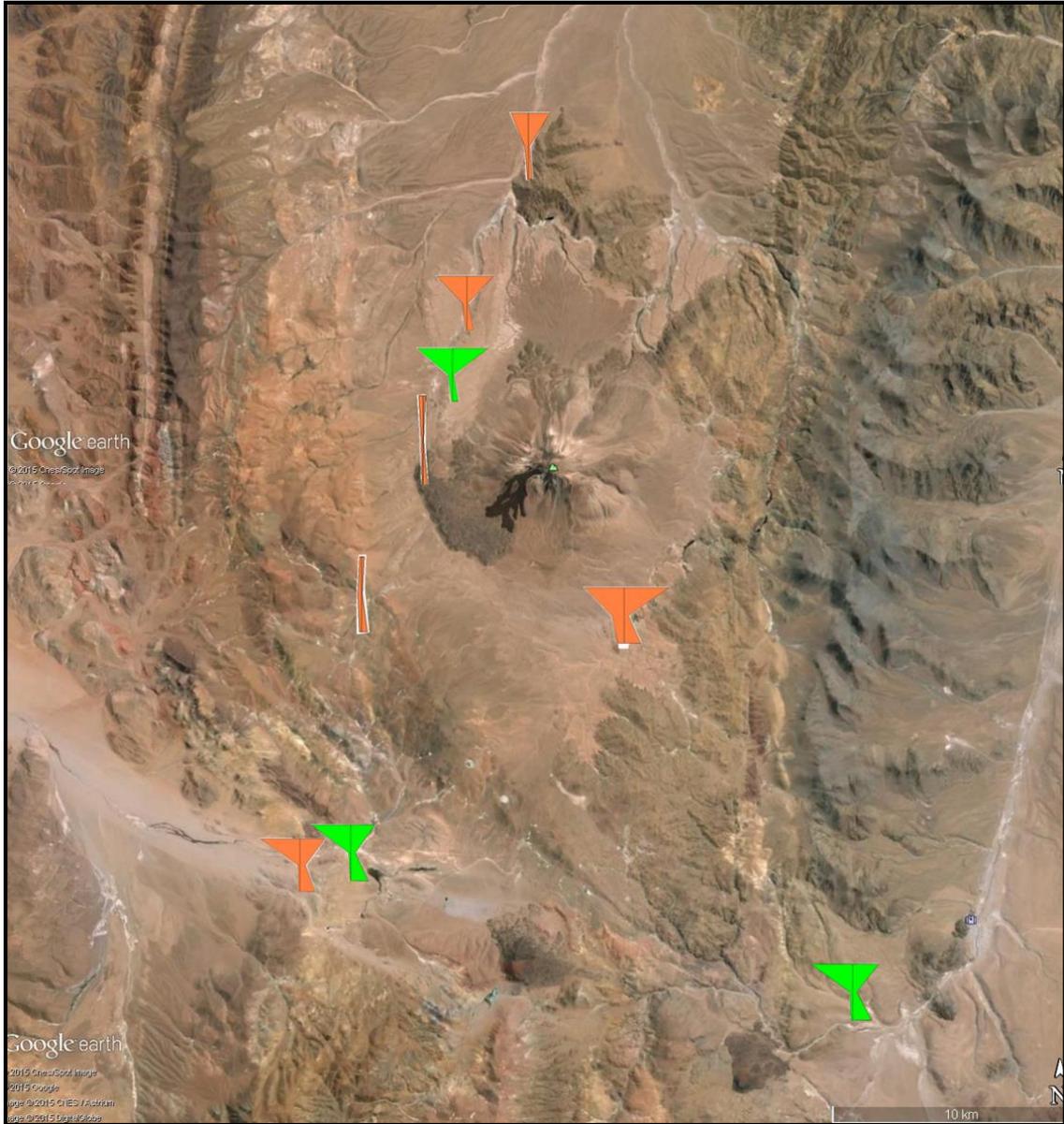
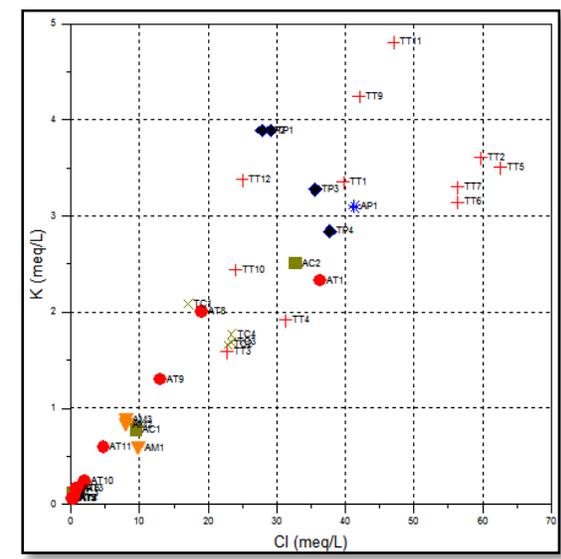
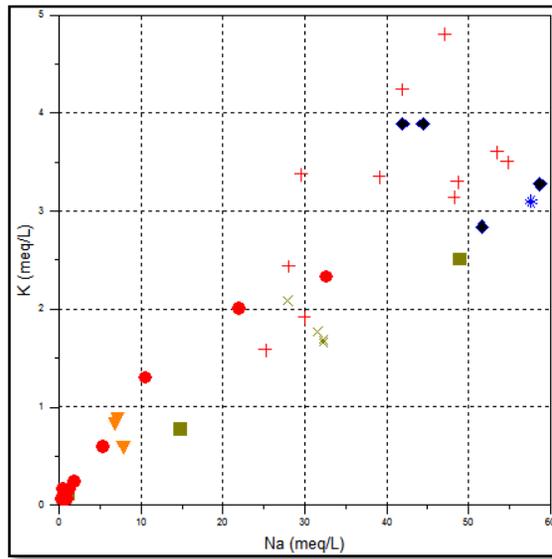
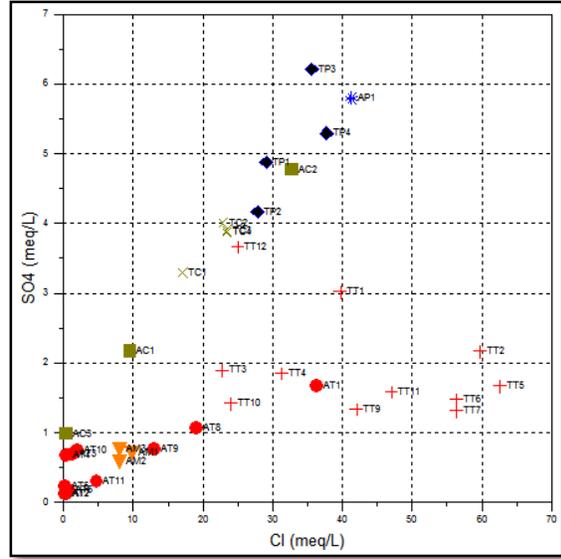
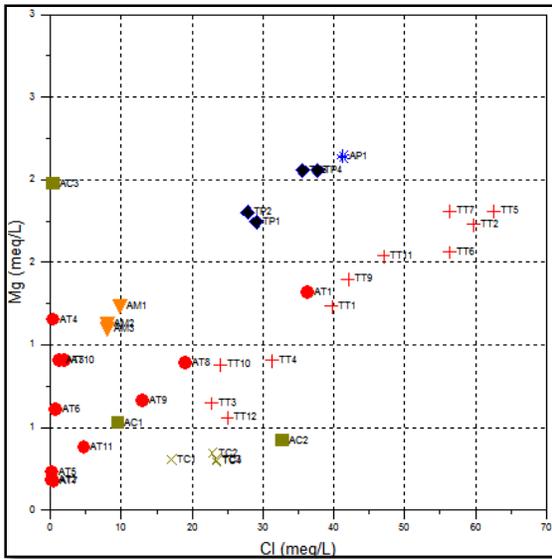


Imagen N°4. Ubicación de diagramas de Stiff en imagen Google Earth

4.4. DIAGRAMAS BINARIOS, PROCESOS EVOLUTIVOS

En estos gráficos se observa claramente tendencias de mezclas con pendientes distintas, lo que permite comprobar que existe una evolución química del agua, diferente, para cada sector. El aumento de termalidad está relacionado con mayores concentraciones de elementos como el Cl, Li y B indicadores de un reservorio profundo; esto es dado a la elevada solubilidad de sus sales que pasan rápidamente a la fase acuosa en presencia de una alta temperatura. La relación $\text{HCO}_3\text{-Ca}$, permite observar que el agua en profundidad del sector Tuzgle, en su ascenso, posiblemente atraviese un estrato calcáreo portador de cationes Ca. La mayor relación del boro respecto al litio, puede venir directamente de la

disolución de rocas ígneas representando un área de actividad volcánica reciente, siendo también un elemento conservativo no afectado por reacciones agua-roca.



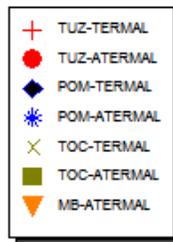
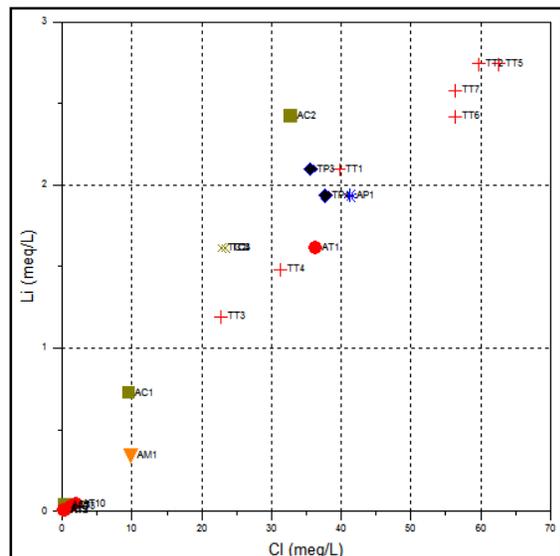
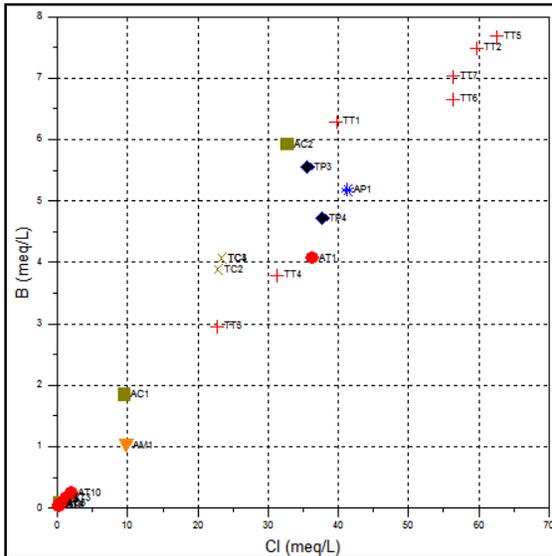
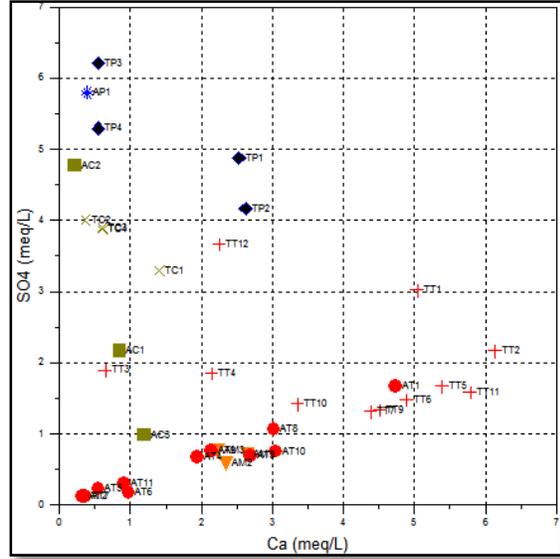
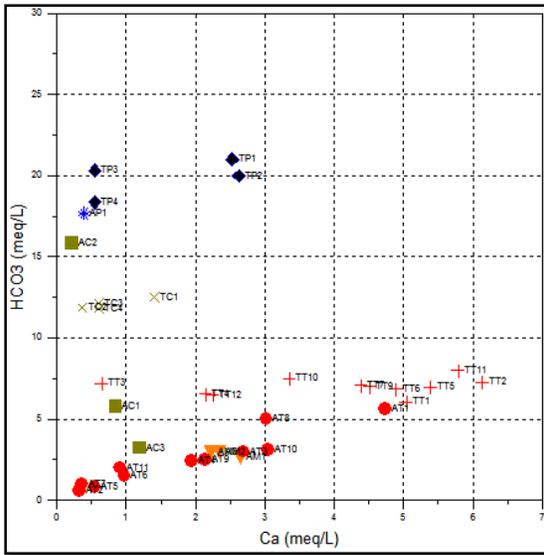


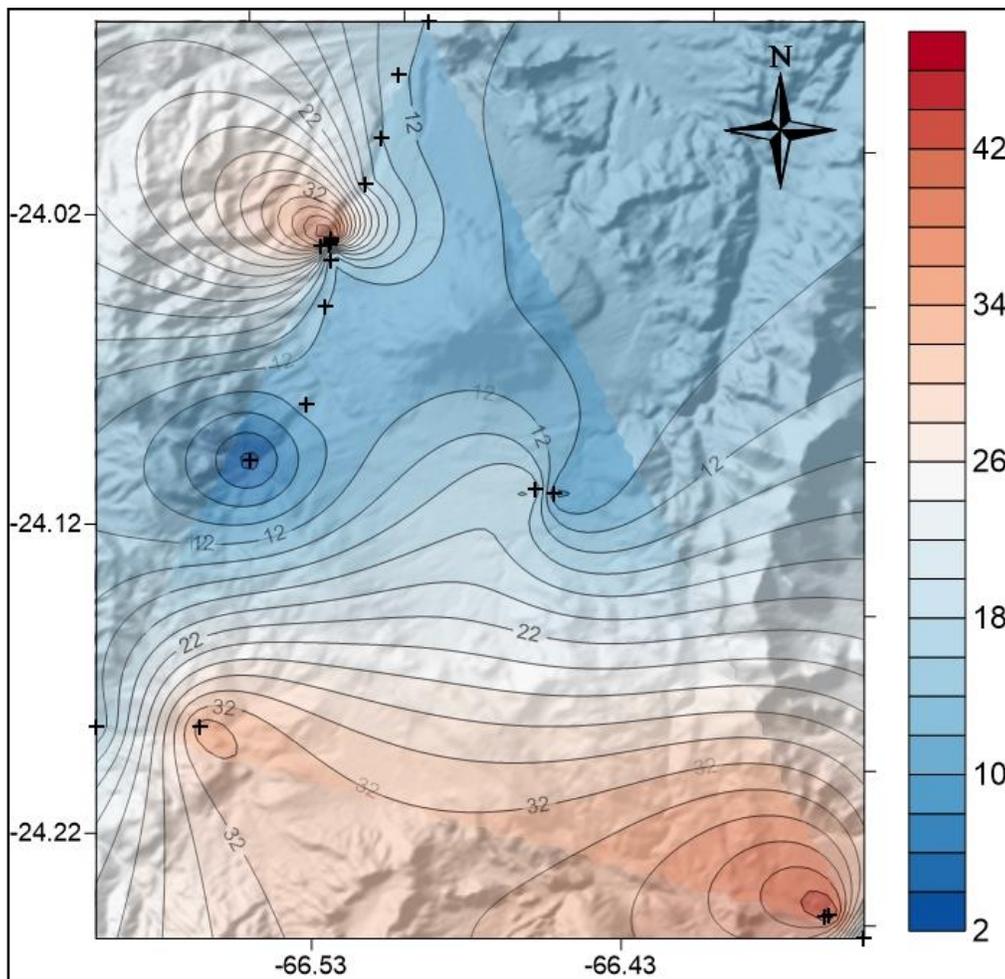
Gráfico N° 11. Diagramas binarios. Integración de sectores

4.5. MAPAS DE ISOLINEAS

Están conformados por líneas que representan puntos con un mismo valor del parámetro analizado. Permite evaluar la tendencia (gradiente) regional de determinado parámetro e identificar las áreas o sectores “anómalos” con respecto a esa tendencia regional.

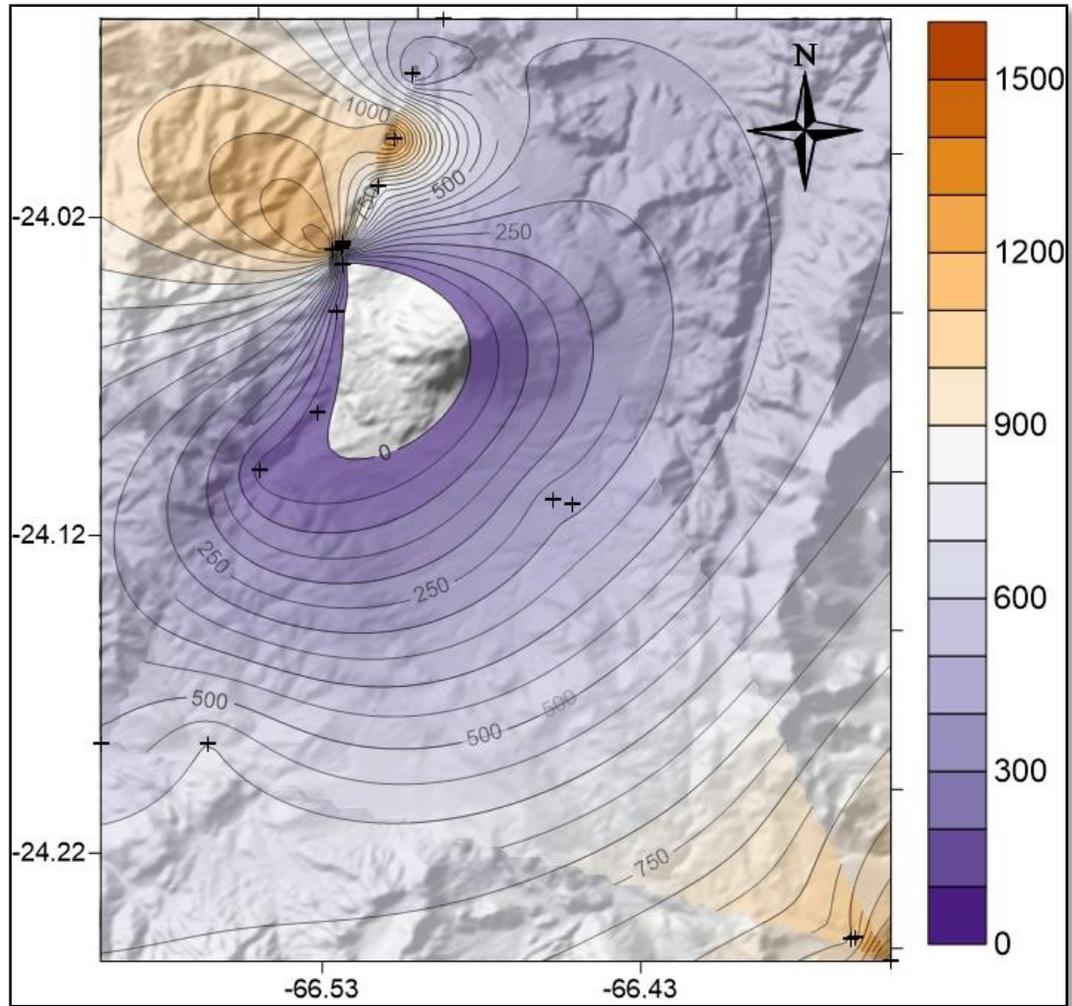
Es necesario acotar que debido a la densidad de muestreo y la distribución espacial de los mismos, al considerar un área tan grande para estos fines, la representación en los mapas de isolíneas de los elementos como el ^{18}O , Cl y la temperatura, no permiten un análisis objetivo y representativo del área.

El mapa siguiente de temperaturas permite observar tres sectores con mayor termalidad, correspondientes a El Tuzgle al NW, Pompeya SE y Tocomar SW, y aguas athermales en el centro.



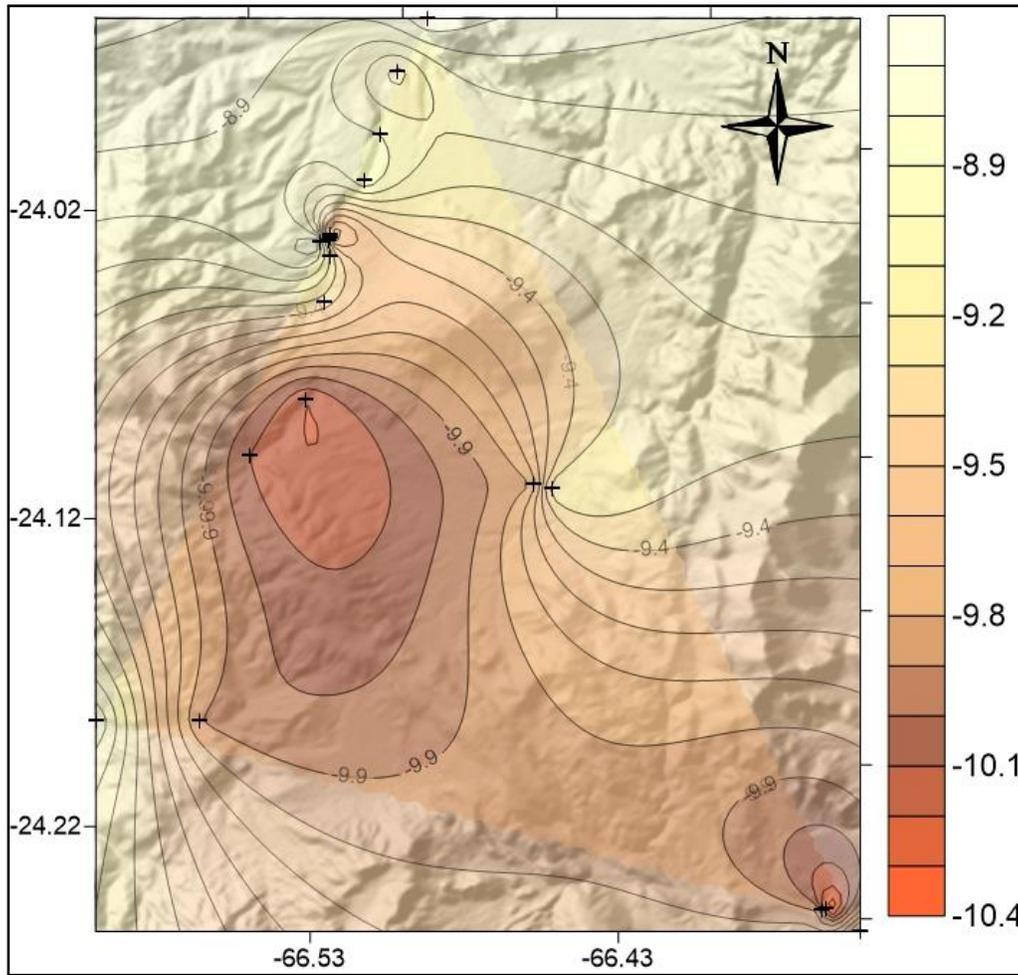
Mapa N°5. Isolíneas temperaturas

El mapa que representa los contenidos de Cl, permite diferenciar dos zonas de anomalía, el sector Tuzgle y Pompeya; luego las concentraciones disminuyen desde Tocomar hacia el norte, donde fueron muestreadas aguas superficiales.



Mapa N°6. Isolineas cloruros

El siguiente mapa de ^{18}O permite observar un trend hacia el norte de aguas enriquecidas en este isotopo pesado.



Mapa N°7. Isolineas ^{18}O

4.6. ISOTOPÍA

4.6.1. Línea Meteórica Mundial:

En la siguiente gráfica se dibuja la Línea Meteórica Mundial cuya ecuación es la siguiente:

$$\delta^2\text{H} = 8 * \delta^{18}\text{O} + 10$$

Los diferentes sectores presentan una línea de regresión diferente a esta recta; para cada una se muestra su coeficiente de correlación y ecuación:

R1=Tuzgle

$$\delta^2\text{H} = 6,9 * \delta^{18}\text{O} + (-6,2)$$

R2=Pompeya-Mina Betty

$$\delta^2\text{H} = 6,3 * \delta^{18}\text{O} + 16$$

R3=Tocomar

$$\delta^2\text{H} = 9,6 * \delta^{18}\text{O} + 13$$

Puede observarse un shift de 1.5 y 1.4 para Tocomar y para el Tuzgle respectivamente, indicando interacción agua-roca a media temperatura.

Las muestras que más se acercan a la Línea Meteórica Mundial indicarían que son isotópicamente parecidas al agua de lluvia.

Las que tienen valores más positivos en ambos isotopos corresponden a aguas que han sido afectadas por evaporación.

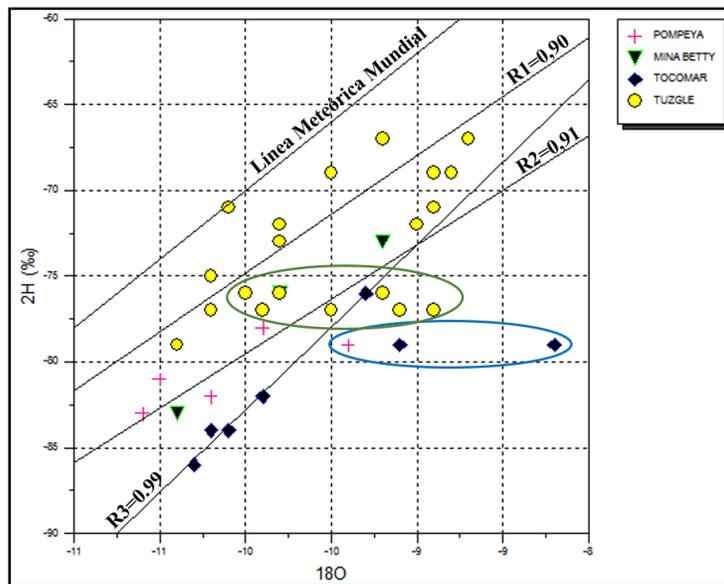


Gráfico N°12. Relación $^{18}\text{O} - ^2\text{H}$

4.6.2. Altura de recarga:

La altura de recarga para el sector Tuzgle estaría aproximadamente entre los 4400 y los 4700 m.s.n.m.

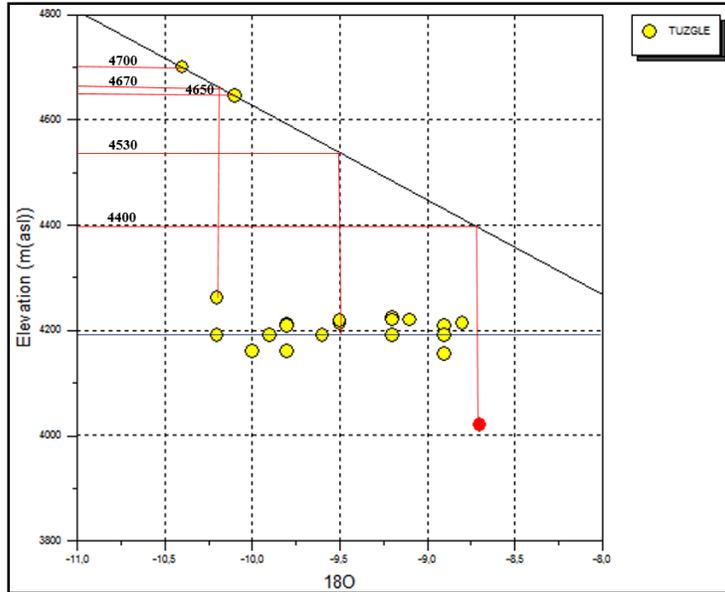


Grafico N°13. Altura de recarga estimada para El Tuzgle



Imagen N°5. Posible zona de recarga para el sector del Tuzgle

La altura de recarga para el sector de Tocomar estaría aproximadamente entre los 4260 y los 4585 m.s.n.m.

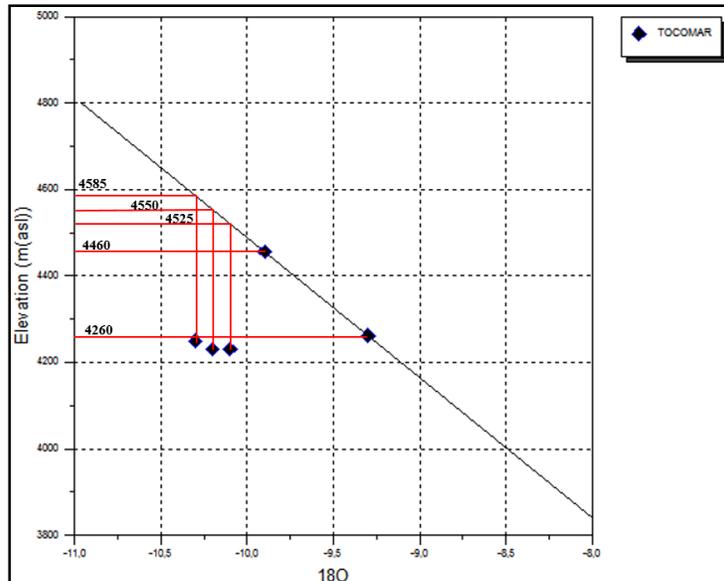


Gráfico N°14. Altura de recarga estimada para Tocomar

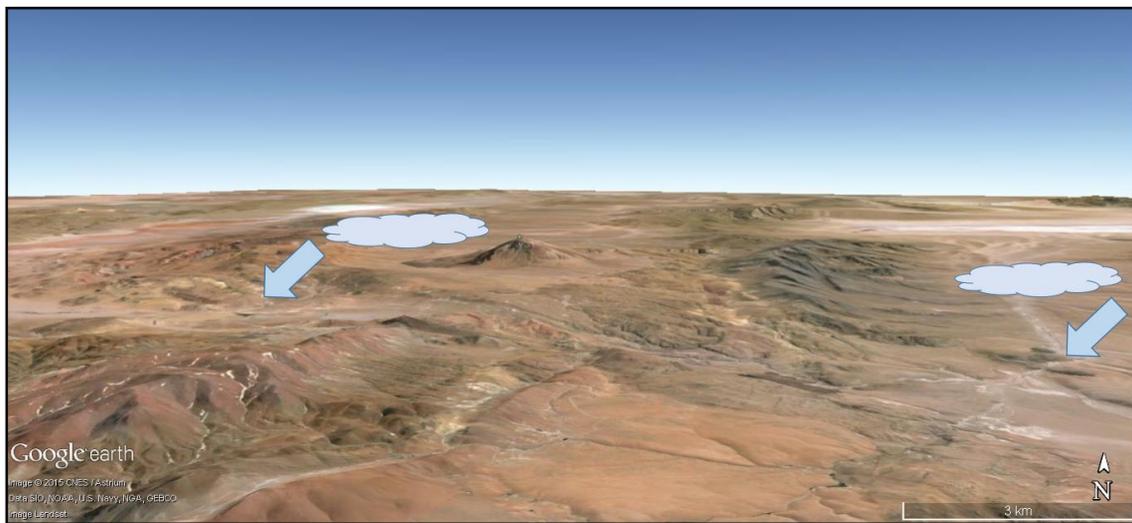


Imagen N°6. Posible zona de recarga para el sector de Tocomar (oeste) y Pompeya (este)

Para los casos de Mina Betty y Pompeya, los valores de ^{18}O son más positivos lo que indicaría una elevada altura de recarga; no hay correlación con la línea de recarga por lo que no se puede estimar esta altura.

4.7. GEOTERMOMETRÍA

4.7.1. Geotermómetros catiónicos:

Se utilizan para estimar temperaturas utilizando fórmulas matemáticas (ecuaciones analíticas) derivadas empíricamente a partir de bases de datos de composición química fluidos y mediciones in-situ de temperatura de pozos geotérmicos o manantiales termales (Modulo III PREG, 2015).

GEOTERMOMETRO	TUZGLE	TOCOMAR	POMPEYA	MINA BETTY
Na/K Truesdell 76	223	187	210	283
Na/K Fournier 79	254	225	244	301
Na/K Tonani 80	233	194	219	297
Na/K Arnorsson 83	228	194	216	284
Na/K Arnorsson 83	240	215	231	281
Na/K Nieva Nieva 87	231	203	221	274
Na/K Giggenbach 88	258	232	249	298
Na/K Arnorsson 98	231	201	220	279
NaKCa	233	225	228	227
PROMEDIO	237	208	226	280

Tabla N°3. Estimación de temperaturas (°C) del reservorio por medio de geotermómetros catiónicos

4.7.2. Diagrama de Giggenbach:

Este diagrama presenta dos campos de equilibrio parcial, el de aguas no maduras y la curva de "full equilibrium". La reacción donde hay Mg tiene una cinética muy rápida y el equilibrio cambia así como el fluido disminuye su temperatura (ascenso a la superficie) desplazando las aguas al rincón del Mg. Lo mismo pasa cuando hay aguas más frías que van a interactuar con el agua geotérmica porque tienen una cantidad más grande de Mg (Modulo III PREG, 2015).

Las temperaturas estimadas para El Tuzgle son 226 a 250°C; Tocomar 213 a 238°C y Pompeya 220 a 250°C. En el caso de Mina Betty, las muestras caen en el rincón del Mg, por ser aguas superficiales y no equilibradas, por lo que la temperatura del reservorio no es representativa.

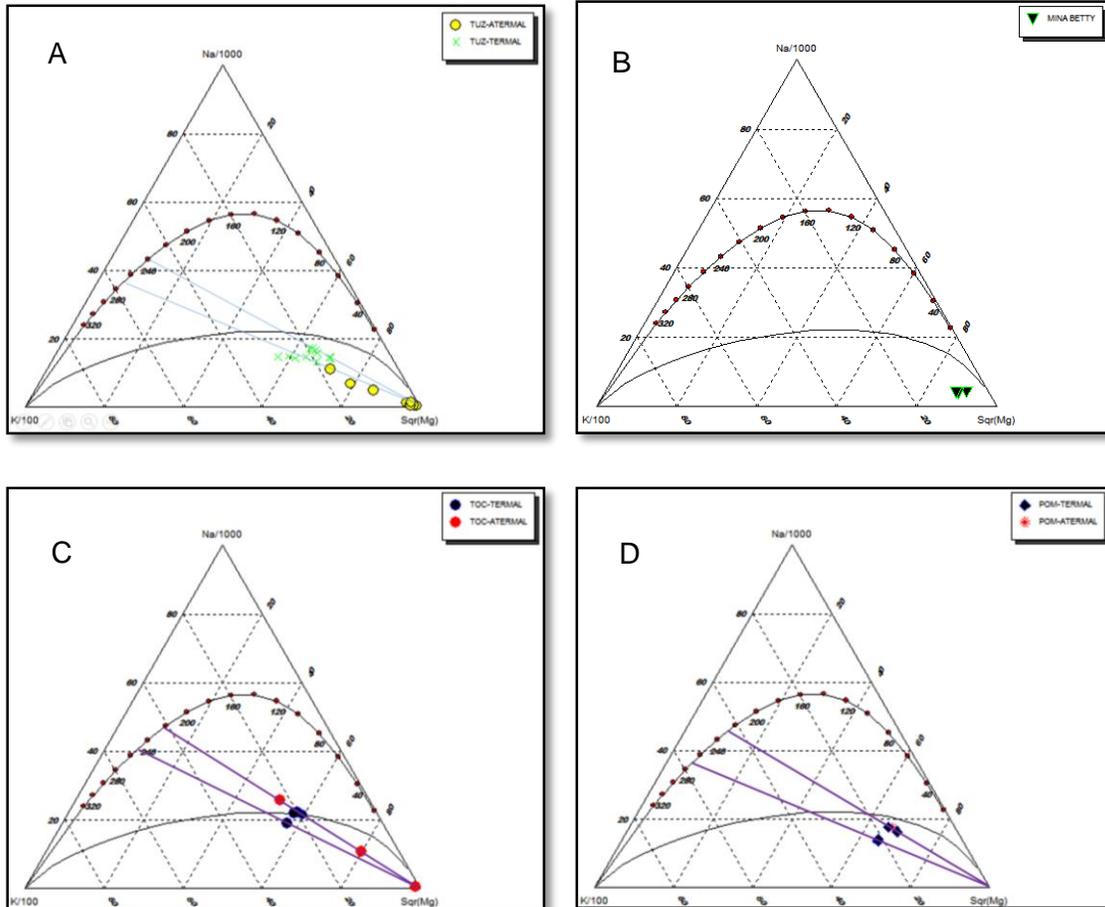


Grafico N°15. Geotermómetro de Giggenbach. (A) Tuzgle (B) Mina Betty (C) Tocomar (D) Pompeya

4.7.3. Geotermómetro de mezcla de sílice:

El principio básico de este geotermómetro es la variación de la solubilidad con la temperatura. La sílice está presente en varias formas minerales (cuarzo, cristobalita, calcedonia, sílice amorfa) por eso los diferentes tipos de geotermómetros de SiO₂ (Modulo III PREG, 2015). La concentración de sílice aumenta con el incremento de la presión y la temperatura. Sin embargo esta concentración también depende de la fase de sílice que encuentra en equilibrio con el agua, del pH, de la composición de CO₂ y de la mineralización del agua (Hofmann et. al., 1991).

GEOTERMOMETRO	TUZGLE	TOCOMAR	POMPEYA	MINA BETTY
Chal Fournier 77	139	86	67	131
Qz Fournier 77	163	115	97	156
Qz Fournier 77	154	114	98	148
Qz Fournier Potter 82	158	110	93	150

GEOTERMOMETRO	TUZGLE	TOCOMAR	POMPEYA	MINA BETTY
Qz Fournier Potter 82	156	114	98	150
Qz Arnorsson 88	155	104	85	147
Qz Arnorsson 88i	146	102	84	139
Ch Arnorsson 83	136	86	68	128
PROMEDIO	151	104	86	144

Tabla N°4. Estimación de temperaturas (°C) del reservorio por medio de la mezcla de sílice

4.7.4. Geotermómetro de cuarzo con pérdida de vapor:

Cuando un fluido sufre separación de fases, ocurre un enriquecimiento de la fase líquida en sus componentes no volátiles, respecto al mismo fluido sin la separación de fases. Este efecto aumenta la concentración de sílice, generando una sobreestimación de la temperatura. Es por esto que Fournier (1977) propuso un geotermómetro que considera el efecto con una máxima pérdida de vapor.

Esta metodología (curva azul) es aplicada a las muestras del Tuzgle considerando que el agua a medida que asciende ebulle a 100°C. De esta manera la temperatura del reservorio es de 205°C aproximadamente. Con la curva de cuarzo, se estima la temperatura para Tocomar (210°C) y Pompeya (218°C).

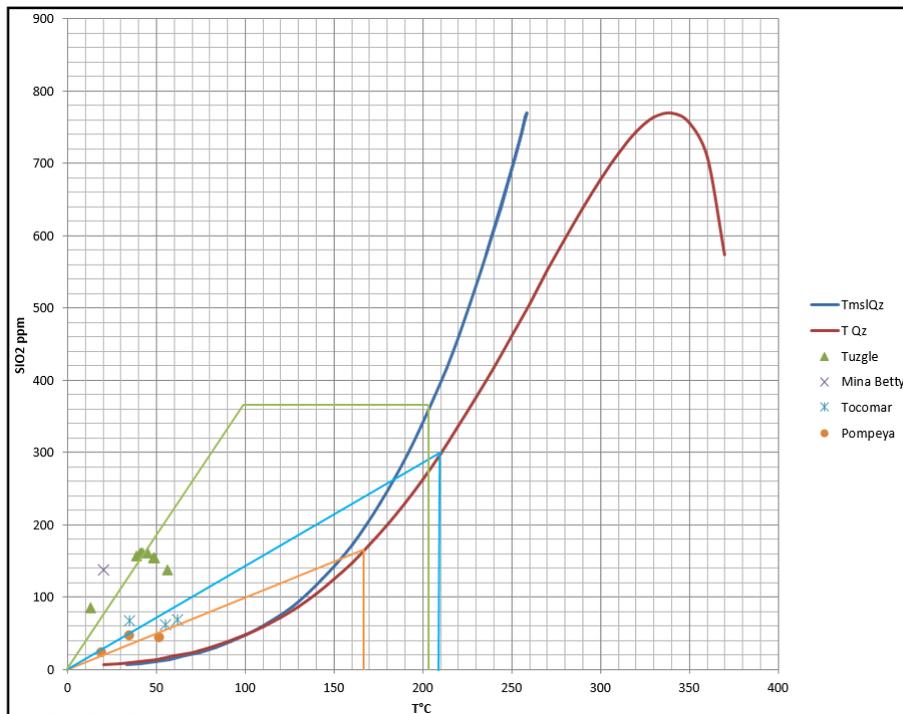


Gráfico N°16. Geotermómetro de cuarzo con pérdida de vapor

4.7.5. Índice de saturación mineral:

El principio del método es estimar la temperatura a través del equilibrio entre el fluido hidrotermal y minerales de alteración en función de la temperatura. Los minerales que se encuentran en equilibrio deben ser consistentes con los minerales de alteración encontrados en campos geotermales, de acuerdo a la interacción fluido/roca y con la geología encontrada (Tole, et. al., 1993). Cuando se interpreta la composición de muestras tomadas en manantiales superficiales, los principales factores que afectan al equilibrio multimineral son la mezcla con aguas meteóricas y la ebullición (Pang. A y Reed, 1988).

Las siguientes gráficas responden al modelamiento del sistema usando la metodología de fijación del aluminio propuesta por Pang. A y Reed (op. cit) forzando el equilibrio con moscovita (a menos que se exprese como dato crudo, no se consideraría modificación) con los programas SOLMINEQ 88 Y SOLVEQ/CHILLER.

Primeramente se utilizó microlina, pero no se observó convergencia de los minerales, lo que supuso que por el pH ácido de las muestras, la moscovita respondería mejor. De esta forma las muestras tienden a equilibrarse en un rango de temperatura mejor definido.

También se optó además de forzar el equilibrio del sistema con moscovita, abordar el fenómeno de dilución inherente en el proceso de ascenso con un modelado reduciendo 50 % la proporción de agua superficial.

La muestra TT7 se equilibró con moscovita, un 90% de agua y pH equilibrado con calcita (con AquaChem), resultando un valor de 6.9. La convergencia mineral se logra en un rango de 200 a 220 °C.

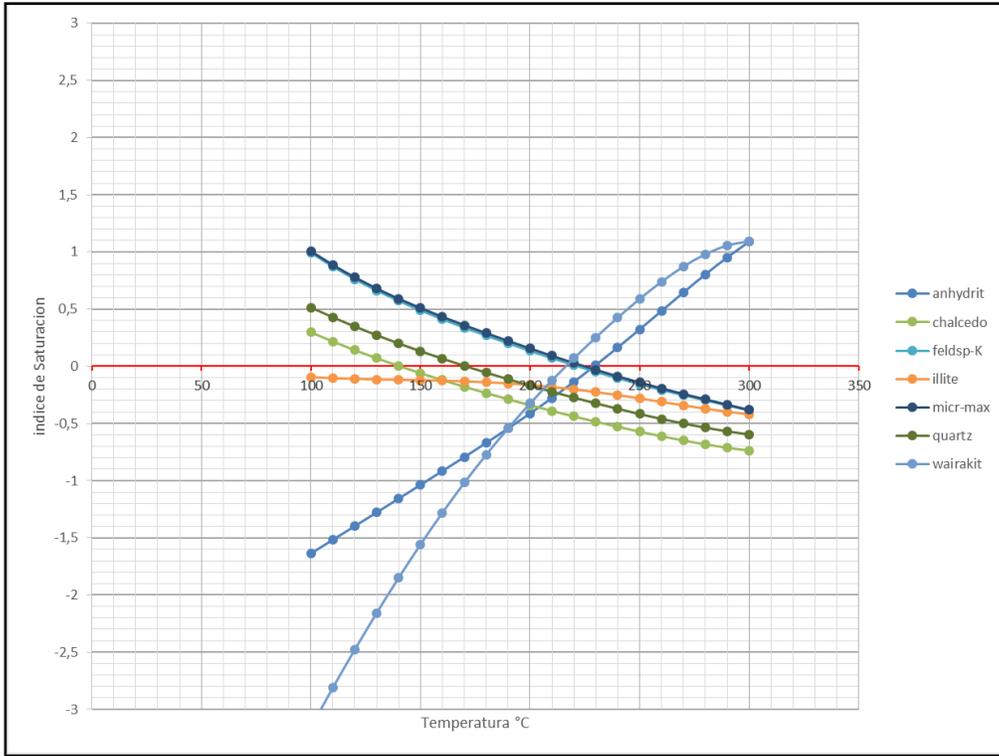


Grafico N°17. Estimación de temperatura para la muestra TT7 con 90% de agua
 Optimizando la proporción de agua en el sistema a un 50%, la convergencia mineral se logra en un rango de 200 a 230 °C.

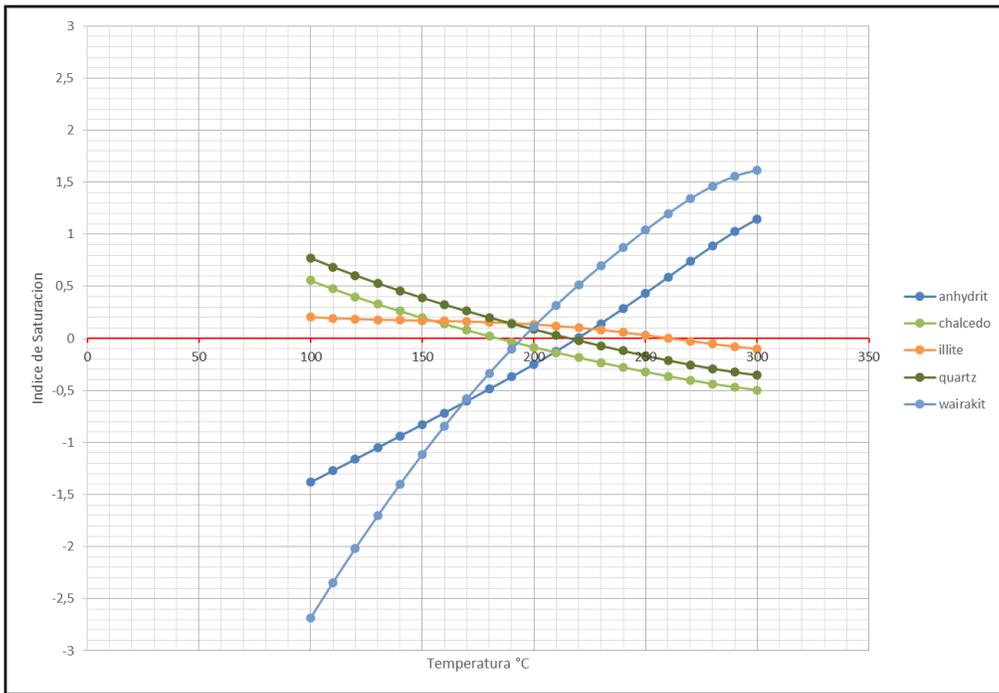


Grafico N°18. Estimación de temperatura para la muestra TT7 con 50% de agua

Determinación de los índices de saturación usando los datos crudos, para la muestra TT6. La convergencia mineral se logra en un rango de 180 a 220 °C.

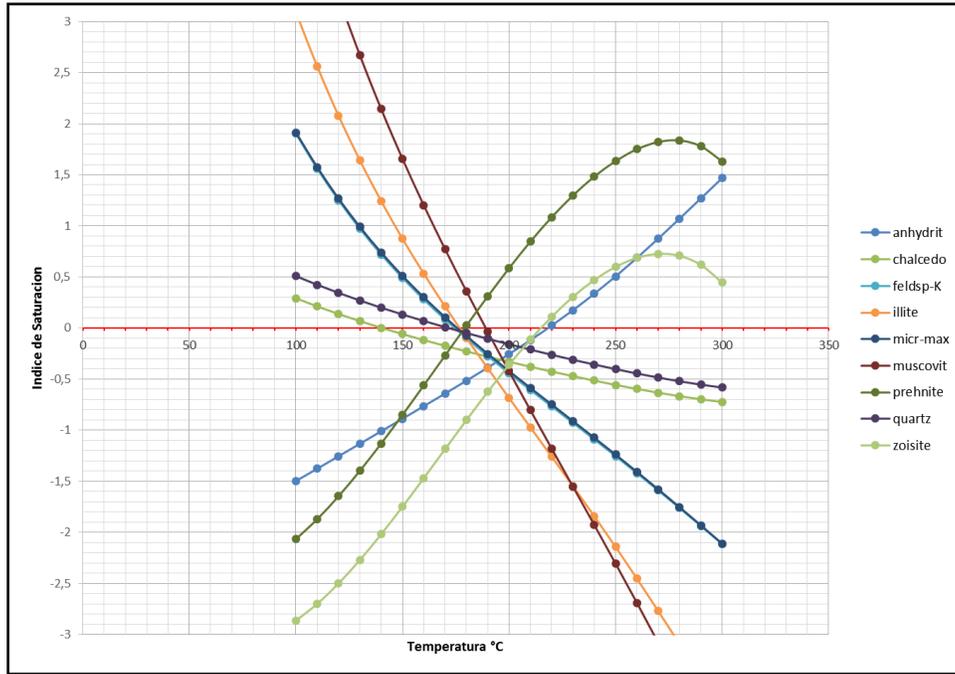


Grafico N°19. Estimación de temperatura para la muestra TT6 con 90% de agua

Determinación de los índices de saturación usando los datos crudos, para la muestra TT5. La convergencia mineral se logra en un rango de 180 a 220 °C.

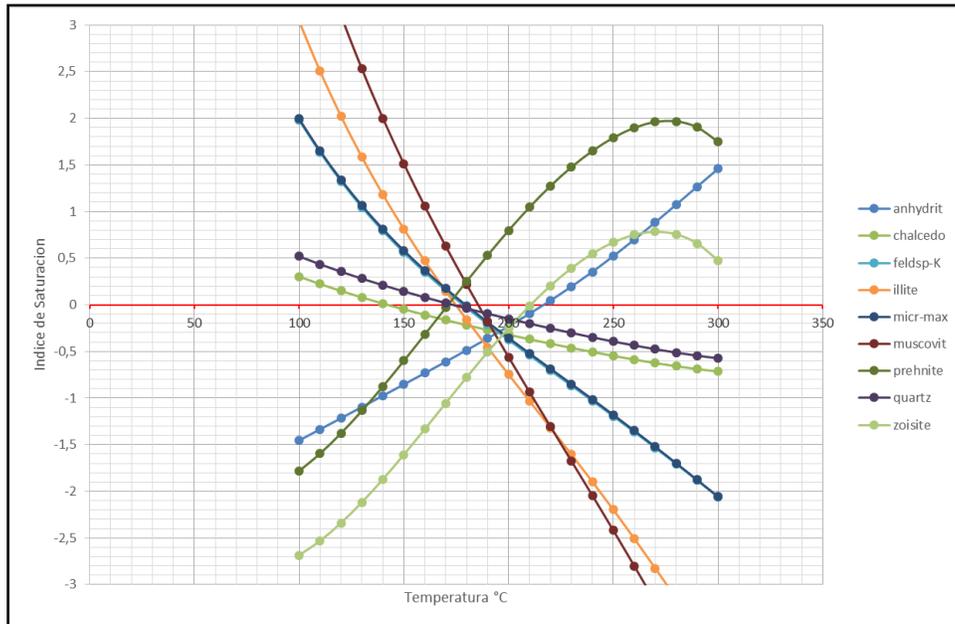


Grafico N°20. Estimación de temperatura para la muestra TT5 con 90% de agua

Optimizando la proporción de agua en el sistema a un 50%, y pH corregido con calcita resultando un valor de 6.9. La convergencia mineral se logra en un rango de 180 a 240 °C.

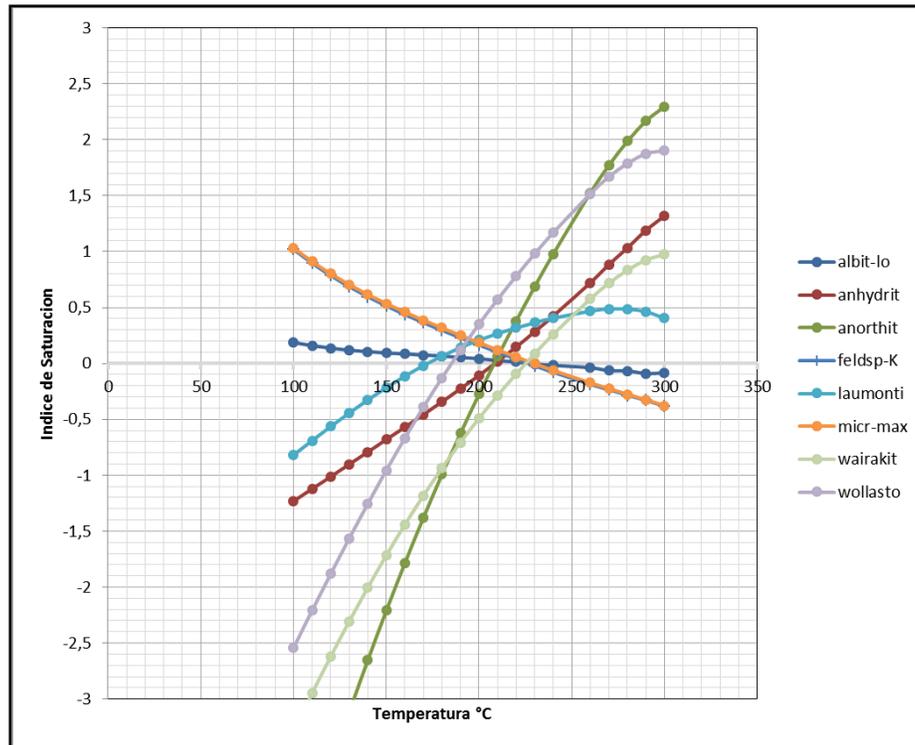


Grafico N°21. Estimación de temperatura para la muestra TT5 con 50% de agua

Al realizar el procedimiento para la muestra TC3 (Tocomar) con los datos crudos no se logró convergencia de los minerales, el sistema mostro gran dispersión y ausencia de equilibrio mineral acuoso. Al intentar equilibrar con microclino, luego con moscovita, como así también modificando el volumen de agua y concentraciones de algunos cationes; el SOLVEQ daba siempre error.

Esto permite pensar que la muestra de Tocomar no se encuentra en equilibrio.

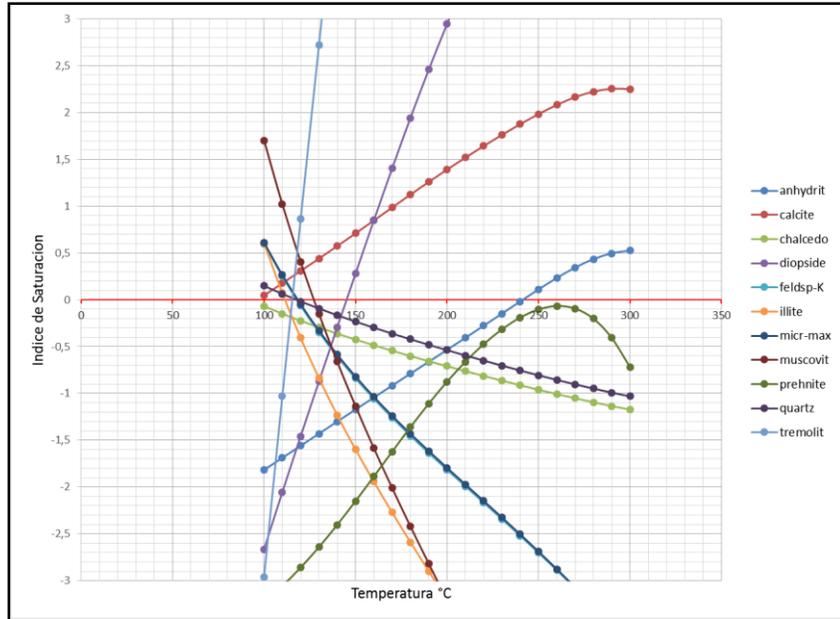


Grafico N°22. Representación del desequilibrio mineral para la muestra TC3

4.8. ALTERACIÓN HIDROTHERMAL

En el sector oeste del volcán Tuzgle, donde se presentan los manantiales termales, hay afloramientos de alteración hidrotermal. La geomorfología de estas alteraciones, se presentan como conos muy similares a los formados por travertinos; por este motivo fueron muestreados para realizarles laminas delgadas y así petrográficamente reconocer su composición mineralógica, y también difracción de rayos X para determinar la composición química y establecer el mecanismo de formación.

4.8.1. Ubicación de las muestras

Las muestras fueron cuatro, recogidas de mayor a menor altitud, es decir de sur a norte.



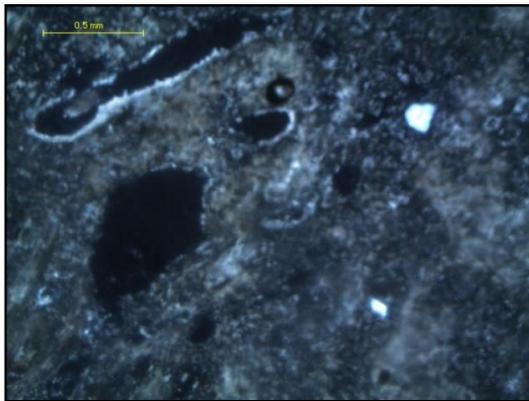
Imagen N° 7. El recuadro rojo delimita el área de muestreo

4.8.2. Descripción petrográfica

Muestra 1



Fotografía N°1. Afloramiento de muestra 1



Fotografía N°2. Se observa la abundancia de cristales de calcita

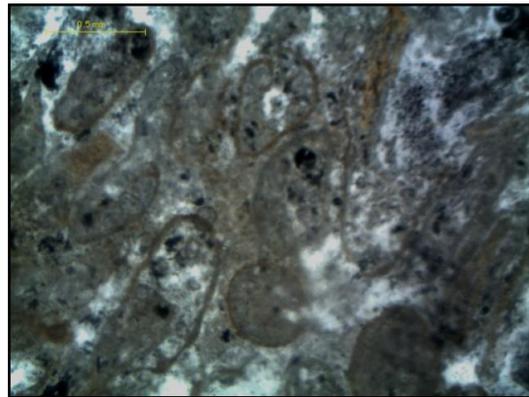


Fotografía N°3. Minerales de cuarzo, plagioclasas polisintéticas y zonadas, biotitas prismáticas

Se observan cristales anhedros de calcita reemplazando completamente la matriz, y fósiles presentes en la roca. Se identifica un 1 % de cristales de cuarzo subredondeados y anhedros, mostrando una extinción ondulosa. Asimismo se encuentra un 0.5% de cristales de plagioclasas prismáticas, euhédricas a subhédricas y con maclas Carlsbad y algunos cristales de biotita generalmente alargadas.

Es distinguible también la alteración ferruginosa que afecta a algunos minerales.

Esta muestra es la que presenta mayor contenido de fósiles de diferentes especies que muestra la fotografía. La roca original pertenece a una caliza presente en la zona.

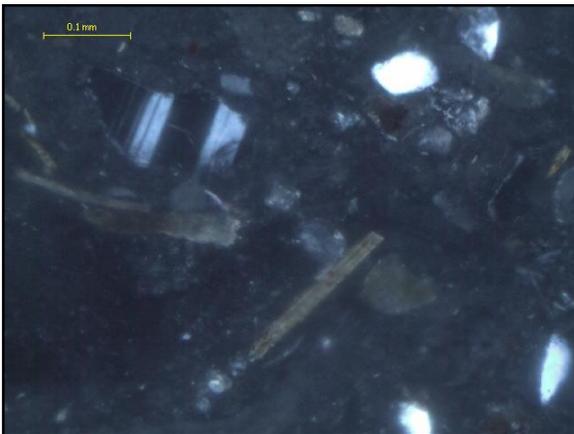


Fotografía N°4. Fósiles

Muestra 2 y 3



Fotografía N°5. Afloramiento de muestra 2
(Color pardo) y 3 (color grisáceo)



Fotografía N°6. Plagioclasas y cuarzos con
bordes alterados con calcita y biotitas

La muestra 2 presenta cristales fragmentados de cuarzo y biotita con las mismas características de la muestra 1, solo que en mayor porcentaje, 5% y 2% respectivamente.

Las plagioclasas presentan además maclado polisintético y Carlsbad, estando en un 3%. Algunos de los bordes de los cristales de plagioclasas están alterados con calcita.

Se observa un 60% de la presencia de fósiles en la muestra, en una matriz silícea.

La muestra probablemente pertenece a una diatomita.

En la muestra 3 se observan gran cantidad de cristales sueltos, desde euhedros a anhedral, entre estos se encuentran el cuarzo, con extinción ondulosa.

Las plagioclasas presentan un maclado polisintético, tipo Carlsbad y una zonación composicional con una cantidad de aproximadamente 30%. Las biotitas son pardas, prismáticas y con clivaje paralelo. Hay presencia de piroxenos pequeños, anhedral con las aristas redondeadas.

Se encuentra algunos fragmentos redondeados de granito compuesto por un 80% de cuarzos, 10% de plagioclasas y 5% de biotitas; y fragmentos de vidrio volcánico mostrando una textura esferulítica.

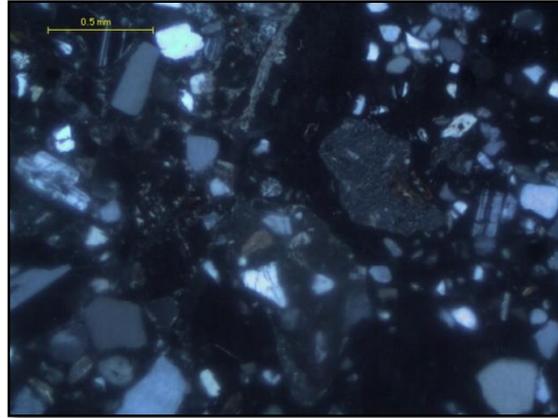
Se observa cristales de sericita en los fragmentos de granitos, y calcita cementando la matriz.

Esta muestra presenta pocos fósiles, con algunas especies distintas a las presentes en las muestras 1, 2 y 4

La muestra se identifica como una arenisca.



Fotografía N°7. Fósiles



Fotografía N°8. Líticos de areniscas con cristales de cuarzo fracturados.

Muestra 4



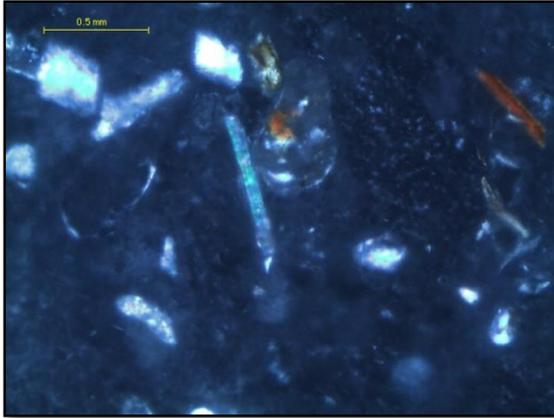
Fotografía N°9. Afloramiento de muestra 4

Se observan un 10% de cristales anhédros de cuarzo con extinción ondulosa, plagioclasa en un 5% y algunos cristales de biotitas pardas y prismáticas.

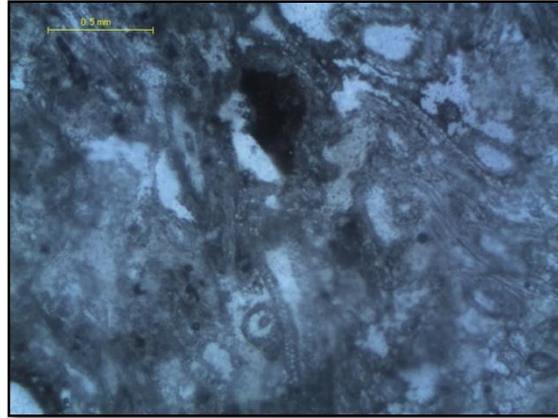
Se observa sericita relleno los intersticios de la matriz de la roca, sin embargo, la mayoría de la matriz se encuentra más silícea.

Los fósiles tienen gran variedad de especies.

La muestra probablemente pertenece a una diatomita.



Fotografía N°10. Cristales de cuarzo y biotitas, con bordes alterados a sericita



Fotografía N°11. Fósiles

4.8.3. Difracción de rayos X:

Esta técnica mide la intensidad de picos difractados del cristal debido a los compuestos químicos individuales en una muestra, por ejemplo CaCO_3 , CaO , CaSO_4 etc. El resultado se obtiene en porcentaje estimado (semi-cuantitativo).

En las siguientes gráficas se presentan los minerales mayoritarios constituyentes de las muestras.

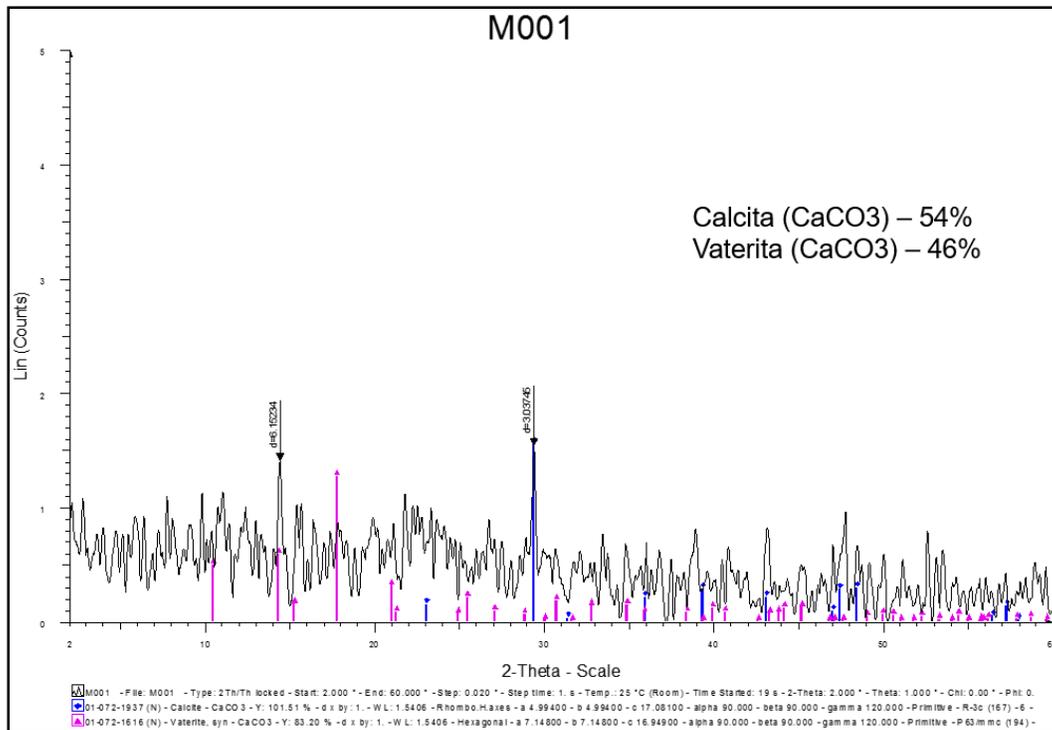


Grafico N°23. Difracción de rayos X muestra 1

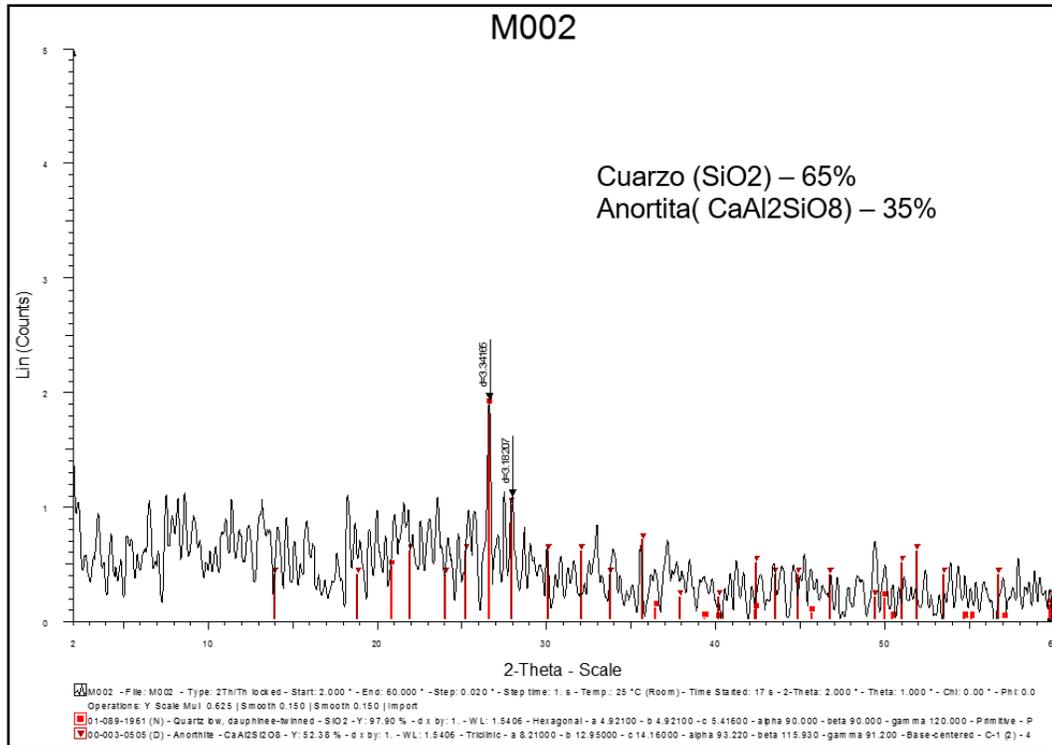


Grafico N°24. Difracción de rayos X muestra 2.

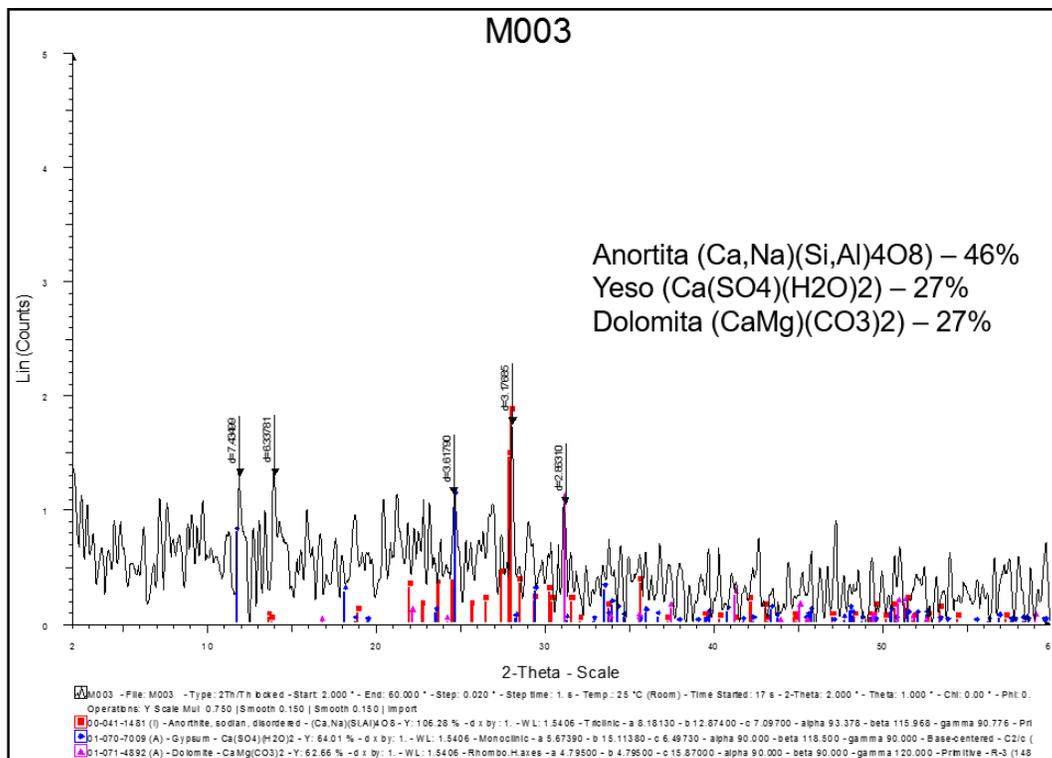


Grafico N°25. Difracción de rayos X muestra 3.

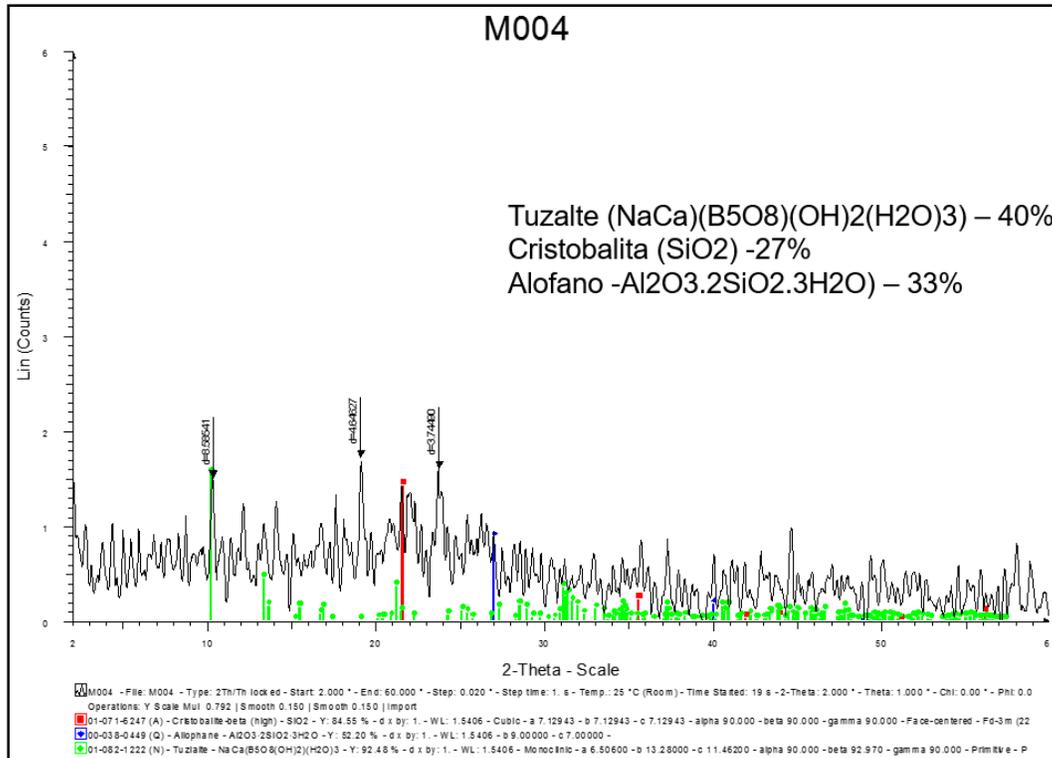


Grafico N°26. Difracción de rayos X muestra 4.

Con el control petrográfico y de laboratorio, estas rocas no presentan la composición química-mineralógica y texturales de un travertino sensu stricto, por su la forma de presentarse en campo y sus características macroscópicas, se las podría denominar como Caliche. Las características ambientales de la región permiten que los manantiales termales con mayor disolución de elementos químicos, en su ascenso por la pérdida del CO₂ y la evaporación en superficie, hagan precipitar las sales cementando las arenas y líticas presentes en el suelo y que son observados en microscopio. Los fósiles no son objeto de análisis en este trabajo, pero son mencionados para idealizar un ambiente de formación de estas rocas.

5. MODELOS CONCEPTUALES

5.1. GEOQUÍMICO:

Fuente de calor:

Al no realizarse análisis de gases disueltos y libres en los manantiales, con la geoquímica no puedo localizarse la fuente de calor.

Recarga:

Con el análisis isotópico y el mapa de isocontornos se puede definir a la Sierra del Colorado (4500 m.s.n.m. promedio) de rumbo N-S ubicada al occidente como el sector de recarga

del sistema, sin descartar que la formación de tormentas de granizo observadas en el volcán, también aporte a la recarga.

Patrón de circulación de fluidos:

La composición química del agua muestreada como también sus isotopos, permiten deducir que el agua se infiltra por los estratos sedimentarios de rumbo N-S ubicados al occidente del área de análisis, esto lo afirma, el carácter bicarbonatado del agua, las bajas concentraciones de Cl, B y Li, sus bajas conductividades y sus contenidos isotópicos muy próximos a la línea meteórica mundial. Las fallas regionales que limitan la depresión tectónica del volcán Tuzgle, son de carácter normal lo que permite interpretarlas como conductos que permiten la infiltración junto con la permeabilidad primaria y secundaria de las rocas. A medida que se infiltra el agua meteórica, se calienta conductivamente permitiendo el intercambio iónico con las rocas a su paso, aumentando la conductividad, en incluso mezclándose con aguas freáticas o de menor circulación lo que hace que en algunos manantiales las temperaturas de surgencia sean bajas. Para el SE del Volcán, el agua muestra un comportamiento superficial, pudiendo ser aguas que se infiltraron a poca profundidad y de corto recorrido, desde el volcán o desde la Sierra de Los Cobres.

Zona de ascenso de fluidos:

Mediciones de gradientes termales en perforaciones poco profundas (1989/90), localizan dos áreas con valores anómalos, estos sectores están ubicados uno hacia el S-W desde el centro del volcán a unos 6 Km desde su base y el otro más hacia el N-W, cerca de las manifestaciones.

Capa sello:

Las efusiones ignimbríticas de las Formaciones Abra del Gallo, Trincheras o en el caso de una inversión tectónica, la Faja Eruptiva, por sus características litológicas podrían ser la capa sello del reservorio.

Descarga:

De acuerdo a los contenidos químicos de las aguas, se ha determinado que la zona de ascenso de fluidos se encuentra al oeste de volcán Tuzgle donde están las muestras de agua más clorurada y con una impronta geotérmica. Estudios corroboran la presencia de una falla NNE-SSW que permitiría el ascenso del fluido observado en superficie como manantiales termales con zonas de alteración.

Reservorio:

El reservorio estaría presente en las facies clásticas de la Fm. Pirgua, constituido por un fluido clorurado sódico aproximadamente neutro. De acuerdo a los geotermómetros de aguas se puede indicar temperaturas de 180 a 220°C.

5.2. GEOLOGICO:

AREA GEOTERMICA TUZGLE	
ASPECTOS	GEOLOGIA
Fuente de calor	La actividad volcánica comenzó a los 0.5 Ma (Aguater, 1980) con la erupción de una ignimbrita dacítica-riolítica, luego a los 0.3 Ma le siguió la formación de un complejo dómico lávico dacíticos. Por ultimo hubo una serie coladas andesitas. Coira y Kay (1993) sugirieron una temperatura de cristalización para los magmas máficos >1.075°C los cuales comenzaron a cristalizar a profundidades mayores de 25-30 km.
Recarga	Estaría en las partes altas de las sierras del Colorado (recarga subterránea) y posiblemente de los Cobres (recarga subsuperficial).
Patrón de circulación	Las fallas de rumbo N-S y NW-SE permiten la recarga del sistema y el ascenso de fluidos.
Zonas de ascenso de fluidos calientes	Ubicada por pozos de gradiente, hacia el SW del Volcán Tuzgle.
Capa sello	Ignimbritas de la Fm Trinchera, Abra del Gallo, de matriz altamente litificadas o Faja eruptiva. Dependiendo del tipo de falla local.
Descarga	Se localiza en la parte occidental del Volcán Tuzgle, donde se observan los manantiales termales y el área de alteración.
Reservorio	Fm. Pirgua, conglomerados, brechas, areniscas.

Tabla N°5. Resumen de Modelo Geológico

5.3. GEOFISICO:

Los modelos conceptuales basados en la geofísica realizada por diferentes autores, como con los estudios magnetoteléuricos de Sainato *et al.* (1993); proponen la presencia de 3 capas conductivas con sus topes a 1 km, 7 km y 31 km de profundidad y una estructura conductiva superficial a una profundidad entre 100 y 200 m obtenidas a partir de un modelado de inversión 1-D en cada una de las estaciones MT. La capa superficial es asociada a un reservorio geotermal poco profundo propuesto por Aguater (1980) y que

correspondería a la unidad ignimbrítica permeable de la Formación Trinchera sellada por la Formación Pastos Chicos.

Con este trabajo de reevaluación y procesamiento de antecedentes, se prefirió considerar para la integración de la geología e hidrogeoquímica en un modelo geotérmico conceptual preliminar, los postulados geofísicos de Sainato y Pomposiello (1994) como resultado de una reinterpretación de la información existente hasta ese momento. Mediante un modelo 2-D magnetoteléurico de distribución de la resistividad y un modelo 3-D de gravedad del área identificaron dos cuerpos principales. El primero está representado por una capa conductiva y de baja densidad, con su tope a 2 km y su base a ~3.1 km de profundidad, en coincidencia ésta última con la profundidad reportada por Mon (1987) para el basamento. Ésta capa conductiva infrayace a una serie de unidades permeables e impermeables que pueden ser asociadas a reservorios superficiales.

El segundo cuerpo está caracterizado por una zona de resistividad de 0.5 ohm-m, rodeado de una zona más resistiva de 100 ohm-m, con un contraste de densidad de -0.04g/cm^3 , el que ha sido asociado a una cámara magmática rodeada de fluidos salinos, con su techo a ~8 km y su base a ~22 km de profundidad, esta última consistente con la profundidad propuesta sobre bases petrológicas por Coira y Kay (1993) para la región de acumulación de magmas. Una capa regional conductiva profunda detectada a aproximadamente 31-34km de profundidad estaría asociada a liberación de energía relacionada a procesos de subducción entre la placa de Nazca y la Sudamericana.

5.4. MODELO CONCEPTUAL INTEGRADO

El área de estudio presenta una tectónica de tipo andino, con fracturas N-S, con desviaciones hacia NNE y NNW y lineamientos NE-SW donde se ubica el vulcanismo reciente del Tuzgle. Estas estructuras andinas son cortadas transversalmente por un sistema WNW-ESE incluso E-W. La tectónica sinsedimentaria actuó hasta el Terciario superior (Mioceno medio) con carácter mixto compresivo - distensivo (plegamiento de series elásticas) y luego con carácter prevalentemente distensivo (actividad volcánica predominante). El basamento debido a estas megafracturas, ha sido deformado y partido en bloques independientes sobre los cuales actuó la orogénesis andina, activando los lineamientos transversales (WNW-ESE, en el área investigada). Todos estos movimientos tectónicos, estructurales regionales afectaron localmente las rocas circundantes otorgándoles en muchos caso una permeabilidad secundaria que en superficie ayuda a la infiltración de la recarga del sistema y que en profundidad permite la circulación del fluido, el calentamiento conductivo y el ascenso hacia las áreas de descarga. Estos procesos tectónicos a lo largo de los periodos geológicos, permitió que el área de interés geotérmico quedara limitada al sector oeste-suroeste del Volcán Tuzgle, limitada por fallas al sur y al este.

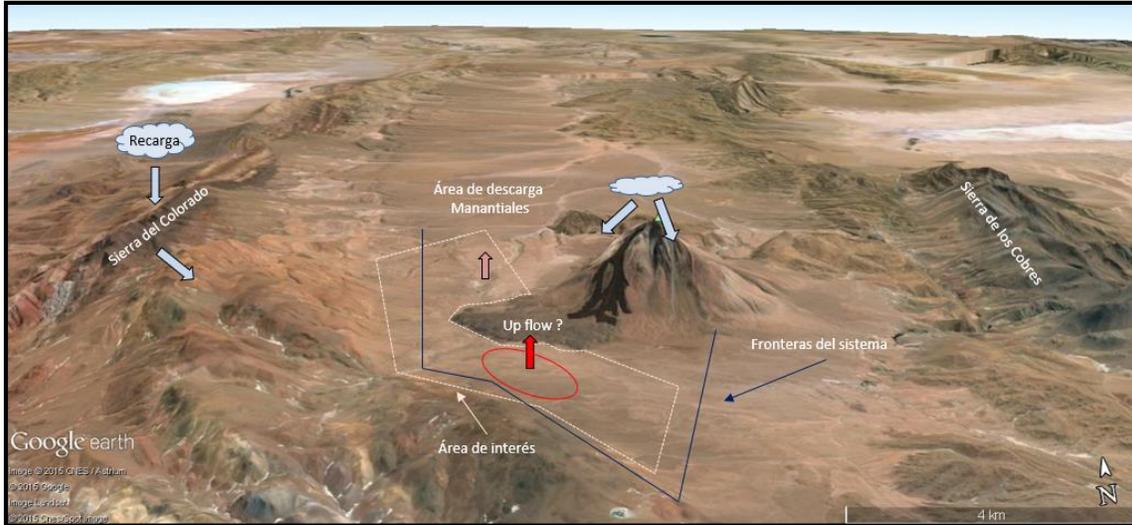


Imagen N°8. Modelo Geotérmico Integrado

Los movimientos inversos afectaron a la Fm. Pigua, posible reservorio, de edad Cretácica, profundizándola en esta parte del sistema quedando su techo a unos aproximadamente 2000m, por este proceso la Faja Eruptiva Ordovícica o las ignimbritas Abra del Gallo, estarían suprayaciendo y sellando al reservorio.

El basamento subyace a estas formaciones representado por la Fm. Puncoviscana Precámbrica, que estaría a 3000m de profundidad, lo que permitiría estimar que el espesor del reservorio si se presenta con una secuencia estratigráfica normal, sería menor a 1000m, en el supuesto de que el ordovícico este por encima, ambiciosamente podría llegar a ese espesor.

Considerando registros meteorológicos de precipitaciones, dirección de vientos y tormentas; la geología y estructuras, como también la aproximación de alturas con la relación 180 – altitud, se establece que la recarga del sistema se localiza en la sierra del Colorado, alto topográfico N-S de más de 4500m.

Esta sierra está constituida principalmente por areniscas y conglomerados del Grupo Salta permeables que ayuda a la infiltración del agua meteórica al sistema, que posteriormente se calienta conductivamente a medida que se profundiza, permitiendo el intercambio iónico con las rocas a su paso, aumentando la conductividad, en incluso mezclándose con aguas freáticas o de menor circulación lo que hace que en algunos manantiales las temperaturas de surgencia sean bajas y que el equilibrio mineral también se alcance a menores temperaturas. Para el SE del Volcán, el agua muestra un comportamiento superficial, pudiendo ser aguas que se infiltraron a poca profundidad y de corto recorrido, desde el volcán o desde la Sierra de Los Cobres.

Mediciones de gradientes termal en perforaciones poco profundas (1989/90), localizan dos áreas con valores anómalos para el sector del Tuzgle, estas áreas están ubicados una hacia

el S-W desde el centro del volcán a unos 6 Km desde su base y la otra más hacia el N-W, cerca de las manifestaciones.

6. CONCLUSIONES

Con la recopilación de antecedentes y la reinterpretación de los datos hidroquímicos, geológicos estructurales y geofísicos para los sectores definidos como El Tuzgle, Mina Betty, Tocomar y Pompeya permitieron establecer que existen dos sistemas geotérmicos geoquímicamente bien diferenciados. El lineamiento regional Calama - Olcapato – Toro NO-SE y demás estructuras locales, posiblemente fueran una barrera en profundidad que impida el flujo del fluido y la conexión de un mismo reservorio, entre la región hacia el norte del lineamiento y la próxima al mismo. Al hacer el análisis geotermométrico, no se logra la convergencia de las especies minerales lo que comprueba que el reservorio en esta zona, no se encuentra aún en equilibrio.

El sector Mina Betty, presenta características de un agua meteórica que ha tenido una circulación corta (en tiempo y distancia) y somera, que no ha llegado al equilibrio.

Por estas consideraciones, el área de interés geotérmico para la interpretación y consiguiente modelo conceptual, quedaría reducida al sector oeste- suroeste, inmediato al Volcán Tuzgle.

Los manantiales termales son Cl-Na-Ca-HCO₃, con temperaturas en el rango de los 35 a 56 °C, conductividades entre 3220 y 8100 μS/cm y pH entre 6 y 6.6. Las temperaturas geotermométrica de cationes establecieron rangos de 226-250°C, con mezcla de sílice 151°C, cuarzo con pérdida de vapor 205°C y mediante el índice de saturación de 180 a 230°C. Resultados isotópicos muestran que el contenido de ¹⁸O estaría enriquecido por un proceso de interacción agua-roca a mediana temperatura, más que por evaporación u otro fenómeno.

El agua superficial aguas arriba de los manantiales (hacia el sur), muestra un comportamiento diferente a las que están aguas abajo (hacia el norte), las primeras son del tipo HCO₃-Ca-Na con pH 9.5, cond. 235 μS/cm y temperaturas de 12°C. Las segundas son Cl-Na-HCO₃ pH 8.9, cond. 3000 μS/cm y temperaturas promedio de 15°C. Isotópicamente el agua bicarbonatada tiene composiciones para cercanas a la recta meteórica mundial.

Concluyendo, el modelo conceptual para el Campo Geotérmico Tuzgle, presenta un reservorio a aproximadamente 2000m de profundidad, en las facies sedimentarias permeables de la Fm. Pircua con una temperatura de 180 a 220°C, sellada por rocas volcánicas, ignimbritas o ígneas impermeables. El upflow del sistema con los datos existentes permitiría ubicarlo hacia el suroeste en dirección de la lava más joven del Tuzgle. El outflow estaría hacia el norte manifestado por manantiales termales con impronta geotérmica y la alteración en superficie.

Por consiguiente, el agua meteórica precipita e infiltra por las rocas permeables del Grupo Salta aflorantes en la Sierra del Colorado, límite occidental del sistema, aumentando su

temperatura por conducción a medida que profundiza e interactuando químicamente con las rocas en su trayecto para luego ascender por fracturas.

BIBLIOGRAFIA

- ✚ Alonso Ricardo N. 2010. *LA PUNA ARGENTINA. Ensayos geológicos, históricos y geográficos de una región singular*. 2da edición Mundo Grafico Salta Editorial. ISBN 978-987-1618-32-3. Salta. Argentina.
- ✚ Aquater SPA (Grupo ENI, Italia). 1978-79. *Reconocimiento en la zona de la Puna y El Ramal (sierra de Santa Bárbara)*.
- ✚ Braun Wilke R.H. . 2001. *Carta de aptitud ambiental de la provincia de Jujuy*. Departamento de Suelos y Ecología. Facultad de Ciencias Agrarias. Universidad Nacional de Jujuy. Argentina.
- ✚ Buitrago Luis G., Larran Mabel T. 1994. *El clima de la provincia de Jujuy*. Catedra de Climatología y Fenología Agrícola. Facultad de Ciencias Agrarias. Universidad Nacional de Jujuy. Argentina.
- ✚ Cisterna Juan Pablo. 2011. *Factores que inciden en las modalidades de subducción de la Placa de Nazca y sus implicancias en la configuración de volcanismo cuaternario en el sector occidental de la placa Sudamericana*. Curso “Volcanismo Andino e impactos en la sociedad y los ecosistemas con especial enfoque en cenizas volcánicas”. Neuquén.
- ✚ Coira, B. y Paris, G., 1981. *Estratigrafía volcánica del área del cerro Tuzgle, Provincias de Jujuy y Salta*. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 659-671. Buenos Aires. Argentina.
- ✚ Coira, B. and S., Malhburg Kay, 1993. *Implications of Quaternary volcanism at Cerro Tuzgle for crustal and mantle evolution of the Puna plateau, Central Andes, Argentina*. Contribution to Mineralogy and Petrology, 113: 40—58.
- ✚ Coira, B. 1995. *Cerro Tuzgle Geothermal Prospect, Jujuy, Argentina*. Proceeding of the World Geothermal Congress, 2:1161-1165.
- ✚ D'Amore Franco. 1991. *Applications of geochemistry in geothermal reservoir development*. UNITAR/UNDP. Centre on small energy resources. Rome. Italy.
- ✚ Ellis A.J. Mahom W.A.J. 1977. *Chemistry and Geothermal System*. Academic Press. New York, San Francisco, London.
- ✚ Failde de Calvo Viviana - Daniel R. Fernández. 2007. *El ordenamiento territorial en las provincias de Salta y Jujuy*. Mapa de actores. Sector Público (1ª Parte). INTA EEA Salta.
- ✚ Gobierno de la Provincia de Jujuy, Centro Regional de Energía Geotérmica de Neuquén (CREGEN), Universidad Nacional de Jujuy. 1987-88. *Perfiles geoeléctricos y estudios volcano-tectónicos y geoquímicos e isotópicos de aguas*.
- ✚ Henley R.W. Truesdell A. H. Barton P. B. *Fluid-mineral equilibria in hydrothermal systems*. Society og Economic Geologists. ISSN 0741-0123.
- ✚ INTA-UNSa SIGSSSJ. 2009. *Adecuación a un SIG del estudio “Los Suelos del NOA (Salta y Jujuy)” EL MEDIO NATURAL. Consideraciones sobre las características geográficas*. Salta, Argentina.
- ✚ Linares Correal Andrea, 2014. *Estimación del equilibrio mineral acuoso para la evaluación geotermométrica de aguas termales diluidas provenientes del sistema geotérmico del Volcán Nevado del Ruiz, Colombia*. Diplomado de Especialización en Geotermia. El Salvador.

- ✚ Marini Luigi. 2004. *Geochemical techniques for the exploration and exploitation of geothermal energy*. Laboratorio di Geochimica, Dip.Te.Ris., Università degli Studi di Genova, Corso Europa 26, 16132 Genova, Italia.
- ✚ Organismo Internacional de Energia Atómica. 1992. *Estudios geotérmicos con técnicas isotópicas y geoquímicas en América Latina*. Austria. ISSN 1011-4289
- ✚ Panarello, H. O., Sierra, J.L., Pedro, G, 1992. *Flow patterns at the Tuzgle Tocomar Geothermal system, Salta Jujuy, Argentina*. IAEA Technical Document Tecdoc. Viena, Austria: v.641, p.57 –75.
- ✚ Pang. A, H. Reed, M., 1998. *Theoretical chemical thermometry on geothermal waters: problems and methods*. Geochimica et cosmochimica acta, 62(6), pp. 1083-1091.
- ✚ Paoli H., Elena H., Mosciaro J., Ledesma F., Noé Y. 2011. *Caracterización de las cuencas hídricas de las provincias de Salta y Jujuy. Cuenca "Cerrada de la Puna"*. INTA. Salta, Argentina. INTA
- ✚ Paoli H. 2003. *Aprovechamiento de los recursos hídricos y tecnología de riego en el altiplano argentino*. INTA. Salta.
- ✚ PROGRAMA DESARROLLO DE PEQUEÑAS COMUNIDADES CONSEJO FEDERAL DE INVERSIONES, *Abastecimiento de agua para consumo ganadero - Bebederos -Segundo Informe Parcial*. Julio 1999.
- ✚ Ramos V.A. *El Segmento de Subducción Subhorizontal de los Andes Centrales Argentino-Chilenos*. 1999. ACTA GEOLOGICA HISPANICA, v. 32. no 7, p. 5-16.
- ✚ Ramos V.A, Coira B. *Las Provincias Geológicas de Jujuy*. 2008. Relatorio Del XVII Congreso Geológico Argentino. Jujuy, Argentina.
- ✚ Sainato C., Febrer J.M., Pomposiello M.C., Mamaní M., Maidana A., J. 1993. *"Magnetotelluric Study of the Tuzgle Volcano zone"*, Geomag. Geoelectr. 45, Pág. 787-803.
- ✚ Sainato, C., Pomposiello M.C. 1997, *Bidimensional MT and Gravity model of Tuzgle volcano zone (Jujuy Province, N-Argentina)*. Journal of South-America Earth Sciences, vol 10 N3-4 247-261.

Páginas de internet

- ✚ www.lanacion.com.ar/82752-la-argentina-y-chile-estaran-integradas-electricamente
- ✚ <http://energia3.mecon.gov.ar/contenidos/verpagina.php?idpagina=1916>