



1972

Departamento de Geología y Petróleo

Facultad de Ingeniería

Universidad Nacional del Comahue

**Trabajo final presentado como requisito para la obtención
del título de “Licenciado en Ciencias Geológicas” de la
Facultad de Ingeniería, de la Universidad Nacional del Comahue**



**“CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA E HIDROGEOLÓGICA
DE LA ZONA DE TERMAS DE QUEÑI Y SU APLICACIÓN
EN LA DETERMINACIÓN DE RECURSOS GEOTÉRMICOS”**

Autor: Agustín Lores

Director: Luis Carlos Mas

Año: 2018

RESUMEN

Este trabajo consistió en la caracterización geológica e hidrogeológica de la zona de Termas de Queñi en cercanías del lago que recibe el mismo nombre, con la finalidad de lograr un conocimiento sistemático del recurso geotérmico de la zona y, de este modo se logro establecer una primera etapa necesaria de cualquier proyecto de prospección geotérmica.

Dichas termas se ubican en el Parque Nacional Lanín a unos 32 km en línea recta hacia el oeste de la ciudad de San Martín de Los Andes.

Se realizó un relevamiento de campo de donde se extrajeron cinco muestras de roca de los distintos afloramientos de la zona y dos muestras de aguas: la primera del principal río de la zona denominado Chachín en un sitio cercano a la zona de manifestaciones termales; y la segunda, en el punto de surgencia.

Dos de las muestras obtenidas de los afloramientos y analizadas bajo microscopio petrográfico corresponden a granodioritas con diversos tamaños de grano y abundancia de fenocristales de hornblenda, las cuales se asignan a la Fm. Los Machis (Jurásico Medio – Cretácico Superior); otra corresponde a un aglomerado volcánico de origen posterior, mientras que las dos restantes corresponden a riolitas asignadas a la Fm. Huitrera (Paleoceno – Oligoceno).

Estudios de análisis químicos de elementos mayoritarios en una muestra de un afloramiento permiten determinar que las rocas asociadas al recurso geotermal provienen de magmas muy evolucionados.

El agua termal presenta un pH levemente alcalino con una muy escasa mineralización clasificándose como agua sulfatada sódica a sulfatada sódico-cálcica. En el punto de surgencia la temperatura medida fue de 60°C aproximadamente clasificando al manantial como caliente.

Por último, mediante el uso de geotermómetros de cationes propuestos por diversos autores, se estimó una temperatura de entre 140°C a 160°C, criterio utilizado para clasificar al reservorio como de entalpia intermedia a alta.

Palabras claves:

Termas de Queñi – Geotermometría – Formación Los Machis – Recurso geotérmico

ABSTRACT

This work consisted in the geological and hydrogeological characterization of the Queñi's hot springs area in the vicinity of the lake that receives the same name in order to achieve a systematic knowledge of the geothermal resource of the area and, in this way, it was possible to establish a first stage necessary from any geothermal prospecting project.

These hot springs are located in the Lanín National Park, about 32 km in a straight line to the west of the city of San Martín de Los Andes.

A field survey was carried out where five rock samples were extracted from the different outcrops in the area and two water samples: the first referring to the main river in the area known as Chachín close to the hot spring; and the second at the hot spring.

Two of the samples obtained from the outcrops and analyzed under a petrographic microscope correspond to granodiorites with different grain sizes and abundance of hornblende phenocrysts, which are assigned to the Fm. The Machis (Middle Jurassic - Upper Cretaceous); another corresponds to a volcanic agglomerate of later origin, while the other two correspond to rhyolites assigned to the Fm. Huitrera (Paleocene - Oligocene).

Studies of chemical analysis of major elements in a sample of an outcrop make it possible to determine that the rocks associated to the geothermal resource come from highly evolved magmas.

The thermal water has a slightly alkaline pH with a very low mineralization classified as sodium sulphated water to sodium-calcium sulphated. At the point of upwelling the temperature measured was about 60 ° C, classifying the spring as hot.

Finally, by using geothermometers of cations proposed by various authors, a temperature between 140°C and 160°C was estimated, a criterion used to classify the reservoir as intermediate enthalpy to high.

Key words:

Queñi's hot springs – Geothermometry – Los Machis Formation – Geothermal resources

AGRADECIMIENTOS

- A mi madre Vanessa, por darme la vida, guiarme, bancarme y apoyarme en las buenas y en las malas. También por permitir que pueda estudiar sin tener mayores preocupaciones.
- A mi hermana Guillermina.
- A mi familia.
- Al Dr. Luis Carlos Mas por aceptar ser mi director de tesis, y su predisposición permanente durante todos estos años. Gracias por brindarme los conocimientos, consejos personales y anécdotas.
- A la Dra. M. Josefina Pons, Lic. Miriam A. Minutella y al Dr. Alberto T. Caselli quienes aceptaron ser jurados y por sus rápidas correcciones.
- A mis compañeros y futuros colegas Valeria León y Sebastián Dicaro por ayudarme en distintas facetas de la realización de este trabajo.
- A Carlos Soria, Agnes Impiccini y Gisela Pettinari por su tiempo empleado en ayudarme a realizar estudios y explicaciones.
- A Ana María Casé y personal del Asentamiento Zapala quienes realizaron las secciones delgadas; y a Santiago González por aclararme algunas dudas respecto a estas.
- A mi novia Florencia, por ser mi sostén en este último tiempo.
- A mis amigos de la Facultad. Sin duda lo mejor que me dio la Universidad. Gracias por estar especialmente en los momentos que las cosas no salían.
- A mis amigos de la vida, a los que más estuvieron.
- Al enano, mi cable a tierra.
- Al Estado Nacional, por darme la oportunidad de estudiar en una Universidad Pública. No dimensionamos lo afortunados que somos de tener acceso a una educación pública, laica y gratuita. La educación es un derecho y siempre hay que defenderlo.

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN	7
• ORGANIZACIÓN DEL TRABAJO	7
• EXPOSICIÓN DEL PROBLEMA	7
• UBICACIÓN Y ACCESOS.....	8
• OBJETIVOS	9
• METODOLOGÍA GENERAL.....	9
• CONCEPTOS GENERALES SOBRE GEOTERMIA.....	10
CAPÍTULO II: ANTECEDENTES Y MARCO GEOLÓGICO	14
• ANTECEDENTES	14
• MARCO GEOTECTÓNICO REGIONAL	15
• MANIFESTACIONES TERMALES SUPERFICIALES	20
• PRINCIPALES UNIDADES AFLORANTES EN LA ZONA DE ESTUDIO	21
CAPÍTULO III: CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA DE ROCAS.....	27
• INTRODUCCIÓN.....	27
• MUESTRA A1: AGLOMERADO VOLCANICO	29
• MUESTRA 2: GRANODIORITA	30
• MUESTRA A3: GRANODIORITA	32
• MUESTRA A4: RIOLITA	34
Mineralogía por DRX en la Muestra A4.....	40
• MUESTRA A5: RIOLITA	42
Mineralogía por DRX en la Muestra A5.....	43
CAPÍTULO IV: CARACTERIZACIÓN FÍSICO-QUÍMICA DE AGUAS.....	45
• INTRODUCCIÓN.....	45
• MARCO TEÓRICO.....	45
• ANTECEDENTES EN LA ZONA DE ESTUDIO	48
• METODOLOGÍA DE MUESTREO Y RELEVAMIENTO DE CAMPO	49
MUESTREO Y ANÁLISIS <i>IN-SITU</i>	50
MÉTODOS ANALÍTICOS.....	50
• RESULTADOS.....	51
• CLASIFICACIÓN DE AGUAS SEGÚN LOS ANÁLISIS QUÍMICOS	53
Clasificación del manantial	53
Método de clasificación de Alekine	53

Método de clasificación de Shchoukarev	54
Diagramas de Stiff.....	55
Diagramas de Piper.....	56
Geotermometría	57
Clasificación según la entalpia.....	59
CAPÍTULO V: CONSIDERACIONES Y CONCLUSIONES FINALES	61
• RECURSOS ENERGÉTICOS.....	62
• CITAS BIBLIOGRÁFICAS.....	63

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN

ORGANIZACIÓN DEL TRABAJO

Esta memoria fue organizada en cinco capítulos con la finalidad de lograr una lectura ágil, ordenada y comprensiva del lector. A continuación se detalla brevemente lo que se abarca en cada capítulo:

- **Capítulo 1:** Se expone el problema general y fundamentación de la realización de este trabajo. Se pone en contexto la ubicación y los accesos como también los objetivos establecidos, la metodología utilizada para lograrlos y una introducción teórica sobre prospección geotérmica.
- **Capítulo 2:** Se citan trabajos anteriores que sirven como antecedentes y base en la realización de este trabajo. A su vez, se expone el marco geológico local y regional.
- **Capítulo 3:** En este capítulo se detallan las descripciones meso y microscópicas de las rocas analizadas, los resultados obtenidos a partir del análisis químico de la muestra de mayor interés y aquellos que resultan del análisis de DRX.
- **Capítulo 4:** Se exhiben las características físico-químicas de aguas, se exponen gráficos que resultan de los datos obtenidos y se logra hacer una clasificación de estas en base a distintos parámetros. Por último, se utilizan geotermómetros de cationes para estimar los valores de la temperatura del reservorio.
- **Capítulo 5:** Se plantean las consideraciones finales y las conclusiones generales que resultan de la interpretación de todos los datos obtenidos y presentados en este trabajo así como algunas consideraciones energéticas.

EXPOSICIÓN DEL PROBLEMA

A partir del desarrollo de distintas fuentes de energías renovables y alternativas, que no dependen de la utilización de combustibles fósiles, se ha encontrado en gran parte del mundo, un método eficaz para un desarrollo sustentable de los recursos naturales.

Dichas metodologías no solo resultan muy eficientes desde el punto de vista de la provisión de energía, sino que son esenciales para la disminución de la emisión de gases de efecto invernadero.

En nuestro país en general, y en la Provincia del Neuquén en particular se puede observar una falta de desarrollo lógico, estructural y planificado del sistema de energía, lo que da como consecuencia un uso irracional de la misma y de sus recursos básicos.

Entre sus muchas consecuencias, se produce una falta de desarrollo social y económico de zonas que podrían ser muy interesantes, pero que no llegan a iniciar su desarrollo, por encontrarse muy alejadas de aquellas áreas conectadas a los sistemas tradicionales de redes de energía.

En la Provincia del Neuquén existen varias zonas en las que se encuentran recursos geotermales, algunas de las cuales han llegado a un grado de conocimiento muy elevado, entre las que se pueden mencionar Copahue y Domuyo. Sin embargo existen otras en las que a pesar de hallarse claras evidencias de recursos geotérmicos, distintas circunstancias

han dificultado el desarrollo de estudios para definir las condiciones y características de los recursos existentes.

Entre estas áreas, se encuentran las Termas de Queñi que a pesar de presentar manifestaciones termales superficiales, han recibido poca atención, no solo desde el punto de vista prospectivo, sino incluso desde aspectos geológicos generales.

Por lo tanto se considera que resulta interesante, comenzar a establecer una base de conocimiento de las características geológicas e hidrogeológicas de la zona de las termas de Queñi.

UBICACIÓN Y ACCESOS

La zona de estudio está localizada en el margen O – SO del Lago Queñi, dentro del Parque Nacional Lanín, en la Provincia del Neuquén (**Fig. I-1**). Para acceder allí desde la Ciudad de Neuquén es necesario tomar la ruta nacional N°22 hasta la localidad de Zapala y luego enlazar en la ruta nacional N°40 hasta la ciudad de San Martín de los Andes. Una vez allí, se debe seguir por la ruta provincial N°48 la cual conduce al paso fronterizo Hua Hum bordeando de este a oeste el Lago Lácar y, posteriormente el Lago Nonthué, ambos por su extremo norte.

Aproximadamente medio kilómetro antes del paso fronterizo existe un desvío que cruza el Río Hua Hum y que conduce por un camino de único carril al inicio del sendero a la cascada Chachín y al camino al Lago Queñi. A partir de este punto, son alrededor de 11 km sobre un camino de montaña de un carril que conduce hasta el camping libre del lago mencionado.

Por último, en este punto se inicia el sendero de 4 km de recorrido que conduce a los pozones naturales que conforman las termas de Queñi.

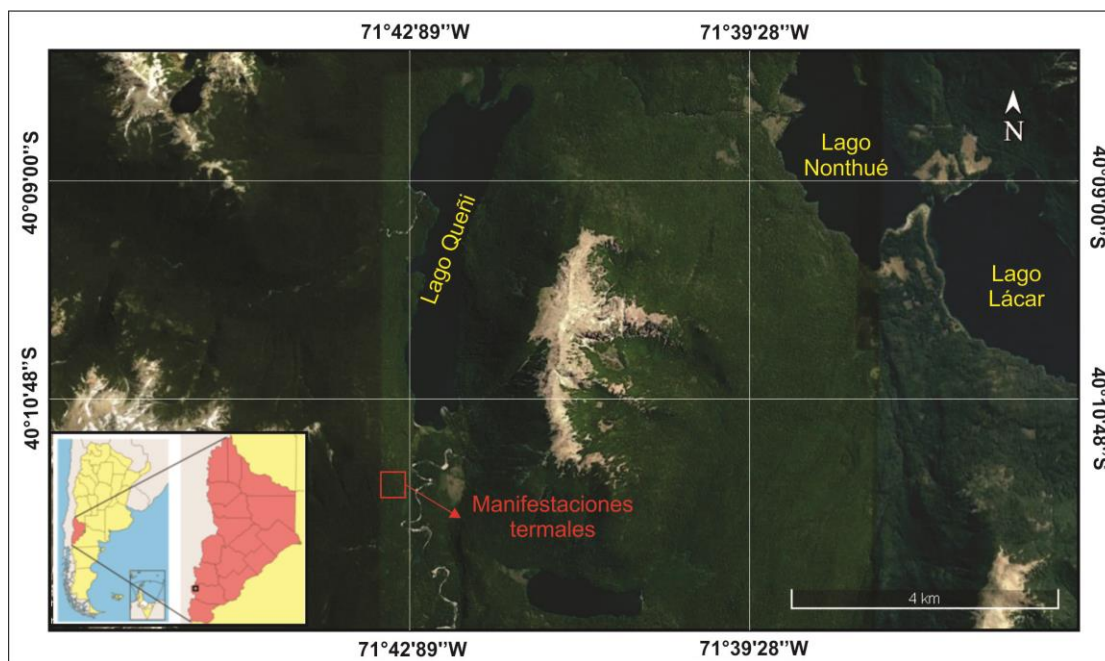


Figura I-1: Mapa de la ubicación de la zona de estudio. En el margen superior derecho se pueden observar los lagos Nonthué y Lácar y en el extremo norte de ambos la principal vía de acceso desde la localidad de San Martín de Los Andes hacia el este.

OBJETIVOS

El objetivo general del trabajo proyectado, es determinar algunas características geológicas e hidrogeológicas, que permitan introducir al conocimiento sistemático del recurso geotérmico de la zona de termas de Queñi. De este modo se habrá logrado establecer una primera etapa necesaria de cualquier proyecto de prospección geotérmica.

Los objetivos específicos serán:

- La caracterización geológica, a través de reconocimientos *in situ*, de estudios de imágenes satelitales, tendientes a definir aspectos tectónicos y volcánicos.
- La caracterización petrográfica, tendiente a definir aspectos litológicos.
- La caracterización química de aguas destinada a definir parámetros hidrológicos relacionados con el recurso geotérmico.
- Aproximar los valores de la temperatura del agua en el reservorio.

METODOLOGÍA GENERAL

El trabajo de campo consistió en la toma de muestras de roca de los escasos afloramientos que se presentan en la zona, así como también el muestreo de aguas en dos puntos diferentes: el primero en el principal curso de agua de la zona, el Rio Chachín; y el segundo directamente en el punto de surgencia.

Tanto el muestreo de rocas como el de aguas fue orientado con el fin de realizar estudios mineralógicos, texturales y geoquímicos en el gabinete.

Las secciones delgadas fueron realizadas en el Asentamiento Universitario Zapala. Los análisis químicos de las aguas se desarrollaron en el Laboratorio de Aguas del Departamento de Química, de la facultad de Ingeniería de la Universidad Nacional del Comahue en los días posteriores a las actividades de campo.

Las descripciones mineralógicas y texturales a escala meso y microscópica fueron llevadas a cabo en el aula-laboratorio de mineralogía del Departamento de Geología y Petróleo de esta facultad. Se utilizaron microscopios petrográficos BioTraza XP-607LPT. Las descripciones a ambas escalas están basadas en González, 2008.

La toma de fotomicrografías se realizó en el Laboratorio de Investigación de Minerales Arcillosos (CIMAR) mediante el microscopio petrográfico NIKON modelo Eclipse lv100pol con un equipo de cámara y video digital NIKON DS-Fi1 adosado al tubo central del microscopio.

Por otra parte, se realizó un análisis químico de roca sobre la muestra A4, correspondiente a un afloramiento cercano a las termas. Dicho análisis se efectuó en los laboratorios de ActLabs (<http://www.actlabs.com>), ubicado en Ancaster, Ontario, Canadá.

La técnica empleada en ese laboratorio es a través de fusión. Esta consiste en disolver la muestra oxidada en un solvente, generalmente un fundente como el borato de litio. Por lo tanto, la temperatura requerida para preparar las muestras debería ser levemente superior al punto de fusión de los fundentes, pero no puede exceder los 1050°C. El metaborato de litio (LiBO₂, p.f. 850°C) reacciona con óxidos ácidos (ejemplo: SiO₂), y el tetraborato de litio (Li₂B₄O₇, p.f. 920°C) reacciona con óxidos básicos (ejemplo: CaO).

Así mismo, se realizaron dos análisis mineralógicos por Difractometría de Rayos X. Los minerales fueron identificados empleando un equipo difractómetro Rigaku D-MAX-2D, con radiación Cu ($K\alpha = 1,5405 \text{ \AA}$) y filtro de Ni, las condiciones de barrido consistieron en 40 Kv, 20 mA, velocidad de goniómetro $2^\circ 2\theta/\text{min}$. Para estas determinaciones también se utilizó un equipo del laboratorio CIMAR.

Metodológicamente se siguieron las recomendaciones de Moore y Reynolds (1997), los trozos de rocas para análisis de roca total fueron cuarteados, desagregados y molidos con mortero de ágata, y posteriormente el polvo fino, pasante tamiz 200 fue analizado con rayos X como muestra total. Las difracciones sobre la muestra total fueron realizadas desde 3° a $60^\circ 2\theta$, a $3^\circ 2\theta/\text{min}$.

Los diagramas de difracción de DRX fueron interpretados y evaluados utilizando los *software* propios de Rigaku, además del programa PDF-4 *Minerals*[®].

Por último, se utilizaron *software* de uso gratuito a través de la web como *Diagrammes* y *Corel Draw 7.0* para la confección de los gráficos presentes en este trabajo.

CONCEPTOS GENERALES SOBRE GEOTERMIA

La geotermia se basa en el estudio de las condiciones térmicas de La Tierra teniendo como finalidad aprovechar el calor y lograr, entre muchos otros usos, la generación de energía eléctrica.

Los sistemas geotérmicos pueden encontrarse en regiones con un gradiente geotermal normal o levemente superior, especialmente en bordes de placa convergentes, donde el gradiente geotérmico puede ser significativamente más alto que el valor promedio. Teóricamente, todas las zonas afectadas por fenómenos volcánicos recientes, son localidades geotérmicas potenciales.

Están constituidos por 3 elementos fundamentales: una fuente de calor, un reservorio, y un fluido (Mas, 2014). La fuente de calor puede ser una intrusión magmática a bajas profundidades, las cuales conforman sistemas de alta temperatura; o bien pueden ser zonas de baja temperatura donde el gradiente geotérmico es normal, es decir, que la variación de la temperatura con respecto a la profundidad es de aproximadamente $30^\circ\text{C}/\text{Km}$. El reservorio se constituye por un volumen de rocas permeables, capaz de almacenar fluidos (agua con sustancias químicas disueltas) que tienen como finalidad el transporte del calor. Generalmente, se encuentran rodeados de rocas impermeables y conectado a un área de recarga (**Fig. I-2**). La permeabilidad del reservorio en este tipo de ambiente, se considera secundaria, generada por fallas y diaclasas en rocas ígneas las cuales, en su origen presentaban permeabilidades y porosidades nulas.

De estos 3 elementos detallados, la fuente de calor es el único que debe ser natural. Siempre que las condiciones sean favorables, los otros dos elementos pueden ser “artificiales”. Los fluidos podrían, después de algún otro uso, ser reinyectados al reservorio mediante pozos de inyección; y el reservorio podría ser generado mediante fracturación hidráulica”.

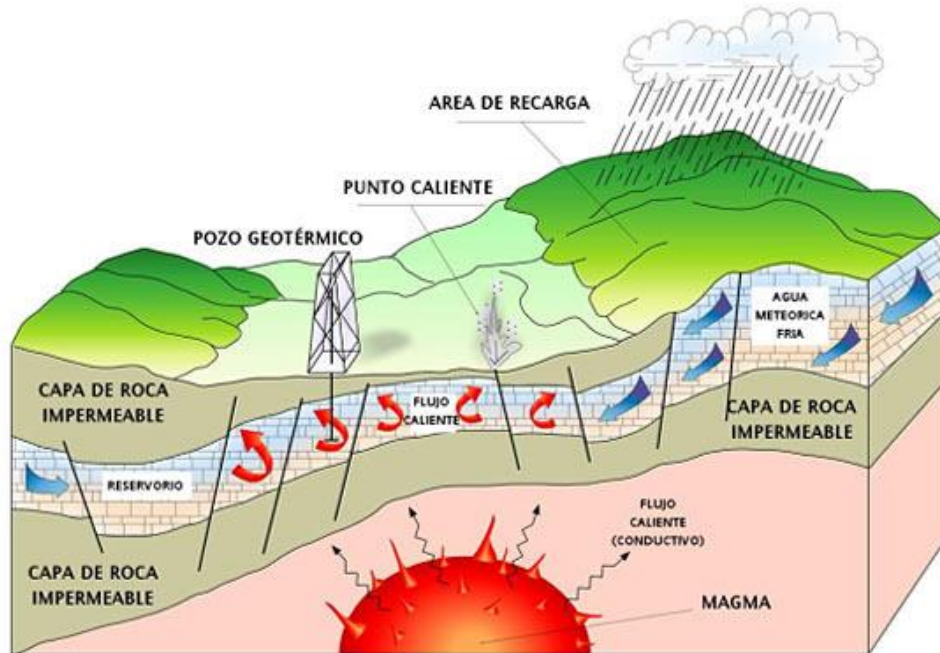


Figura I-2: Modelo esquemático generalizado de un sistema geotérmico. Extraído de Dickson & Fanelli, 2004.

En muchas regiones volcánicas el calor requerido para la formación de un sistema geotérmico, localizado cerca de la superficie terrestre, puede ser suministrado, esencialmente por una masa de magma de alta temperatura situada en la corteza terrestre, ya sea como una intrusión en proceso de enfriamiento o bien como una cámara magmática alimentando un volcán.

A partir de la infiltración y percolación de aguas meteóricas por medio de las discontinuidades de las rocas, estas se desplazan hacia zonas de rocas permeables que están siendo sometidas a un calentamiento continuo producto de un cuerpo magmático. El calentamiento del fluido genera un sistema convectivo a partir del cual el agua una vez calentada asciende hacia la superficie nuevamente.

La presencia de manifestaciones termales superficiales tales como manantiales calientes y/o fumarolas son indicadores de la posible existencia de un campo geotérmico.

Durante la circulación del fluido, este reacciona con la roca huésped adquiriendo una composición química particular y propia del sistema geotérmico. Por lo tanto, las características química y mineralógica de la roca huésped tendrán gran influencia en la composición química del fluido geotermal (Arnorsson, Stefansson and Bjarnason, 2007). Así es como se originan los diferentes tipos de aguas, con características particulares.

Las firmas química e isotópica son una fuente muy importante de información en prospección geotérmica. A través de su estudio se puede definir el tipo de agua, su origen, composición, potencial corrosivo, distribución en profundidad, temperatura, presión y estado físico (vapor o agua), rocas subsuperficiales asociadas, origen y tiempo de residencia del fluido, dirección de circulación, permeabilidad y flujo natural de calor.

La composición química en conjunto con la medición de la temperatura de surgencia, y mediante el uso de geotermómetros, permite definir con cierto grado de exactitud la temperatura del reservorio.

Los geotermómetros se basan en el principio general de que, en las condiciones de temperatura del reservorio, los solutos que intervienen en la fórmula están en equilibrio químico entre sí. Conforme baja la temperatura producto del ascenso de los fluidos desde el reservorio hacia la superficie, y al establecer contacto con rocas con menor temperatura, la cinética del reequilibrio se hace más lenta y por ende, el agua de manantial mantiene con una mínima variación la señal química de la temperatura original del reservorio. Existen numerosos tipos de geotermómetros con determinadas utilidades. Entre estos se pueden mencionar aquellos basados en la concentración de sílice disuelta, de cationes, de gases y que dependen de la temperatura.

Existen numerosas clasificaciones de los sistemas geotérmicos, algunas de las cuales serán consideradas en este trabajo. White (1973) define a los sistemas geotérmicos según si son de agua o líquido dominante o vapor dominante, según la temperatura y presión del reservorio. Nicholson (1993) los clasifica según el estado de equilibrio del reservorio. Así pueden ser sistemas dinámicos, en los cuales el reservorio se recarga continuamente y el calor es transmitido por convección; o estáticos, donde hay mínima a nula recarga y el calor se transmite por conducción. Por otro lado, Goff *and* Janik (2000) clasifican los sistemas como volcánicos, asociados a sistemas de alta temperatura; y no volcánicos, aquellos que presentan baja temperatura.

El concepto de recursos geotérmicos se refiere a toda la energía térmica almacenada por debajo de la superficie terrestre, esto es el potencial teórico. Sin embargo, Muffler *and* Cataldi (1978) acotan la definición y establecen al recurso geotérmico como el recurso accesible base, es decir, toda la energía térmica almacenada hasta cierta profundidad en la corteza, en una determinada área y calculada a partir de la temperatura media anual de la localidad. A esto último se lo denomina potencial técnico.

Los recursos geotérmicos se clasifican según su entalpía (**Fig. I-3**), término utilizado para expresar el contenido de calor (energía térmica) de los fluidos y dar una idea de su valor. Así, pueden dividirse en baja, media y alta entalpía.

	(A)	(B)	(C)	(D)
Baja Entalpía	<90°C	<125°C	<100°C	≤150°C
Intermedia	90-150	125-225	100-200	---
Alta Entalpía	>150	>225	>200	>150

(A) Muffler *and* Cataldi, 1978.

(B) Hochstein, 1990.

(C) Benderitter *and* Cormy, 1990.

(D) Haenel, Ryback *and* Stegena, 1988.

Fuente:

Figura I-3: Clasificación en base a la entalpía según diversos autores.

Las aplicaciones que se les puede dar a un fluido termal dependen de su contenido de calor, o lo que es lo mismo, su entalpía. En el estado de tecnología actual se puede decir que la geotermia tiene dos grandes grupos de aplicaciones o fines: térmicos y eléctricos.

La generación de electricidad es la forma de utilización más importante de los recursos geotérmicos de alta temperatura (>150°C). Los recursos de temperatura media a baja (<150°C), son apropiados para muchos tipos diferentes de utilización.

Tradicionalmente, se habla de generación de energía eléctrica cuando el recurso geotérmico se aplica a través de una maquinaria, que convierte la temperatura y presión del fluido en energía eléctrica, pero también existen los usos directos, expuestos en el diagrama de Lindal, 1973 (**Fig. I-4**), cuando esta aplicación se hace para aprovechar la temperatura en diversos procesos, que pueden consistir en industriales, domésticos, agrícolas, entre otros.

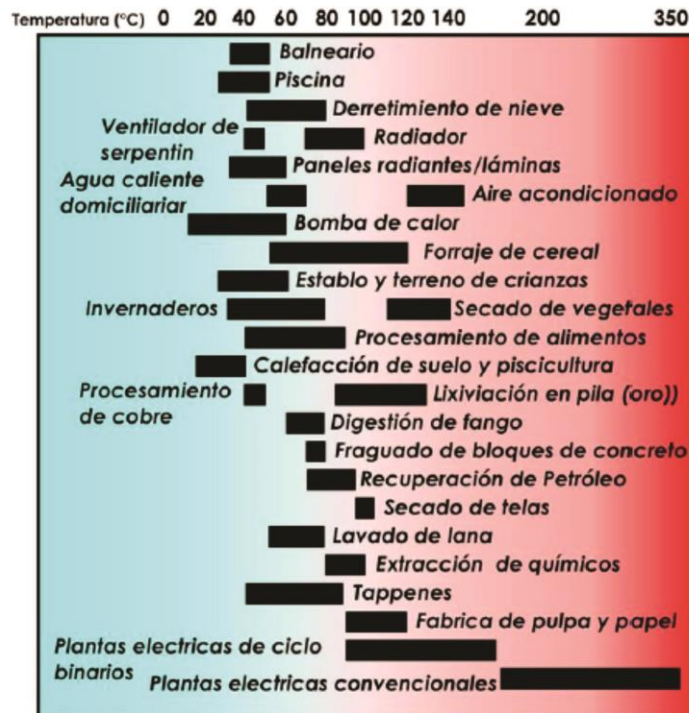


Figura I-4: Múltiples usos directos posibles en función de la temperatura. Modificado de Lindal, 1973.

Antiguamente, la temperatura requerida para la generación eléctrica era de aproximadamente 150°C, pero esto fue variando a partir de las innovaciones tecnológicas y mediante el uso de plantas binarias que utilizan un fluido secundario y que permiten generar energía con temperaturas incluso menores a los 100°C.

CAPÍTULO II: ANTECEDENTES Y MARCO GEOLÓGICO

INTRODUCCIÓN

En este capítulo se detalla fundamentalmente el marco geológico y tectónico regional del área del Lago Queñi. También se citan los antecedentes de la región de estudio así como las principales unidades aflorantes.

ANTECEDENTES

Los trabajos realizados en la zona de Termas de Queñi son escasos. Esto se debe principalmente a las dificultades logísticas que surgen por caminos en mal estado y de difícil acceso, agravado también por las condiciones climáticas del área que restringen el tiempo de estadía solo a los meses en los que se desarrolla el verano. Los caminos quedan inhabilitados desde las primeras nevadas hasta incluso comenzado el verano, momento en el cual son puestos en condiciones para la actividad turística que se desarrolla en el área, siempre y cuando sea factible.

En esta sección se citan los antecedentes geológicos y geoquímicos por separado, en principio propios del lugar y otros de carácter regional.

- **Antecedentes geológicos**

En Sussini *et al.*, 1936 se expone un mapa de la entonces Gobernación del Neuquén en el cual se caracteriza a la zona como basamento cristalino de carácter regional constituido por rocas ígneas de consolidación profunda y rocas metamórficas, con predominio de las primeras fundamentalmente granitos y dioritas.

Ramos (1978) menciona la Faja Batolítica de Aluminé que se extiende entre los lineamientos Nahuel Huapi y Pino Hachado abarcando la zona de estudio. En la región central se implantan grandes aparatos volcánicos aislados, tales como el Volcán Mocho-Choshuenco, el Lanín y otros posiblemente controlados por fallas profundas. Se considera una faja compuesta porque incluye plutones de edad pérmica, cretácica y terciaria con dos trend estructurales: el primero en sentido nornoroeste y otro oeste-noroeste que representa un sistema tensional. En toda la faja la fracturación dominante es la tensional, con plegamiento casi inexistente. La región se emplaza en la Cordillera Patagónica (Ramos, Folguera y Morabito, 2011).

Finalmente, las manifestaciones termales que se estudian aparecen en rocas dacíticas, de textura afanítica y diaclasadas (Mas, Mas y Bengochea, 2011).

- **Antecedentes geoquímicos**

Los primeros trabajos geoquímicos realizados en el área pueden observarse en Sussini *et al.*, 1936 donde se exponen los primeros datos fehacientes de constantes físicas, físico químicas y determinaciones químicas que incluye el contenido de iones. Los autores determinan “un tipo de agua atermal por su similitud a la temperatura ambiente promedio,

de composición sulfatada - alcalina bicarbonatada - cálcica sódica, con una mineralización débil (0,3240 g) e hipotónica”.

La temperatura del agua varía según la época y el residuo seco a 180°C está comprendido entre 540 y 350 mg/L, muy bajo por cierto, aunque elevado si se la compara con las aguas subterráneas y superficiales de la región (Sosic, 1978).

Posteriormente, Más *et al.* (2011) miden una temperatura de 60°C en el manantial, el pH es 8,5 y clasifican las aguas como sulfatadas. El caudal estimado ronda los 30.000 litros/hora; y recientemente, Monasterio, Armijo, Hurtado y Maraver (2017), en un estudio con fines mineromedicinales determinan una temperatura del fluido de 54,5°C en el manantial Queñi con una composición predominantemente de cloruros, sodio y manganeso. La temperatura obtenida permite clasificar al fluido como hipertermal, y los resultados expuestos determinan una mineralización débil y de dureza muy blanda (51 mg/L CaCO₃).

MARCO GEOTECTÓNICO REGIONAL

La Cordillera de los Andes constituye un orógeno de aproximadamente 7.500 km de extensión abarcando la totalidad de América del Sur y un sector de América Central. Está segmentada en regiones con distintas edades de basamento pre-andino, evolución geológica Mesozoica y Cenozoica, espesor de la corteza, tendencias estructurales, tectónica activa y vulcanismo. Se divide principalmente en Andes del Norte (12°N-5°S), Andes Centrales (5°-33°S) y Andes del Sur (46°-56°S), según el punto de vista volcanológico (Fig.II-1) (Stern, 2004).

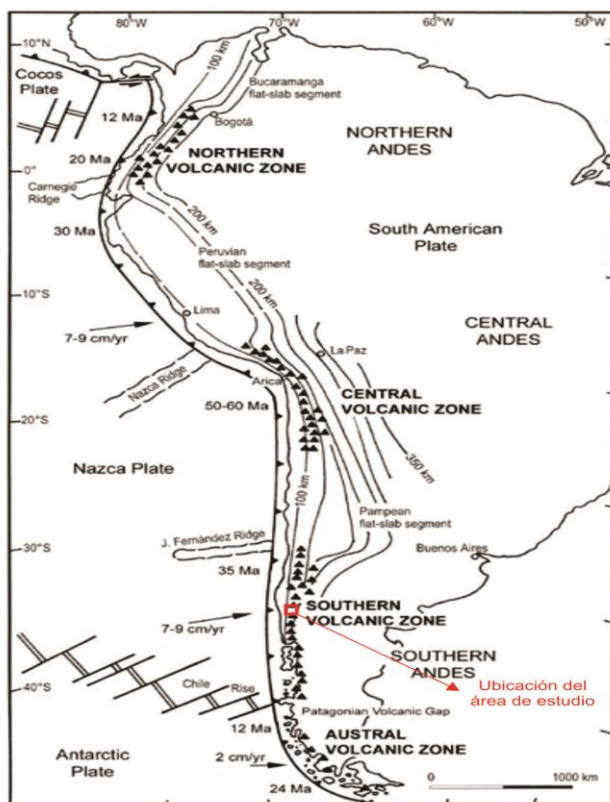


Figura II-1: Mapa esquemático de América del Sur y placas tectónicas. Principales rasgos morfoestructurales de las placas, subdivisiones y vectores de convergencia. Modificado de Stern, 2004.

Las características de la convergencia entre la Placa de Nazca y la Placa Sudamericana controla la actividad volcánica, sísmica y la deformación de los Andes del Sur. De esta forma, variaciones en la zona de Wadati-Benioff generan una división del arco volcánico andino en tres segmentos: Zona Volcánica Central (ZVS; 17°-28°S), Zona Volcánica Sur (ZVS; 33°-46°S) y Zona Volcánica Austral (ZVA; 48°-56°S). (Stern 2004; Sánchez 2010).

Entre ellas, la ZVS se divide en ZVS Norte, ZVS Transicional, ZVS Central y ZVS Sur siendo la ZVSC aquella donde se localiza el área en la que se focaliza este trabajo.

Los sistemas volcánicos de la ZVS Central y Sur se asocian a lineamientos N-S o a sistemas en echelon de rumbo NE o NO (Moreno, 1976; Nakamura, 1977; Cembrano y Moreno, 1994) y presentan una estrecha relación con la Zona de Falla Liquine-Ofqui (ZFLO) que constituye el principal rasgo morfoestructural de la región (Sánchez, 2010).

Esta corresponde a una falla de intra-arco con desplazamiento de rumbo dextral ligada a la fosa que habría acompañado tanto el emplazamiento como el enfriamiento y exhumación de los plutones miocenos-pliocenos, encontrándose registro de su actividad desde el Cretácico Superior (Cembrano *et al.*, 2002). Aparenta haber sido formada en foco de la actividad magmática desde el Mesozoico, controlando el emplazamiento de plutones sintectónicos neógenos y la ubicación de gran parte de volcanes cuaternarios y otros centros eruptivos menores (López Escobar, Cembrano y Moreno, 1995).

Como control de segundo orden se tienen asociadas estructuras con orientación NO y NE, evidenciadas fundamentalmente por escarpes o alineaciones de complejos volcánicos. Algunos ejemplos de estos rasgos morfotectónicos oblicuos al orógeno son la cadena volcánica Villarrica – Quetripillán - Lanín (39°26'S), y el Complejo Volcánico Puyehue - Cordón Caulle (40°34'S).

La relación del Sistema de Fallas Liquiñe-Ofqui (SFLO) con fallas oblicuas al margen continental, que podrían ser anteriores a éste, no está bien establecida (Guzmán Marín, 2015).

Dentro de la provincia de Neuquén, la zona de interés forma parte de la Cordillera Patagónica, una de las tres unidades morfoestructurales en las que se divide el territorio y que está caracterizada por la exhumación del basamento metamórfico y el batolito patagónico (**Fig.II-2**) (Ramos *et al.*, 2011; Folguera *et al.*, 2011).

En la **figura II-3** se pueden observar las distintas clases de lineamientos presentes en la zona del Lago Queñi. Esto es resultado del análisis estructural del área Villarrica-Chihuiño propuesto en Sánchez, 2010. Nótese la gran densidad de lineamientos de Clase 1 las cuales se interpretan como fracturas y fallas que pueden ser relacionadas a rasgos lineales en superficie, que aumentan la permeabilidad secundaria de las rocas, permitiendo la recarga de aguas meteóricas así como la ocurrencia de manifestaciones termales superficiales. Es posible determinar que la ubicación de la manifestación termal se encuentra en la intersección de un lineamiento de clase 2 con otro de clase 3.

En Chile, se han estudiado las fuentes termales en la zona norte y centro sur, aplicando técnicas geoquímicas y geofísicas (Lahsen, 1976), destacándose Tatio, Puchuldiza, Calabozos, Nevados del Chillan y Cordon Caulle. Aproximadamente un 30% de las fuentes

termales de dicho país se producen entre los 38°S y 42°S (Hauser, 1997; Pérez, 1999). Se han identificado manifestaciones con temperaturas en los puntos de surgencia que varían entre los 17°C y 93°C como pueden ser las Termas de Coñaripe, Cerillos, Chihuio, San Luis, entre otras (**Fig. II-4**). En esta zona se combinan dominios estructurales asociados a la ZFLO y fallas subsidiarias, así como procesos volcánicos activos estableciendo un dominio volcánico.

Del lado argentino, se han estudiado con distinta escala de detalle, sistemas geotérmicos en ambientes equivalentes al de Queñi, como por ejemplo Copahue, o Lahuen-Có, los que están asociados a sistemas estructurales regionales, con fallas de rumbo N-S y N 55°O; y sistemas eruptivos modernos, asociados a aquellos sistemas estructurales mencionados (Mas *et al.*, 2011).

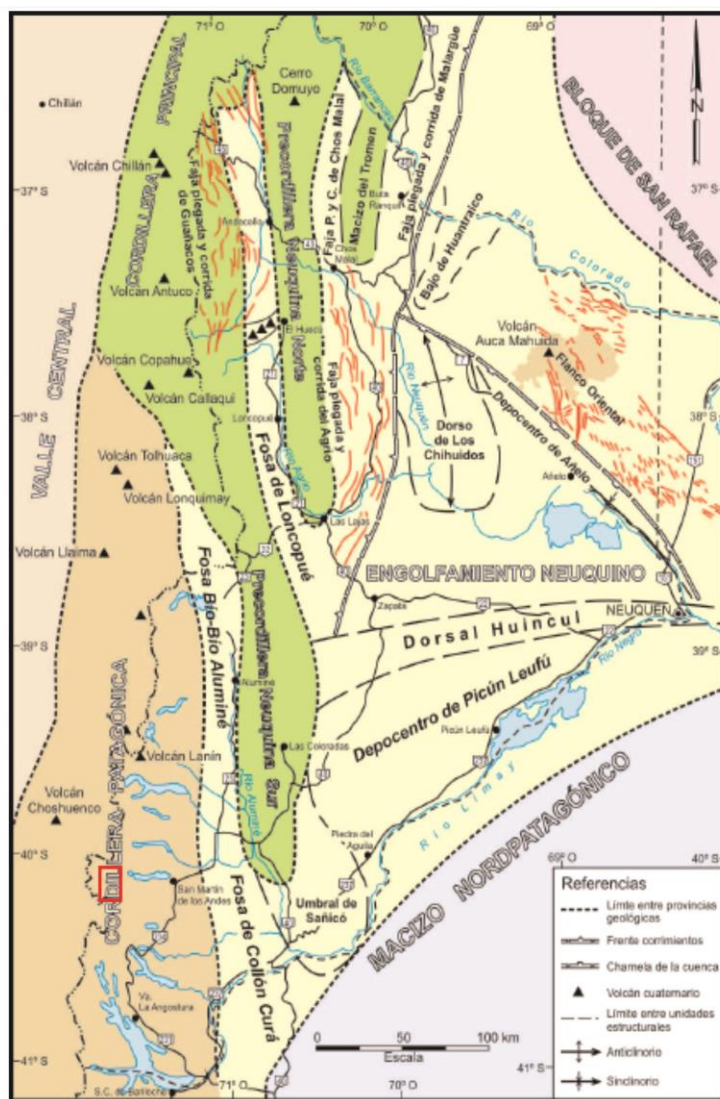


Figura II-2: Ubicación del área de interés (recuadro en rojo) dentro de la Cordillera Patagónica, una de las provincias geológicas de Neuquén, y de las principales unidades morfoestructurales. Modificado de Ramos *et al.*, 2011.

Dentro de las fuentes de calor existente en el contexto geológico en la región de la ZFLO se destacan (Sánchez y Alam, 2009):

- La existencia de cámaras magmáticas someras (menor a 10 km) asociada a vulcanismo bimodal reciente.
- Conductos alimentadores de conos monogenéticos.
- Calor friccional por desplazamiento en ZFLO.
- Alta tasa de exhumación en plutones que modifica las geotermas.

Lahsen (1986) propone la infiltración de aguas meteóricas por fallas y fracturas asociadas a la ZFLO, como origen de algunas manifestaciones.

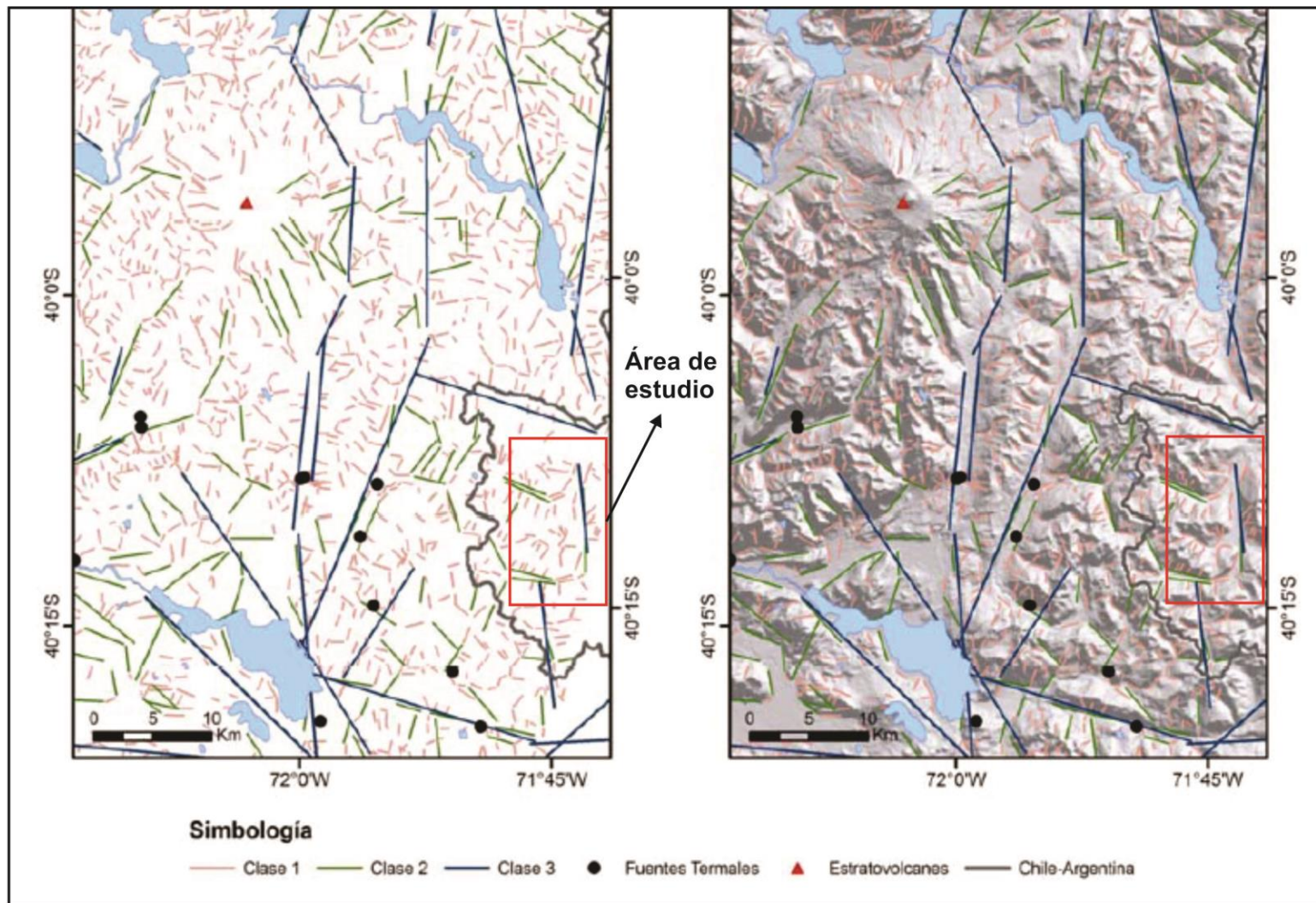


Figura II-3: Mapa de lineamientos para zona Villarrica-Chilhuío extendido, abarcando la zona de Lago Queñi en el extremo inferior derecho de ambas imágenes. En b) se sobre imponen a una imagen hill-shaded. Se muestran las tres clases de lineamientos: Clase 1 (en rojo): Correspondiente a lineamientos menores. Escarpes menores, incisiones en valles, cambios abruptos en la dirección de los ríos. Tamaño entre 0,3 y 2 km. Clase 2 (en verde): Locales y prominentes. Escarpes y depresiones cuya orientación se repetía sistemáticamente en lineamientos cercanos. Abruptos cambios de pendiente, marcados por escarpes. Tamaño entre los 2 km y los 10 km. Clase 3 (en azul): Regionales, marcan tendencias de cuencas hídricas y son generados por considerables diferencias de relieve. La escala de mapeo fue 1:1.000.000. Modificado de Sánchez, 2010.

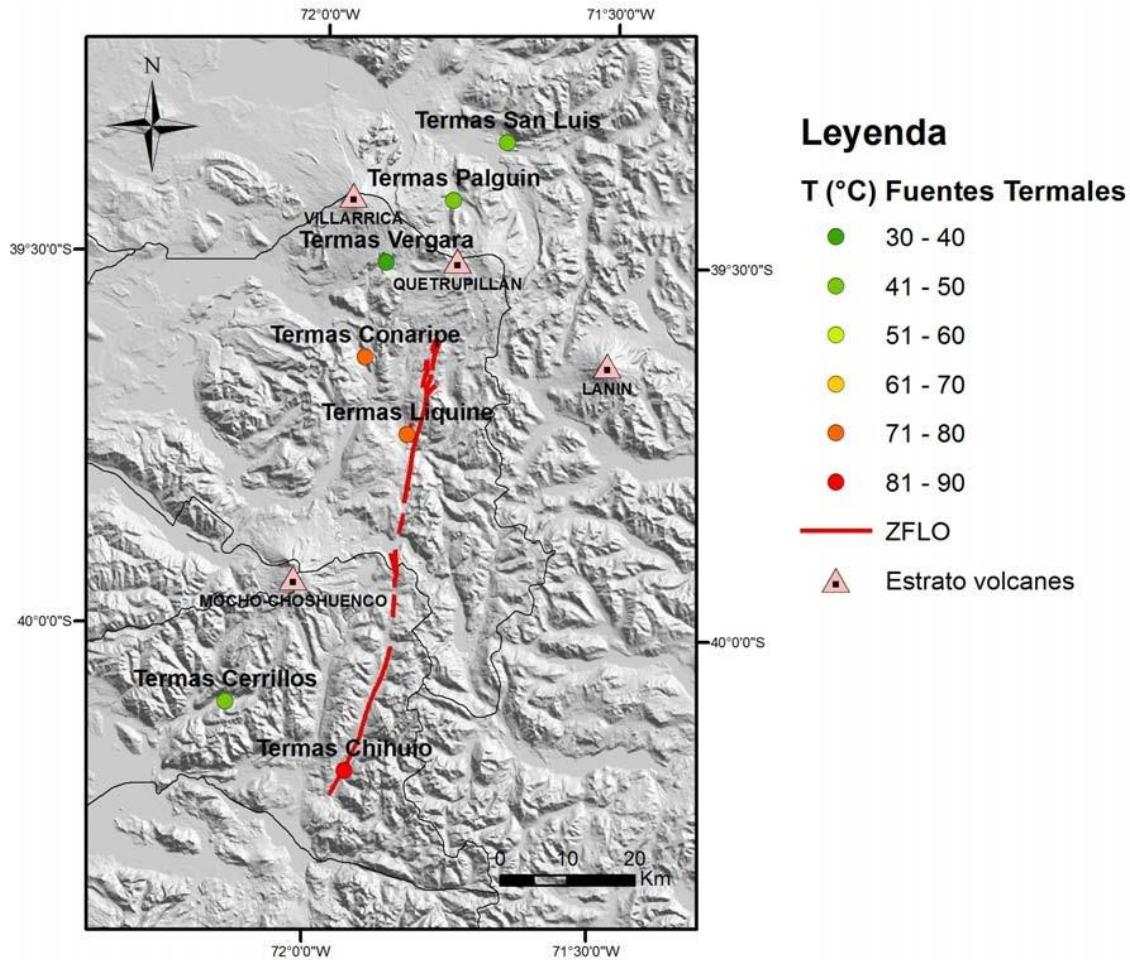


Figura II-4: Zona Villarrica-Chihuido. Los puntos de colores indican el rango de la temperatura superficial de las fuentes termales muestreadas. Al este de las Termas de Chihuido cerca del límite internacional se encuentran las manifestaciones termales de Queñi. Extraído de Sánchez y Alam, 2009.

MANIFESTACIONES TERMALES SUPERFICIALES

En principio, la única manifestación termal accesible se denomina Manantial Queñi (**Fig. II-5**). Está ubicada en la ribera sur del Lago Queñi a 4km aproximadamente del inicio del sendero que lleva hacia las termas.

Las manifestaciones aparecen a partir de diaclasas en rocas dacíticas-riolíticas de textura afanítica con una temperatura medidas in-situ de 57,4°C, pH levemente alcalino (7,68) y un caudal estimado de 45.000 l/hora, determinado a partir de una extrapolación comparativa con base a un sistema de limnógrafo virtual. En la práctica se determinaron volúmenes aproximados, suponiendo una especie de limnógrafos en los pequeños saltos de agua, y con esos volúmenes, se estimó el tiempo de llenado de un balde de 25 litros. Con esas estimaciones se determinó el caudal aproximado. El agua es incolora e inolora y en los márgenes de la surgencia hay desarrollo algal.

A escasos metros por debajo existen una serie de piletones naturales donde se puede hacer aprovechamiento recreacional de las aguas.

Sussini *et al.* (1936) efectúan las primeras descripciones de las termas: “Las fuentes termales se encuentran mucho más arriba en unas sierras volcánicas cuyo acceso se halla dificultado por la vegetación y el terreno movedizo. A su vez, son “cuatro o cinco fuentes como máximo. Su temperatura varía según la época”.



Figura II-5: Surgencia de agua termal.

PRINCIPALES UNIDADES AFLORANTES EN LA ZONA DE ESTUDIO

Este apartado detalla las principales unidades rocosas que se pueden encontrar en la zona del Lago Queñi. En la **figura II-6** se puede observar la carta estratigráfica de la Hoja Geológica 4172-II San Martín de Los Andes y en la **figura II-7** el sector NO del mapa geológico de dicha hoja donde se remarca la zona de estudio.



Figura II-6: Carta estratigráfica de la Hoja Geológica 4172-II San Martín de los Andes. Modificado de Escosteguy et al., 2013.

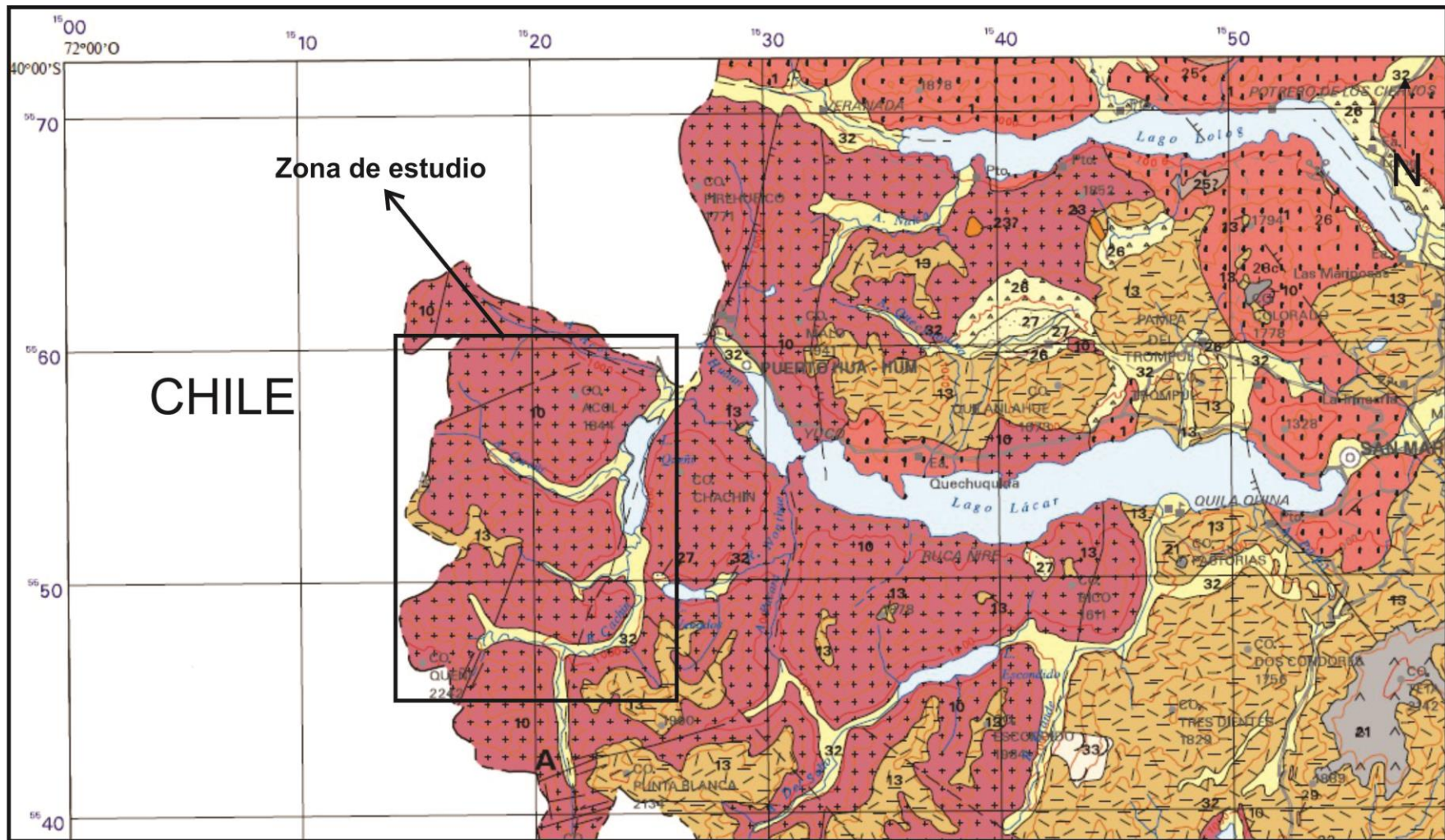


Figura II-7: Sector NO del mapa geológico correspondiente a la Hoja Geológica mencionada. Modificado de Escosteguy et al., 2013.

- **Formación Los Machis (Jurásico medio – Cretácico Superior).**

González Díaz (1979) creó esta denominación para los granitoides que afloran entre los lagos Nahuel Huapi y Trafúl, en la cumbre de las principales elevaciones, sin embargo, el desarrollo de esta formación cubre un área mayor apareciendo sobre casi todo el límite con Chile. Se halla también el sector occidental del Lago Lácar (**Fig. II-8**) y unidades equivalentes han sido reconocidas incluso en los lagos Paimún y Huechuláfuquen (Parica, 1986; Cingolani *et al.*, 1991)

Son rocas graníticas, de colores grisáceos, predominando una granodiorita hornblendífera, muy raramente algo biotítica; hay facies tonalíticas y ocasionalmente graníticas. La roca granodiorítica dominante es de color gris claro, grano mediano, compuesta por plagioclasa blanca, cuarzo incoloro a grisáceo y feldespato potásico subordinado; también se reconocen hornblenda y biotita, y pirita diseminada.

Es común encontrar, entre la roca huésped (Fm. Montes de Oca) y esta granodiorita, y en una disposición marginal, una facies de grano más fino, de color oscuro por el incremento de minerales máficos que bien podría constituir un borde de enfriamiento.

Las primeras dataciones radiométricas a partir de los métodos de K-Ar y Rb-Sr (González Díaz, 1974; Toubes y Spikermann, 1974; Stipanovic y Linares, 1975) determinan una edad cretácica (96 a 109 Ma); sin embargo Castro *et al.* (2011) a través del método U-Pb SHRIMP en circones sobre muestras obtenidas en el área del Lago Trafúl arrojaron valores correspondientes al Jurásico (150-170 Ma).

Las edades más jóvenes podrían explicarse por rejuvenecimiento por calentamiento relacionado a ciclos magmáticos posteriores.



Figura II-8: Fm. Los Machis en la cumbre del Cerro Chachin y al fondo el Lago Lácar. Fotografía extraída y modificada de la portada de la Hoja Geológica 4172-II San Martín de Los Andes.

- **Formación Huitrera o equivalentes (Paleoceno – Oligoceno)**

La formación Huitrera es una unidad de gran complejidad. Las rocas tienen una amplia distribución regional, extendiéndose desde el norte de Junín de los Andes hasta la región

este y sureste de Bariloche, el Maitén y Esquel (Giacosa y Heredia, 2000). Consiste en una sucesión volcánicoclástica y sedimentaria constituida por basaltos, andesitas, traquitas, ignimbritas y tobas dacíticas y riolíticas, entre las que se intercalan paquetes sedimentarios de origen continental, formados por areniscas, conglomerados y arcilitas con mantos carbonosos.

Esta unidad es parte de la antigua entidad conocida como Serie Andesítica Extraandina (Groeber, 1929, 1954; Feruglio, 1927, 1941, 1947, 1949). Rapela, Spalletti y Merodio (1983) reconocieron cuatro facies en las volcanitas de la Serie Andesítica; también consideraron que las lavas y piroclásticas de la faja más oriental de la Serie Andesítica, que coincidiría con la Fm. Huitrera son de naturaleza calcoalcalina y muestran un amplio espectro composicional, desde basaltos a riolitas e ignimbritas con alto contenido de sílice.

Desde el punto de vista geotectónico esta unidad está relacionada con la subducción de la placa de Nazca por debajo de la Sudamericana. Las rocas volcánicas y sedimentarias que conforman la unidad, fueron asignadas a edades paleógenas, desde el Paleoceno hasta el Oligoceno.

- **Formación Río Pireco (Holoceno)**

Esta formación es de origen piroclástico, siendo generalmente el material originario de los suelos de la región. Se la puede encontrar desde la región de San Martín de Los Andes hasta la de Río Pico en la provincia de Chubut (Laya, 1977).

La litología de la unidad consiste en cenizas formadoras de suelos, de color castaño oscuro y negro, y por lapilli de color castaño claro, muy friables y poco compactos que son cubiertos por la gran densidad de vegetación (**Fig. II-10-B**). En general, los espesores disminuyen de oeste a este debido a que el material proviene de erupciones modernas de volcanes del lado chileno.

Estratigráficamente, cubre todas las unidades ubicadas en la zona cordillerana como los granitos de las formaciones Coluco y Los Machis, el Complejo Colohuincul, Montes de Oca, Ventana y Huitrera y depósitos glaciares. Ejemplo de estos últimos se pueden encontrar al sur del Lago Lácar donde Auer (1950) les asigna una edad post-glaciario holocena.

- **Depósitos aluviales y coluviales indiferenciados**

Son los depósitos de gravas, arenas o limos que se encuentran generalmente asociados a las planicies aluviales de las principales corrientes fluviales como el Arroyo Queñi (**Fig. II-9**) o el Río Chachín y que también forman parte de los principales cuerpos lacustres del área como el caso del Lago Queñi, Nonthué o Lácar. Predominan las gravas de clastos de granitoides y volcanitas redondeados de diámetros variables que provienen en su mayoría de la disección de las planicies glacifluviales.

Se les asigna una edad holocena tardía, debido a que estos depósitos están aun en formación.

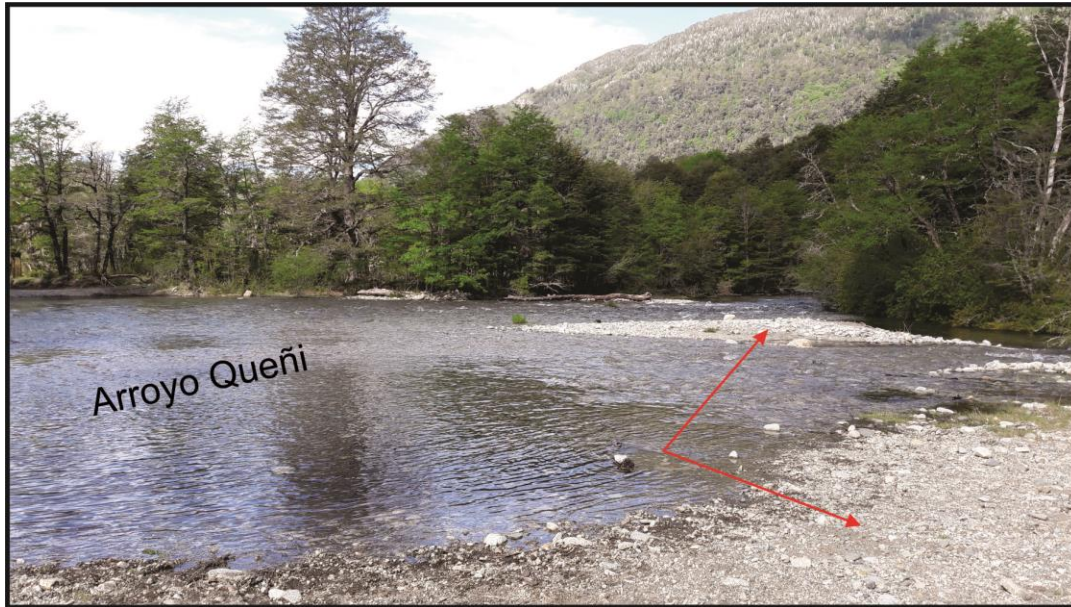


Figura II-9: Depósitos aluviales del arroyo Queñi. Obsérvese la gran variabilidad del tamaño de grano que van desde fragmentos de arena hasta bloques.

- **Depósitos de remoción en masa**

Son aquellos asociados a deslizamientos, avalanchas de rocas o flujo de detritos que se originan por efecto de la gravedad (**Fig. II-10-A**). Generalmente corresponden a bloques de las unidades mencionadas anteriormente.

Se les asigna una edad holocena tardía debido a que estos depósitos están aun en formación.

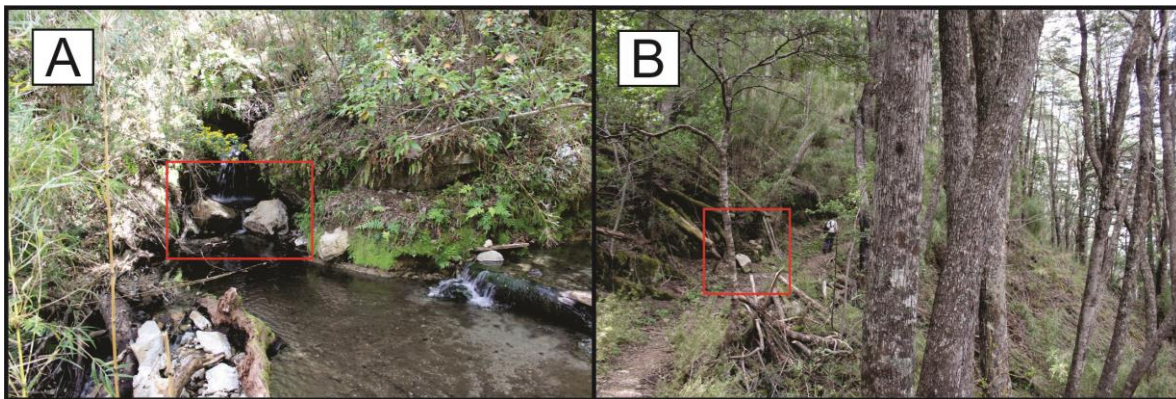


Figura II-10: A) Bloques de caída en zona de pozones naturales que conforman las Termas de Queñi. B) Bloque de caída sobre Fm. Río Pireco en el sendero hacia las termas.

CAPÍTULO III: CARACTERIZACIÓN PETROGRÁFICA DE ROCAS

INTRODUCCIÓN

Este capítulo tiene como finalidad realizar una descripción litológica a escala meso y microscópica de los escasos afloramientos presentes en las proximidades de las termas de Queñi. Todas las muestras extraídas corresponden a afloramientos de acotada dimensión en las proximidades del sendero que lleva a dichas termas (**ver Fig.III-1**). Resulta importante destacar que fue difícil realizar un seguimiento lateral de estas rocas debido a que se encuentran, en su mayoría, soterrados por suelo que sustenta gran densidad de vegetación correspondiente a la Selva Valdiviana, con precipitaciones medias anuales entre 2.500 y 3.000 mm. Estas precipitaciones en forma de nieve y lluvia, y la gran pendiente conllevan a la inestabilidad de dichos suelos, resultando dificultosas las observaciones incluso a escasos metros del sendero.

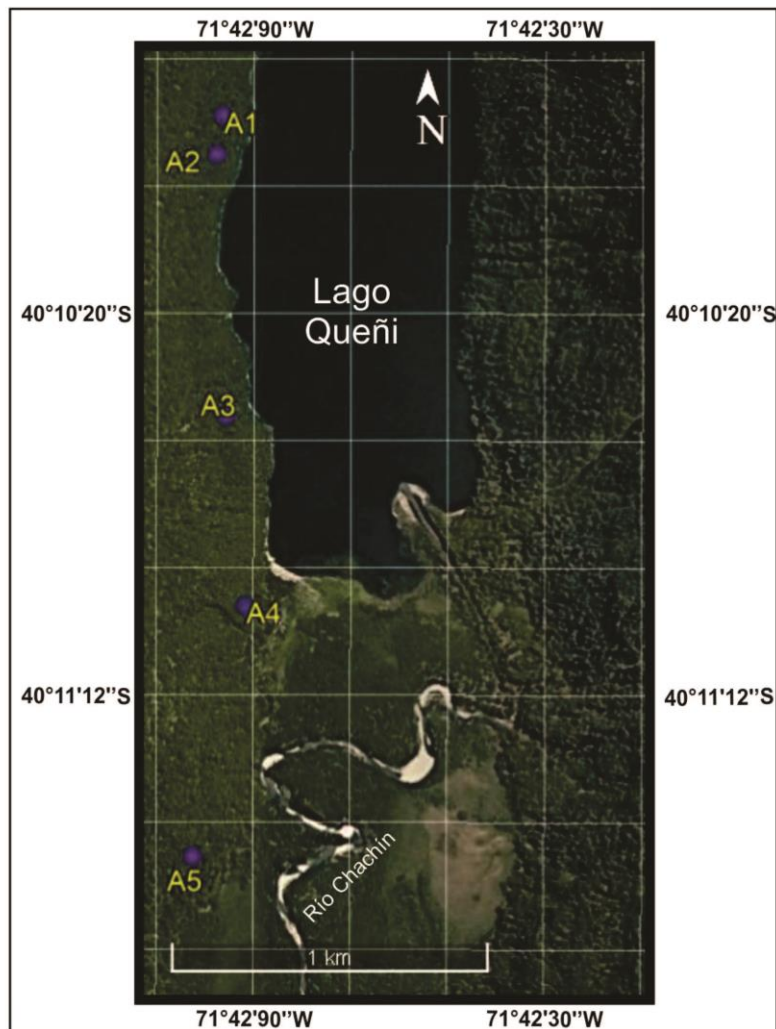


Figura III-1: Ubicación de las distintas muestras (A1, A2, A3, A4 y A5) en la zona del Lago Queñi.

Asimismo, se adjuntan los estudios complementarios realizados en dos muestras de interés y las interpretaciones que resultan a partir de tales estudios. Estos son:

- Análisis por difracción de Rayos X.
- Análisis químico de elementos mayoritarios.

Cinco fueron las muestras extraídas en las tareas de relevamiento de campo. La denominación propuesta fue “A1”, “A2”, “A3”, “A4” y “A5”. De todas estas rocas, las últimas dos son las que fueron sometidas a los estudios complementarios mencionados anteriormente.

Las muestras A4 y A5 extraídas en las proximidades del punto de surgencia han sido consideradas en este trabajo con una mayor importancia debido a que se trata de rocas con una litología similar entre ellas pero diferentes al resto de las muestras elegidas. Las primeras descripciones de muestras de mano y la caracterización petrográfica hicieron que se considerara realizar estudios complementarios a ambas rocas con el fin de obtener datos más concretos y lograr una mejor clasificación de las mismas.

La muestra A4, por su carácter más fresco e inalterado fue seleccionada para realizarle análisis químicos de elementos mayoritarios y así poder determinar el tipo de roca. Por otro lado, ambas muestras fueron sometidas a un análisis empleando la técnica de Difractometría de Rayos X.

El fundamento de las técnicas de difracción se basa en la interacción de la estructura cristalina de un sólido con una fuente de rayos X. Esta estructura cristalina está presente en muchos sólidos tanto naturales como artificiales y consiste en la repetición periódica de los átomos o moléculas que forman este sólido en las tres direcciones del espacio.

El resultado del análisis se refleja en un difractograma donde se recogen los datos de intensidad en función del ángulo de difracción (2θ) obteniéndose una serie de picos. Las intensidades se pueden tomar como alturas de los picos o para trabajos de más precisión las áreas. Al pico más intenso se le asigna un valor de 100 y el resto se reescala respecto a éste; Impiccini (Conversación verbal).

Las coordenadas geográficas de cada muestra fueron obtenidas utilizando GPS Garmin con ± 3 metros de precisión.

- **A1** - 40°10'13.43"S - 71°43'13.25"O – H: 862 m.
- **A2** - 40°10'17.37"S - 71°43'14.08"O – H: 865 m.
- **A3** - 40°10'44.01"S - 71°43'12.77"O – H: 893 m.
- **A4** - 40°11'03.38"S - 71°43'10.11"O – H: 857 m.
- **A5** - 40°11'28.89"S - 71°43'17.09"O – H: 859 m.

Las fotografías de los afloramientos y de las muestras de mano extraídas forman parte del archivo personal. Por otro lado, la nomenclatura empleada en las fotomicrografías y en los difractogramas está basada en Siivola & Schmid, 2007. Por último, las descripciones a escala meso y microscópica están basadas en González, 2008.

MUESTRA A1: AGLOMERADO VOLCÁNICO

La primera muestra de roca fue obtenida de un afloramiento que representa un aglomerado volcánico compuesto por un conjunto de clastos subredondeados a subangulosos y de granulometría muy variable conformada por fragmentos de granitos (Fig. III-2-A). La muestra corresponde a uno de estos fragmentos.

La matriz que rodea a estos es muy fina, mal seleccionada y con una composición similar a la de los clastos.

El clasto obtenido del aglomerado consiste en una roca holocristalina de color gris verdoso de textura granosa media a gruesa con un gran desarrollo de sus cristales con tamaños que oscilan entre 1 mm y 5 mm. Se distinguen tablillas subhedrales de plagioclasa de color blanco, cuarzo anhedral con brillo vítreo y minerales verdosos de hábito prismático que representan anfíboles, (y turmalina?). No se observan estructuras ni rasgos de alteración (Fig. III-2-B).

Como bien se menciona anteriormente el afloramiento representa un aglomerado volcánico generado a partir de un proceso sedimentario asociado a un proceso volcánico, y que es posterior al desarrollo de las principales unidades representadas por la Fm. Los Machis, y posiblemente asociado con los procesos volcánicos de la Fm. Huitrera.

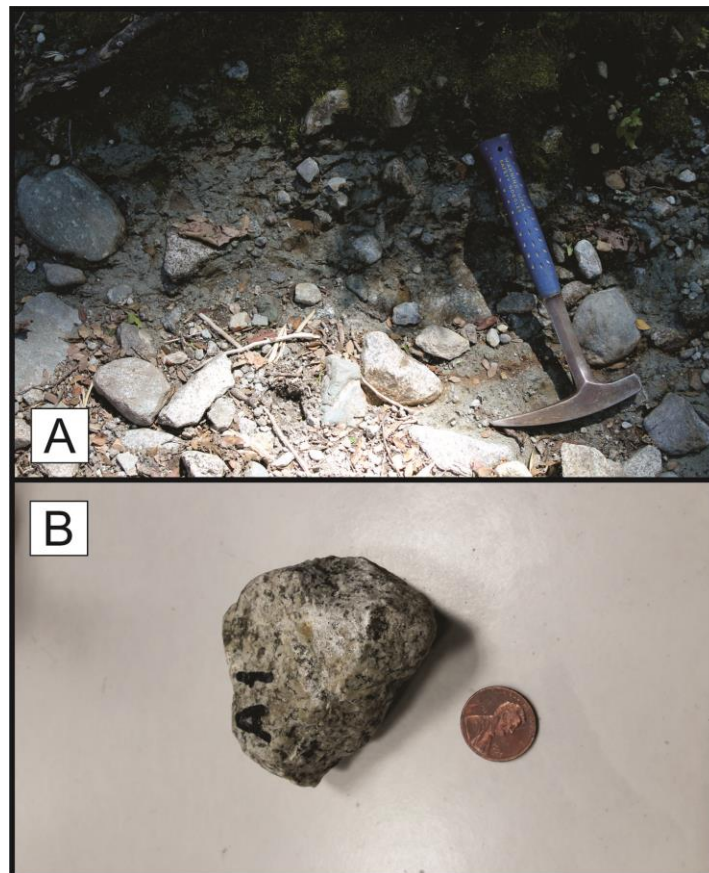


Figura III-2: En A) Afloramiento del aglomerado volcánico donde se observan los clastos y la matriz fina. B) Muestra de mano extraída para su descripción mesoscópica.

MUESTRA 2: GRANODIORITA

Esta muestra ha sido obtenida de una masa rocosa que se encuentra aflorando en una pequeña superficie, en el sendero que conduce a las termas de Queñi (**Fig. III-3-A**). La gran cobertura de suelo y la vegetación selvática que se desarrolla en el lugar impidieron realizar una continuidad lateral del afloramiento y lograr una mejor interpretación.

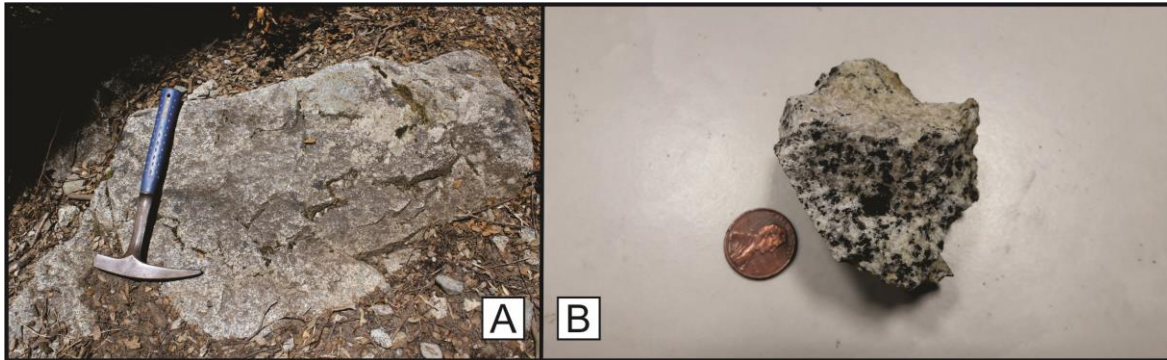


Figura III-3: A) Afloramiento. B) Muestra de mano.

Se trata de una roca holocristalina de color gris, de textura granosa de tamaño medio a grueso (1 mm a 7 mm) con la presencia de plagioclasas y feldespato potásico subhedrales en mayor proporción, cuarzo anhedral de color blanquecino y minerales oscuros que consisten en anfíboles y en mucha menor proporción biotita. Presenta una textura granosa equigranular (**Fig. III-3-B**).

Bajo el microscopio petrográfico se distingue una textura granosa subhedral típica de cuerpos ígneos globosos de granitoides. La mineralogía de la roca consiste en feldespatos potásicos, fundamentalmente microclino caracterizado por la macla de enrejado, abundante plagioclasa subhedral con maclas características de albita y Carlsbad, y hornblenda verde subhedral asociada, principal anfíbol de la roca. En algunos sectores esta asociación mineral se encuentra dentro de cristales de cuarzo anhedral indicando una cristalización tardía de este último (**Fig. III-4-A**). Otro mineral esencial, aunque en menor proporción es la biotita, la cual se manifiesta con formas subhedrales a anhedrales, de habito tabular y exhibe rasgos de alteración. Entre los minerales accesorios figura el zircón encontrándose de forma muy localizada.

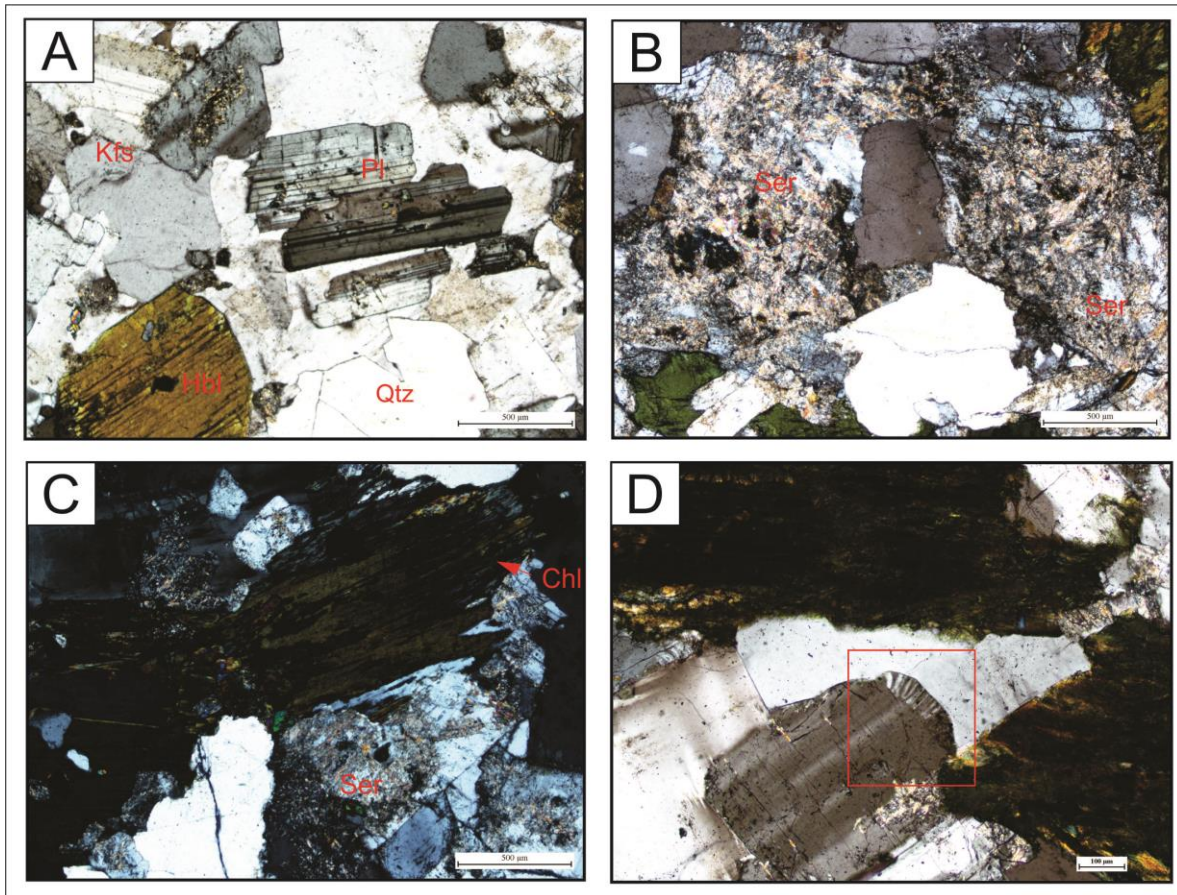


Figura III-4: Fotomicrografías de la muestra A2. A): *Qtz+Hbl+Kfs+Pl* son los minerales esenciales que conforman la granodiorita A2; se puede apreciar también la textura granosa característica de la roca. B): Alteración sericitica característica afectando a los feldspatos. C): Alteración sericitica y rasgos de cloritización en biotita. D): Textura vermicular (mirmequítica) en un cristal de plagioclasa que invade al microclino.

Los minerales de alteración presentes son fundamentalmente sericita y clorita. La primera se encuentra afectando a los feldspatos y se la distingue por su aspecto “sucio” y borroso y aspecto policristalino microgranular con elevados colores de interferencia (**Fig.III-4-B**); mientras que la segunda se encuentra reemplazando la mineralogía original en biotita y hornblenda manifestándose con colores de interferencia azulados (**Fig.III-4-C**). Otra textura presente en la roca es la vermicular (de reemplazo). La plagioclasa con cuarzo vermicular se encuentra invadiendo al microclino (**Fig.III-4-D**).

MUESTRA A3: GRANODIORITA

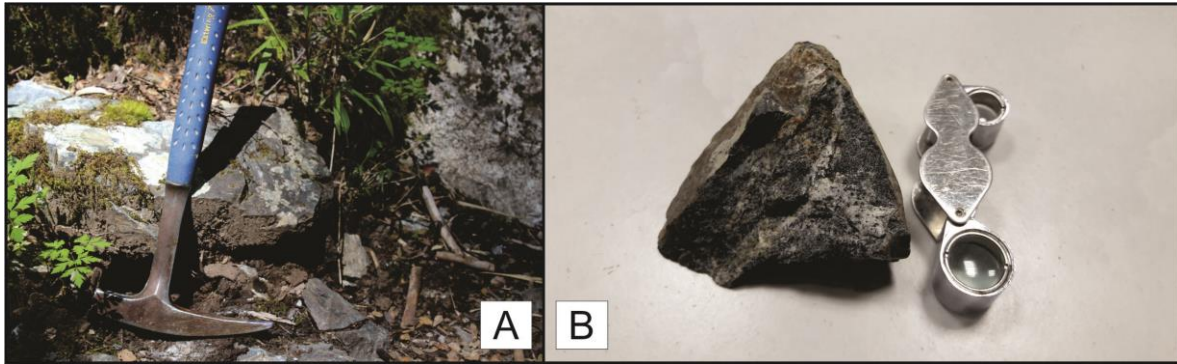


Figura III-5: En A) Afloramiento en el sendero a las termas de Queñi. B) Granodiorita hornblendífera.

A diferencia de las muestras anteriores, esta roca presenta un color general gris oscuro producto del gran contenido de minerales máficos microcristalinos y una disminución del tamaño de grano en general (**Fig. III-5-B**). Consiste en una roca holocristalina de textura granosa compuesta por cristales de tamaño muy fino a fino (<1 mm) a excepción de un sector de la roca de color blanco con la presencia de cristales medianos de cuarzo anhedral, plagioclasa y biotita subhedral con hábito tabular.

El análisis de la sección delgada bajo el microscopio petrográfico revela una textura granosa inequigranular. Se pueden percibir dos sectores diferenciados con variabilidad del tamaño de grano (**Fig. III-6-D**): El área de mayor tamaño de los cristales está compuesta fundamentalmente por plagioclasas y feldespatos alcalinos subhedrales y cuarzo anhedral (**Fig. III-6-A**) diferenciándose de la sección más fina por un mayor contenido de hornblenda de tonalidades verdosas en esta última (**Fig. III-6-B**). Minerales opacos también están presentes.

Dentro de las texturas más gruesas se pueden apreciar inclusiones de plagioclasa con hábito tabular, con sus maclas de albita características y leve alteración sericitica, y algunos anfíboles dentro del cuarzo reflejando una cristalización tardía de este último (**Fig. III-6-C**) y, en algunos sectores de la sección delgada se desarrollan texturas manteadas (**Fig. III-6-E**). Esta textura es típica de rocas plutónicas básicas a ácidas.

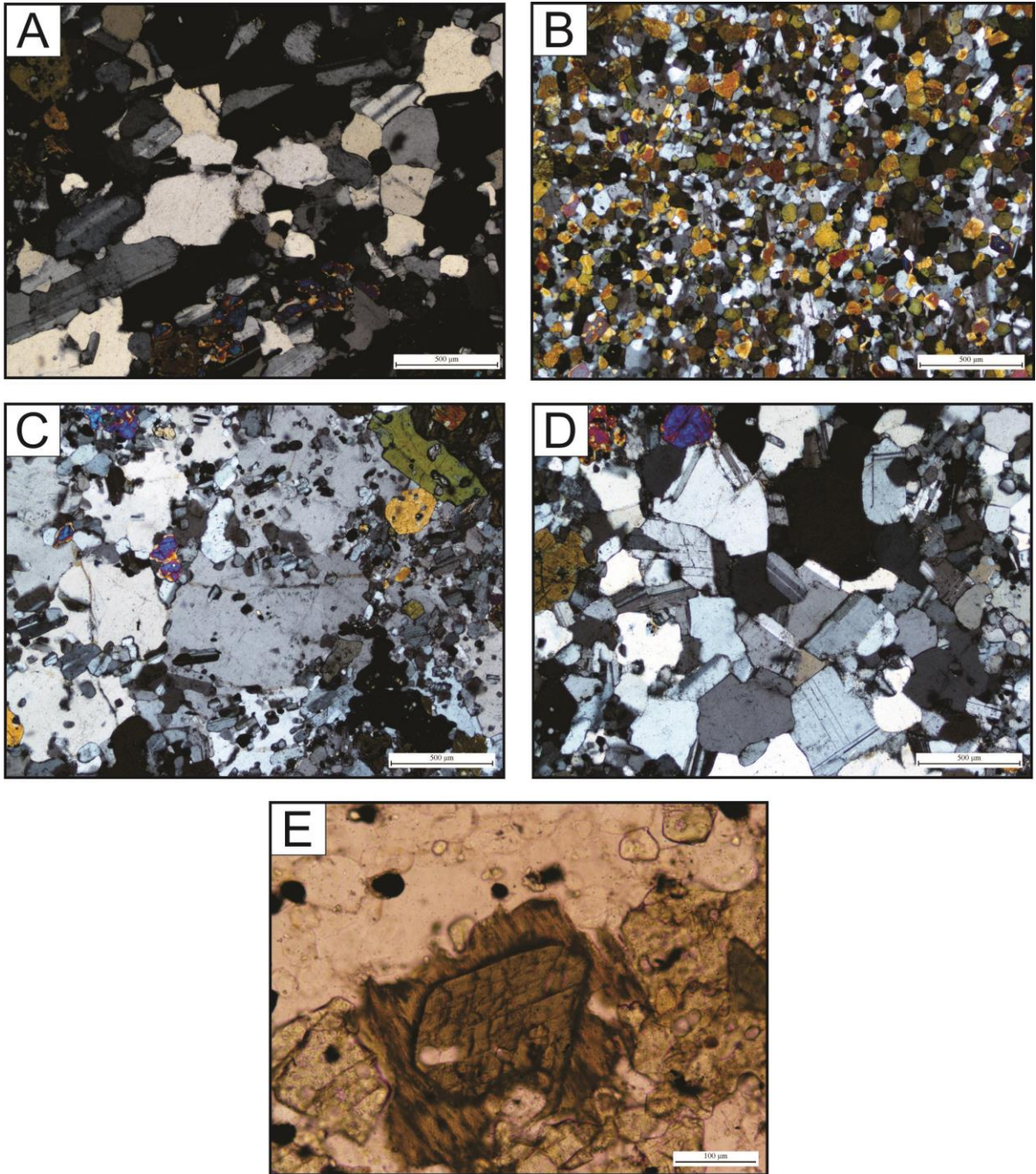


Figura III-6: Fotomicrografías realizadas de la granodiorita A3. En A) Textura granosa más gruesa de la muestra donde se aprecia la mineralogía característica y rasgos de alteración. B) Textura granosa más fina caracterizada por un elevado contenido de hornblenda verde en conjunto con plagioclasa. C) Cristalización tardía de Qtz. D) Variación textural de la muestra: En el sector central de la fotomicrografía los fenocristales presentan mayor tamaño que aquellos ubicados en los bordes. E) Textura manteada producto del crecimiento de un fenocristal de hornblenda dentro de uno de biotita.

Hasta el momento se han analizado meso y microscópicamente las muestras A2 y A3 las cuales se clasifican como granodioritas. Estas presentan similitudes texturales y de composición más o menos homogénea. La variabilidad del tamaño de los cristales puede marcar diferentes ubicaciones dentro de un mismo cuerpo. Así, las variedades más finas se ubican en los bordes laterales del plutón, cercano o en contacto con la roca de caja, y se forman por enfriamiento rápido dado al alto contraste térmico. Las texturas granosas más gruesas se exhiben en el sector interno del plutón, donde el enfriamiento es lento y la magnitud del contraste térmico es pequeña (González, 2008).

Posiblemente, estas rocas representen sectores centrales de un cuerpo ígneo donde la muestra A3 refiera a sectores marginales del mismo.

El análisis petrográfico realizado en este trabajo sobre estas muestras exhibe ciertas similitudes con la que diversos autores han definido a las rocas de la Formación Los Machis (**Ver Capítulo II**), caracterizada por granitoides alojados en el conjunto volcánico de la Formación Montes de Oca, la que constituye la roca huésped esencial.

MUESTRA A4: RIOLITA

Al igual que en las muestras anteriores, el afloramiento es pequeño (**Fig.III-7-A**) y se ubica en el sendero hacia las termas.

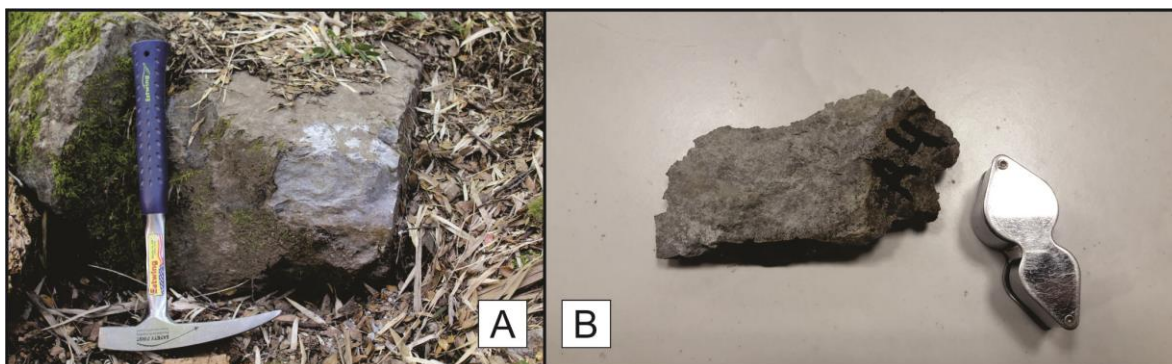


Figura III-7: A) Pequeño afloramiento en el sendero a las termas de Queñi. B) Roca microcristalina silicificada.

Consiste en una roca de color gris verdoso (**Fig.III-7-B**), de textura afanítica debido a que no se aprecian cristales a simple vista (microcristalina).

El análisis de la sección delgada resulta dificultoso por presentar una textura afanítica y microcristalina pero permite establecer un cambio litológico en el área estudiada. El principal rasgo de interés es la presencia de tablillas alargadas (microlitos) de feldespato alcalino y plagioclasa alterada y con orientación sub-paralela definiendo una textura traquítica la cual refleja una orientación en sentido del flujo magmático. En la pasta fina de coloración oscura a nicols cruzados se distinguen cristales muy finos de cuarzo granular reflejando rasgos de alteración (**Fig.III-8**).

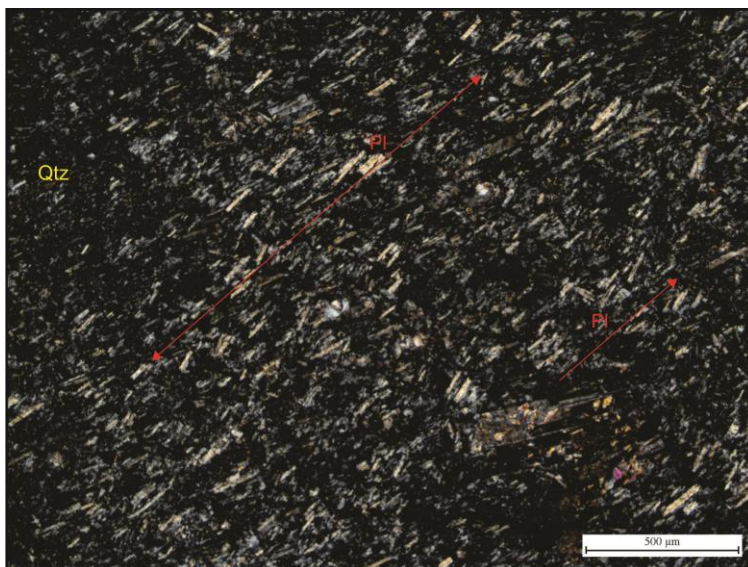


Figura III-8: Fotomicrografía de A4 donde se aprecia una textura traquitoide caracterizada por la orientación paralela a sub-paralela de tablillas de feldespatos alcalinos y plagioclasas alteradas indicando sentido de flujo magmático.

Análisis químicos de elementos mayoritarios en A4.

En la **Tabla III-1** se observan los resultados provenientes del análisis químico de elementos mayoritarios realizado por *Activation Laboratories Ltd.* sito en Ancaster, Canadá.

Results Activation Laboratories Ltd. Report: A18-07306				
Analyte Symbol	Unit Symbol	Lower Limit	Method Code	A4
SiO ₂	%	0,01	FUS-ICP	73,77
Al ₂ O ₃	%	0,01	FUS-ICP	13,6
Fe ₂ O ₃	%	0,01	FUS-ICP	1,52
MnO	%	0,001	FUS-ICP	0,073
MgO	%	0,01	FUS-ICP	0,37
CaO	%	0,01	FUS-ICP	1,26
Na ₂ O	%	0,01	FUS-ICP	4,71
K ₂ O	%	0,01	FUS-ICP	2,71
TiO ₂	%	0,001	FUS-ICP	0,272
P ₂ O ₅	%	0,01	FUS-ICP	0,05
LOI	%		FUS-ICP	1,67
Total	%	0,01	FUS-ICP	99,99
Ba	ppm	2	FUS-ICP	6223
Sr	ppm	2	FUS-ICP	344
Y	ppm	1	FUS-ICP	19
Sc	ppm	1	FUS-ICP	2
Zr	ppm	2	FUS-ICP	171
Be	ppm	1	FUS-ICP	2
V	ppm	5	FUS-ICP	9

Tabla III-1: Valores expresados en % de los distintos óxidos y algunos elementos minoritarios que conforman la muestra A4.

DIAGRAMAS DE DISCRIMINACIÓN DE LAS SERIES MAGMÁTICAS

A partir de los datos proporcionados en la **Tabla III-1** se confeccionó en primer lugar un diagrama TAS (Le Bas, Le Maitre, Streckeisen *and* Zanettin, 1986) con el objetivo de definir concretamente el tipo de roca de que se trata (**Fig. III-9**). Para esto, se consideran los valores de tres elementos: Por un lado el de la sílice (SiO_2) la cual se representa en el eje de abscisas; y por otro lado los álcalis conformados por el Na_2O y K_2O los cuales se proyectan en el eje de ordenadas del grafico.

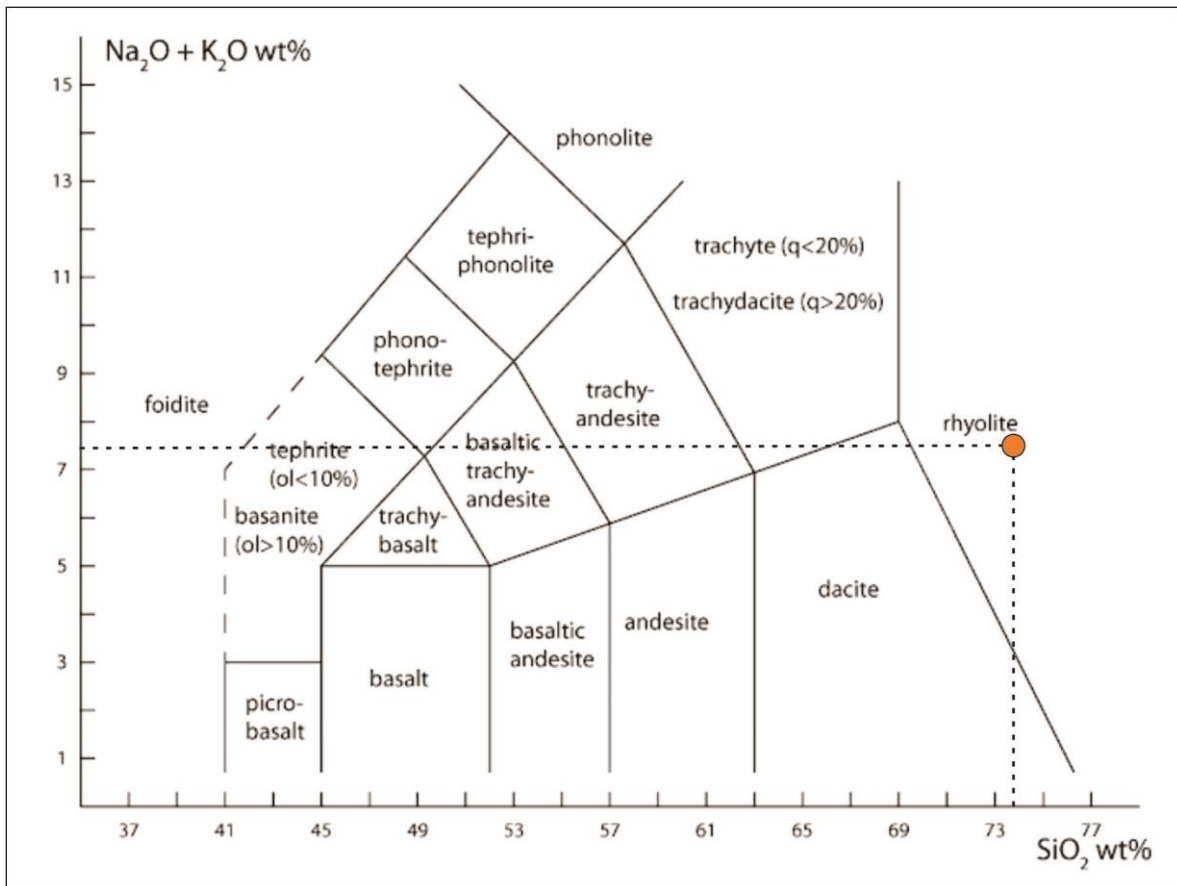


Figura III-9: Clasificación de roca utilizando el diagrama TAS (Le Bas *et al.*, 1986).

Como se puede observar en la figura anterior, se proyectan los valores de los óxidos mencionados anteriormente y la roca cae dentro del campo de las riolitas.

El diagrama TAS (**Fig. III-10**) permite discriminar rocas de afinidad alcalina y subalcalina (Cox, Bell *and* Pankhurst., 1979), teniendo en cuenta los parámetros álcalis total y sílice. Así mismo determina el rango composicional (e.g. Cox *et al.*, 1979; Middlemost, 1985) y conforma otro modo de visualizar la caracterización de la roca.

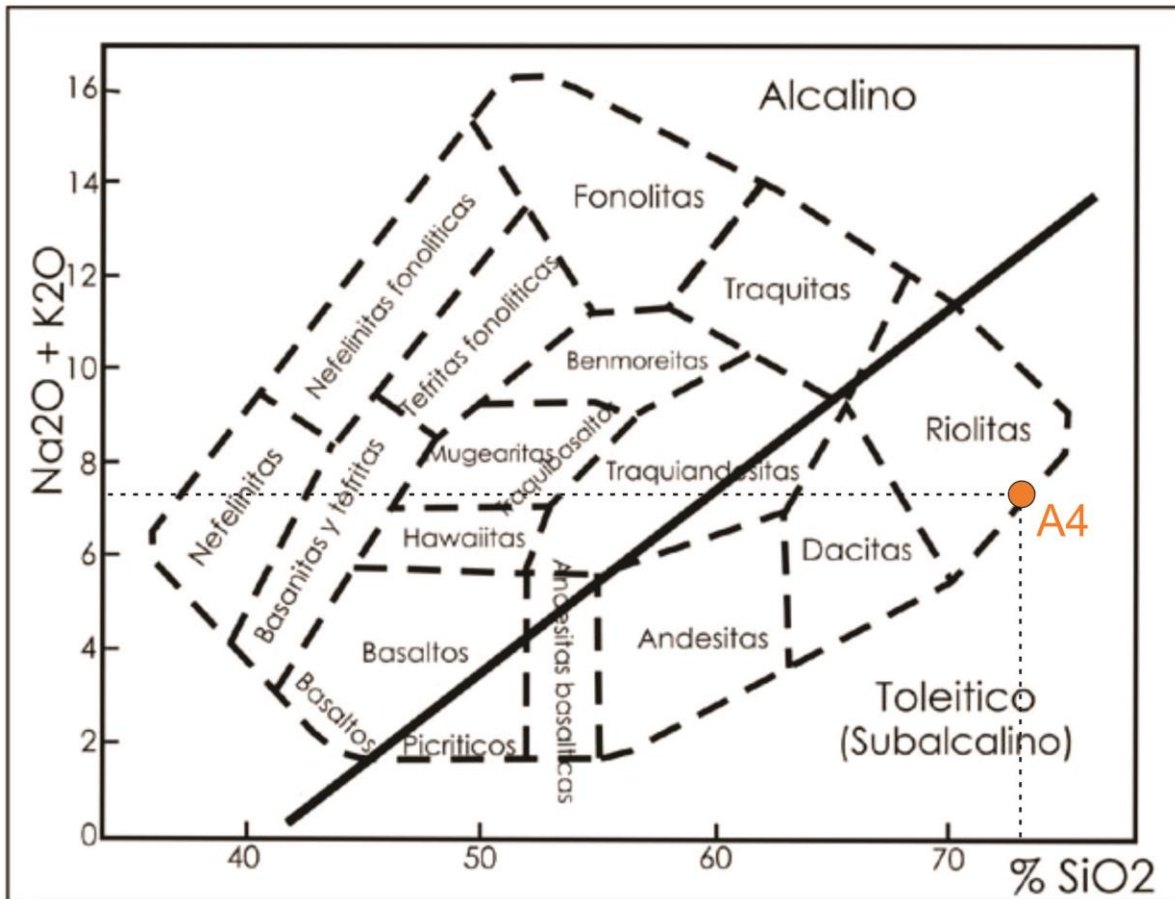


Figura III-10: Diagrama TAS de Cox et al. (1979). La muestra corresponde a una riolita de la serie subalcalina.

En este diagrama se determinó que la unidad pertenece a una serie subalcalina, de composición ácida.

Por otro lado, también se utilizó el diagrama propuesto por Peccerillo & Taylor (1976) el cual relaciona los valores expresados en porcentaje (%) de SiO_2 y del K_2O para poder determinar la serie a la que corresponde la roca.

En la **figura III-11** se proyectan los valores de los óxidos mencionados anteriormente y se obtiene que la roca corresponde a la serie calco-alcalina.

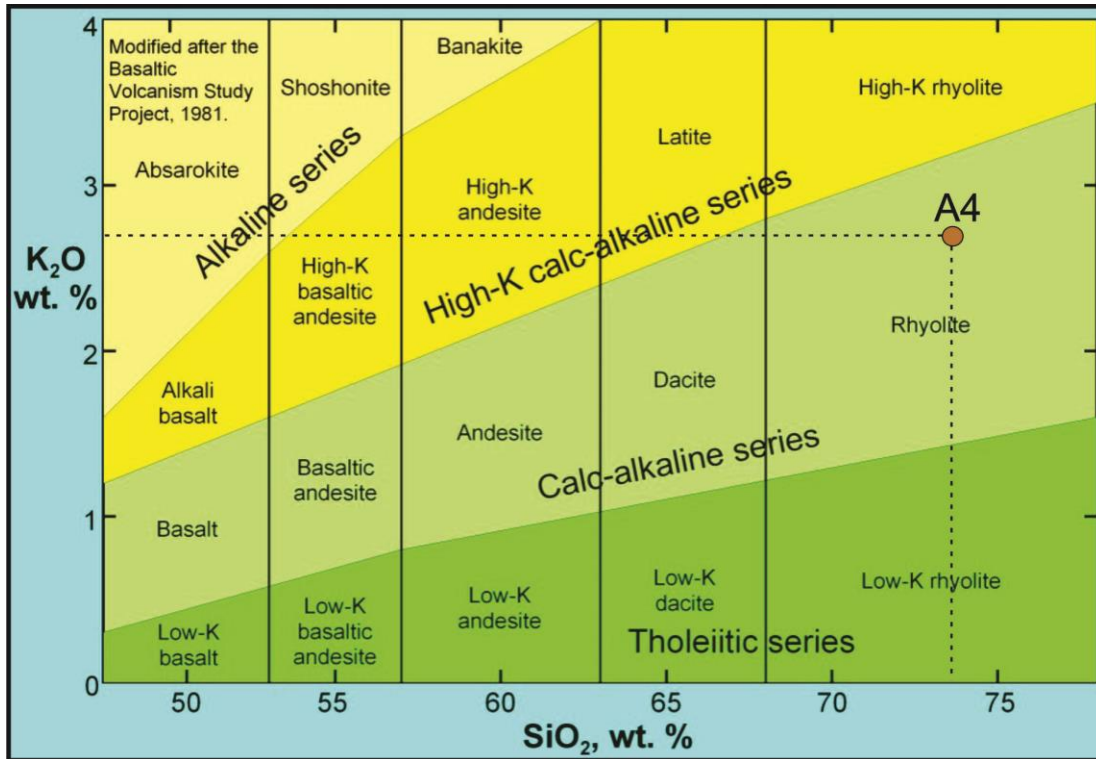


Figura III-11: Diagrama de Peccerillo & Taylor (1976) para rocas volcánicas. La comparación de los porcentajes de SiO_2 y K_2O permite determinar a qué serie magmática corresponde cada roca.

Finalmente, en el diagrama AFM propuesto por Irvine and Baragar (1971) las series magmáticas sub-alcálicas se dividen en series toleíticas y calco-alcálicas resultando evidente que la roca estudiada presenta un carácter calco-alcálico con un notorio enriquecimiento en álcalis.

Los álcalis típicamente se enriquecen en el líquido y solo entran en la fase sólida durante los estadios finales de cristalización, como se puede observar en la evolución de las curvas del diagrama (Fig. III-12). Los magmas parentales, si están presentes, se acercan mucho al vértice del MgO y los más evolucionados al vértice de los álcalis. Por lo tanto, se considera que la roca es producto de un magma con una marcada evolución.

En la **Tabla III-2** se destacan los porcentajes recalculados al 100% de los óxidos que se utilizan para confeccionar el diagrama:

	Elemento	%	% recalculado	% para diagrama AFM
F	Fe_2O_3	1,52	16,33	16,33
M	MgO	0,37	3,97	3,97
A	Na_2O	4,71	50,59	79,70
	K_2O	2,71	29,11	
	Total	9,31	100,00	100,00

Tabla III-2: Óxidos recalculados al 100% para la confección del Diagrama AFM.

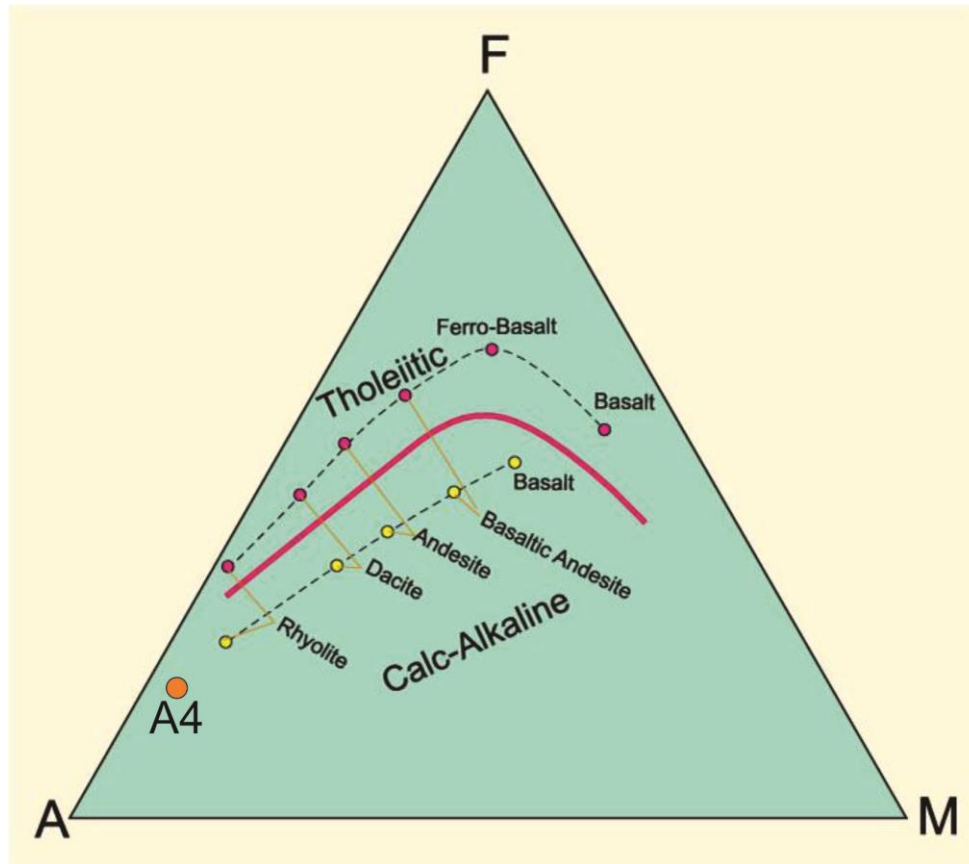


Figura III-12: Diagrama AFM de Irvine and Baragar (1971) donde se plotea la muestra A4. Nótese el enriquecimiento en álcalis de la roca determinando un magma muy evolucionado.

Como se menciona, las muestras A4 y A5 reflejan un cambio litológico en el área estudiada. La caracterización meso y microscópica, en conjunto con el análisis químico de elementos mayoritarios en una de estas permite definir una facies riolítica que se asocia, en principio a la Fm. Huitrera. Esto podría ser así debido a su ubicación cercana a afloramientos de esta formación como se puede observar en el mapa geológico expuesto anteriormente (**Ver figura II-7**) y las descripciones de rocas como ignimbritas, tobas dacíticas y riolíticas, conglomerados y areniscas que son descritas en la Hoja Geológica 4172-II San Martín de Los Andes y que no han sido descritas para la Fm. Los Machis.

Mineralogía por DRX en la Muestra A4

En la muestra A4, a través de la interpretación del difractograma de la **figura III-13** se identifico lo siguiente

- Al cuarzo (Qtz) por una reflexión de alta intensidad en 3,34 Å y sus correspondientes segundos y sucesivas reflexiones en: 4,25 Å; 2,45 Å; 2,12 Å y 1,81 Å.
- El segundo mineral en orden de abundancia es la plagioclasa (Pl) cuyas reflexiones se dan en 3,1885 Å; 6,481 Å; 4,026 Å; 3,7731 Å; 3,6659 Å; 2,9285 Å y en 2,8572 Å. Las intensidades de reflexión se dan en el rango 2-10.
- El siguiente mineral en orden de abundancia corresponde a feldespato potásico (Kfs) identificado por las reflexiones en 3,7731 Å; 3,6659 Å; 3,2385 Å; 2,7705 Å y, por último, en 1,8011 Å.
- La presencia de calcita se identifica por el pico 3,0277 Å.
- La sericita exhibe una reflexión de alta intensidad en 9,973 Å.
- La alteración caolinítica se identifica por el pico 7,063 Å.
- Como conclusión, y reflejado por las intensidades de las reflexiones, el mineral más abundante es el Qtz, y en segundo lugar los feldespatos de tipo plagioclasa. Los restantes minerales aparecen en escasa cantidad destacándose la caolinita y la sericita como minerales de alteración.
- Como la roca analizada fue definida como riolita basándose en el análisis químico exhibido anteriormente, se considera a la biotita como un mineral esencial que forma parte de la composición de la roca.

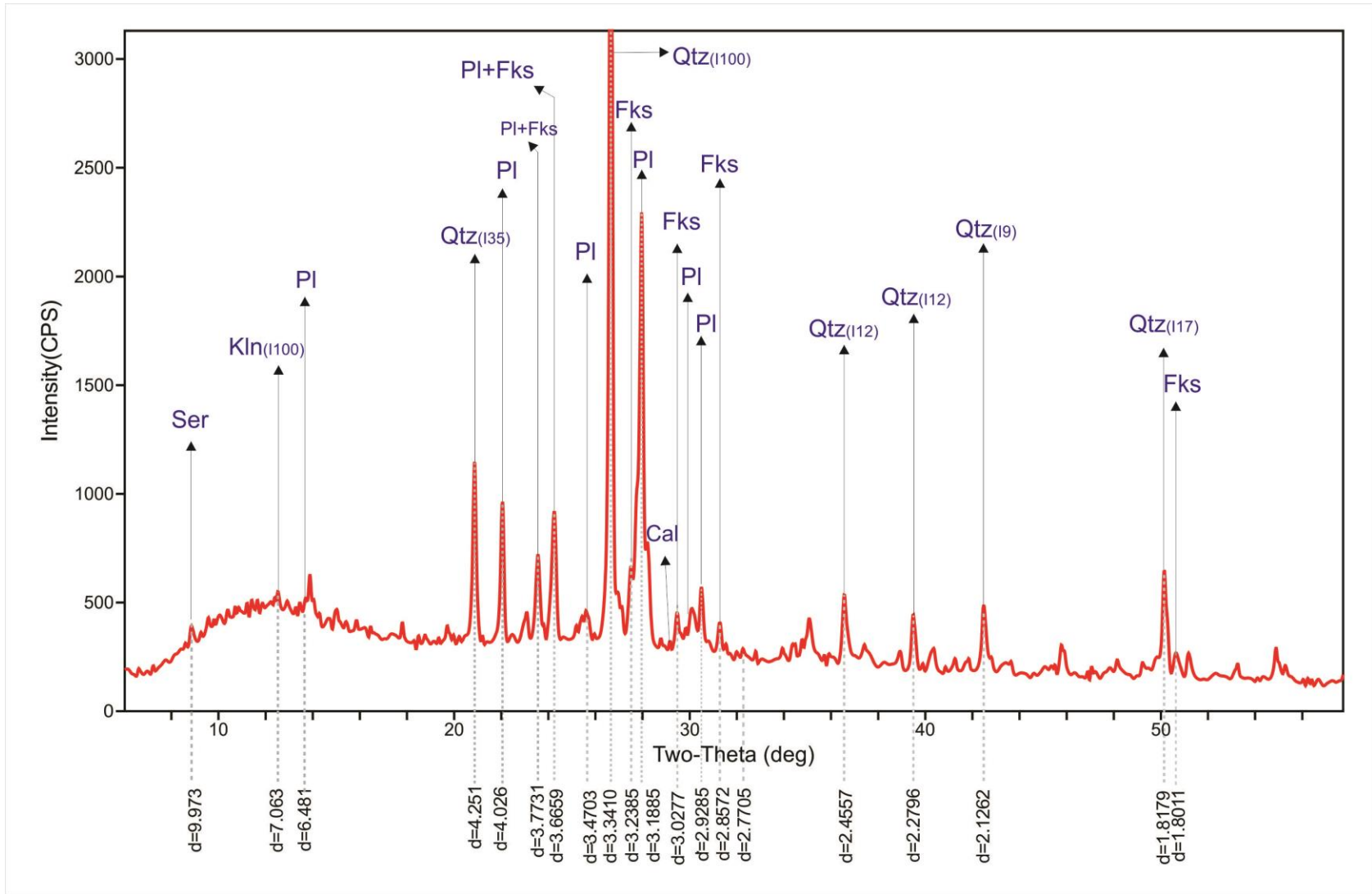


Figura III-13: Difractograma correspondiente a la muestra A4. Las abreviaturas mineralógicas están basadas en Siivola & Schmid, 2007: Qtz= Cuarzo; Bt= Biotita; Pl= Plagioclasa; Fks= Feldspato potásico; Kln: Caolinita; Ser: Sericita; Cal: Calcita.

MUESTRA A5: RIOLITA

Esta roca fue obtenida directamente desde el punto de surgencia del agua (**Fig.III-15-A**), afloramiento de aproximadamente 8 metros de extensión con fracturas (**Fig. III-14**) por donde surge el fluido.



Figura III-14: Una de las fracturas en la roca a partir de donde surge el agua caliente.

La muestra es de color gris claro con la presencia de cristales muy finos de cuarzo y plagioclasa. Los rasgos más distintivos de esta roca son las líneas de fluidalidad paralelas o en forma de ondulaciones en algunos sectores y la presencia de fracturas (**Fig.III-15-B**).

Bajo el microscopio petrográfico se observa una textura traquitoide por la presencia nuevamente de tablillas de feldespatos orientadas paralela a sub-paralela y sectores con cuarzo granular tal cual como se definió en A4, con una mineralogía alterada incluso con la presencia de carbonatos.

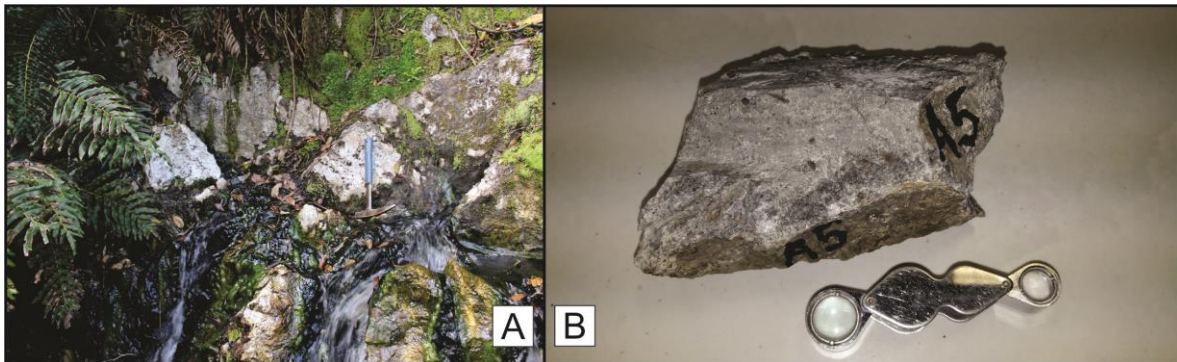


Figura III-15: A) Surgencia de agua caliente. B) Muestra de mano muy alterada extraída en las proximidades de la surgencia.

Mineralogía por DRX en la Muestra A5

En la muestra A5, que representa la roca extraída en el punto de surgencia y, a través de la Difractometría de Rayos X (**Fig. III-16**) se pudo identificar lo siguiente:

- Al Qtz por una reflexión de alta intensidad en 3,3409 Å y sus correspondientes segundos y sucesivas reflexiones en: 4,251 Å; 2,2795 Å; 2,1263 Å y 1,8179 Å.
- El segundo mineral en orden de abundancia al igual que en la muestra anterior es la plagioclasa (Pl) cuyas reflexiones se dan en 3,1885 Å; 6,366 Å; 4,026 Å; 3,6601 Å y 1,7827 Å. Las intensidades de reflexión se dan en el rango 2-10.
- El siguiente mineral en orden de abundancia corresponde a feldespato potásico (Kfs) identificado por las reflexiones en 6,5332 Å; 3,2383 Å y 2,9937 Å.
- La sericita exhibe una reflexión de alta intensidad en 9,972 Å y sus correspondientes segundas y sucesivas reflexiones en: 4,462 Å, 3,6601 Å y en 2,9285 Å.
- La alteración caolinítica se identifica por el pico 7,075 Å principalmente.
- Como conclusión, y reflejado por las intensidades de las reflexiones, el mineral más abundante es el Qtz, y en segundo lugar los feldespatos de tipo plagioclasa. Los restantes minerales aparecen en escasa cantidad destacándose caolinita y sericita como minerales de alteración.
- La principal diferencia si se compara con la muestra anterior, es que en esta última, la presencia de caolinita es algo mayor pudiendo determinar una mayor alteración de la roca en este punto y corroborando también las descripciones petrográficas de las secciones delgadas.

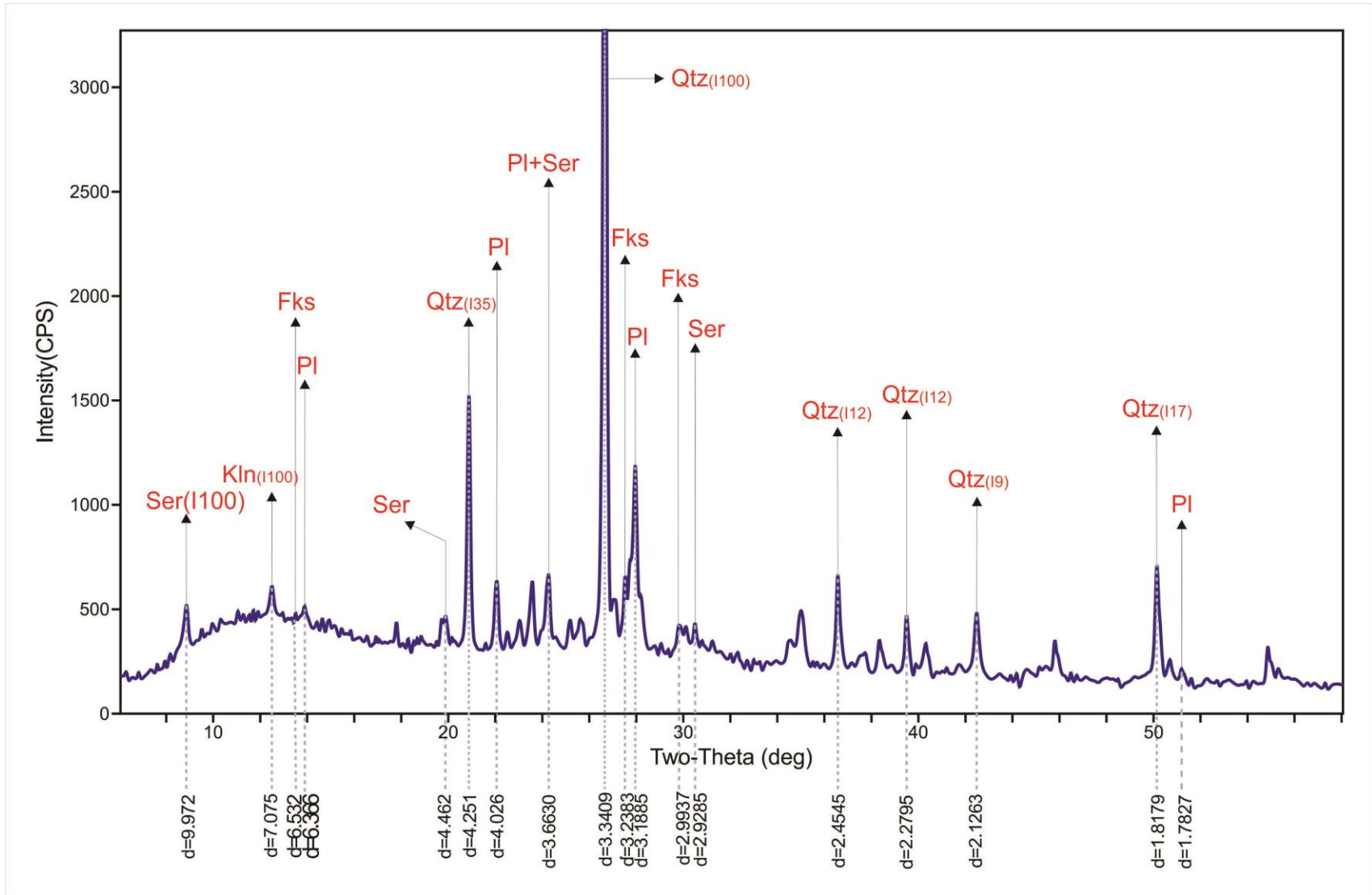


Figura III-16: Difractograma correspondiente a la muestra A5 extraída en el punto de surgencia. Las abreviaturas mineralógicas están basadas en Siivola & Schmid, 2007: Qtz= Cuarzo; Bt= Biotita; Pl= Plagioclasa; Fks: Feldespato potásico; Kln: Caolinita; Ser: Sericita

CAPÍTULO IV: CARACTERIZACIÓN FÍSICO-QUÍMICA DE AGUAS

INTRODUCCIÓN

En este capítulo se realiza una caracterización físico-química de aguas, a partir de la toma de muestras y posterior análisis químico en laboratorio. Se presentan fundamentos teóricos previos a la determinación de los resultados obtenidos, así como la metodología empleada.

Se usaron distintos métodos de clasificación de diversos autores, incluyendo en algunos casos, la confección de diagramas mediante el uso de software de uso gratuito a través de la web como *Diagrammes* y *Corel Draw 7.0*. En el último apartado, se presenta una breve descripción de algunos de los geotermómetros, y luego, en detalle, el cálculo de algunos de los utilizados para estimar la temperatura del reservorio.

MARCO TEÓRICO

Para identificar el rol que juegan en un análisis geoquímico los diversos constituyentes químicos de fluidos geotermales, Giggenbach (1991) propuso una subdivisión, que se basa en la información que éstos pueden entregar:

- Fluidos Conservativos (trazadores): corresponden a constituyentes no reactivos y químicamente inertes. Cuando se adicionan a la fase acuosa, idealmente no se modifican. Las razones de estos componentes se mantienen constantes al ser afectados por dilución, proveyendo así una signatura química que permite trazar el origen de las aguas.
- Fluidos Geoindicadores: especies químicamente reactivas, que responden a cambios en el ambiente de una forma que es conocida, proveyendo información acerca de las condiciones de equilibrio agua-roca en el reservorio geotermal.

Dentro de los elementos trazadores se encuentran los gases nobles He y Ar, seguido por otros constituyentes comparativamente conservativos como Cl, B, Li, Rb, Cs y N₂. Por otra parte los elementos geoindicadores incluyen aquellas especies que forman parte en las interacciones termodependientes entre minerales aluminosilicatados y los fluidos geotermales tales como Na, K, Mg, Ca y SiO₂, de la misma forma que el H₂, H₂S, CH₄, y CO₂, involucrados en las reacciones redox dependientes de la presión y temperatura.

El límite entre ambos grupos no es rígido, debido a que algunos elementos al ser sometidos al cambio en las condiciones de presión y temperatura pueden traspasar el límite entre trazadores y geoindicadores, como es el caso del cesio (Cs), que a una temperatura mayor que 250°C es inerte, mientras que a bajas temperaturas es incorporado en zeolitas (Giggenbach, 1991).

Las aguas geotermales contienen todos los iones mayores que se encuentran comúnmente en las aguas subterráneas, pero sus concentraciones son por lo general más altas que en aguas subterráneas no termal. De la misma forma la concentración de los elementos traza

es mucho más alta que en las aguas no termales debido a la interacción agua-roca (Chandrasekharam & Bundschuh, 2008).

Arnórsson *et al.* (2007) caracterizaron los fluidos geotermales en dos categorías principales, basándose en los procesos de diferenciación geoquímica que tienen lugar durante la evolución del fluido. Estas categorías son: a) fluidos primarios y b) fluidos secundarios. De esta forma, se definen los fluidos primarios como aquellos que se encuentran en la base de la celda convectiva (nivel de profundidad-base) y pueden ser producto de la mezcla de volátiles magmáticos con diversos componentes fluidos, como aguas meteóricas, marinas y connatas. Los fluidos primarios son principalmente de tipo clorurado, sulfato-ácido y salmuera híper-salina. A medida que estos fluidos primarios ascienden hacia la superficie, sufren procesos de separación y mezcla que dan origen a fluidos secundarios. Los cambios más importantes que ocurren en estos fluidos, (Arnórsson *et al.*, 2007) son:

1. Flasheo por descompresión. Generación de una fase líquida y otra gaseosa.
2. Separación de fases en un fluido salino, generando una salmuera híper-salina y vapor diluido.
3. Condensación del vapor al contacto con aguas subterráneas o superficiales para producir aguas sulfato-ácidas o bicarbonatadas ricas en sodio o CO₂.
4. Mezcla de CO₂ proveniente de fuentes profundas con aguas termales.
5. Mezcla de fluidos termales con aguas superficiales de baja temperatura.

FLUIDOS PRIMARIOS

La composición química de los fluidos geotermales primarios está determinada por la composición de la fuente de fluidos y aquellas reacciones que involucren tanto la disolución de minerales primarios, como la precipitación de minerales secundarios junto con los procesos de adsorción y desorción. Generalmente la fuente de fluidos es agua meteórica o marina, siendo posible además identificar componentes de fluidos magmáticos, metamórficos y connatos.

Aguas cloruradas

Este tipo de agua es muy común en los sistemas geotermales. Un alto porcentaje de las sales en solución en las aguas termales cloruradas corresponde a Na-Cl. La concentración de cloruro típicamente va desde cientos hasta algunos miles de ppm. El contenido de cloruros depende de la disponibilidad de sales, las cuales pueden ser lixiviadas de las rocas del reservorio, o formarse de la reacción entre HCl magmático y los minerales formadores de rocas. La concentración de la mayor parte de los componentes en aguas cloruradas sodicas es función del equilibrio local con minerales secundarios, si la temperatura supera los 100 – 150 °C (e.g. Giggenbach, 1991).

Aguas sulfato-ácidas

Este tipo de fluidos es frecuente en sistemas geotermales volcánicos, generalmente asociado a volcanes andesíticos (e.g. Truesdell, 1991). La acidez es causada por HCl y/o H₂SO₄, generando que el pH de estos fluidos pueda ser muy bajo (pH~2 a 25°C). Sin embargo, a altas temperaturas estas aguas son casi neutras, ya que la acidez está dada por el

ion H_2SO_4^- que se disocia bajo esas condiciones. Así, la mayor diferencia entre aguas cloruradas y sulfato-ácidas reside en que el buffer de pH para las aguas cloruradas es $\text{CO}_2/\text{HCO}_3^-$, mientras que para las aguas de tipo sulfato-ácidas es $\text{H}_2\text{SO}_4^-/\text{SO}_4^{2-}$ (Arnórsson *et al.*, 2007).

Salmueras

Estas aguas son el resultado de procesos que concentran sales hasta dar origen a salmueras geotermales. Uno de estos es la disolución de evaporitas por aguas meteóricas y su reacción con minerales primarios de rocas volcánicas y HCl magmático. Además, aguas termales connatas salinas han sido encontradas en cuencas sedimentarias. La separación de fases es otro de los procesos que produce un aumento en la concentración de sales, este proceso de diferenciación origina por tanto, un fluido secundario.

FLUIDOS SECUNDARIOS

Aguas sulfato-ácidas vapor calentadas

La absorción y condensación de vapor y gases por parte de aguas subterráneas, acuíferos colgados, agua meteórica de infiltración somera, o lagos volcánicos, genera aguas termales “vapor-calentadas”. Esta denominación describe el hecho de que la condensación del vapor es un proceso exotérmico conducente al calentamiento de las aguas en contacto con la pluma ascendente de vapor y gas. Se caracterizan por un contenido bajo de cloruro y relativamente alto de sulfato. Las aguas ácidas disuelven fácilmente los minerales primarios de las rocas volcánicas comunes (alcanzan valores de $\text{pH} < 1$), dejando un residuo de sílice oquerosa, anatasa, azufre nativo, sulfuros, esmectita y caolinita.

Aguas carbonatadas

Este tipo de aguas es común, tanto en los sistemas geotermales en áreas con actividad volcánica y en zonas sísmicamente activas sin volcanismo (Arnórsson *et al.*, 2007). Cuando el CO_2 es el principal gas contenido en el vapor, como ocurre generalmente con los gases de naturaleza geotérmica, las aguas vapor-calentadas asociadas serán del tipo carbonatadas. Si además se tienen concentraciones importantes de gases de H_2S , las composiciones resultantes pueden ser sulfatadas-carbonatadas aunque en este caso el pH es relativamente ácido. Por último, las aguas carbonatadas pueden ser el resultado de una mezcla de fluidos primarios a alta temperatura con aguas subterráneas frías ricas en HCO_3^- (Arnórsson *et al.*, 2007).

Aguas Mezcladas

La mezcla de fluidos termales con aguas superficiales en las zonas más someras del sistema es uno de los procesos que más afecta a los fluidos geotermales durante el ascenso (Fournier, 1977). Estas aguas pueden exhibir razones de mezcla variables y pueden ser reconocidas por una correlación inversa de la temperatura y el caudal de las manifestaciones, así como también por una correlación positiva entre componentes conservativos e isotópicos. Debido a que la mezcla de aguas altera el equilibrio agua-mineral, se producen cambios en las concentraciones iniciales de componentes reactivos (Arnórsson *et al.*, 2007). En caso que las aguas superficiales sean razonablemente puras, como normalmente es el caso, este proceso puede ser simplificado como dilución simple del fluido del reservorio geotermal, para algunos componentes (Reed & Sphyer, 1984; Pang & Reed, 1998). Dentro

de las modificaciones producidas, estas típicamente incluyen un aumento en las concentraciones de los cationes de Ca y Mg y una disminución en la razón de Na/K. De esta forma, la mezcla de aguas meteóricas tiene un efecto considerable en los geotermómetros y diagramas de equilibrio multimineral y por tanto debe considerarse en el análisis e interpretación de los resultados.

ANTECEDENTES EN LA ZONA DE ESTUDIO

Como se mencionó en la sección de antecedentes geoquímicos del capítulo I, Monasterio *et al.* (2017) proporcionan los análisis químicos más recientes, los cuales se pueden observar en la **Tabla IV-1**. Los estudios realizados por Sussini *et al.* (1936) no son considerados debido a que no existen datos concretos que manifiesten que el punto de muestreo haya sido puntualmente en la surgencia.

TERMAS DE QUEÑI							
MANANTIAL: QUEÑI							
ANÁLISIS ORGANOLÉPTICO							
SABOR		INSIPIDO					
OLOR		INODORO					
COLOR		INCOLORO					
PROPIEDADES FISICOQUÍMICAS							
TEMPERATURA			° C	54.5			
CONDUCTIVIDAD a 25 °C			µS cm ⁻¹	506			
pH a temperatura del manantial				9.3			
RESIDUO SECO a 180 °C			mg/L	321.6			
RESIDUO SECO a 110 °C			mg/L	323.6			
SUSTANCIAS DISUELTAS							
ANIONES				CATIONES			
	mg/L	meq/L	% meq		mg/L	meq/L	% meq
Cl ⁻	10.5	0.297	6.21	Na ⁺	81.8	3.559	76.31
F ⁻	1.5	0.078	1.64	K ⁺	2.8	0.074	1.58
HCO ₃ ⁻	54.3	0.900	18.80	Li ⁺	0.04	0.006	0.12
CO ₃ ⁼	3.0	0.100	2.09	Ca ⁺⁺	19.6	0.978	20.97
NO ₃ ⁻	0.0	0.0	0.0	Mg ⁺⁺	0.49	0.040	0.86
SH ⁻	0.0	0.0	0.0	Sr ⁺⁺	0.0	0.0	0.0
SO ₄ ⁼	163.8	3.410	71.25	Fe total	0.2	0.007	0.15

Tabla IV-1: Análisis de agua del manantial Queñi. Extraído de Monasterio *et al.*, 2017.

METODOLOGÍA DE MUESTREO Y RELEVAMIENTO DE CAMPO

La campaña de campo tuvo lugar durante el mes de noviembre del año 2017. Durante esta época los cauces de los ríos y arroyos de la zona del Lago Queñi se encuentran con un gran caudal debido a que coincide con las principales semanas de deshielo.

Al mismo tiempo que se realizó un relevamiento litológico, también se efectuó el muestreo de aguas en dos puntos diferentes. En el primer punto ($40^{\circ}11'18.77''S$ - $71^{\circ}43'7.89''O$) se obtuvo la muestra denominada “AA1”, la cual representa agua del Río Chachín (**Fig. IV-1-A**). La segunda muestra se extrajo directamente desde el manantial ($40^{\circ}11'28.89''S$ - $71^{\circ}43'17.09''O$) y se la denominó “AA2” (**Fig. IV-1-B**).



Figura IV-1: Toma de muestras de aguas. En A) Río Chachín. B) Manantial.

MUESTREO Y ANÁLISIS *IN-SITU*

En la toma de muestras de aguas, para realizar los análisis fisicoquímicos, se aplicó la metodología estándar, que además fuera consultada para su corroboración, con el Dr. Carlos Soria, responsable del Laboratorio de Aguas del Departamento de Química de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Nacional del Comahue.

Asimismo esa metodología es la misma que recomienda el Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA) en sus protocolos, para la toma de muestras de agua para análisis fisicoquímicos.

La metodología consiste en la toma directa del agua, en el caso de cuerpo de agua superficial, se efectúa lo más alejado de la orilla posible, y en el caso de vertientes, se toma en el sitio más próximo al punto de surgencia, evitando especialmente la incorporación de cualquier elemento extraño (INTA, 2011).

Los recipientes utilizados fueron botellas de PET, de agua mineral, las que fueron enjuagadas 4 veces con la misma agua a muestrear, descartando el agua de enjuague.

Las botellas se llenaron en su totalidad, y se rotularon en forma directa sobre la botella, con marcador indeleble, en cuatro sitios de la misma, y se le agregó una etiqueta, atada a su cuello.

Para su traslado se protegieron de la temperatura excesiva, incluyendo su almacenamiento en conservadora con hielo. El análisis de las muestras se efectuó a los cuatro días de efectuado el muestreo.

Por otra parte, los parámetros físico-químicos medidos en el terreno fueron:

1. El pH utilizando cintas de papel (pH *indicator strips* 0-14, marca Merck).
2. La temperatura a través de un termómetro digital marca Luft, con precisión $\pm 1^\circ\text{C}$.
3. En el caso del manantial, se estimó indirectamente el caudal de surgencia.
4. Las propiedades organolépticas (color - olor - sabor).

MÉTODOS ANALÍTICOS

En la **Tabla IV-2** se puede apreciar una síntesis de los distintos métodos utilizados para la determinación en laboratorio de distintos parámetros.

PARAMETRO	METODO
pH	SM 4500-H ⁺
Conductividad específica	SM 2510-B
Alcalinidad Total	SM2320-B
Bicarbonatos	*
Carbonatos	*
Cloruros	SM 4500-Cl ⁻ B
Sulfatos	SM 4500-SO ₄ ⁻² B
Dureza total	SM 2340-C
Calcio	SM 3111-B
Magnesio	SM 3111-B
Sodio	SM 3111-B
Potasio	SM 3111-B

* El contenido de bicarbonatos y carbonatos se determina a partir de la alcalinidad total usando dos indicadores:

SM: *Standard Methods* - 20th Ed - APHA, AWWA and WPCF (1999).

AA: *Análisis de las Aguas* - Rodier - Omega (1981).

Tabla IV-2: Métodos estándares para la determinación de cada parámetro.

Estos consistieron principalmente en:

- Métodos de titulaciones volumétricas para obtener la alcalinidad total y dureza total (**Fig. IV-2-A**).
- Método conductimétrico para la conductividad específica.
- Método de fotometría de llama para Na⁺, K⁺, Ca⁺² y Mg⁺².
- Método de espectrometría Ultravioleta (UV) para la obtención de SO₄⁻².
- Método argentométrico para la determinación de Cl⁻.
- Método electrométrico para determinar el pH (**Fig. IV-2-B**).

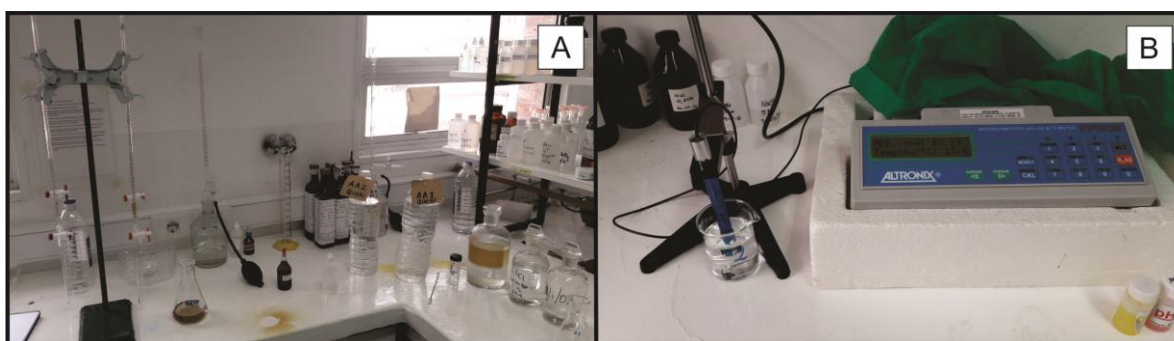


Figura IV-2: A) Titulaciones volumétricas en muestras de aguas. B) Medidor de pH electrónico de laboratorio.

RESULTADOS

En este apartado se exponen los resultados que surgen a partir de las propiedades físico-químicas obtenidas en las tareas de relevamiento de campo, así como de aquellos que se desprenden de los datos que arrojaron los análisis químicos de laboratorio (**Ver Tablas IV-3**

y 4). En el inicio de cada subtítulo se hará una breve descripción teórica citando a diversos autores a fin de entender el criterio de clasificación.

"AA1" Agua del Río Chachin	CATIONES						ANIONES			
	Ca ⁺²	Mg ⁺²	Na ⁺	K ⁺	Total	Na ⁺ + K ⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ⁻²	Total
Concentración (mg/L) *	11	2	1,3	0,15		1,45	20	0,9	4	
Peso de un meq **	20	12	23	39			61	35,5	48	
Concentración en meq/L ***	0,55	0,17	0,06	0,004	0,78	0,0604	0,33	0,03	0,083	0,44
Concentración en % ****	70,78	21,45	7,27	0,49	100	7,77	75,10	5,81	19,09	100

"AA2" Agua del manantial	CATIONES						ANIONES			
	Ca ⁺²	Mg ⁺²	Na ⁺	K ⁺	Total	Na ⁺ + K ⁺	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ⁻²	Total
Concentración (mg/L) *	39	0	65	2		67	55	9,5	152	
Peso de un meq **	20	12	23	39			61	35,5	48	
Concentración en meq/L ***	1,95	0,00	2,83	0,05	4,83	2,8774	0,90	0,27	3,17	4,34
Concentración en % ****	40,39	0,00	58,54	1,06	100	59,61	20,79	6,17	73,03	100

*) Concentraciones adquiridas mediante ensayos de laboratorio.

**) Se obtiene mediante el cociente de la masa atómica y el estado de oxidación del elemento.

***) Se calcula realizando el cociente entre la concentración en mg/L y el peso del meq.

****) Surge de dividir la concentración individual en meq/L de cada elemento con la concentración total en meq/L.

Tabla IV-3: Cálculos de concentraciones en mg/L, meq/L y en % los cuales serán utilizados en la confección de los distintos diagramas y estimaciones. El valor "0" en el catión Mg de la muestra "AA2" es considerado como tal a fin de facilitar los cálculos; los análisis químicos indicaron un valor <1.

Muestra	Temperatura	pH		Propiedades organolépticas		
	En campo	En campo	En Laboratorio	Sabor	Color	Olor
AA1	11,4 °C	6	6,63	Insípido	Incoloro	Inodoro
AA2	57,4 °C	6	7,68	Insípido	Incoloro	Inodoro

Tabla IV-4: Mediciones de pH en campo y en laboratorio, en conjunto con las propiedades organolépticas que fueron determinadas en campo.

Como se puede observar en la **tabla IV-3**, los valores obtenidos a partir de los análisis químicos realizados para este trabajo arrojaron valores similares a los obtenidos por Monasterio *et al.*, 2017. De esta forma, si bien existen pequeñas variaciones atribuibles a diversos factores como bien puede suceder, se corrobora que los resultados de los análisis químicos son consistentes.

CLASIFICACIÓN DE AGUAS SEGÚN LOS ANÁLISIS QUÍMICOS

Clasificación del manantial

Los manantiales se clasifican en función de la temperatura del agua en el punto de surgencia. Suelen denominarse templados si no supera los 45°C, calientes si la temperatura oscila entre 45°C y el punto de ebullición, e hirvientes si lo superan. Estos últimos, en la mayoría de los casos, están asociados a sistemas hidrotermales magmáticos de alta temperatura (Mas, 2014).

En el área de las termas de Queñi existen dos puntos de surgencia comprobados situados a escasos metros entre sí. Las temperaturas medidas fueron de 57,4°C en la zona de mayor caudal situada hacia la izquierda, y de 56,2°C aquella de menor caudal, situada a la derecha (**Fig. IV-3**).

Tomando como base el criterio de clasificación descrito anteriormente, el manantial que da origen a las Termas de Queñi se clasifica como caliente.



Figura IV-3: Medición de temperatura en el manantial. 56,2°C fue la temperatura medida en el punto de surgencia de menor caudal.

Método de clasificación de Alekine

Toma en cuenta los tres aniones más importantes: $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$, Cl^- y SO_4^{2-} . A su vez cada clase se divide en tres grupos, según el catión que predomine (Ca^{+2} , Mg^{+2} o Na^+).

De esta forma, las aguas se clasifican en:

Tipo:

- I. Aguas bicarbonatadas.
- II. Aguas sulfatadas.
- III. Aguas cloruradas.

Clases:

- a) Aguas cálcicas.
- b) Aguas magnésicas.
- c) Aguas sódicas.

Utilizando este criterio de clasificación, en la **tabla IV-5** se pueden apreciar los resultados de las dos muestras analizadas. Los valores de los cationes y aniones más importantes para cada muestra están dados en la **tabla IV-3**.

Muestra	Tipo	Clase	Clasificación
AA1	I	A	Bicarbonatada cálcica
AA2	II	C	Sulfatada sódica

Tabla IV-5: Clasificación de Alekine para las muestras analizadas.

Método de clasificación de Shchoukarev

Esta metodología emplea como índice de clasificación los iones que se encuentran en un porcentaje superior a 25% del total de mili equivalentes de aniones y cationes:

1. Con relación a los aniones:

- a) Aguas bicarbonatadas.
- b) Aguas sulfatadas.
- c) Aguas cloruradas.
- d) Aguas bicarbonatadas sulfatadas.
- e) Aguas bicarbonatadas cloruradas.
- f) Aguas sulfatocloruradas.
- g) Aguas sulfatocloruradas bicarbonatadas.

2. Con relación a los cationes:

- a. Aguas cálcicas.
- b. Aguas magnésicas.
- c. Aguas sódicas.
- d. Aguas calcicomagnesianas.
- e. Aguas calcicosódicas.
- f. Aguas magnesicosódicas.
- g. Aguas cálcico-magnesico-sódicas.

Utilizando el Método de Schoukarev, en las **tablas IV-6 y IV-7** se pueden apreciar los distintos tipos de clasificación de las muestras en base al/los anión/es y al/los catión/es que se manifiesta mayor al 25% en meq/L. Los cálculos de los porcentajes se observan en la **tabla IV-3**.

En base a los cationes:

Muestra	Catión	Porcentaje	Clasificación
AA1	Ca ⁺²	70,78%	Agua cálcica
AA2	Ca ⁺²	39,78%	Agua sodicocálcica
	Na ⁺²	57,65%	

Tabla IV-6: Clasificación de Schoukarev en base a los cationes predominantes y sus respectivos porcentajes en cada muestra.

En base a los aniones:

Muestra	Anión	Porcentaje	Clasificación
AA1	HCO ₃ ⁻	75,10%	Agua bicarbonatada
AA2	SO ₄ ⁻²	73,03%	Agua sulfatada

Tabla IV-7: Clasificación de Schoukarev en base a los aniones predominantes y sus respectivos porcentajes en cada muestra.

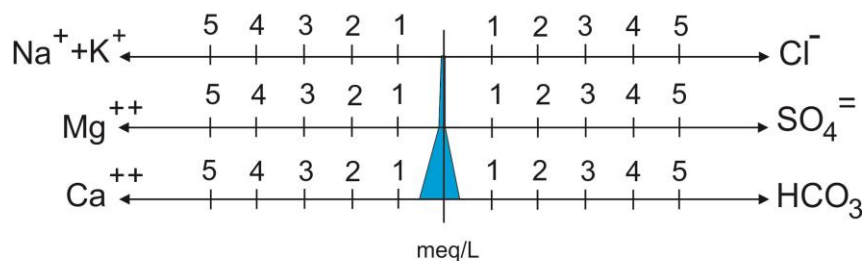
Diagramas de Stiff

Consiste en un diagrama poligonal con tres o cuatro ejes horizontales según su aplicación (Custodio & Llamas, 1983). Los cationes se disponen del lado izquierdo y los aniones del lado derecho. El Na⁺ se confronta con el Cl⁻, el Ca⁺² con el HCO₃⁻ y el Mg⁺² con el SO₄⁻². Las concentraciones están dadas en meq/l. La utilidad de estos diagramas es que permiten visualizar claramente diferentes tipos de aguas y dar una idea del grado de mineralización según el ancho de la grafica (Mas, 2013).

En la **figura IV-4** se pueden apreciar los diagramas de Stiff correspondientes a las muestras analizadas. En ellos se observa que la muestra “AA1” es ligeramente bicarbonatada cálcica. Esto se debe a la muy escasa mineralización que presenta por tratarse de agua de deshielo cercana a su origen.

Por otro lado, la muestra “AA2” es sulfatada sódica. Si bien las concentraciones de iones son mayores con respecto a los de AA1, sigue siendo de escasa mineralización. Las mayores concentraciones de Na⁺, K⁺ y Ca⁺² es debido a la interacción agua-roca dada durante la circulación del fluido.

Muestra AA1 - Río Chachín



Muestra AA2 - Manantial Queñi

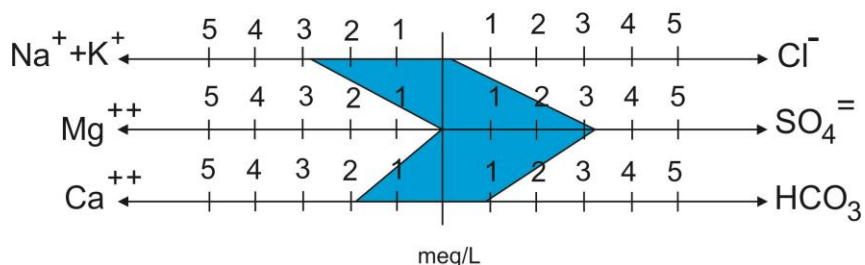


Figura IV-4: Arriba: Diagrama de Stiff para "AA1". Abajo: Diagrama de Stiff para "AA2".

Diagramas de Piper

Debido a su fácil comprensión, los diagramas de Piper probablemente son los más utilizados al momento de clasificar aguas. Consiste en dos triángulos equiláteros, uno para los porcentajes de cationes principales y el otro para los aniones. En el centro, una figura romboidal donde se extrapolan los valores de ambos triángulos y permite clasificar de manera rápida y sencilla las muestras de aguas.

En la **figura IV-5** se puede apreciar claramente la diferencia de los dos tipos de aguas. Por un lado, AA1 (en naranja) se encuentra dentro del rango de clasificación de bicarbonatadas cálcicas y/o magnésicas. Debido a que la concentración del Ca^{+2} es superior respecto a la del Mg^{+2} , el agua denominada "AA1" se clasifica como bicarbonatada cálcica.

"AA2" (en verde) ocupa el sector del rombo que define a las aguas cloruradas y/o sulfatadas sódicas. En este caso, la concentración del anión SO_4^{-2} es muy superior al Cl^- por lo que el agua se clasifica como sulfatada sódica.

Diagrama de Piper

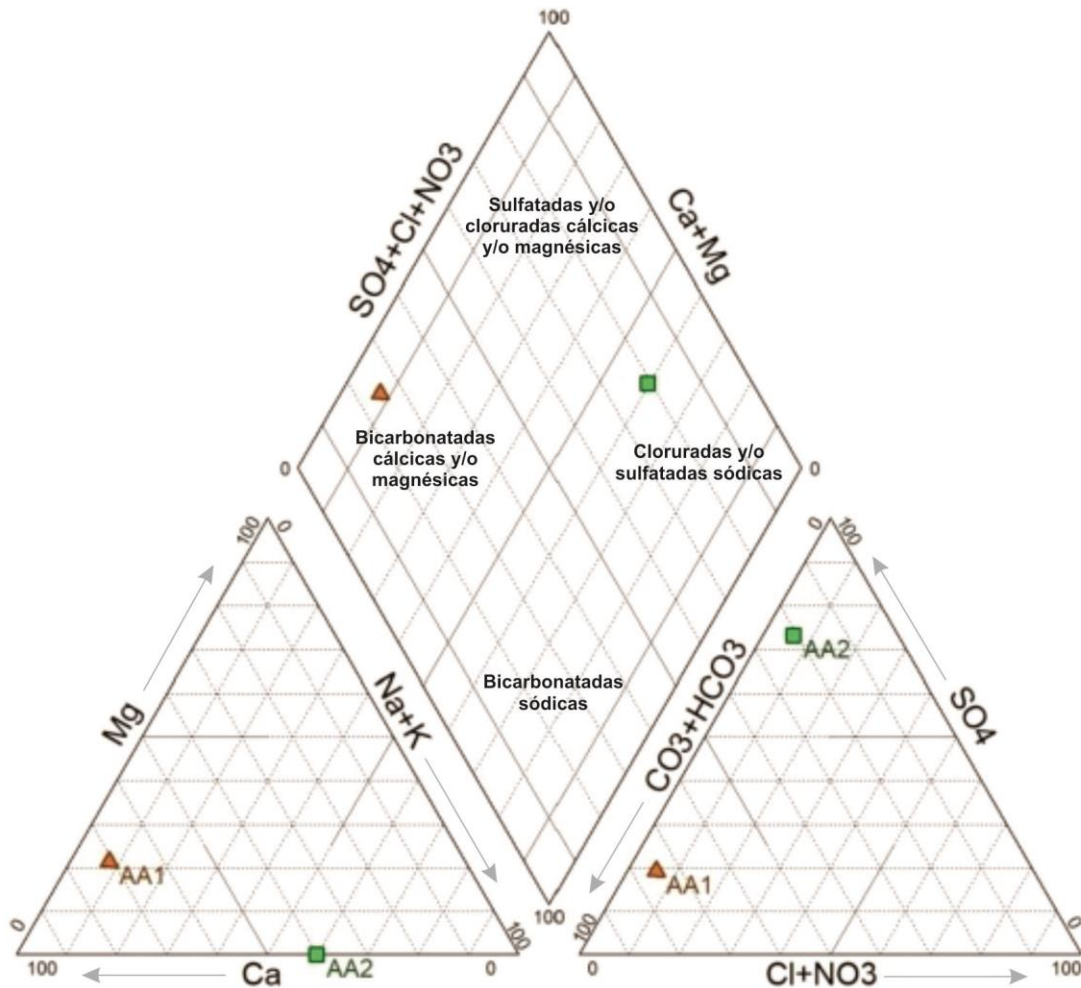


Figura IV-5: Diagrama de Piper en el cual se representan los distintos porcentajes (Ver tabla IV-3) de aniones (triángulo derecho) y cationes (triángulo izquierdo). Los valores proyectados en el rombo central determinan el tipo de agua.

Geotermometría

La geotermometría estudia los procesos relacionados a la propagación del calor de La Tierra. La composición química de las aguas termales está determinada por las reacciones de interacción agua-roca-gas, cuyos equilibrios se alcanzan a altas temperaturas, las cuales se intentaran determinar. Estas se calculan con fórmulas, llamadas geotermómetros, en parte empíricas, y en parte basadas en la teoría de equilibrio químico.

El principio en el que se basan los geotermómetros es que en condiciones de temperatura de reservorio, los solutos que intervienen en la formula están en equilibrio químico entre sí.

Conforme baja la temperatura del fluido (al acercarse a la superficie), la cinética del reequilibrio se hace cada vez más lenta y, el agua de manantial mantiene la señal química de la temperatura original del reservorio o experimenta una pequeña modificación (Mas, 2014).

Varios geotermómetros químicos como Na-K (Fournier, 1979; Arnorsson, Andresdottir, Gunnarsson and Stefansson, 1998; Nieva and Nieva, 1987; Giggenbach, 1988) K-Mg (Giggenbach, 1988), Na-K-Ca (Fournier & Truesdell, 1973), Na-K-Ca-Mg and quartz (Fournier, 1977) han sido utilizados para estimar la temperatura de reservorios de manifestaciones termales o campos petrolíferos. (Rafiq *et al*, 2008).

De las dos muestras analizadas, solo se empleó esta metodología en “AA2” por tratarse del agua termal.

Como los datos obtenidos en los análisis químicos se centran en cationes y aniones principales, en este trabajo se hará uso de la geotermometría de cationes.

Los geotermómetros utilizados son el de Na-K propuestos en Giggenbach, 1988 y en Fournier, 1979. Debido a la imposibilidad de utilizar el geotermómetro que incluye al Mg por su muy pequeño valor, no se ha podido utilizar el diagrama, propuesto por Giggenbach donde se combina los geotermómetros de K/Na y de K/Mg para clasificar las aguas y extrapolar la probable temperatura de reservorio. (**Ver tabla IV-3**).

- Geotermómetro K-Na (Fournier, 1979):

$$T(^{\circ}C) = \frac{1217}{\log \frac{Na}{K} + 1,483} - 273$$

- Geotermómetro K-Na (Giggenbach, 1988):

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

CALCULO ESTIMATIVO DE TEMPERATURAS DE RESERVORIO UTILIZANDO GEOTERMÓMETROS DE CATIONES

Este apartado muestra los cálculos finales para ambos geotermómetros sobre los análisis dados en Monasterio *et al.*, 2017, y para aquellos que fueron obtenidos para la realización de este trabajo. De esta forma, a partir de dos análisis químicos de aguas en diferentes momentos, y aplicando la metodología de geotermometría de cationes se obtienen valores estimativos de la temperatura actual del reservorio. Los Valores de Na⁺ y K⁺ proporcionados en la cita anterior se exponen en la **tabla IV-1**. Los valores de Na⁺ y K⁺ determinados en este trabajo pueden observarse en la **tabla IV-3** en los valores que refieren al agua del manantial o “AA2”.

Tomando como referencia los valores determinados por los análisis químicos en Monasterio *et al.*, 2017:

Geotermómetro de K + Na (Fournier, 1979)	Geotermómetro de K + Na (Giggenbach, 1988)
$T(^{\circ}C) = \frac{1217}{\log \frac{Na}{K} + 1,483} - 273$	$T(^{\circ}C) = \frac{1390}{\log \frac{Na}{K} + 1,75} - 273$
$T(^{\circ}C) = \frac{1217}{\log \frac{81,8mg / L}{2,8mg / L} + 1,483} - 273$	$T(^{\circ}C) = \frac{1390}{\log \frac{81,8mg / L}{2,8mg / L} + 1,75} - 273$
$T(^{\circ}C) = \frac{1217}{1,465 + 1,483} - 273$	$T(^{\circ}C) = \frac{1390}{1,465 + 1,75} - 273$
<div style="border: 1px solid black; padding: 5px; display: inline-block;">$T(^{\circ}C) = 139,82$</div>	<div style="border: 1px solid black; padding: 5px; display: inline-block;">$T(^{\circ}C) = 159,34$</div>

Tomando como referencia los valores arrojados por el análisis químico para este trabajo:

Geotermómetro de K + Na (Fournier, 1979)	Geotermómetro de K + Na (Giggenbach, 1988)
$T(^{\circ}C) = \frac{1217}{\log \frac{Na}{K} + 1,483} - 273$	$T(^{\circ}C) = \frac{1390}{\log \frac{Na}{K} + 1,75} - 273$
$T(^{\circ}C) = \frac{1217}{\log \frac{65mg / L}{2mg / L} + 1,483} - 273$	$T(^{\circ}C) = \frac{1390}{\log \frac{65mg / L}{2mg / L} + 1,75} - 273$
$T(^{\circ}C) = \frac{1217}{1,511 + 1,483} - 273$	$T(^{\circ}C) = \frac{1390}{1,511 + 1,75} - 273$
<div style="border: 1px solid black; padding: 5px; display: inline-block;">$T(^{\circ}C) = 133,47$</div>	<div style="border: 1px solid black; padding: 5px; display: inline-block;">$T(^{\circ}C) = 153,24$</div>

Los resultados demuestran un rango de temperatura del fluido en el reservorio entre 133°C y 160°C aproximadamente.

Clasificación según la entalpia

Los recursos geotérmicos pueden ser clasificados en baja, intermedia o alta entalpia según las temperaturas del reservorio (Lee, 1996), medidas en pozos exploratorios o estimadas a través de geotermómetros (Hochstein, 1990).

La **figura I-3** engloba la clasificación del recurso geotérmico según la entalpia considerando diversas fuentes.

A partir de la determinación aproximada de la temperatura de reservorio utilizando la metodología de geotermómetros y, comparando los valores con la tabla anterior se deduce que el recurso geotermal presente es de entalpia intermedia a alta.

CAPÍTULO V: CONSIDERACIONES Y CONCLUSIONES FINALES

Las consideraciones finales de este trabajo resultan del análisis e interpretación de todos los datos obtenidos a lo largo de las tareas de relevamiento de campo, como así también de aquellas realizadas en gabinete destacándose el análisis petrográfico bajo microscopio, los análisis químicos de elementos mayoritarios, los análisis de difracción de rayos X y, en el caso de la geoquímica de aguas, el análisis químico y propiedades físicas de las muestras obtenidas.

Estructuralmente, la zona de trabajo está definida principalmente por una serie de lineamientos en sentido N-S, NO-SE. Estos trends estructurales pueden encontrarse en otras áreas de la Provincia de Neuquén asociados a implantación de cámaras magmáticas que dan origen a procesos geotermales como son el caso de Copahue y Domuyo e incluso en la zona de Epuláfquen situada aproximadamente a 45 km al norte del Lago Queñi, asociadas al volcán Achén Ñiyeu, cuyas expresiones superficiales conforman las termas de Epuláfquen o Lahuén-Co. Del lado chileno, las manifestaciones termales de dominio estructural son otros ejemplos que se pueden agregar destacándose las termas de Chihuido (82°C) por su cercanía (17 km aproximadamente) a las termas de Queñi y las termas de Cerillos (41°C).

Determinado por los antecedentes geológicos regionales analizados en el Capítulo II y el análisis de las muestras extraídas durante el relevamiento de campo es posible inferir que las principales unidades aflorantes son la Fm. Los Machis la cual refleja el emplazamiento de granitoides de edades Mesozoicas (175 Ma a 65,5 Ma) y la Fm. Huitrera de edad Paleoceno (65 Ma) hasta el Oligoceno (23 Ma) constituyendo una serie volcánicla, por lo que se descarta la posibilidad de asignar a estas unidades una cámara magmática activa debido a las edades de estas formaciones.

Respecto de las características litológicas determinadas en la zona más cercana al punto del manantial, se puede resaltar que el tipo de roca, una riolita muy diferenciada, se suele asociar con la presencia de cámaras magmáticas en cercanías de la superficie, y por otro lado, la mayoría de los campos geotérmicos de alta entalpía de la Provincia del Neuquén, suelen coincidir con este tipo de litologías, presentes como parte de su proceso, aunque no son exclusivamente de estas.

La principal diferencia de la zona sobre la que trata este trabajo con respecto a las mencionadas anteriormente radica en que no existe evidencia actual de la implantación de un sistema eruptivo moderno cercano con una distancia asociable a una fuente de calor directa para este sistema.

Sin embargo, la presencia de temperaturas por encima de los 57°C en la surgencia, y la posterior estimación de temperaturas entre 133°C y 160°C a partir de geotermómetros de cationes, permite inferir que la fuente de calor podría tratarse de un proceso magmático que habría establecido una cámara magmática a una determinada profundidad. Esta sería el origen de la energía en forma de calor suficiente para generar un sistema convectivo a partir del cual el agua una vez calentada, asciende a la superficie a través de las discontinuidades presentes y observadas en las rocas.

A estos efectos las causas podrían estar generadas por la presencia de:

- Una cámara magmática en proceso de enfriamiento con una edad no superior a los 150.000 años, y sin evidencia de actividad superficial en la forma de volcanes activos; Mas (comunicación verbal).
- Un proceso de reactivación magmático en evolución ascendente desde el punto de vista térmico.

Geoquímicamente, a pesar de que el agua presenta una mineralización muy débil y composicionalmente tiene una base de origen meteórico; esta variación respecto a la referencia del agua meteórica del Río Chachín, nos permite confirmar un proceso hidrotermal, de alta temperatura.

Por último, de la realización de este trabajo se concluye que:

- La región del Lago Queñi presenta numerosos atributos geológicos que determinan la aptitud para el desarrollo de procesos geotermales aun sin la presencia de edificios volcánicos actuales cercanos.
- La presencia de las estructuras mencionadas en este trabajo otorgan la factibilidad de generar las permeabilidades secundarias en las rocas, necesarias para el desarrollo de un reservorio geotermal en profundidad y, a su vez, los lineamientos de menor grado configuran potenciales áreas de recarga del reservorio fundamentalmente en los sectores de mayor altitud.
- Existe un fluido geotermal de considerable temperatura. La estimación de temperaturas utilizando la geotermometría de cationes establece un recurso de entalpía intermedia a alta apto para diversas aplicaciones o usos directos e incluso para la generación de energía eléctrica.
- Se confirma lo propuesto en la hipótesis de que estamos en la presencia de un sistema geotérmico de entalpía intermedia a alta sin evidencias de actividad volcánica actual, pero sin dudas con la presencia de algún cuerpo magmático cercano, que presente temperaturas capaces de provocar este sistema geotermal.

RECURSOS ENERGÉTICOS

El rango de temperatura en el reservorio es de 133°C a 159°C aproximadamente clasificándose como un recurso de entalpía intermedia a alta. Esta temperatura es apta para la generación de energía utilizando plantas convencionales o bien aquellas de ciclo binario, que permiten la generación incluso con temperaturas inferiores a los 100°C. No obstante, y más allá de las necesidades energéticas que pudieran existir en las cercanías de la zona, del acceso a las redes de energía, y de las condiciones económicas inherentes; la propuesta de un posible uso de aplicación eléctrico del recurso geotermal determinado es una línea de trabajo que no ha sido considerada en el presente, escapando a los alcances del mismo.

Este rango de temperatura también permitiría el aprovechamiento directo del recurso ya sea para calefacción, agua caliente, acondicionamiento del terreno y desarrollo de invernaderos, entre otros ejemplos, que podrían significar un beneficio para los visitantes, a partir de la instalación de un sistema de balneología organizado, que permitiera reemplazar al actual uso, que tiene una utilización muy reducida, restringida solamente a aquellos que pueden transitar los dificultosos caminos de acceso.

CITAS BIBLIOGRÁFICAS

1. Arnorsson, S., Andresdottir, A., Gunnarsson, I., Stefansson, A. 1998. New Calibration for the Quartz and Na/K Geothermometers- Valid in the Range 0-3500 C, Proc. Geoscience Society of Iceland Annual Meeting, April 1994, (In Icelandic), (1998) 42-43.
2. Arnorsson, S., Stefansson, A., Bjarnason, J. 2007. Fluid-Fluid Interacciones in Geothermal Systems. *Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, 65, 259-312.
3. Auer, V. 1950. Las capas volcánicas como base de la cronología post-glacial de Tierra del Fuego-Patagonia. *Revista de Investigaciones Agrícolas* 3(2): 57-208.
4. Benderitter, Y. and Cormy, G. 1990. "Possible approach to geothermal research and relative cost estimate." In: Dickson MH and Fanelli M (eds) *Small geothermal resources*, UNITAR/UNDP Centre for Small Energy Resources, Rome, Italy, 61-71.
5. Castro, A., I. Moreno Ventas, C. Fernández, G. Vujovich, G. Gallastegui, N. Heredia, R. D. Martino, R. Becchio, L. Corretgé, J. Díaz Alvarado, P. Such, M. Garcia Arias y D. LIU. 2011. Petrology and SHRIMP U-Pb zircon geochronology of Cordilleran granitoids of the Bariloche area, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 32: 508-530.
6. Cembrano, J. y Moreno, H. 1994. Geometría y naturaleza contrastante del volcanismo Cuaternario entre los 38°S y 46°S: ¿dominios compresionales y tensionales en un régimen transcurrente? *Congreso Geológico Chileno*, n. 7, Actas, Vol. 1, pp. 240-244. Concepción.
7. Cembrano, J; Lavenu, A; Reynolds, P; Arancibia, G; Lopez, G; Sanhueza, A. 2002. Late Cenozoic transpressional ductile deformation north of the Nazca-South America-Antarctica triple junction. *Tectonophysics* No. 354, p. 289-314.
8. Chandrasekharam, D., Bundschuh, J. 2008. *Low-Enthalpy Geothermal Resources for Power Generation*. Taylor & Francis, 172p.
9. Cingolani, C., L. Dalla Salda, F. Hervé, F. Munizaga, R. Pankhurst, M. Parada y C. W. Rapela. 1991. The magmatic evolution of Northern Patagonia; new impression of the pre-Andean and Andean Tectonics. *Geological Society of America, Special Paper* N° 265: 29-44.
10. Cox, K. G., Bell, J. D., and Pankhurst, R. J. 1979. The interpretation of igneous rocks (p. 450). London: G. Allen and Unwin.
11. Custodio & Llamas. 1983. *Hidrología Subterránea*. Barcelona, España: Ediciones Omega, S.A.
12. Dickson, M.H. and Fanelli, M. 1990. "Small geothermal resources.", UNITAR/UNDP Centre for Small Energy Resources, Rome, Italy, 1-29.
13. Escosteguy, L., Geuna, S., Franchi, M., González Díaz, E. y Dal Molín, C. 2013. Hoja Geológica 4172-II, San Martín de Los Andes, Provincias del Neuquén y de Río Negro. Instituto de Geología y Recursos Naturales, SEGEMAR, Boletín N°409: 1-92. Buenos Aires.
14. Feruglio, E. 1927. Estudio geológico de la región pre y sub-andina en la latitud de Nahuel Huapi. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 4: 11-119. Buenos Aires.
15. Feruglio, E. 1941. Nota preliminar sobre la Hoja Geológica San Carlos de Bariloche (Patagonia). *Boletín de Informaciones Petrolíferas*, 200: 27-64. Buenos Aires.
16. Feruglio, E. 1947. Hoja geológica 40b San Carlos de Bariloche, Territorio Nacional de Río Negro. Dirección General de Minas y Geología. Buenos Aires.

17. Feruglio, E. 1949. Descripción geológica de la Patagonia. Ministerio de Industria y Comercio. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Tomos 1, 2 y 3. Buenos Aires.
18. Folguera, A; Rojas Vera, E; Spagnuolo, M; Orts, D; Sagripanti, L; Mariot, M; Ramos, M; Bottesi, G. y Ramos, V. 2011. Los Andes Neuquinos. VII Congreso Geológico Argentino, Neuquén. Relatorio: 349-354.
19. Fournier, R.O., Truesdell, A.H. 1973. An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters. *Geochimica Cosmochimica Acta* 37 (1973) 1255-1275.
20. Fournier, R.O. 1977. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. *Geothermics* 5. pp 41-50.
21. Fournier, R.O. 1979. A revised equation for the Na/K geothermometer. *Geothermal Resources Council Transactions* 5 (1979) 1-16.
22. Giacosa, R. y Heredia, N. 2000. Estructura de los Andes Nordpatagónicos entre los 41° y 42° S, Río Negro y Neuquén, Argentina. *Actas 9° Congreso Geológico Chileno*, 2: 571-575. Puerto Varas.
23. Giggenbach, W.F. 1988. Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators. *Geochimica Cosmochimica Acta* 52, 2749-2765.
24. Giggenbach, W.F. 1991. Chemical techniques in geothermal exploration; Application of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development (D'Amore F., Ed.), UNITAR/UNDP Center on Small Energy Resources, Rome, 119-144.
25. Goff, F. and Janik, C.J. 2000: Geothermal Systems. In: Sigurdsson, H., Houghton, B., McNutt, S., Rymer, H., Stix, J. (eds.), *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Diego, CA, 817-834 pp.
26. González, P.D. 2008. Textura de los cuerpos ígneos. En Llambias, E. J. 2008. *Geología de los cuerpos ígneos*. Asociación Geológica Argentina, serie B, Didáctica y complementaria N°29 (ISSN 0328-2759) e INSUGEO. Serie Correlación Geológica N°15, Capítulo 11:171-197. Buenos Aires.
27. González Díaz, E. 1974., Informe preliminar Hoja Geológica 39a, Portezuelo de Puyehue. Provincia del Neuquén. Servicio Geológico Nacional. Buenos Aires, inédito. Buenos Aires.
28. González Díaz, E. 1979. La edad de la Formación Ventana, en el área al norte y al este del lago Nahuel Huapi. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 34(2): 113-124. Buenos Aires.
29. Groeber, P. 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección General de Minas, Geología e Hidrología. Boletín 58, 109pp; Buenos Aires.
30. Groeber, P. 1954. La Serie Andesítica Patagónica, sus relaciones, posición y edad. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 9(2): 39-42. Buenos Aires.
31. Guzmán-Marín, P. 2015. Control tectónico de la evolución del paisaje cuaternario en la cuenca de intra-arco del Lago Maihué, Andes del Sur, Región de los Ríos, Chile. Memoria para optar al título de geólogo. Departamentos de ciencias de La Tierra, Facultad de Ciencias Químicas, Universidad de Concepción.
32. Haenel, R., Rybach, L. and Stegena, L. (eds). 1988. "Handbook of Terrestrial Heat-Flow Density Determination." Kluwer Academic, Dordrecht, Netherlands, 9-57.
33. Hauser, A. 1997. Catastro y Caracterización de las Fuentes de Aguas Minerales y Termales de Chile. Subdirección Nacional de Geología y Minería Boletín, vol. 50, 89 p.

34. Hochstein, M.P. 1990. "Classification and assessment of geothermal resources." In: Dickson MH and Fanelli M (eds) Small geothermal resources, UNITAR/UNDP Centre for Small Energy Resources, Rome, Italy, 31-59.
35. https://inta.gob.ar/sites/default/files/script-tmp-protocolo_de_muestreo_de_aguas_inta.pdf
36. Hughes, C.J. 1972, Spilites, keratophyres, and the igneous spectrum: Geological Magazine, v. 109, p. 513–527.
37. Irvine, T.N. & Baragar, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. Canadian Journal of Earth Sciences. 8: 523-548.
38. Karingithi, C.W. 2009. Chemical geothermometers for geothermal exploration, Short Course IV on Exploration for Geothermal Resources, November 2009, Lake Naivasha, Kenya, 5-6.
39. Lahsen, A. 1976. Geothermal Exploration in Northern Chile. Circum-Pacific Energy and Mineral Resources Memoir, vol. 25, 169-175.
40. Lahsen, A. 1986. Geoquímica de áreas geotermales de la cordillera de los Andes del sur de Chile, entre los 39°S y 40°S. Comunicaciones, vol. 36, 9-20.
41. Laya, A. 1977. Edafogénesis y paleosuelos de la Formación Téfrica Río Pireco (Holoceno). Provincia del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 27: 3-23. Buenos Aires.
42. Le Bas, M., Le Maitre, R., Streckeisen, A. and Zanettin, B. 1986. A chemical classification of volcanic rock son the total alkali-silica diagram: Journal of Petrol. 27 (3): 745-750.
43. Lee, K.C. 1996. Classification of Geothermal Resources – An Engineering Approach. Geothermal Institute, University of Auckland, Private Bag 92019. Auckland, New Zealand.
44. Lindal, B. 1973. Industrial and other applications of geothermal energy. In: Armstead, H.C.H., ed., Geothermal Energy, UNESCO, Paris, 135-148.
45. Lopez-Escobar, L; Cembrano, J; Moreno, H. 1995. Geochemistry and tectonics of the chilean Southern Andes basaltic quaternary volcanism (37-46°S). Revista Geológica de Chile, Vol.22, No.2, p.219-234.
46. Mas, L.C., Mas, G.R. & Bengochea, L., 2011. Recursos Geotérmicos. XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén. Relatorio: 825 – 830.
47. Mas, L.C. 2013. "Geoquímica" – Su origen. Evolución. Relaciones con otras disciplinas. Metodologías de estudio. Apunte inédito de referencia de la asignatura Geoquímica de la carrera de Licenciatura en Ciencias Geológicas de la Facultad de Ingeniería de la Universidad Nacional del Comahue. Pag. 8-15. PEDCO FAIN.
48. Mas, L.C. 2014. "Energía Geotermica" – Exploracion y desarrollo. Apunte inédito de referencia de la asignatura Prospeccion geotermica de la carrera de Licenciatura en Ciencias Geologicas de la Facultad de Ingenieria de la Universidad Nacional del Comahue. Pag. 78-79. PEDCO FAIN.
49. Middlemost, E. A. K. 1985. Magmas and Magmatic Rocks. London: Longman. 266 p.
50. Monasterio, A.M; Armijo, F; Hurtado, I. y Maraver, F. 2017. Análisis de las aguas minerales de la Provincia del Neuquén, República Argentina. Bol Soc Esp Hidrol Med. 2017, Vol. 32, Núm. 1: 117 – 118.
51. Moore, D.M; Reynolds Jr, R.C. 1997. X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. Oxford University Press, New York, NY.

52. Moreno, H. 1976. The Upper Cenozoic Volcanism in the Andes of Souther Chile (From 40°00' to 41°30' S.L.). Symposium on Andean and Antarctic Volcanology Problems, Intarnational Association of Volcan and Chemistry of the Earth Interior (IAVCEI) (González-Ferrán, O.; editor). Proceedings, pp. 143-173.
53. Muffler, P. and Cataldi, R. 1978. "Methods for regional assessment of geothermal resources." *Geothermics*, 7, 53-89.
54. Nakamura, K. 1977. Volcanoes as possible indicators of tectonic stress orientation: principle and proposal. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Vol. 2, pp. 1-16.
55. Nicholson, K. 1993. *Geothermal fluids. Chemistry and exploration techniques*. Springer-Verlag, Berlin, Germany, 263 pp.
56. Nieva, D. & Nieva, R. 1987. Developments in geothermal energy in Mexico, Part 12, A cationic geothermometer for prospecting of geothermal resources, heat recovery systems and CHP 7, pp: 243-258.
57. Pang, Z. & Reed, M. 1998. Theoretical chemical geothermometry on geothermal waters: Problems and methods. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 62, 6, 1083-1091.
58. Párica, C. 1986. Resultados geocronológicos preliminares de las Formaciones Colohuincul y Huechuláfquen, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 41(1-2): 201-205. Buenos Aires.
59. Peccerillo, R. & Taylor, S.R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastomonu area, northern Turkey. *Contribution Mineralogy Petrology*. 58: 63-81.
60. Pérez, Y. 1999. Fuentes de Aguas Termales de la Cordillera Andina del centro - sur de Chile (39- 42° Sur). *Servicio Nacional de Geología y Minería Boletín*, vol. 54, 65 p.
61. Ramos, V.A. 1978. Estructura. VII Congreso Geológico Argentino, Neuquén. *Relatorio*: 99-118.
62. Ramos, V.A; Folguera, A. y Morabito, E. 2011. Las provincias geológicas del Neuquén. XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén. *Relatorio*: 317 – 326.
63. Rafiq, M; Ahmad, M; Rafique, M.; Tariq, J; Azam Choudhry, M; Hussain, Q.M. 2008. Isotope and chemical investigation of geothermal springs and termal wáter produced by oil Wells in Potwar Area, Pakistan. Isotope Application Division, Directorate of technology, Pakistan Institute of Nuclear Science and Technology, October 2008. Islamabad, Pakistan.
64. Rapela, C; Spalletti, L Y Merodio, J. 1983. Evolución magmatica y geotectónica de la Serie Andesítica andina (Paleoceno-Eoceno) en la Cordillera Nordpatagónica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 38 (3-4): 469-484. Buenos Aires.
65. Reed, M.H & Spycher, W.H. 1984. Calculation of pH and mineral equilibria in hydrothermal waters with applications to geothermometry and studies of boiling and dilution. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 48, 1479-1492.
66. Sánchez, P y Alam, M. 2009. Rol de las distintas fuentes de calor en las aguas termales del area Villarica-Chihuio, sur de Chile. XII Congreso Geológico Chileno, Santiago.
67. Sanchez, P. 2010. Rol de las distintas fuentes de calor en las aguas termales del área Villarrica-Chihuio. Memoria para optar al título de Geólogo, Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile.

68. Siivola, J & Schmid, R. 2007. List of mineral abbreviations. Classification and Glossary of Terms. Recommendations of the International Union of Geological Sciences. 93-110.
69. Susic, J. 1978. Recursos Hídricos Subterráneos. VII Congreso Geológico Argentino, Neuquén. Relatorio: 309-319.
70. Stern, C. 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. Revista geológica de Chile, Vol.31, n. 2, pp. 161-206.
71. Stipanovic, P. y Linares, E. 1975. Catálogo de Edades Radiométricas determinadas para la República Argentina. I. Años 1960-1974. Asociación Geológica Argentina Serie B Didáctica y Complementaria 3: 42 pp., Buenos Aires.
72. Sussini, M., Herrero Ducloux, E., Brandam, R.A., Isnardi, H., Galmarini, G., Castillo, M y Pastore, F. 1936. Aguas Minerales de la República Argentina. Vol. XIII. Comisión Nacional de Climatología y Aguas Minerales. Pag. 119-123. Buenos Aires.
73. Toubes, R. y Spikerman, P. 1973. Algunas edades K/ Ar y Rb/Sr de las plutonitas de la Cordillera Patagónica entre los paralelos 40°- 44° de latitud sur. Revista Asociación Geológica Argentina 28(4): 382-39., Buenos Aires.
74. Truesdell, A.H. 1991. Effects of physical processes on geothermal fluids. En: Application of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development F. D'Amore (Ed). UNITAR/UNDP, New York, 72p.
75. White, D. E. 1973. Characteristics of geothermal resources. In: Kruger, P. and Otte, C., eds., Geothermal Energy, Stanford University Press, Stanford, 69-94.