

Origen y procesos en las aguas termales de la región de Aysén: primeros resultados desde la hidrogeoquímica.

Angello Negri^{1*}, Linda Daniele¹, Diego Morata¹, Antonio Delgado² y Ana Valdes³,

¹ Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Chile/Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA).

² Laboratorio de Biogeoquímica de Isótopos Estables, Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra IACT (CSIC-UGR), España.

³ Seremi de Minería, Ministerio de Minería, Región de Aysén, Gobierno de Chile.

* email: anegri@ing.uchile.cl

Resumen. Las manifestaciones termales en la región de Aysén, parecen estar relacionadas al sistema de falla Liquiñe-Ofqui (SFLO), un factor que probablemente podría ser de primer orden en el control de la circulación de los fluidos subterráneos. En el área de estudio, favorecida por las condiciones propicias, afloran numerosos manantiales termales. Poco se conoce sobre el origen y los procesos formadores involucrados, más aún, ni su hidrogeoquímica ha sido investigado en profundidad. Los datos de las 12 muestras analizadas han permitido identificar dos grupos principales de acuerdo a sus características físico-químicas. El primer grupo (G1), de tipo Na-Cl, comprende los manantiales ubicados en los bordes de los fiordos, mientras que el segundo grupo (G2) está formado por las muestras más alejadas de la costa y corresponden a una mezcla de tipos aguas con tendencia hacia Na-HCO₃. El G1 por su posición y su facies hidrogeoquímica parece estar directamente relacionado con el agua de fiordo. Los datos isotópicos muestran que ambos grupos están cercanos a la línea meteórica global (LMG) indicando la participación de procesos de recarga actual en la composición de estos manantiales.

Palabras Claves: fuentes termales, procesos de mezcla, isótopos estables, análisis de clúster.

1 Introducción

La región de Aysén, en la zona austral de Chile, presenta las condiciones óptimas para la formación de manantiales termales: la existencia de una fuente de calor (volcanes activos), sistemas de fallas que pueden favorecer la circulación de fluidos profundos (SFLO), y abundantes precipitaciones (normal anual 1331.8mm). En la zona de estudio las fuentes termales están hospedadas en rocas intrusivas principalmente, donde la capacidad acuífera debería estar controlada por la circulación de fluidos a través de medios fracturados (porosidad secundaria). Si bien, se conoce la presencia de manifestaciones termales en distintos puntos de la región, no abunda literatura científica acerca de su origen y sus procesos geoquímicos. De hecho, los trabajos realizados por Hauser (1989, 1997) son las únicas publicaciones disponibles. En éstas, se interpretan las aguas termales de la región de Aysén como resultado de la circulación profunda de los fluidos superficiales a lo largo del SFLO (Fig.1), un sistema de falla intra-arco de rumbo transpresional dextral NNE-SSW

(Cembrano et al., 1996, 2000, 2002).

En el presente trabajo, se presenta una primera interpretación de los datos hidrogeoquímicos de algunos manantiales termales de la región. Estos resultados preliminares permiten hacer consideraciones relativas al probable origen de los fluidos e identificar y cuantificar los principales procesos fisicoquímicos asociados al quimismo de estas manifestaciones termales.

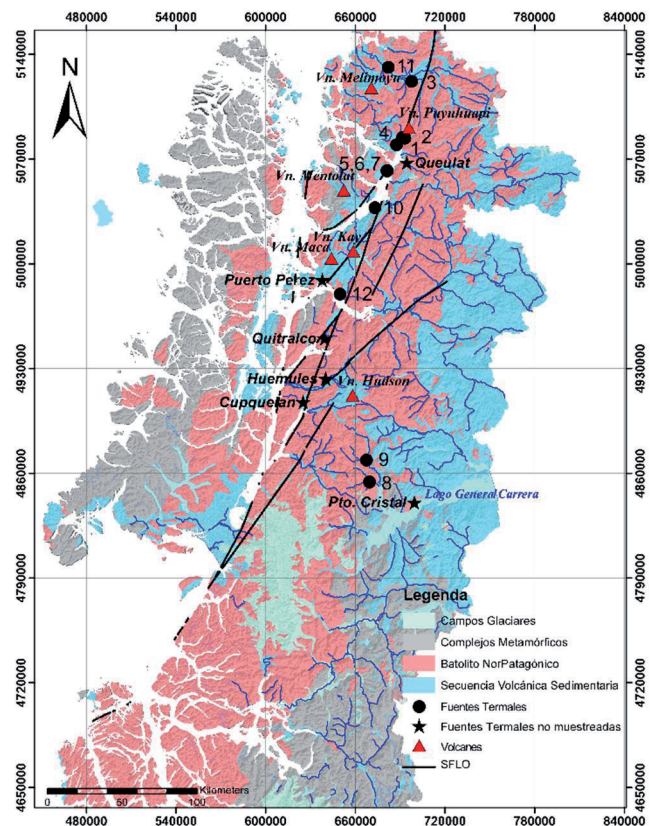


Figura 1. Zona de estudio, unidades geológicas principales, ubicación de las fuentes termales, volcanes y SFLO.

2 Metodología

2.1 Muestreo y análisis

Se recolectaron un total de 12 muestras de manantiales

termales, 2 de precipitaciones, 2 de agua de fiordo y una de agua superficial durante enero 2015. Para cada muestra se tomaron 4 botellas de polietileno de alta densidad de 250 ml. Dos fueron filtradas ($0,45\mu\text{m}$) y acidificadas con HNO_3 para la determinación de cationes y elementos traza. Otra, solo filtrada ($0,45\mu\text{m}$) para la medición de aniones, y la última sin tratar para la determinación de isótopos. Todas fueron almacenadas en una cámara de frío a $\sim 3^\circ\text{C}$ hasta su análisis.

Se realizaron mediciones *in situ* de conductividad eléctrica (EC), temperatura, pH, potencial de óxido reducción (Eh) y sílice disuelta. Los parámetros físico-químicos fueron medidos con un Multiparámetro portátil Hach HQ40D y el contenido de sílice con un Fotómetro portátil Hanna HI96705.

En los laboratorios del Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes se analizaron los cationes usando un Espectrómetro de absorción atómica Perkin Elmer Pinaacle 900F y, los aniones por Cromatógrafo Iónico Thermo Scientific Dionex ICS-2100. Los isótopos fueron determinados en el laboratorio de isótopos del Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra (España) mediante espectrómetro de masa Finnigan Delta Plus XL. Finalmente, los carbonatos se han determinado por titulación volumétrica (Giggenbach y Goguel, 1989).

2.2 Análisis de clúster y factor salino

El análisis de clúster (AC) es una técnica estadística clasificatoria multivariable que tiene por objetivo agrupar las muestras en distintas poblaciones más o menos homogéneas, las cuales podrían implicar distintos contextos hidrogeológicos (Güller et al., 2002), además de establecer su lejanía a otros grupos. Hay distintos tipos de análisis clúster, sin embargo el análisis jerárquico es el más usado en ciencias de la Tierra (Davis, 1986). Las técnicas de análisis multivariable en general asumen igual varianza y distribución normal de las variables (Alther 1979, Güller et al., 2002), que es necesario considerar a la hora de realizar el análisis.

Se han considerado 9 variables hidrogeoquímicas (pH, T° , Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^- , Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+}) para el AC. Todos los parámetros químicos fueron transformados a logaritmo, excepto el pH y la sílice, cuyos coeficientes de asimetría son cercanos a cero, es decir, presentan una distribución prácticamente normal. Luego, todas las variables fueron estandarizadas mediante el cálculo de las puntuaciones estandarizadas (z-score), para que todas las variables tuvieran el mismo peso en el análisis estadístico (Cloutier et al., 2008, Davis, 1986, Güller et al., 2002). Los valores por debajo del límite de detección, para efectos prácticos de procesamiento, se reemplazaron por la mitad del límite de detección, si estos no superaban el 20% del total de muestras.

La composición química e isotópica de una mezcla de dos

componentes varía sistemáticamente dependiendo de la abundancia relativa de sus miembros extremos (Faure, 1998). Para determinar la influencia de agua marina, en la composición química de las aguas termales muestreadas, se ha calculado el factor salino. Éste representa el porcentaje de agua de mar en una muestra considerando el Cl^- como un ion conservativo y asumiendo que todo el contenido de Cl^- procede del agua de mar. En este caso, muestreado el agua en el punto central del fiordo, se ha considerado esta agua como el miembro extremo que aporta salinidad a los manantiales termales. Supuestos que son considerados válidos, ya que, en las muestras analizadas, no existe una correlación entre el contenido de Cl^- y la temperatura (Fig. 3-D)

La contribución de agua de fiordo (f_s), fue calculada considerando la concentración de Cl^- en la muestra ($C_{\text{Cl},m}$), el contenido de Cl^- en el agua de lluvia ($C_{\text{Cl},f}$) y la concentración de Cl^- en el agua de fiordo ($C_{\text{Cl},s}$) (Pulido-Leboeuf, 2004, Daniele et al., 2013).

3 Resultados y Discusión

3.1 Hidrogeoquímica

Las medidas *in situ* realizadas en los manantiales termales muestran un amplio rango en los valores EC ($247 \mu\text{S}/\text{cm}$ a $11660 \mu\text{S}/\text{cm}$). Las muestras con mayor EC se encuentran en los bordes o en contacto directo con los fiordos, en cambio las menores en zonas alejadas de ellos. Las temperaturas varían entre 31.6°C y 84.6°C , siendo la temperatura máxima la de un pozo surgente situado en la zona de Puyuhuapi. El pH varía entre 7.2 y 9.63, los valores más básicos se han medido en los manantiales termales muestreados en zonas alejadas de los fiordos.

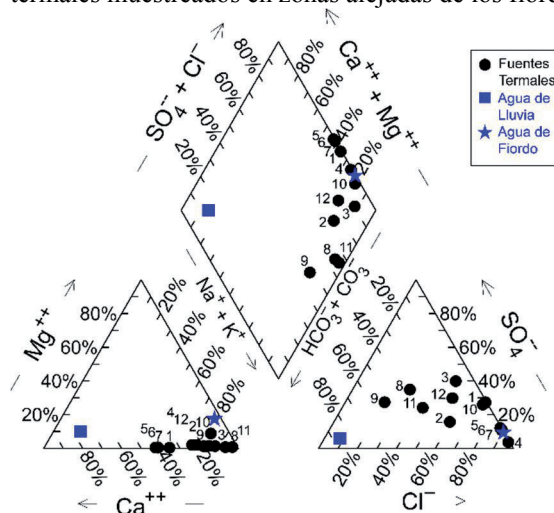


Figura 2. Diagrama de Piper de las manifestaciones termales.

El diagrama de Piper (Fig. 2) muestra los tipos de aguas en función de las concentraciones iónicas. Las aguas muestreadas son claramente de tipo $\text{Na}^+\text{-Cl}^-$, sin embargo es posible observar dos tendencias: algunas muestras son

claramente $\text{Na}^+\text{-Cl}^-$, pero otras muestran un mayor componente HCO_3^- . Además, las muestras $\text{Na}^+\text{-Cl}^-$ tienen menores proporciones de $\text{Na}^+\text{-K}^+$ respecto al Ca^{+2} que las aguas más HCO_3^- . Todas las muestras analizadas presentan proporciones de Mg^{+2} bajas comparada con los otros cationes.

El cloruro es considerado el ion conservativo por excelencia, debido a que su contenido no es afectado por procesos geoquímicos externos porque tiende a mantenerse en solución y, a menos que efectos de ebullición o dilución ocurran, su concentración no varía.

El comportamiento conservativo y las premisas que éste ion esté relacionado exclusivamente con el agua de fiordo es corroborado por las relaciones iónicas que aparecen en la figura 3. En el gráfico binario (Fig. 3, A) se observa que existe una correlación positiva entre el ion cloruro y el ion bromuro con un coeficiente de correlación máximo ($r^2=0.99$), sugiriendo que ambos iones pueden tener un origen común. El bromuro es un ion característico del agua marina y la fuerte relación $\text{Cl}^-\text{-Br}^-$, en las muestras analizadas, hace suponer que el origen de ambos sea el agua de fiordo. En esta misma figura (Fig.3-B) se observa que existe una correlación positiva entre Na^+ y Cl^- ($r^2=0.98$), indicando una fuente común para ambos iones, al igual como se señaló con el Br^- , estos iones pueden provenir de las sales aportadas por el agua marina del fiordo. Por otra parte, el hecho que los cationes no se alineen perfectamente a la línea de mezcla teórica entre agua de lluvia y de fiordo (LMA), indican que otros procesos están contribuyendo a la composición química de las muestras analizadas. Estos procesos podrían ser interacción agua roca y/o mezcla con otros acuíferos.

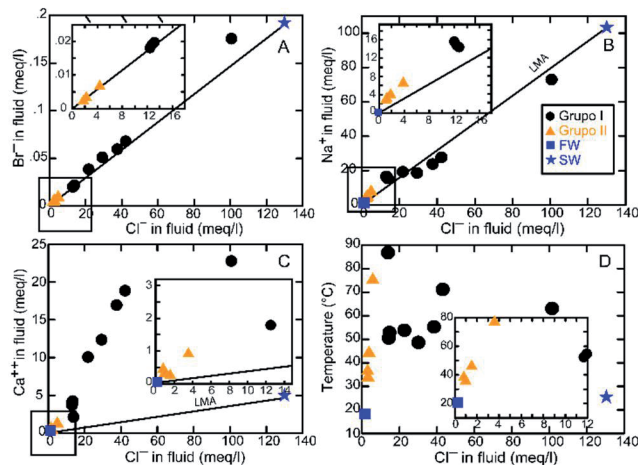


Figura 3. Relaciones entre el Cl^- y Br^- , Na^+ , Ca^{+2} , y temperatura en las fuentes termales. LMA línea de mezcla de agua de lluvia y fiordo; FW agua de lluvia; SW agua de fiordo.

En el AC (Fig. 4) se distinguen dos grupos principales y las muestras de precipitación-cauce superficial y las de fiordo conforman dos miembros extremos que se relacionan cada uno a uno de los dos grupos principales. Una vez más, los dos grupos están formados por muestras

separadas espacialmente y químicamente; un grupo (G1) comprende las que están en proximidad de la costa y que parecen tener mayor relación con el agua de fiordo (SW) y el segundo (G2) está formado por las muestras más alejadas de los fiordos y cuya relación con fluidos superficiales es menor (mayor distancia entre FW y G2). Sin embargo, es importante tener en consideración que el AC es altamente sensible a las variables utilizadas para el análisis.

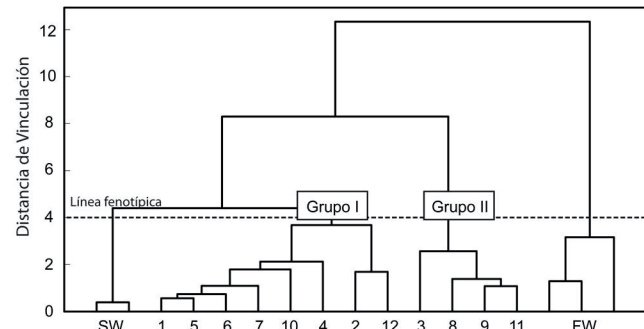


Figura 4. Dendrograma hidrogeoquímico en el área de estudio. 1-12: muestras de agua termal, SW: 2 muestras de agua de fiordo, y FW: 2 muestras de agua de lluvia y una superficial.

3.2 Cálculo del factor salino

La razón Br^-/Cl^- ha sido utilizada ampliamente para trazar la fuente de los fluidos e identificar procesos de mezcla con agua marina (Delmelle et al., 1998; Vengosh et al., 2002; Alcalá y Custodio, 2008). En el gráfico Cl^- vs Br^- (Fig.3-A), se observa que las fuentes termales tienden a seguir la línea de dilución de agua de fiordo, sumado a que las fuentes termales del grupo G1 no muestran una tendencia del Cl^- con la temperatura a diferencia del G2 ($r^2=0.98$) (Fig.3-D), se puede asumir que todo el Cl^- en el grupo G1 es de origen marino, en este caso del fiordo. Además, el déficit de Na^+ en algunas muestras con exceso de Ca^{+2} y SO_4^{2-} respecto a la LMA se asocia generalmente a intrusión marina actual (Daniele et al., 2013). Por otra parte, los isótopos estables de oxígeno y deuterio (Fig. 5) no muestran una influencia volcánica que podría aportar fluidos sódicos clorurados al sistema.

Tabla 1. Porcentaje de mezcla de agua de fiordo en las fuentes termales del grupo G1.

Fuente Termal	fs(%)	Fuente Termal	fs(%)
1	15,5	6	21,4
2	8,7	7	31,5
4	77,2	10	9,3
5	27,9	12	9,0

El factor salino, que expresa el porcentaje de agua de fiordo en las aguas termales analizadas se observa en la tabla 1. A partir de los datos obtenidos, la fuente termal que tiene una mayor influencia del agua de fiordo es la 4 y está de acuerdo a las observaciones realizadas en terreno,

donde es la única que tiene la surgencia a nivel del fiordo siendo visible sólo en marea baja.

3.3 Isótopos estables

Los isótopos estables de oxígeno y deuterio indican que las aguas termales analizadas presentan una clara relación con las precipitaciones actuales (Fig. 5), sin tener una evidente influencia volcánica e indicando una recarga superficial actual en la composición de los manantiales termales. Los valores de $\delta^{18}\text{O}$ no muestran evidencia de procesos intensos de interacción de agua-roca.

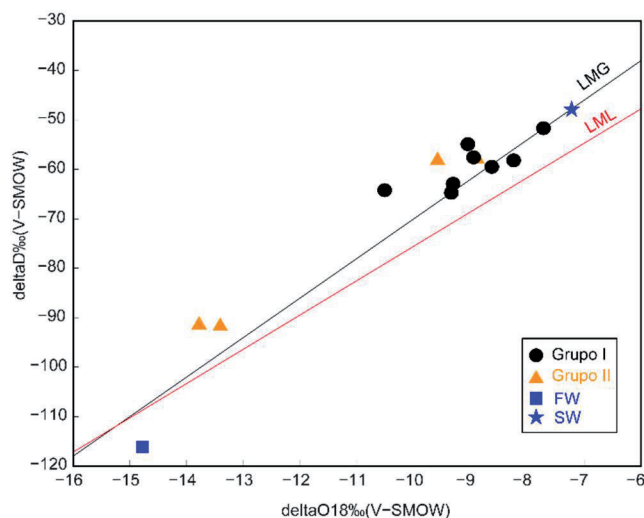


Figura 5. Variación de los isótopos estables de oxígeno y deuterio. FW agua de lluvia, SW agua de fiordo, LMG línea meteórica global, LML línea meteórica local ().

4 Conclusiones

Las manantiales termales están ampliamente distribuidos en la región de Aysén, ubicados en trazas del sistema de falla Liquiñe-Ofqui y alojados generalmente en rocas intrusivas, donde los fluidos circulan a través de medios fracturados.

Las características físico-químicas de los manantiales termales definen dos dominios principales. El grupo G1, aguas $\text{Na}^+\text{-Cl}^-$, ubicado en el borde costero, con influencia marina del fiordo (desde 8,7% hasta un 77,2%). Y el grupo G2, mezcla de tipos de aguas con tendencia hacia $\text{Na}^+\text{-HCO}_3^-$, ubicado en zonas alejadas a los fiordos, donde se observa una relación del cloruro con la temperatura indicando que probablemente, en estos casos, existe un origen de los iones distinto con respecto al grupo G1. Los isótopos estables de oxígeno y deuterio indican una recarga superficial actual en la composición de los manantiales termales, sin un aporte evidente de fluidos volcánicos.

Agradecimientos

Se agradece el financiamiento al Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA), FONDAP Proyecto 15090013. Al Proyecto Estimación y Valorización del Potencial Geotérmico Aysén, Código BIP 30346723-0. Y el apoyo del Gobierno Regional de Aysén.

Referencias

- Alcalá, F.J.; Custodio, E. 2008. Using the Cl/Br ratio as a tracer to identify the origin of salinity in aquifer in Spain and Portugal. *Journal of Hydrology* 359 (1-2): 189-207.
- Alther, G.A. 1979. A simplified statistical sequence applied to routine water quality analysis: a case history. *Ground Water* 17 (6): 556-561.
- Cembrano, J.; Hervé, F.; Lavenu, A. 1996. The Liquiñe Ofqui fault zone: a long lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics* 259 (1-3): 55-66.
- Cembrano, J.; Schermer, E.; Lavenu, A.; Sanhueza, A. 2000. Contrasting nature of deformation along an intra-arc shear zone, the Liquiñe-Ofqui fault zone, southern Chilean Andes. *Tectonophysics* 319 (2): 129-149.
- Cembrano, J.; Lavenu, A.; Reynolds, P.; Arancibia, G.; López, G.; Sanhueza, A. 2002. Late Cenozoic transpressional ductile deformation north of the Nazca-South America-Antarctica triple junction. *Tectonophysics* 354 (3-4): 289-314.
- Cloutier, V.; Lefebvre, R.; Therrien, R.; Savard, M.M. 2008. Multivariate statistical analysis of geochemical data as indicative of the hydrogeochemical evolution of groundwater in a sedimentary rock aquifer system. *Journal of Hydrology* 353 (3-4): 294-313.
- Daniele, L.; Vallejos, A.; Corbella, M.; Molina, L.; Pulido-Bosch, A. 2013. Hydrogeochemistry and geochemical simulations to assess water-rock interactions in complex carbonate aquifers: The case of Aguadulce (SE Spain). *Applied Geochemistry* 29: 43-54.
- Davis, J.C. 1986. *Statistics and data analysis in geology*. John Wiley & Sons Inc., 638 p., New York.
- Delmelle, P.; Kusakabe, M.; Bernard, A.; Fischer, T.; De Brouwer, S.; Del Mundo, E. 1998. Geochemical and isotopic evidence for seawater contamination of the hydrothermal system of Taal Volcano, Luzon, the Philippines. *Bulletin of Volcanology* 59 (8): 562-576.
- Faure, G. 1998. *Principle and application of geochemistry: a comprehensive textbook for geology students*. Prentice-Hall Inc., 600 p., New Jersey.
- Giggenbach W.F., Goguel R.L. 1989. Collection and analysis of geothermal and volcanic water and gas discharges. DSIR Chemistry, Report CD 2401: 1-82.
- Güler, C.; Thyne, G.D.; McCray, J.E.; Turner K.A. 2002. Evaluation of graphical and multivariate statistical methods for classification of water chemistry data. *Hydrogeology Journal* 10 (4): 455-474.
- Hauser, A. 1989. Fuentes termales y minerales en torno a la carretera austral, regiones X-XI, Chile. *Revista Geológica de Chile* 16 (2): 229-239.
- Hauser, A. 1997. Catastro y caracterización de las fuentes de aguas minerales y termales de Chile. Servicio Nacional de Geología 50.
- Pulido-Leboeuf, P. 2004. Seawater intrusion and associated processes in a small coastal complex aquifer (Castell de Ferro, Spain). *Applied Geochemistry* 19 (10): 1517-1527.
- Vengosh, A.; Helvacı, C.; Karamanderesi, I.H. 2002. Geochemical constraints for the origin of thermal waters from western Turkey. *Applied Geochemistry* 17 (3): 162-183.