

**La interacción agua – roca en ambientes
hidrológicos asociados a fluidos geotermales.
Aplicaciones en calidad de aguas de
abastecimiento**

Tesis Doctoral (2023)

Esteban Villalba

**Facultad de Ciencias Naturales y Museo (FCNyM)
Universidad Nacional de La Plata (UNLP)**

Directoras

Dra. Silvina C. Carretero

Dra. María F. Lajoinie

A mis seres queridos.

Y deberás plantar

Y ver así a la flor nacer

Y deberás crear

Si quieres ver a tu tierra en paz

El sol empuja con su luz

El cielo brilla renovando la vida.

(Spinetta, L. A. – Quedándote o yéndote, 1982).

Agradecimientos

No quiero dejar pasar esta instancia sin dar las gracias en primer término a mis directoras, que se pusieron al hombro mi dirección en un contexto poco favorable, y con fuerza dieron pasos hacia el único lugar que consideraron posible: adelante. En este sentido, fueron ellas quienes me posibilitaron poder finalizar este trabajo de Tesis, gracias a su confianza absoluta, apoyo incondicional y calidez humana. Quisiera agradecer a mi familia, un pilar base en mi vida, por darme el privilegio de poder formarme y escoltarme en el trayecto a la distancia. A mi familia platense por elección, en particular a Nicolás, que me acompañó y brindó toda su contención en los momentos más duros, porque es un símbolo de sostén fundamental en la vida y un ejemplo a seguir. A las amistades que fui cosechando durante tanto tiempo, a las que están lejos y las que están a cinco minutos, que sin lugar a dudas me dan impulso y me alegran tanto los días. A todas las personas que han aportado sus saberes para mejorar esta tesis, especialmente a Mariana Bodaño, quien colaboró activamente en la interpretación de rayos X. También quiero hacer mención a la educación pública y de calidad, especialmente a la Facultad de Ciencias Naturales y Museo de la Universidad Nacional de La Plata. A las instituciones y las personas que forman parte de ellas, que me han acogido, en especial al Centro de Estudios Integrales de la Dinámica Exógena y al Centro de Investigaciones Geológicas. Al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas y las autoridades de Áreas Naturales Protegidas del Sistema Domuyo.

A todos/as, sinceramente agradecido.

Índice

Agradecimientos.....	III
Índice	IV
Resumen	VII
Abstract	XI
Capítulo 1. Introducción.....	1
1.1 Los sistemas geotermales	2
1.2 Fundamentación del tema de tesis	3
1.3 El Campo Geotermal Domuyo	4
1.4 Hipótesis y objetivos	5
Capítulo 2. Metodología.....	6
2.1 Recopilación y análisis de información antecedente	7
2.2 Geología general y geomorfología	7
2.3 Relevamientos de campo	8
2.3.1 Recolección de muestras de rocas	9
2.3.2 Toma de muestras de aguas y determinación de parámetros <i>in situ</i>	9
2.3.3 Estimación de caudales en cursos de agua superficial	11
2.4 Análisis de muestras rocosas	12
2.4.1 Estudio petrográfico mediante secciones delgadas	13
2.4.2 Estudio petrográfico mediante difracción de rayos X	14
2.4.3 Observación con microscopio electrónico de barrido y microanálisis	14
2.5 Caracterización climática y balances hídricos	15
2.6 Determinaciones analíticas en aguas	16
2.6.1 Hidroquímica en base a iones mayoritarios y traza	16
2.6.2 Isótopos ambientales ^{18}O y ^2H	17
2.6.3 Determinación de índices de saturación	17
2.7 Integración de resultados	18
Capítulo 3. Geología general.....	20
3.1 Marco geotectónico regional	21
3.1.1 La segmentación de Los Andes	21
3.1.2 Zonas volcánicas	23
3.2 Configuración estructural regional	24
3.2.1 El contexto morfoestructural	24

3.2.2 Evolución tectónica	28
3.3 Estructuración del cerro Domuyo	31
3.4 Estratigrafía de la zona de estudio	35
Capítulo 4. Caracterización geomorfológica	48
4.1 Rasgos geomorfológicos regionales	49
4.2 Zona Rincón de las Papas	53
4.3 Zona Ailinco	56
4.4 Zona El Humazo	58
4.5 Zona Las Olletas	61
4.6 Zona Aguas Calientes	63
4.7 Zona Los Géiseres	65
4.8 Zona Los Tachos	67
4.9 Discusión y conclusiones parciales	69
Capítulo 5. Precipitados y productos de alteración hidrotermales	71
5.1 Generalidades	72
5.2 Zona Rincón de Las Papas	74
5.3 Zona Ailinco	78
5.4 Zona El Humazo	83
5.5 Zona Las Olletas	88
5.6 Zona Aguas Calientes	93
5.7 Zona Los Géiseres	97
5.8 Zona Los Tachos	101
5.9 Discusión y conclusiones parciales	104
Capítulo 6. Aspectos climáticos y caracterización de las aguas.....	108
6.1 Caracterización climática y balance hídrico	109
6.1.1 Clima (2000-2020)	109
6.1.2 Balances hídricos (2014-2019)	111
6.1.3 Caudales	112
6.2 Hidroquímica en base a la composición mayoritaria	114
6.2.1 Adyacencias al campo geotermal y alrededores de las zonas de descargas geotermales	117
6.2.2 Zonas Las Papas y Ailinco	119
6.2.3 Zonas El Humazo y Las Olletas	121
6.2.4 Zona Aguas Calientes	124

6.2.5 Zona Los Géiseres y Los Tachos	127
6.3 Origen de las aguas y composición	129
6.3.1 Composición isotópica	129
6.3.2 Relaciones iónicas y contenido de sílice	130
6.3.3 Procesos de precipitación-disolución	135
6.4 Elementos traza	137
6.5 Elementos de las Tierras Raras	142
6.6 Discusión y conclusiones parciales	144
6.6.1 Parámetros hidrometeorológicos	144
6.6.2 Características hidroquímicas	144
6.6.3 Procesos hidrogeoquímicos	147
6.6.4 Calidad de las aguas	151
Capítulo 7. Integración y conclusiones finales	153
7.1 Control lito-geomorfológico	154
7.1.1 Zona de Rincón de Las Papas y Ailenco	154
7.1.2 Zona de El Humazo y Las Olletas	155
7.1.3 Zona de Aguas Calientes	156
7.1.4 Zona de Los Géiseres y Los Tachos	157
7.2 Procesos de interacción agua – roca	158
7.3 Influencia de las descargas geotermales en otras fuentes de agua	162
7.4 Funcionamientos hidrológico conceptual	163
7.5 Aspectos geotérmicos	167
7.6 Calidad de aguas para abastecimiento	168
7.7 Conclusiones finales	170
Referencias	171

Resumen

Los sistemas geotermales vinculados a ambientes volcánicos representan zonas de descarga superficial de fluidos acuosos y gases a elevadas temperaturas. El área de estudio comprende al Campo Geotermal Domuyo, el cual constituye un sistema geotermal en sentido estricto, e involucra la circulación convectiva profunda de aguas meteóricas producto de la acción de un cuerpo magmático profundo. Este campo geotermal se ubica en el extremo norte de la provincia de Neuquén, en donde los principales cuerpos de agua están representados por cursos de escorrentía superficial encauzados y humedales de tipo “mallín”. Además, presenta descargas de agua geotermal en las zonas conocidas como Rincón de Las Papas, Ailincó, El Humazo, Las Olletas, Aguas Calientes, Los Géiseres y Los Tachos. Estos ambientes hidrológicos ubicados en las proximidades de los sistemas geotermales pueden verse afectados por los posibles aportes de los fluidos hidrotermales, lo que condicionaría la calidad del recurso hídrico y limitaría su uso de manera drástica. Es por lo expuesto que el objetivo general del presente Trabajo de Tesis Doctoral fue realizar un estudio detallado de la interacción agua – roca en el Campo Geotermal Domuyo, haciendo énfasis en la movilización de elementos químicos que puedan afectar la calidad del recurso hídrico para abastecimiento. Motiva llevar a cabo este tipo de estudios dado que son escasos los antecedentes a nivel global, a pesar de su significancia en materia de salud pública.

A través del estudio de la geomorfología del área se determinó que el modelado del paisaje está fuertemente asociado al volcanismo, a los procesos de remoción en masa y a la acción fluvial. Además, de manera relegada a las zonas de descarga geotermal, se encuentran geoformas de origen glacial y masas heladas, lo que favorece la recarga del acuífero geotermal profundo y a su vez, constituye una fuente de aporte a los cursos de agua superficial y a los mallines. Los procesos gravitacionales, por su parte, toman notoriedad ya que conforman el principal sustrato permeable en el que se desarrollan los mallines, lo que resulta de significancia en cuanto a la percolación/infiltración de agua de recarga. Estos últimos fueron diferenciados según su ubicación entre los que se encuentran en cabeceras y en cuenca baja. Los primeros se caracterizan por tener un desarrollo más reducido sobre altas pendientes, y los segundos tienen mayor extensión y presentan pendientes más tendidas. Además se identificaron masas heladas en las altas cumbres, así como geoformas asociadas al ambiente glacial,

en forma distal a las zonas de descarga geotermale. A partir de esto último se pudo establecer una relación entre el deshielo y recarga de agua subterránea, así como aportar caudal de los cursos de agua superficial.

Por otra parte, el estudio de las litologías presentes permitió reconocer precipitados hidrotermale, y rocas parentale alterada por geotermalismo. Los precipitados están formado por minerales carbonáticos (travertino) y sílice no cristalina (sínters), los cuales están originado por desgasificación, enfriamiento y sobresaturación al descargar en superficie el agua geotermal. En las alteraciones reconocida se han registrado minerales con rasgo de disolución, neoformación, óxido-reducción, decoloración e hidratación. Esto último sugiere procesos de argilización, sericitización, silicificación y propilitización.

El clima de la región se ve condicionado por la altitud y se clasificó como de tipo montañoso. El análisis de la serie temporal de registro de dato hidrometeorológico evidenció una tendencia general hacia una disminución de precipitaciones y un aumento de temperatura. Asimismo se determinó que los ciclo hidrológico están caracterizado por un semestre cálido y seco y otro frío y húmedo. Durante este último se presentan los mayores excesos de precipitaciones. Se observó también una correspondencia significativa entre los evento de tormenta, evidenciado por valor extremo de precipitaciones en muy corto periodo temporal, y elevado caudal medido en la estación de aforo.

Por otro lado, las distintas agua estudiada se agruparon según sus características en curso de agua superficial agua arriba de la descarga geotermal (nacientes) y agua abajo (desembocadura), malline ubicado en cabecera y en cuenca baja, y descarga geotermal propiamente dicha. Se observaron variaciones importante de los valor de temperatura, conductividad eléctrica y composición entre los distintos grupo de muestra de agua. Las descarga geotermal se caracterizan por sus elevada temperatura (hasta 92,4° C) y conductividades eléctricas (hasta 9610,0 $\mu\text{S}/\text{cm}$), y marcada facie Na-Cl. Esta composición es producto del enriquecimiento de la agua en gas magmático y de la interacción con la roca huésped a alta temperatura. Asimismo, la disolución de los gas tal como el SO_2 y el HCl , de origen magmático en el agua subterránea hidrotermal, genera la incorporación de SO_4^{2-} y Cl^- . Se infirió que los ione Ca^{2+} , Mg^{2+} y $\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-$ en la descarga geotermal

están asociados a las rocas ígneas subyacentes, como resultado de la interacción agua – roca. Particularmente para el CO_3^{2-} y HCO_3^- , también se interpreta su presencia como producto de la disolución del $\text{CO}_2(\text{g})$. La composición isotópica de las descargas geotermales muestra que tienen un origen meteórico, con un enriquecimiento en ^{18}O que evidencia su impronta geotermal. Las concentraciones de elementos traza son en su mayoría varios órdenes de magnitud superiores a las otras aguas estudiadas, y superan los límites admisibles para su uso como recurso hídrico potable. Los elementos de mayor significancia por sus altos valores analíticos fueron As, Li, Rb, Sr y V, de los cuales el As, Fe y Mn superaron los máximos recomendados por las regulaciones vigentes, desde 1000 veces (As) al doble (Mn).

En los cursos de agua superficial y mallines en cabeceras, los contenidos dominantes de Ca^{2+} , HCO_3^- y SO_4^{2-} se deberían a la interacción con sedimentitas carbonáticas y yesos, así como procesos de oxidación de H_2S . A su vez, en los mallines ocurre disolución de silicatos que promueve la incorporación de Ca^{2+} , Mg^{2+} y HCO_3^- . En los mallines y los cursos de agua superficial, tanto el Na^+ como el HCO_3^- serían producto de la disolución de albita. En algunas muestras de cursos de agua superficial se observó un exceso de Ca^{2+} , lo cual sería generado por procesos de intercambio catiónico, debido a que la dominancia de Na^+ desplazaría al Ca^{2+} de la superficie de adsorción de minerales con propiedades adsorbentes como arcillas y zeolitas. También se han identificado posibles procesos de retención de elementos traza en el sustrato que aloja a los mallines, por mecanismos de adsorción en arcillas o sorción y/o absorción por parte de la vegetación.

Los elementos trazas determinados en los cursos de aguas superficiales suelen reflejar incrementos en las muestras tomadas aguas abajo de las descargas geotermales, como es el caso del As, Pb, Li, Rb, Sr y V, de los cuales dentro de los que presentan límites normalizados para su uso potable, el As reviste concentraciones de hasta dos órdenes de magnitud respecto a dichas normas. La composición isotópica de los mallines mostró una impronta asociada a un origen meteórico. Los contenidos de elementos traza se incrementan de los mallines de cabeceras a cuenca baja, representada fundamentalmente por el As, Ni, Mn, Rb, Sr y V. Los valores de trazas detectados aguas abajo de las descargas geotermales condicionan la calidad de agua de abastecimiento dado que varios de ellos superan los límites admisibles.

Los resultados obtenidos permiten reconocer, además de los procesos de interacción agua – roca, mezclas de aguas geotermales con la de los cursos superficiales aguas abajo de las mismas y con los mallines en cuenca baja, con aportes estimados en 41% y 29%, respectivamente. De esta manera, se infirió que los procesos naturales que tienen lugar en el área de estudio provocan la contaminación geogénica del recurso hídrico, y como consecuencia se incrementa la salinidad o la concentración de elementos altamente nocivos como el As.

Los resultados presentados en esta Tesis Doctoral constituyen el primer estudio integral de las condiciones hidrológicas del área, referentes a la interacción agua – roca y su relación con la calidad de aguas de abastecimiento. Los análisis plasmados permitirán advertir sobre la calidad de las aguas en el Campo Geotermal Domuyo, así como servir de guía en la implementación y/o mejoramiento del manejo del recurso hídrico incluso a nivel regional en áreas con presencia de fluidos hidrotermales.

Abstract

Geothermal systems related to volcanic environments represent areas with superficial discharge of aqueous fluids and gases at high temperatures. Domuyo Geothermal Field is located in the northern area of Neuquén Province, which constitutes a geothermal system in the strict sense, and involves convective meteoric water circulation resulting from the action of a deep magmatic body. The study area includes surface watercourses (streams), wetlands locally known as "mallines", and geothermal discharges known as Rincón de Las Papas, Ailenco, El Humazo, Las Olletas, Aguas Calientes, Los Géiseres, and Los Tachos.

These hydrological environments situated in the vicinity of the geothermal system may be affected by the possible hydrothermal fluids contributions, which would condition the water resource quality and would drastically limit its use. The aim of this work was to carry out a detailed study of the water – rock interaction in the Domuyo Geothermal Field, with emphasis on chemical elements mobilization that could affect the quality of water supply. Carrying out this type of study is encouraged due to the backgrounds are limited at an international scale, despite their significance in public health terms.

The geomorphological analyses of the study area allowed to determine that the landscape is strongly associated with volcanism, mass movement processes, and fluvial action. Additionally, relegated to geothermal discharge zones, there are geoforms of glacial origin and frozen masses, which favors the recharge of deep geothermal aquifer and, in turn, constitute the contribution to surface water and wetlands. Mass movement processes gain notoriety since they constitute the main permeable substrate in which wetlands develop, as well as being significant in terms of percolation/infiltration and contributing to the recharge. Wetlands were differentiated between those found in headwaters and in down basin. The first ones are characterized by having a smaller development area over high slopes, and the second ones are larger and have steeper slopes. In addition, frozen masses as well as geoforms associated with the glacial environment in the high peaks and distal to geothermal discharge zones were identified. Based on this, it was possible to establish a relationship between snowmelt and groundwater recharge, as well as its contribution to the surface water flow.

On the other hand, by means of study of the Domuyo Geothermal Field lithologies could be identified hydrothermal precipitates, and parent rocks altered by geothermalism. The precipitates are formed by carbonate minerals (travertines) and non-crystalline silica (sinters), which were formed by degassing, cooling, and supersaturation when geothermal water is discharged on the surface. In the recognized alterations, minerals with dissolution, neoformation, oxidation-reduction, bleaching, and hydration traits have been recorded. The latter mechanisms suggest argilization, sericitization, silicification, and propylitization processes.

The climate of the region is conditioned by the altitude and it was classified as a mountainous type. Hydrometeorological data records showed a general trend towards a decrease in rainfall and an increase in temperature. Likewise, it was determined that the hydrological cycles are characterized by a warm and dry semester and another one cold and humid. During the latter, the greatest excesses of precipitation occur. A significant correspondence was also observed between storm events, evidenced by extreme rainfall values in a very short period of time (e. g., 1 to 3 days), and the flows measured at the high gauging stations.

The different types of studied waters were grouped according to their characteristics into surface water, upstream and downstream of geothermal discharges, wetlands, located in headwaters and in down basin, and geothermal discharges. Significant variations in temperature, electrical conductivity, and chemical composition were observed between the different sample groups. Geothermal discharges are characterized by their high temperatures (up to 92,4°C) and electrical conductivities (up to 9610,0 $\mu\text{S}/\text{cm}$), and marked Na-Cl facies. This composition is the product of water enrichment in magmatic gases and the interaction with the host rock at high temperatures. Likewise, the dissolution of gases such as SO_2 and HCl , of magmatic origin in hydrothermal groundwater, generates the incorporation of SO_4^{2-} and Cl^- . It was inferred that Ca^{2+} , Mg^{2+} , and $\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-$ ions in geothermal discharges are associated to the underlying igneous rocks, as a result of water – rock interaction. Particularly, CO_3^{2-} and HCO_3^- contents are interpreted as a product of $\text{CO}_2(\text{g})$ dissolution. The isotopic composition of the geothermal discharges shows that they have a meteoric origin, with a shift in ^{18}O that evidences its geothermal imprint. The trace elements concentrations are mostly several orders of magnitude higher than the other studied waters, and exceed the admissible limits for its use as a drinking water.

The most significant elements, due to their high analytical values were As, Li, Rb, Sr, and V, of which As, Fe, and Mn, and exceeded the maximum values recommended by current regulations, from 1000 (As) to two times (Mn).

In surface water and headwater wetlands, the dominance of Ca^{2+} , HCO_3^- and SO_4^{2-} contents would be explained due to the interaction with carbonate sediments and gypsum, as well as H_2S oxidation processes. In turn, silicate dissolution occurs in wetlands that promote Ca^{2+} , Mg^{2+} , and HCO_3^- incorporation. In wetlands and surface water, both Na^+ and HCO_3^- would be the product of albite dissolution. In some surface water samples, a Ca^{2+} excess was observed, which would be generated by cation exchange processes, since Na^+ dominance would displace Ca^{2+} from the adsorption surface of minerals with adsorbent properties such as clays and zeolites. Possible trace elements retention processes in the substrate that hosts wetlands have also been identified, due to clay adsorption mechanisms or sorption and/or absorption by vegetation.

The trace elements determined in surface water as As, Pb, Li, Rb, Sr, and V, usually show increases in samples taken downstream of geothermal discharges. Within the chemical elements that present drinking water standard limits, As has concentrations two orders of magnitude higher than presently accepted values. The isotopic wetlands composition showed a signal associated to a meteoric origin. Trace element contents increase from the headwater to the down basin in wetlands, fundamentally in As, Ni, Mn, Rb, Sr, and V. The trace values detected downstream of geothermal discharges condition the water quality since several of these elements exceed the permissible limits. The obtained results allowed to recognize, furthermore, the water – rock interaction processes, mixtures of geothermal waters with surface water downstream of them, and mixtures with down basin wetlands, whose contributions was estimated to be 41% and 29%, respectively. In this sense, it was inferred that natural processes that take place in the study area cause geogenic contamination of water resources, and as a consequence, the increase of salinity and concentration of highly harmful elements such as As.

The results presented in this Doctoral Thesis constitute the first comprehensive assessment of the hydrological conditions in the study area, referring to the water – rock interaction and its relationship with water supply quality. The analyses carried out will

allow to warn about the quality of the waters in the Domuyo Geothermal Field, as well as to serve as a guide in the implementation and/or water resource management improvement, even at the regional scale in areas with presence of hydrothermal fluids.

Capítulo 1

Introducción



Vista del sector central del campo geotermal Domuyo, en donde puede observarse el vapor que deja a su paso el denominado arroyo Aguas Calientes.

El ambiente hidrológico que tiene lugar en el Campo Geotermal Domuyo presenta características particulares que dificultan la comprensión de los procesos que allí se desarrollan, ya sea por la variabilidad litológica, el medio hidrogeológico (fisurado/poroso), o por las propias características de índole hidrotermal, entre otras. Por ello, resulta de interés evaluar los procesos que tienen lugar en la interacción agua – roca y conocer la afectación que podría ocurrir con respecto a los recursos hídricos.

1.1 Los sistemas geotermales

Los sistemas geotermales vinculados a ambientes volcánicos, también denominados sistemas geotermales de alta entalpía, representan zonas de descarga superficial de fluidos acuosos y gases a elevadas temperaturas (e. g., [Hochstein y Browne, 2000](#)). Este tipo de ambientes geológicos revisten un gran interés por su importancia como posibles fuentes de energías renovables (energía geotérmica), por su utilidad en la búsqueda de indicadores tempranos de la actividad volcánica (precursores volcánicos), y como equivalentes activos de yacimientos minerales (depósitos epitermales). La bibliografía reconoce dos grandes estilos para estos sistemas: los sistemas geotermales *sensu stricto* (s.s.) y los sistemas volcano-hidrotermales ([Hedenquist et al., 2000](#); [Simmons et al., 2005](#); [Sillitoe, 2015](#)). Si bien ambos presentan una impronta magmática, es la intensidad de la misma la que les otorga características bien contrastadas a los fluidos y a los tipos de alteración asociados.

Específicamente, los sistemas geotermales s.s. involucran la circulación convectiva profunda de aguas meteóricas, producto de la acción de un cuerpo magmático profundo, por lo que pueden no estar asociados directamente a un aparato volcánico. En profundidad, estos sistemas se caracterizan por la presencia de fluidos acuosos de baja salinidad, reducidos, con pH neutrales y contenidos variables de H_2S y CO_2 . Si bien se trata de aguas mayoritariamente meteóricas, el aporte de fluidos magmáticos puede llegar a ser importante. Dichos fluidos tienen velocidades de ascenso relativamente bajas, por lo que prácticamente se encuentran en equilibrio con las rocas de caja. Al mismo tiempo, durante el ascenso, los fluidos sufren ebullición y efervescencia, lo que conduce a la separación de una fase vapor rica en H_2S y/o CO_2 . Dependiendo de la permeabilidad del sistema, las aguas cloruradas pueden alcanzar la superficie y formar precipitados hidrotermales así como generar alteraciones de las litologías presentes por la misma acción (e. g., [Wohletz y Heiken, 1992](#); [D'Elia et al., 2020](#)).

En este marco, los ambientes hidrológicos ubicados en las proximidades de los sistemas geotermales s.s. pueden verse afectados por los posibles aportes de los fluidos hidrotermales, lo que puede modificar la calidad del agua que se utiliza como recurso hídrico, fundamentalmente donde éste es limitado (e. g., [Baysal y Gunduz, 2016](#); [Shukla et al., 2022](#)). Estos estudios son escasos a nivel global, a pesar de los riesgos que conlleva la presencia de los elementos nocivos que pudieran transportarse en solución. Sin embargo, se destacan líneas de investigación llevadas a cabo durante los últimos años con el fin de evaluar procesos hidrogeoquímicos que se fundamentan principalmente sobre el análisis estequiométrico de las aguas (e. g., [Dinka et](#)

al., 2015; Barbieri *et al.*, 2017; Roy *et al.*, 2018). En este sentido, los reportes vinculan al agua de origen geotermal con el deterioro del recurso hídrico debido a la contaminación geogénica producida a partir de la interacción agua – roca y/o por el aporte de agua geotermal en otros cuerpos de agua, con la consecuente afectación de éstos últimos (e. g., Morales-Simfors *et al.*, 2020; Shaji *et al.*, 2021; Kara *et al.*, 2022).

Por lo expuesto, resulta de gran importancia llevar a cabo estudios aplicados a la determinación de la calidad de aguas en regiones donde el recurso hídrico es escaso, fundamentalmente debido a las graves consecuencias de su uso para abastecimiento poblacional, así como para la ganadería y agricultura (e. g., United States Environmental Protection Agency [US EPA], 1973; World Health Organization [WHO], 2008).

1.2 Fundamentación del tema de tesis

En la Argentina, el estudio de los sistemas geotermales se ha orientado casi exclusivamente hacia su posible aprovechamiento como fuente de energía (e. g., Volcán Tuzgle: Aquater, 1981; Volcán Copahue: Japan International Cooperation Agency [JICA], 1991; Volcán Domuyo: JICA, 1983; 1984; Chiodini *et al.*, 2014), a la caracterización de los volátiles magmáticos (e. g., Panarello *et al.*, 1992; Agosto *et al.*, 2013), o bien a la identificación de precursores que permitan realizar alertas tempranas vinculadas al riesgo volcánico (e. g., Agosto *et al.*, 2012; Agosto y Varekamp, 2016). En este contexto, poco se sabe acerca del impacto que los fluidos geotermales pudieran ocasionar sobre la calidad del agua en otros cuerpos de agua como cursos superficiales o humedales próximos (e. g., Dogdu y Bayari 2005; Nordstrom *et al.*, 2005; Varekamp *et al.*, 2009). Es por esto que comprender los procesos hidrogeoquímicos que condicionan la movilización de elementos mayoritarios y trazas en un ambiente hidrológico complejo, donde se involucran distintos cuerpos de agua junto con descargas de fluidos hidrotermales, es de suma relevancia para evaluar la calidad de las aguas. Asimismo, los procesos de interacción agua – roca serían los de mayor importancia en este estudio debido a su rol principal en la liberación y movilización de elementos nocivos. En este sentido, diversas poblaciones se localizan en las proximidades de sistemas geotermales por lo que el estudio del sistema hidrológico es de vital importancia, fundamentalmente si existe una utilización para abastecimiento humano y/o agrícola – ganadero.

1.3 El Campo Geotermal Domuyo

El área de estudio comprende el campo geotermal ubicado en el sector occidental del complejo volcánico del cerro Domuyo, el cual es uno de los sistemas geotermales activos más importantes del país (Fig. 1). El mismo se encuentra ubicado en el sector norte de la provincia de Neuquén, en el extremo septentrional de la Cordillera del Viento, a unos 462 km de la capital provincial. Las manifestaciones termales del Campo Geotermal Domuyo aportan agua a distintos tributarios del río Varvarco, que sirven de recurso hídrico a lo largo de sus cauces a pobladores rurales y a pequeñas poblaciones como Villa Aguas Calientes y la localidad de Varvarco (Fig. 1). Cabe señalar que, en los mencionados poblados ya se han detectado problemas relacionados con la calidad del agua de abastecimiento ([Autoridad Interjurisdiccional de las Cuencas de los ríos Limay, Neuquén y Negro \[AIC\], 2015](#)).

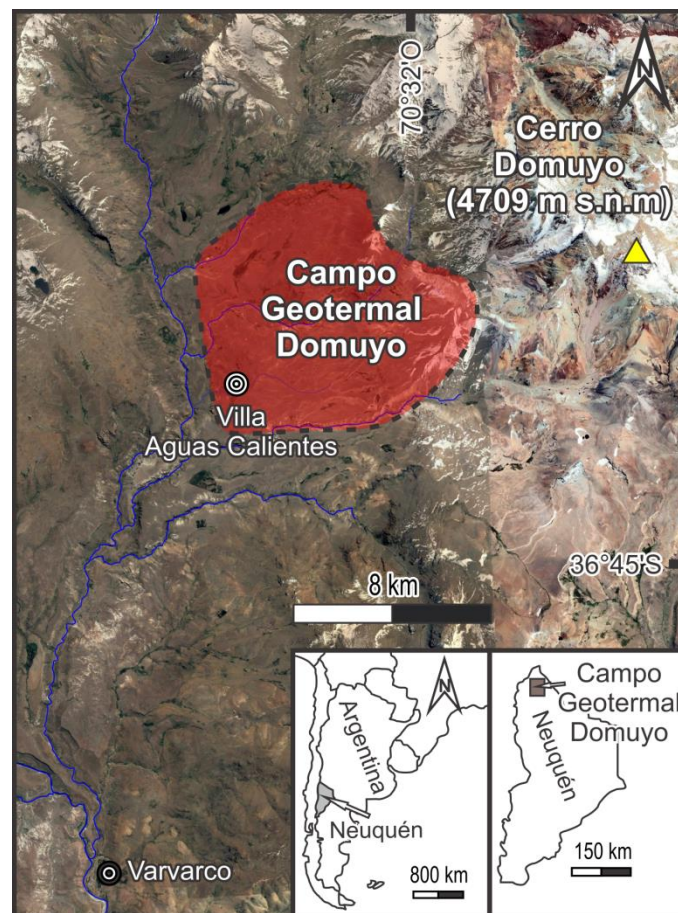


Figura 1. Ubicación regional del área de estudio (extremo inferior derecho) e imagen satelital del terreno (*Google Earth Pro*), en donde se resalta el área del Campo Geotermal Domuyo (área roja) y los principales cursos de agua superficial (líneas azules).

Como se desarrolló anteriormente, si bien los estudios antecedentes para el área de estudio analizan la química mayoritaria e isotópica del agua se focalizan en el estudio de las fuentes termales (e. g., [Palacios y Llambias 1978](#); [Panarello *et al.*, 1992](#); [Chiodini *et al.*, 2014](#); [Tassi *et al.*, 2016](#)), no analizan los procesos hidrogeoquímicos que ocurren a lo largo de los cursos superficiales y manantiales fríos, los cuales condicionan la calidad química del agua.

1.4 Hipótesis y objetivos

En el contexto antes desarrollado, se plantea como hipótesis del presente estudio de Tesis Doctoral que los procesos hidrogeoquímicos que tienen lugar en el sistema geotermal del cerro Domuyo condicionan la hidroquímica de los cursos de agua superficial y los humedales, lo que oblitera consecuentemente la calidad de las aguas que se utilizan como fuente de abastecimiento de los pobladores locales. En este sentido, el objetivo general consiste en realizar un estudio detallado de los procesos que tienen lugar en la interacción agua – roca que ocurre en el Campo Geotermal Domuyo, con énfasis en aquellos involucrados en la movilización de elementos químicos que puedan afectar la calidad del agua superficial de abastecimiento.

Con el fin de concretar el objetivo general antes mencionado se plantean los siguientes objetivos específicos:

- Efectuar una caracterización de la geomorfología del área, con especial atención en las zonas de descarga geotermal, que pueda ser un factor que influya en el sistema hidrológico.
- Obtener datos petrográficos, mineralógicos y composicionales de las unidades geológicas de interés (precipitados y productos de alteración hidrotermal).
- Realizar una caracterización geoquímica e isotópica de las aguas termales con el fin de reconstruir los procesos actuantes en los sectores seleccionados.
- Estudiar los procesos hidrogeoquímicos y mineralógicos que regulan la distribución y concentración de elementos químicos en el agua superficial producto de la interacción agua – roca.
- Evaluar la calidad química de los distintos cuerpos de agua, especialmente en aquellos sitios donde la misma es utilizada como recurso hídrico.
- Generar modelos que conceptualicen el funcionamiento integral del sistema y permita establecer pautas de manejo y gestión del recurso hídrico.

Capítulo 2

Metodología



Sensor portátil para determinación de pH (margen superior izquierdo), en una surgencia geotermal de baja efusividad, junto con precipitados carbonáticos en la zona de Las Olletas.

En esta sección se describen los procedimientos que condujeron a la obtención de resultados e interpretación de los mismos. La metodología aquí descrita permitió determinar las principales características acerca de la geología, geomorfología, petrología e hidrología, con el fin de comprender la interacción agua – roca en el Campo Geotermal Domuyo.

2.1 Recopilación y análisis de información antecedente

Para comenzar con el abordaje del trabajo de Tesis Doctoral se recurrió a la búsqueda, selección y análisis minucioso de la bibliografía disponible sobre las temáticas a tratar, tanto a nivel general como antecedentes regionales correspondientes al área de estudio. Los aspectos geológicos generales, como la estructuración, el vulcanismo, la estratigrafía y la geomorfología a gran escala fueron descriptos a partir de la información antecedente. Asimismo, la geología regional utilizada para la elaboración de un mapa base que posteriormente fue modificada por estudios de campo, fue la plasmada en las hojas geológicas del SEGEMAR a escala 1:250.000 “Las Ovejas” (3772-II) y “Barrancas” (3769-I), realizadas por [Zanettini et al. \(2001\)](#) y [Narciso et al. \(2004\)](#), respectivamente. Seguidamente, estudios más contemporáneos (e. g. [Chiodini et al., 2014](#); [Tassi et al., 2016](#); [Galetto et al., 2018](#)) fueron referidos para la comprensión del funcionamiento del sistema geotermal. Finalmente, se logró acceder a los datos hidrometeorológicos para el período comprendido entre el año 2000 y el 2020, dado que es el único registro existente, gracias a la cooperación de la AIC (<http://www.aic.gov.ar/>). Dichos datos hidrométricos son diarios y consisten en medidas de precipitación, temperatura máxima y mínima, humedad y también, en los casos con presencia de estación de medida de aforos, caudal medio.

2.2 Geología general y geomorfología

Previo a los relevamientos de campo, se analizó la información antecedente conjuntamente con imágenes satelitales y aéreas obtenidas en línea a partir de *softwares* tales como *Google Earth Pro*, *EarthExplorer-USGS* y *Maps Bing*. Sobre esta base, y con el sustento de la literatura existente (e. g., [JICA 1983](#); [González Díaz et al., 2003](#); [Galetto et al., 2018](#)), se realizó una caracterización del contexto geológico y geomorfológico general, a fin de establecer las principales características de dichos aspectos y diseñar sitios de mayor interés para el relevamiento de datos.

Las imágenes utilizadas fueron las de tipo “*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer*” (ASTER), y “*Global Digital Elevation Model*” (GDEM). La información recopilada por los satélites para la obtención de las imágenes son provistas

originalmente en tamaño de pixel de 1 segundo de arco de resolución, referenciado según el Sistema Geodésico Mundial (WSG84), y el Modelo Gravitacional Terrestre (EGM96) como geoide. En simultáneo, se utilizó el navegador *Google Earth Pro* para comparar las observaciones realizadas con las imágenes de satélite, fundamentalmente con respecto a texturas, coloraciones y posibles estructuras del terreno. Posteriormente en campo, se realizaron descripciones de afloramiento y de muestras de mano de distintas unidades geológicas y geomorfológicas, distinción de contacto de dichas unidades, observaciones de las posibles relaciones estratigráficas y medición de parámetros dimensionales y morfométricos en cursos fluviales, espesor de bancos, entre otros.

2.3 Relevamientos de campo

Se llevaron a cabo dos campañas al Campo Geotermal Domuyo durante el año 2018, la primera durante el mes de marzo y la segunda durante el mes de noviembre, lo cual representa condiciones contrastantes con respecto al año hidrológico. Se destaca que no es factible el acceso a la zona de estudio en el período invernal. En cuanto a las muestras de aguas, se recolectaron de las descargas de agua geotermal, de mallines a partir de descargas de agua subterránea provenientes de ellos y de los cursos superficiales. En relación a la cantidad de muestras de agua recolectadas, difiere levemente entre las obtenidas en marzo (38 muestras en total) y en noviembre (42 muestras en total), dado que se decidió ampliar la red de monitoreo en este último periodo por encontrarse en campo mayor accesibilidad para el muestreo, o por considerarse oportuna su evaluación posterior al primer trabajo de campo.

A su vez, se recolectaron muestras de precipitados y productos de alteración como consecuencia de la actividad hidrotermal. Cada punto de muestreo fue escogido a partir de su accesibilidad, dada la dificultosa tarea de recorrer el terreno debido a la gran cantidad de sectores con relieve escarpado, y considerando que la red de monitoreo sea concordante con los valles principales de los arroyos que atraviesan el campo geotermal. A su vez, cada sitio de recolección fue geolocalizado con un receptor GPS de alta sensibilidad con soporte de un sistema de aumentación basado en satélites integrados (WAAS, por sus siglas en inglés), marca Garmin y modelo eTrex® H.

2.3.1 Recolección de muestras de rocas

A partir de los sectores identificados en las imágenes satelitales como probables áreas afectadas por hidrotermalismo, ya sea por la generación de depósitos de precipitados o como productos de alteración, se procedió a su reconocimiento en campo. Una vez realizado esto, se extrajeron las muestras rocosas de interés en función de las heterogeneidades litológicas observadas en campo mediante lupa de mano, con ayuda de piqueta y bolsa plástica rotulada para su traslado. Los precipitados hidrotermales tratan de minerales o mineraloides de composiciones carbonáticas (travertinos), y/o silíceas (sínters) y las alteraciones de rocas cuyas características han sido modificadas con respecto a su estado original. Los sitios de muestreo fueron coincidentes con la ubicación de las zonas de descarga geotermal (Fig. 2.3.1).

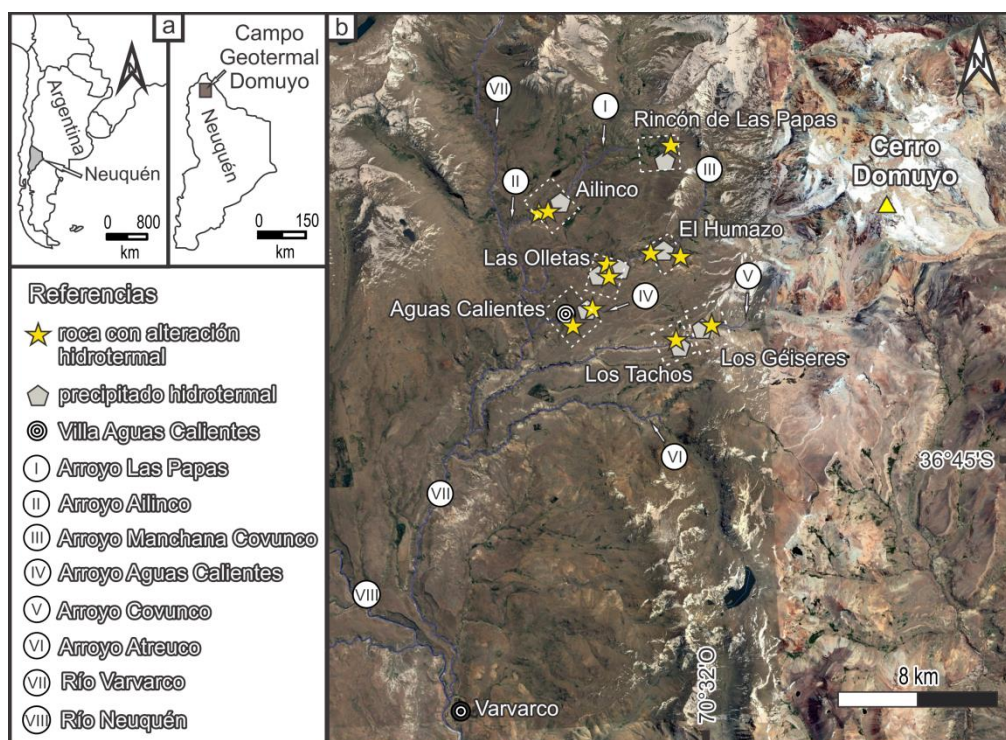


Figura 2.3.1. Localización regional (a). Principales zonas de descarga geotermal y sitios de muestreo de rocas (b). En recuadros con línea discontinua se indican las áreas de mapeo y perfilaje.

2.3.2 Toma de muestras de aguas y determinación de parámetros *in situ*

La red de monitoreo diseñada en gabinete fue ajustada una vez que el reconocimiento de campo fuera realizado. Se tuvo en cuenta la accesibilidad a la toma de muestras y las condiciones geológicas generales del área en campo. Los sitios de muestreo fueron

circunscriptos a las principales descargas geotermales, a áreas de manantiales fríos y a los valles de los arroyos principales del campo geotermal, así como también de los ríos que se ubican aguas abajo. En cuanto a las dos campañas realizadas, una se llevó a cabo en condiciones hidrológicas asociadas a la culminación del periodo de deshielo (marzo), y la otra al comienzo de este último (noviembre).

El muestreo de agua en cada sitio de muestreo se efectuó con ayuda de un adminículo diseñado específicamente para tal fin, con el que se colectaron tres alícuotas en botellas de polietileno esterilizadas, una de 1000 ml (composición mayoritaria) y dos de 100 ml (trazas e isótopos). La toma de muestras de arroyos se realizó aguas arriba de las áreas de descarga de agua geotermal y aguas abajo, a modo de establecer la posible influencia de estas últimas en los cursos superficiales. La recolección de agua en los arroyos se realizó en el medio del cauce, en todos los casos a unos 15 cm de profundidad desde la superficie del agua, a excepción que el caudal no lo permitiera, y colocando la botella inclinada 45° en sentido opuesto al flujo. Los muestreos de agua geotermal fueron realizados en las descargas más importantes en cuanto a efusividad y temperatura dentro de cada área de descarga principal. Dichas áreas fueron agrupadas según su ubicación: Rincón de Las Papas y Ailínco (en los arroyos homónimos), El Humazo y Las Olletas (en el arroyo Manchana Covunco), Aguas Calientes y Los Baños (en el arroyo Aguas Calientes y cercanías, respectivamente) y por último, Los Géiseres y Los Tachos (en el arroyo Covunco). Por otro lado, se muestrearon descargas de agua subterránea provenientes de manantiales fríos, que se hallan en zonas inundadas y vegetadas denominados “mallines”, de manera similar a la técnica empleada en los arroyos. Los mismos fueron definidos posteriormente en gabinete según su ubicación en mallines de cabeceras, sin influencia hidrotermal, y mallines de cuenca baja, con afectación hidrotermal. A su vez, el río Varvarco que es colector de los arroyos antes mencionados fue muestreado en sectores de nacientes, próximos a las cumbres de los cerros donde se originan y aguas abajo del campo geotermal, junto con el muestreo de ríos tributarios del margen este y la confluencia con el río Neuquén. El muestreo de estos grandes cursos superficiales se hizo a partir de la orilla, a unos dos metros de alcance. En la figura 2.3.2 puede observarse la red de monitoreo de aguas antes descripta. En cada punto de recolección de muestras se midieron los valores de pH, temperatura y conductividad eléctrica con una sonda multiparamétrica portátil marca Lutron, modelo WA-2017SD, al mismo tiempo que se determinaron sus coordenadas geográficas y la altitud con un GPS marca Garmin modelo eTrex®.

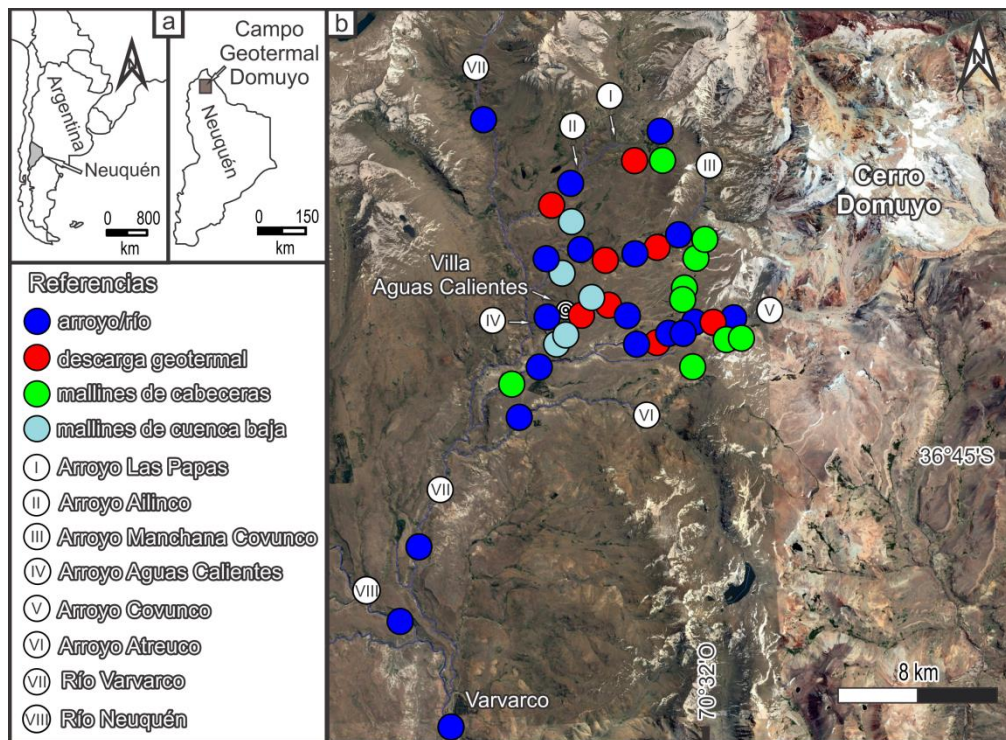


Figura 2.3.2. Ubicación regional (a) y red de monitoreo de aguas (b) en el Campo Geotermal Domuyo. Además, se señalan los principales cursos de agua superficial.

2.3.3 Estimación de caudales en cursos de agua superficial

Se establecieron puntos de medición de los principales arroyos del campo geotermal en donde se estimaron las velocidades de flujo a través de la técnica de flotación (Fig. 2.3.3a, b). Esta última consiste en tomar un tramo unicanal y relativamente rectilíneo del curso de agua, en la cual a una distancia conocida (>10 metros), y con el soporte de un cronómetro, se determina el tiempo que transcurre en que un objeto flotante de misma densidad que el agua (cercana a 1), recorra el tramo establecido. Previo a cronometrar el recorrido del flotador, se determinó el área total de paso transversal al flujo de agua mediante la sumatoria de las áreas geométricas parciales que forman parte del irregular natural del lecho del curso. Para eso se midieron diferentes profundidades en varios puntos sobre una transecta horizontal y ortogonal a los lados del arroyo (Fig. 2.3.3c). A su vez, sobre esta misma transecta y coincidente con cada punto de medida de profundidad, se determinó la distancia a los márgenes. La operación se repite n veces para que el método tenga validez estadística (>10) y de esta manera se obtiene el promedio de tiempo de recorrido. Los elementos utilizados fueron jalones con escala graduada para medir la profundidad, cinta métrica para medidas del tramo del curso y de las secciones horizontales y cronómetro.

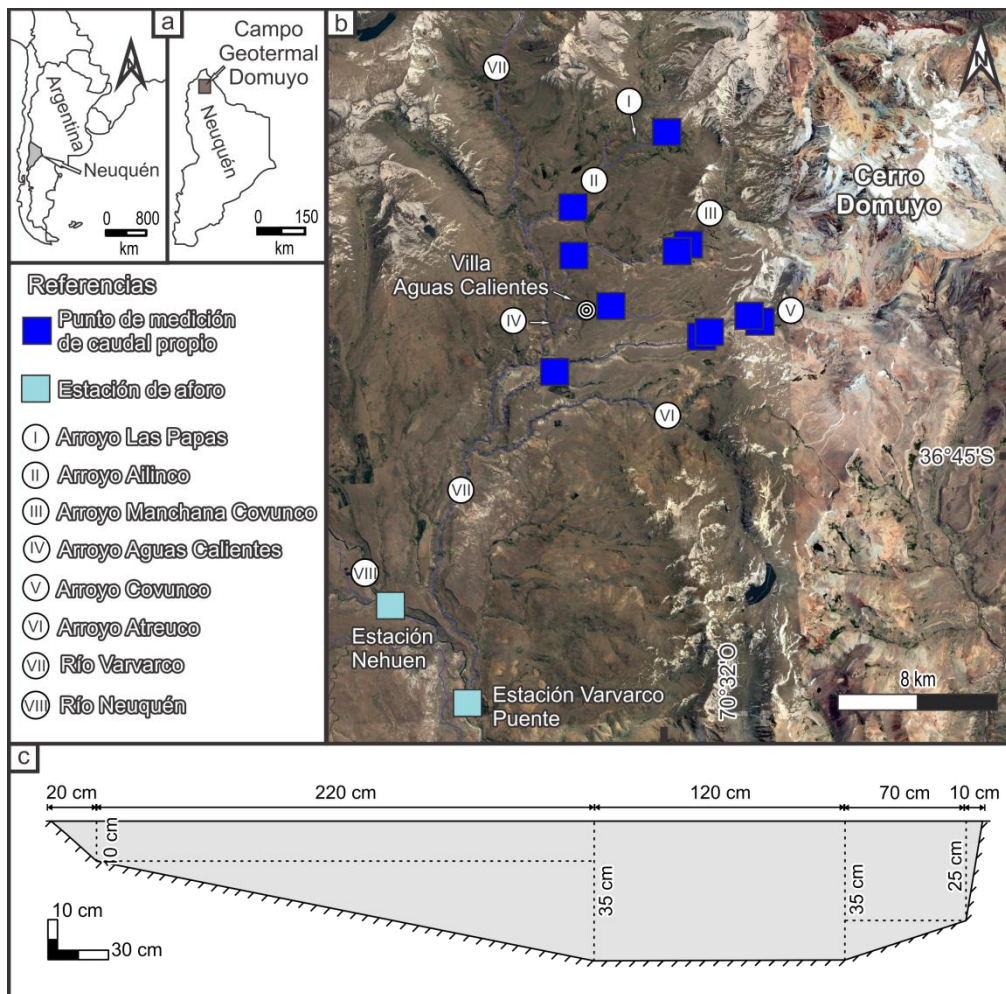


Figura 2.3.3. Ubicación regional (a) y estaciones de medida de caudales (b). Sección transversal de paso ejemplo que se utilizó para la estimación de caudal (c). Notar las líneas discontinuas que delimitan figuras geométricas para establecer la sumatoria de áreas parciales y obtener la total.

Estos datos de caudal fueron determinados tanto en nacientes de los arroyos como aguas debajo de las descargas geotermales, a excepción del arroyo Ailincó donde prácticamente no existe aporte de agua geotermal. Estos valores no pudieron calcularse en los ríos Varvarco y Neuquén debido a la envergadura de los mismos, por lo que se obtuvieron a través de las mediciones de aforo realizadas y proporcionadas por la AIC (<http://www.aic.gov.ar/Sitio/estaciones>).

2.4 Análisis de muestras rocosas

Las muestras rocosas extraídas en campo fueron descriptas a escala mesoscópica al momento de su extracción, y también posteriormente en gabinete a ojo desnudo y bajo lupa binocular, en el Laboratorio de Mesoscopía del Centro de Investigaciones Geológicas (CIG) de

La Plata. En el caso de los precipitados hidrotermales, para discernir la composición mineral silicática o carbonática a muestra de mano, se utilizó la propiedad de efervescencia mediante la aplicación con gotero de ácido clorhídrico concentrado (3 molar) sobre los ejemplares. En el caso de rocas de origen ígneo con rasgos de alteración, se clasificó modalmente según el diagrama QAPF (Streckeisen, 1980), y con posterioridad, se corroboró con el análisis micropetrográfico. Se tomaron imágenes digitales con cámaras fotográficas, una de tipo réflex de marca Nikon D3200 y lente 16-55mm VR Nikkor, y con una cámara Kodak EasyShare C143. Luego, dichas muestras fueron subdivididas en fracciones para ser enviadas a los Talleres de Cortes Delgados por un lado, y de Molienda por otro, ambos también pertenecientes al CIG. La molienda consistió en disgregar las muestras con ayuda de masa de acero de 5 kg de peso en una base percutora metálica, para luego ser sometidas a reducción de tamaño mediante trituradora de mandíbula marca Fritsch y modelo Pulverisette, montada con placas de acero templado. Le prosiguió la pulverización de los residuos obtenidos con ayuda de una trituradora a mortero también marca Fritsch, modelo Pulverisette 9, con juegos de motulación de acero y widia. Los pulverizados resultantes fueron resguardados en bolsas estériles correctamente rotuladas para derivar al Laboratorio de Rayos X del mismo instituto. Por otro lado, se seleccionaron algunas muestras correspondientes a precipitados hidrotermales para ser reservadas en tubos de Eppendorf para su observación bajo microscopio electrónico de barrido (MEB), y microanálisis de espectroscopía dispersiva de rayos X (EDAX).

2.4.1 Estudio petrográfico mediante secciones delgadas

Se obtuvieron láminas delgadas pulidas de las muestras de roca extraídas, de espesor de 30 μm y con un tamaño de corte estándar (2,5 x 5 cm) en el Taller de Cortes Delgados del CIG. Para esto, se utilizó la técnica convencional con disco de corte rotativo marca Sorento, en donde las muestras se impregnaron con resina epoxy con ayuda de bombas de vacío (una marca Buehler y otra bomba de alto vacío desarrollada especialmente conectada a tubo de hidrógeno). Finalmente, se dio terminación a los cortes delgados con cubierta de vidrio y con posterioridad, se analizaron petrográficamente en el Instituto de Recursos Minerales (INREMI) de La Plata. Esto último se llevó a cabo con un microscopio petrográfico de luz polarizada marca y modelo Olympus BX53F, con cámara digital acoplada en su vástago superior, de la misma marca y modelo UC3. A través de la conexión con un ordenador de escritorio y asistido con el software LAS, las muestras fueron observadas y en simultáneo fotografiadas digitalmente.

2.4.2 Estudio petrográfico mediante difracción de rayos X

Para la obtención de los difractogramas de rayos X se utilizó el equipo PANalytical modelo X'Pert PRO, con lámpara de cobre ($k\alpha=1.5403 \text{ \AA}$) a 40 mA y 40 kV. Los análisis se efectuaron en las fracciones total y arcillosa de las muestras, con lecturas entre 5 a 65 ° 2 θ para la fracción total en tanto que para la fracción arcillosa se utilizó la técnica de decantación para minerales orientados sobre portaobjetos. Estas últimas fueron analizadas según la técnica de secado al aire (lectura entre 2 a 32 ° 2 θ), glicolada (lectura entre 2 y 30 ° 2 θ) y calcinada a 550 °C durante 2 horas (lectura entre 2 y 15 ° 2 θ). La identificación de las fases fue realizada mediante el *software* X'Pert High Score Plus v3.0 de PANalytical. Para la obtención de los valores semicuantitativos de cada mineral presente en el espectrograma, se empleó la identificación de los picos principales y la intensidad registrada (Schultz, 1964; Moore y Reynolds, 1997), con un error metodológico del 10%. También se tuvo en cuenta la base de datos de espectroscopia Raman, difracción de rayos X y química mineral RUFFTM Project (<https://rruff.info/>).

2.4.3 Observación con microscopio electrónico de barrido y microanálisis

Para cada zona de descarga geotermal se escogieron muestras de precipitados hidrotermales, tanto de travertinos como de sínTERS, para su observación y caracterización morfológica. La metodología empleada fue el escaneo con microscopio electrónico de barrido (MEB) y microanálisis cualitativo y semi-cuantitativo de elementos gracias al sistema de microanálisis de espectroscopia de rayos X de dispersión de energía (EDAX, por sus siglas en inglés), acoplado al equipo. Los estudios se llevaron a cabo a través del servicio brindado por el Centro de Investigación y Desarrollo en Ciencias Aplicadas, “Dr. Jorge J. Ronco” (CINDECA). El equipo está constituido por el microscopio propiamente dicho, marca Philips SEM 505, con microsonda DX Apollo X. Previo al análisis de las muestras, éstas fueron limpiadas con vibrador ultrasónico y colocadas en un portaobjetos de cobre con ayuda de cinta adhesiva bifaz. La técnica requiere que la superficie de la muestra sea conductiva para reflejar el haz de electrones incidente, por lo que se debe proceder a realizar un metalizado con oro disperso con ayuda de un metalizador Balzers SCD 030, a partir del método de *sputtering*, que permite realizar depósitos delgados de oro. El sistema de microanálisis EDAX permite el análisis prácticamente inmediato de elementos químicos con número atómico mayor a 5 (boro) y

concentraciones superiores a 5%, en un punto específico de interés sobre la muestra. Como archivos de salida, se cuenta con fotomicrografías, espectrograma y tabla cuantitativa EDAX ZAF estandarizada en base a elementos normalizados.

2.5 Caracterización climática y balances hídricos

Los aspectos climáticos a nivel regional fueron estudiados a partir del análisis de más de 30.000 datos hidrometeorológicos (periodo 2000-2020), para cada uno de los parámetros (temperatura máxima, mínima, precipitación, humedad y caudal). Los datos fueron recolectados con una periodicidad diaria a partir de distintas estaciones meteorológicas existentes dentro de la región, cada una de las cuales recabaron todos los parámetros mencionados. Específicamente, los datos de precipitación recabados constan de medidas llevadas a cabo en base a pluviómetros de lluvia líquida. La estación más cercana al Campo Geotermal Domuyo es la denominada Pampa de Chacaico ($36^{\circ}28'52,96''$ sur, $70^{\circ}30'2,20''$ oeste; 2583 m s.n.m.), a casi 25 km al nor-noreste de la Villa Aguas Calientes. Además, también se han analizado las estaciones presentes en la región, conocidas como Cajón de Los Cheques ($36^{\circ}28'3,90''$ sur, $70^{\circ}48'18,00''$ oeste; 1527 m s.n.m.), Nehuén ($36^{\circ}48'6,70''$ sur, $70^{\circ}43'25,10''$ oeste; 1222 m s.n.m.) y Varvarco Puente ($36^{\circ}51'28,00''$ sur, $70^{\circ}40'46,30''$ oeste; 1188 m s.n.m.; luego trasladada a por daños a $36^{\circ}51'24,13''$ sur, $70^{\circ}40'55,11''$ oeste; 1193 m s.n.m.). En el caso de esta última estación, se colectaron datos desde el 01 de enero de 2000 hasta el 05 de junio de 2010 para su reacondicionamiento, por lo que se reanudaron los registros a partir del 03 de agosto de 2010 hasta el 31 de diciembre de 2020. El procesamiento de los datos meteorológicos e hidrométricos se realizó mediante hojas de cálculo y la obtención de valores estadísticos convencionales, en donde las muestras fueron agrupadas de manera mensual, semestral (seco y cálido vs. húmedo y frío) y anual.

Por otra parte, los balances hídricos diarios fueron calculados a través del método de [Thornthwaite y Matter \(1955\)](#), mediante el uso del *software* Balshort V3.0 (modificado de [Carrica, 1993](#)), el cual es de libre acceso y utiliza como datos de ingreso la evapotranspiración diaria (ET_0), las precipitaciones diarias, la capacidad de campo y la textura del suelo. Los valores de ET_0 se obtuvieron a partir de la fórmula simplificada de [Hargreaves y Samani \(1985\)](#), a través de la expresión:

$$ET_0 = 0,0023 (t_{med} + 17,78) R_0 * (t_{máx} - t_{mín})^{0,5}$$

En donde: t_{med} es la temperatura media diaria en °C; R_0 es la radiación solar extraterrestre en mm/día (tabulada por [Allen et al., 1998](#)); $t_{máx}$ es la temperatura máxima diaria °C; y $t_{mín}$ es la temperatura mínima diaria °C.

En cuanto a la capacidad de campo, se ponderó un valor de 50, dado que es un valor de referencia para el tipo de suelo presente en el área, el cual comparte propiedades edafológicas compatibles con andosoles ([Ferrer et al., 1990](#)).

2.6 Determinaciones analíticas en aguas

2.6.1 Hidroquímica en base a iones mayoritarios y traza

Las muestras de aguas recolectadas en campo fueron conservadas bajo refrigerio hasta su análisis en laboratorio utilizando métodos estandarizado ([American Public Health Association \[APHA\], 1998](#)). Los análisis de iones mayoritarios y traza se realizaron en el laboratorio del Centro de Investigaciones Geológicas, en el caso de algunos analitos, con la colaboración de Personal de Apoyo (Claudia V. Di Lello), y/o becarias (Carolina V. Tanjal y María J. Galliari) de dicha institución. Los carbonatos (CO_3^{2-}) y bicarbonatos (HCO_3^-) se obtuvieron a partir de valoración potenciométrica, cloruros (Cl^-) a partir del método argentométrico de Mohr, y calcio (Ca^{2+}) y magnesio (Mg^{2+}) según el método titulométrico de EDTA. Los iones sodio (Na^+) y potasio (K^+) se obtuvieron por absorción atómica con fotometría de llama con equipo marca Crudo Caamaño modelo Ionometer Alfanumérico. Los valores de sulfatos (SO_4^{2-}) se adquirieron con método turbidimétrico visible, nitratos (NO_3^-) con espectrometría ultravioleta selectiva colorimétrica y sílice (SiO_2) con el método de silico-molibdato a partir de un espectrofotómetro UV-Visible de doble haz Shimadzu UV-160A. Todas las muestras fueron analizadas por triplicado y se utilizó su promedio como valor final.

En cuanto a las muestras para determinación de elementos traza, fueron acidificadas con ácido nítrico hasta alcanzar un pH inferior a 2, y filtradas con filtro de paso lento (0,45 μm). Los elementos traza se determinaron a través de Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado Inductivamente Agilent modelo 7500cx, con curvas de calibrado a partir de soluciones patrones multielementales de la marca Perkin Elmer Inc. Todas las soluciones estándar y los blancos de reactivo, se prepararon con agua desionizada de conductividad eléctrica inferior a 0,20 $\mu S/cm$. Las lecturas de los patrones se repitieron luego de la medición

de 5 muestras. Los elementos trazas analizados fueron arsénico (As), bario (Ba), cadmio (Cd), cromo (Cr), cobre (Cu), hierro (Fe), litio (Li), manganeso (Mn), níquel (Ni), plomo (Pb), rubidio (Rb), estroncio (Sr), vanadio (V) y zinc (Zn). Los elementos del grupo de las tierras raras determinados, por su parte, están comprendidos entre el lantano (La) y el lutecio (Lu).

2.6.2 Isótopos ambientales ^{18}O y ^2H

De la totalidad de muestras recolectadas se seleccionaron aquellas más representativas de los procesos ambientales para someterlas al análisis de isótopos estables de la molécula de agua. Dichas muestras fueron analizadas en el laboratorio del Grupo de Estudios Ambientales del Instituto de Matemática Aplicada (IMASL-CONICET) de la Universidad de San Luis, mediante un espectrómetro de anillo de cavidad (CRDS) L2120-i (Picarro, USA) acoplado a un módulo de vaporizador de alta precisión (A0211). Los resultados isotópicos están expresados como δ , definidos como:

$$\delta = 1000 (R_s - R_r) / R_r \text{ ‰}$$

Donde δ es la desviación isotópica en ‰ en referencia al agua oceánica media estándar de Viena (V-SMOW) (Gonfiantini, 1978); s: muestra; r: referencia internacional; R: relación isotópica ($^2\text{H} / ^1\text{H}$, $^{18}\text{O} / ^{16}\text{O}$).

La precisión analítica fue de $\pm 0,1 \text{ ‰}$ y $\pm 0,5 \text{ ‰}$, para $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$, respectivamente. Los valores obtenidos fueron comparados con los de la recta meteórica mundial definida bajo la ecuación $\delta^2\text{H} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$ (Craig, 1961).

2.6.3 Determinación de índices de saturación

Se utilizó el *software* libre PHREEQC desarrollado por el servicio geológico de Estados Unidos (<https://www.usgs.gov/software/phreeqc-version-3>). En este último se ingresaron los datos hidroquímicos de las descargas geotermales, determinados en campo (pH y temperatura) y la concentración de iones mayoritarios y sílice en laboratorio. El modelo planteado surge de la ley de Debye y Hückel (1923), y la base de datos empleada fue “l1n1.dat” (SUPCRT92, EQ3NR), dado que se trata de un régimen hidrológico de tipo termal y por las numerosas especies minerales posibles en el sistema (Parkhurst y Appelo, 2013). Asimismo, el archivo de entrada se codificó bajo equilibrio de presión de CO_2 atmosférico (-3,5), por tratarse de

descargas de agua en superficie. Entre los índices de saturación calculados se encuentran especies carbonáticas (calcita, dolomita, aragonita) y silíceas (sílice amorfo, calcedonia, tridimita) y sulfatos (yeso, anhidrita).

2.7 Integración de resultados

A partir de los datos recopilados en campo y la integración de la información antecedente referidos a los rasgos estructurales, sedimentológicos, petrográficos y geomorfológicos se confeccionaron mapas y perfiles lito-geomorfológicos. Las escalas trabajadas variaron entre 1:50 a 1:500, con especial énfasis en zonas de descargas geotermales.

Asimismo, las observaciones y resultados obtenidos de las muestras rocosas permitieron delimitar sectores dentro de las zonas de descarga geotermal con presencia de depósitos de precipitados o rocas alteradas como producto del hidrotermalismo. Se describieron procesos de formación de precipitados así como también los procesos que dan origen a rocas alteradas, junto con el funcionamiento hidrológico del sistema. De manera conjunta con lo expuesto, la hidroquímica así como las relaciones bivariantes permitieron clasificar las muestras de agua estudiadas (e. g., [Pipper, 1944](#)), analizar su variabilidad espacial ([Stiff, 1951](#)), y determinar procesos de interacción agua – roca mediante gráficas minerales (e. g., [Tardy, 1971](#)).

Por otra parte, la composición mayoritaria de las aguas fue utilizada para la obtención de las posibles temperaturas en el reservorio hidrotermal en cada punto de muestreo de descargas geotermales. Esto se realizó mediante las ecuaciones de geotermómetros llamadas de soluto o químicos, los cuales se basan en el equilibrio químico existente entre el agua y la roca de caja en profundidad, en función de la temperatura a la cual se encuentran. La ecuación empleada fue la planteada por [Díaz-González *et al.* \(2008\)](#), y utiliza las concentraciones de Na y K en mg/L:

$$T (^{\circ}\text{C}) = \{883 / [\log(\text{Na/K}) + 0,908]\} - 273,15 ^{\circ}\text{C}$$

También se calculó la temperatura del reservorio geotérmico mediante el diagrama ternario de [Giggenbach \(1988\)](#), en el cual se relacionan los contenidos de Na, K y Mg, y divide los campos del triángulo según los estados de equilibrio. En el caso del campo de equilibrio parcial (entre el vértice de Na y Mg), puede estimarse la temperatura de reservorio aproximada, entre 80 y 340° C.

Asimismo, se han confeccionado modelos conceptuales que incluyen bloques diagramas y secciones transversales esquemáticas como resultado de la interpretación conjunta de los resultados obtenidos. En estos esquemas se incorporaron los aspectos geológicos, geomorfológicos, hidrogeológicos y geoquímicos en las que puede apreciar el comportamiento del sistema geotermal. Finalmente, se llevó a cabo una evaluación de los parámetros hidroquímicos haciendo hincapié en los elementos traza de las diferentes aguas estudiadas, a fin de establecer la calidad de las mismas para su uso como recurso hídrico. Para esto último, se utilizaron como referencia los estándares de calidad para agua potable del Código Alimentario Argentino ([Código Alimentario Argentino \[CAA\], 2021](#)) y de la Organización Mundial de la Salud ([WHO, 2008](#)).

Capítulo 3

Geología regional



Vista panorámica hacia el noreste desde el sector central del Campo Geotermal Domuyo.

Para un correcto estudio de los procesos de interacción agua – roca en ambientes naturales es fundamental determinar el medio geológico en el que estos tienen lugar. En regiones montañosas se presentan ciertas dificultades para dicho estudio con respecto a ambientes de planicie por diversos factores como el tipo de sistema de circulación del agua subterránea y superficial, los mecanismos y productos asociados a la orogénesis y la posible heterogeneidad de la matriz que aloja el agua subterránea, entre otros. El estudio y caracterización de la geología en la que se enmarca el Campo Geotermal Domuyo tiene una estrecha vinculación con la naturaleza de este trabajo, por lo que el marco geológico fue abordado a partir de aspectos estructurales (secciones 3.1, 3.2 y 3.3) y estratigráficos (sección 3.4).

3.1 Marco geotectónico regional

3.1.1 La segmentación de los Andes

La Cordillera de los Andes es una cadena montañosa con uno de los recorridos más extensos a nivel global que representa, además, las dos terceras partes de un meridiano polar. Este orógeno constituye los picos más elevados de estilo subductivo entre placas oceánica-continental y ha sido referente para el estudio y el entendimiento de la génesis de frentes montañosos (e. g., [Dickinson *et al.*, 1978](#); [Kay *et al.*, 2005](#); [Ramos, 2009](#)). Múltiples estudios realizados sobre esta región han tomado como base la ampliamente aceptada segmentación, propuesta por [Gansser \(1973\)](#), y luego ratificada por [Ramos \(1999a\)](#), con el fin de facilitar la comprensión de los procesos geológicos actuantes (e. g., [Angermann *et al.*, 1999](#); [Ramos y Aleman, 2000](#); [Gutscher, 2002](#); [Stern, 2004](#); [Loewy *et al.*, 2004](#)). De esta manera, los “Andes del Norte”, entre los 10° norte y 4° sur, están caracterizados por un complejo de terrenos oceánicos incorporados a la trinchera durante el Mesozoico-Cenozoico, que favoreció la rápida expansión del margen continental, conjuntamente con procesos de deformación y metamorfismo. Contiguamente y ocupando la mayor extensión, los “Andes Centrales” se ubican entre los 4° y 46° 30’ sur, donde no hay evidencias de corteza oceánica obductada durante el Mesozoico-Cenozoico y cuya evolución tectónica se vincula a la propia subducción. Por último, los “Andes del Sur” se desarrollan desde los 46° 30’ a los 52° sur y conforman nuevamente un orógeno acrecionario para el Mesozoico-Cenozoico con presencia de rocas metamórficas y oceánicas ([Ramos, 1999a](#); [Folguera *et al.*, 2015](#)) (Fig. 3.1a).

El área de estudio del presente trabajo de Tesis Doctoral se encuentra ubicada en el contexto geológico sur de los **Andes Centrales**, el cual está constituida por un orógeno de tipo Andino sin corteza oceánica obductada, según estudios tectónicos regionales (e. g., [Gansser, 1973](#); [Ramos, 1999a](#)). Se considerarán en este capítulo los tres sub-segmentos de los Andes Centrales establecidos por [Gansser \(1973\)](#) y [Ramos \(1999a\)](#), cuyo criterio de división se basa en las diferencias geométricas de la denominada zona de Wadati-Benioff y en los mecanismos de levantamiento del orógeno. El sub-segmento “Norte” (4° a 14° sur), está caracterizado por un régimen tectónico que evoluciona de extensional al de subducción durante el Mesozoico temprano ([Mégard, 1987](#); [Sébrier y Soler, 1991](#)). El sub-segmento “Central” (14° a 27°

sur), se caracteriza por una subducción normal con un arco volcánico activo que involucra la elevación actual de la meseta del Altiplano-Puna por inducción térmica (Isacks, 1988). Por último, el sub-segmento “Austral” (27° a $46^{\circ} 30'$ sur) (Fig. 3.1a), que aloja al área de estudio, se caracteriza por presentar una subducción sub-horizontal o flat-slab entre 27° y $33^{\circ} 30'$ sur, con una fuerte deformación activa. El mismo, puede subdividirse en el complejo de Cordillera Alta, la faja de piel fina de Precordillera y las Sierras Pampeanas (Ramos, 1988). Además, registra una migración inicial del arco magmático, por erosión de la corteza, y una migración rápida, asociada con la bajada del ángulo de subducción con un frente volcánico a 700 km de la trinchera durante el Cuaternario (Kay *et al.*, 1991). Al sur del segmento de flat-slab, los Andes incluyen a la provincia geológica de la Cordillera Principal y a una serie de elevaciones menores del bloque San Rafael (Kozłowski *et al.*, 1993). El principal levantamiento andino al sur de los 38° sur, está relacionado con la deformación Cretácica tardía. Asimismo, la actual división de tensión de la falla Liquiñe-Ofqui (ZFLO), produjo un desacoplamiento entre el antearco y el retroarco a lo largo del arco magmático (Hervé, 1994) (Fig. 3.1b).

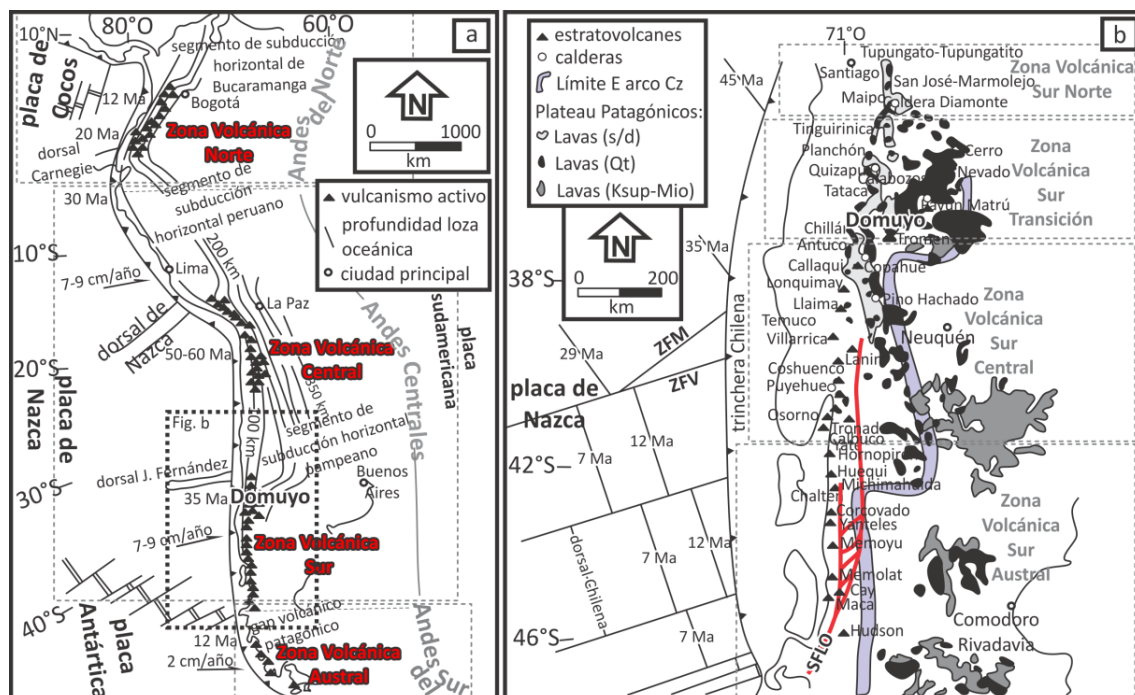


Figura 3.1. Representación esquemática de la segmentación de la Cordillera de los Andes (a), y detalle de la zona volcánica sur y sus principales rasgos morfo-estructurales. Se detallan las tasas de convergencia, dorsales asísmicas principales, distribución del volcanismo activo y la geometría de la subducción. Basado en Gansser (1973), Stern (2004) y Arancibia *et al.* (1999). SFLO: Sistema de Falla Liquiñe-Ofqui; ZFM: zona de falla de Mocha; ZFV: zona de falla de

Valdivia; Ma: millones de años; s/d: sin determinación de edad. Notar la ampliación de la zona volcánica sur (b) del recuadro en (a).

3.1.2 Zonas volcánicas

El arco volcánico andino (5° norte a 55° sur), está constituido por más de doscientos volcanes cuaternarios a lo largo de cuatro zonas discretas, controladas por la geometría de la subducción de la placa de Nazca (Stern, 2004) (Fig. 3.1a). El ángulo de subducción varía significativamente a lo largo del límite de la placa Sudamericana debido principalmente a la flotabilidad, el espesor y la edad de la losa oceánica subductada (Gutscher, 2002). La subducción de grandes rasgos topográficos de la placa de Nazca (e. g., dorsales de Juan Fernández y Nazca), también controlan la segmentación del arco (Jordan *et al.*, 1983). De acuerdo con Stern (2004), las regiones a lo largo de los Andes, donde el ángulo de subducción permite el desarrollo de volcanismo, son la Zona Volcánica Norte (ZVN; entre 5° norte y 2° sur), la Zona Volcánica Central (ZVC; entre 14° y 27° sur), la Zona Volcánica Sur (ZVS; entre 33° y 46° sur), donde se halla el cerro Domuyo (Fig. 3.1b), y la Zona Volcánica Austral (ZVA; entre 49° y 55° sur).

Según las edades de las rocas y su composición, la ZVN está desarrollada sobre material básico y corteza oceánica acrecionados al continente durante el Mesozoico Superior y comienzos del Cenozoico, mientras que la ZVC, ZVS, y ZVA se desarrollan principalmente sobre corteza continental silíceo de edad proterozoica superior a paleozoica (Ramos, 1978). Estas regiones también difieren en relación al espesor cortical, desde 60-70 km en la ZVC decreciendo hacia el norte y sur hasta los 40-45 km a los 7° sur y cercana a 30-35 km por debajo de los 37° sur (Agusto, 2011). El arco magmático de subducción normal que pertenece a la ZVS de los Andes Centrales presenta una larga cadena de estratovolcanes activos del Cenozoico tardío situados principalmente en el sector chileno de la Cordillera Principal (Ramos, 1999a). Para la latitud del área de estudio y hasta los 37° sur, el arco volcánico está caracterizado por una mayor influencia cortical y rocas de composición andesítica a dacítica (López-Escobar *et al.*, 1995). Hacia el sur, predominan los basaltos y andesitas basálticas con bajas relaciones de $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ (0,7037 a 0,7044; Ramos, 1999a), correspondientes a centros efusivos fuertemente controlados por fallas con desplazamiento de rumbo asociadas a la ZFLO (Hervé, 1994); cuya evolución está influenciada por la subducción

oblicua (Cembrano *et al.*, 1992). Esta zona de falla es un sistema estructural con una evolución estrechamente ligada al desarrollo del arco magmático y al crecimiento orogénico en los Andes del Sur, siendo una estructura activa con efectos sobre el volcanismo (Hervé, 1984). Así, el volcanismo ocurre en diferentes contextos tales como estructuras antiguas del basamento, grietas de tensión y fallas maestras que concentran el ajuste vertical de bloques (Lara *et al.*, 2006). Otros autores consideran que la generación y/o activación de la zona de falla sería una respuesta mecánica y termal del margen continental a la colisión de la Dorsal de Chile con la Placa Sudamericana, en el extremo sur de la zona de falla (46° 30' sur) (Nelson *et al.*, 1994).

3.2 Configuración estructural regional

La zona de estudio se emplaza en un área que registra importantes procesos estructurales, fundamentalmente durante el periodo comprendido entre el Carbonífero y el Cuaternario (e. g., JICA, 1983; Ramos, 1978; Galetto *et al.*, 2018). Dichos procesos se evidencian por la presencia de fajas plegadas y corridas, fosas tectónicas que constituyeron grandes cuencas sedimentarias y extensos sistemas de fallas y lineamientos.

3.2.1 El contexto morfoestructural

El cerro Domuyo se encuentra ubicado en el extremo norte del **braquianticlinal Cordillera del Viento** (Llambías *et al.*, 2007), el cual conforma uno de los rasgos morfoestructurales de mayor continuidad de la región (Fig. 3.2), con una extensión de ~75 km y rumbo norte-sur. Su borde sur coincide con el lineamiento Las Cortaderas a la latitud de la localidad de Chos Malal, mientras que su límite este se halla en el valle del río Neuquén. En este último sector se encuentra la separación entre las mesetas volcánicas, las cuales constituyen la parte oeste de la Fosa de Loncopué (Ramos, 1978). Esta cordillera está circunscripta al este por las sedimentitas deformadas del Mesozoico, que constituyen, en parte, la Fosa de Chos Malal (Tassara y Yañez, 2003; Mariot, 2008) (Fig. 3.2).

El estilo estructural de la Cordillera del Viento es difícil de determinar debido a la escasa información superficial y de subsuelo. El basamento de la cordillera presentaría un estilo estructural de tipo rampa-plano generado por un pliegue por flexión

de falla con vergencia este, probablemente asociado al plegamiento que afecta a los sedimentos mesozoicos que ocupan la Fosa de Chos Malal (Kozłowski *et al.*, 1996) (Fig. 3.2). Sin embargo, otros postulados interpretan que la Cordillera del Viento sería un anticlinal de vergencia occidental, vinculado a un corrimiento de sentido opuesto, representada en superficie por la falla Curileuvú al este de la estructura (Zapata *et al.*, 1999). Los mencionados autores coinciden en la presencia de un nivel de despegue a 12 km de profundidad.

La Cordillera del Viento corresponde a la parte más occidental de la **faja plegada y corrida de Chos Malal**, la cual, hacia el sur del río Barrancas (hasta los 37° 30' sur; Fig. 3.2), está constituida por dos bloques principales de basamento (Cordillera del Viento y La Yesera – Tromen), levantados durante la orogenia andina a partir del Cretácico tardío (Ramos, 1978). En sentido meridional de los 37° 15' sur y pasando por el lineamiento Las Cortaderas, este cinturón es reemplazado por sistemas de hemigraben ligeramente invertidos con cambios abruptos en el levantamiento regional, lo que conforma la sección norte de la **faja plegada y corrida del Agrio** (Fig. 3.2; Zapata *et al.*, 1999; Zapata y Folguera, 2005; Zamora Valcarce *et al.*, 2006). Esta última involucra al basamento en la deformación pero sin llegar a aflorar en superficie. Hacia el norte del río Barrancas (~36° sur), se encuentra la **faja plegada y corrida Malargüe** (Fig. 3.2), que de igual manera, está caracterizada por la participación del basamento que en sectores limita zonas de deformación de piel fina (Kozłowski *et al.*, 1993).

El sector oriental de la Cordillera del Viento presenta afloramientos del Cretácico Inferior cubiertos progresivamente por volcanitas neógenas hacia el norte y este, lo que constituye la **fosa de Chos Malal** (Folguera *et al.*, 2007) (Fig. 3.2). Alrededor de los 37° sur se encuentra la localidad tipo de esta última, y está conformada por rocas sedimentarias del Mesozoico, con estructuras de pliegues cerrados subparalelos, con imbricaciones y corrimientos plegados de rumbo aproximado norte-sur y vergencia mayormente al este (Kozłowski *et al.*, 1996). Por otro lado, el sector este y más interno de la cordillera neuquina (36° a 37°45' sur), se caracteriza por contener a la **faja plegada y corrida de Guañacos** (Fig. 3.2), la cual se ubica entre las antiguas cuencas de Cura Mallín y Cola de Zorro. Dichas cuencas tienen rumbo nor-noroeste y presentaban un régimen extensional que desde fines del Paleógeno se vuelve compresivo (Fig. 3.2) (Folguera *et al.*, 2002). De acuerdo con Folguera *et al.* (2007), al norte de los 37° sur, existen patrones estructurales de disposición ortogonal que estarían

controlados por la deformación del basamento mediante mecanismos de piel fina. Estos mismos autores, señalan además, el desarrollo de sistemas de dúplex en las secuencias oligocenas tardías a miocenas tempranas, asociadas a fallas inversas de alto ángulo. El frente de corrimiento de la faja plegada y corrida de Guañacos forma una zona triangular en la que se desarrolla la cuenca fluvial del río Nahueve (desde Las Ovejas a Andacollo). A su vez, el bloque noroeste de lo anteriormente descripto se presenta basculado, mientras que al norte de dicho bloque y del valle del río Pichi Neuquén ($36^{\circ} 37'$ sur), se describen retrocorrimientos ciegos y emergentes, como la falla de Aguas Calientes (Fig. 3.2) (Folguera *et al.*, 2007). Al mismo tiempo, también se asocian escarpas y estratos de crecimiento del Plioceno al Cuaternario, cubiertos por bancos horizontales más recientes, lo que sugiere la última actividad compresiva del sector (Folguera *et al.*, 2007). Asimismo, habría una zona de transferencia acorde con un lineamiento de rumbo este-oeste, cuya proyección hacia oriente coincide con el centro efusivo Sierra de Flores y el sector central del cerro Domuyo, por lo que sería responsable de absorber el acortamiento y/o los cambios de vergencia de la deformación entre los bloques al norte y sur del mismo (Fig. 3.2) (Folguera *et al.*, 2007).

Por otra parte, se desarrolla una depresión tectónica de rumbo nor-noroeste y gran extensión (300 km) que se conoce como la **Fosa de Loncopué** (Fig. 3.2) y que afectó al retroarco andino entre los $37^{\circ}30'$ y 39° sur (Mariot, 2008). Está ubicada al oeste de las fajas plegadas y corridas de Chos Malal y del Agrio, lo que conforma el piedemonte oeste de la Cordillera del Viento, y en sentido oriental de los antiguos depocentros extensionales desarrollados desde el Paleógeno, cuencas de Cura Mallín y Cola de Zorro (Fig. 3.2) (Folguera *et al.*, 2002). A lo largo del tiempo, han registrado regímenes extensionales y compresivos asociadas a cuñas sinorogénicas en subsuelo, lo que tendría implicancias en el control del volcanismo terciario (García Morabito y Folguera, 2005; Rojas Vera *et al.*, 2009). Aproximadamente a 15 km al oeste del río Neuquén, al sur de los 37° sur, tiene lugar una falla inversa no aflorante de ángulo moderado, con rumbo cercano al eje norte-sur e inclinación al oeste (Jordan *et al.*, 2001; Rojas Vera *et al.*, 2009). Esta última sería una falla normal invertida en el Mioceno Medio luego de la depositación de la Formación Trapa-Trapa o su equivalente Cajón Negro (Mariot, 2008). Esta falla que podría estar asociada con la traza del curso superior del río Neuquén, representa a su vez el límite occidental a la Fosa Loncopué para las latitudes cercanas al área de estudio (Mariot, 2008).

Hacia el norte del área de estudio se encuentra la **Fosa Las Loicas** (Fig. 3.2), la cual está estructurada bajo un régimen extensivo durante el Plio-Pleistoceno, que controló su relleno conformado por volcanitas bimodales y calcoalcalinas (Hurley, 2019). Dichas volcanitas rellenan esta cuenca a lo largo de unos 250 km hacia el nor-noroeste, por lo que el magmatismo que las originó habría tenido un control estructural. Esta fosa, además de estar dominada por un conjunto de campos volcánicos bimodales (como la cuenca Cola de Zorro), se asocia al desarrollo de grandes calderas silícicas de fusión cortical que presentan un control de fallas en dirección nor-noroeste. Esta serie magmática muestra una mayor tendencia a la alcalinidad y menor influencia de elementos propios de la losa subductada, que el arco volcánico actual (Lara *et al.*, 2001; Lara y Folguera, 2006).

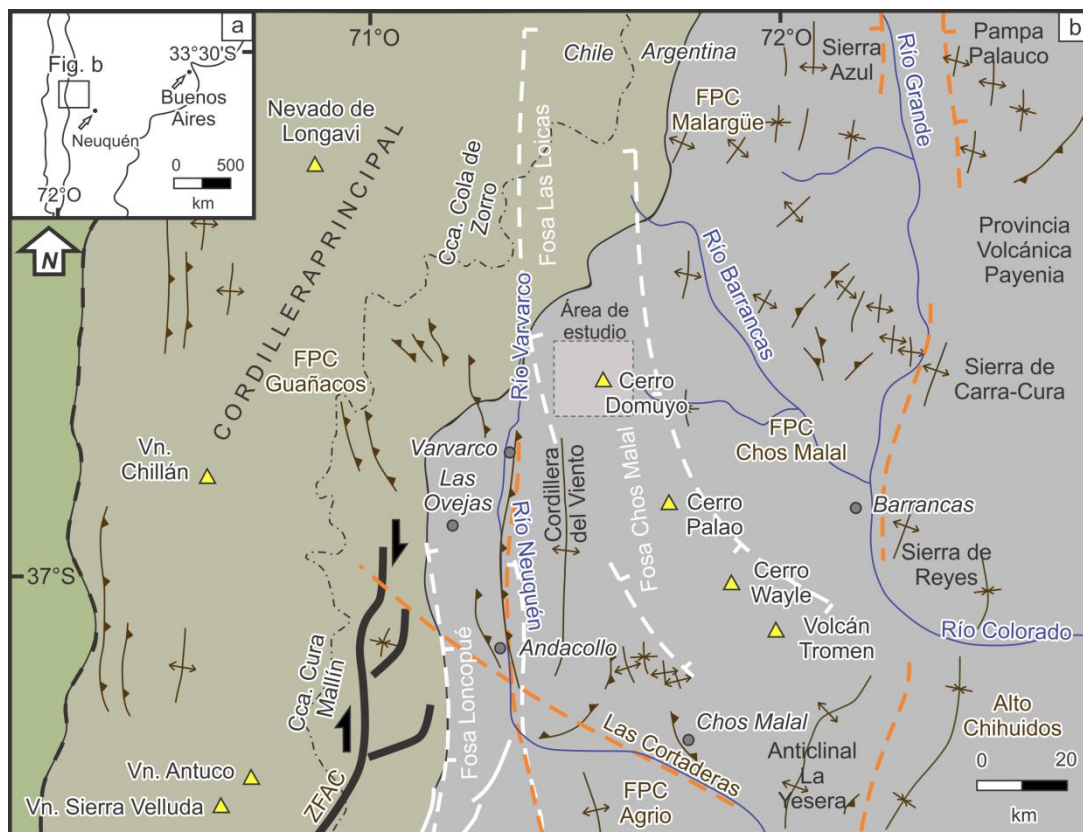


Figura 3.2. Mapa de ubicación (a) y principales unidades morfoestructurales a escala regional del área de estudio (b). Faja plegada y corrida (FPC) del Cretácico Superior a Mioceno en color gris; cuencas extensionales (fosas) Plio-Pleistocenas en líneas punteadas blancas, centros efusivos en triángulos amarillos; zona de falla Antiñir-Copahue (ZFAC) en negro; lineamientos regionales del Triásico Superior a Jurásico Inferior en naranja. Cca.: cuenca. (Basado en Galetto *et al.*, 2018).

3.2.2 Evolución tectónica

El término diastrofismo u orogénesis hace referencia al conjunto de procesos y fenómenos geológicos de deformación, alteración y dislocación de la corteza terrestre producto del tectonismo ocurridos en un período de tiempo geológico (Chamberlin, 1909). En el área de estudio se reconocen principalmente los ciclos orogénicos: a) Gondwánico durante el Carbonífero temprano - medio a Triásico tardío - Jurásico temprano, b) Patagonídico para el Cretácico y c) Ándico en el Cenozoico.

a) Durante el **Ciclo Gondwánico** (Llambías *et al.*, 1993), ocurrió la acreción de terrenos al proto-margen de Gondwana durante el Carbonífero tardío a Pérmico temprano, lo que generó un orógeno de tipo andino mediante subducción normal de tipo Marianas en el borde proto-pacífico (Ramos, 2000). En simultáneo y debido a lo descrito, tuvo lugar una intensa actividad magmática de composición básica a intermedia con características de arco magmático toleítico (Poma y Ramos, 1994; Ramos, 1999b). Posteriormente, a partir de una discordancia angular, se registró un segundo evento magmático de composiciones ácidas y características no-orogénico, desarrollada durante la fase orogénica San Rafael (Ramos, 1988; Ramos, 2000), lo que produjo un orógeno activo hasta el Pérmico medio para luego pasar a un régimen extensional por una posible disminución de convergencia (Ramos, 1999b). Como consecuencia del fallamiento extensional activo (vinculado al comienzo de la ruptura del supercontinente Pangea), se desarrolló un magmatismo de gran amplitud areal durante el Pérmico tardío-Triásico temprano. Dicho magmatismo, denominado Choiyoi, se encuentra caracterizado por rocas de composición ácida y representado por plutones, volcanitas, calderas y piroclastitas que forman extensos *plateaux* riolíticos (Mpodozis y Kay, 1999; Ramos, 2000). A lo largo de las antiguas suturas se generaron cuencas de *rift* triásicas, que conforman fosas interconectadas suprayacentes al Grupo Choiyoi (Ramos, 1999b). Las mismas, evolucionaron durante el Jurásico y Cretácico para dar lugar a una cuenca de trasarco afectada por intrusiones marinas desde el océano Pacífico que conforman los depósitos de la Cuenca Neuquina (Legarreta, 2002).

b) El **Ciclo Patagonídico** (Malumán *et al.*, 1983), incluye el desarrollo de sistemas de *rift* sobre cuencas de intra-arco en la región andina, asociadas a la apertura del Atlántico Sur (Ramos, 1999b). Luego, en el Cretácico Medio, estas cuencas

comenzaron a cerrarse debido a la instalación de un régimen de subducción de tipo Chileno, vinculada a la ruptura final de Gondwana y el inicio del estadio de deriva (Mpodozis y Ramos, 1989; Ramos, 1988). En la región sur, como consecuencia de la inversión tectónica de los sistemas extensionales existentes, se produce el emplazamiento del batolito patagónico (Ramos, 1999b), dando lugar a la fase principal de levantamiento de la Cordillera del Viento y de la faja plegada del Agrio. En el Cretácico más tardío comenzó la migración del magmatismo de arco hacia el este de la Cordillera principal (Ramos y Folguera, 2005a).

c) Finalmente, el **Ciclo Ándico** (Ramos, 1988), es el que tiene más relevancia en la zona de estudio debido a que originó el volcanismo que da lugar al desarrollo del sistema geotermal que es motivo del presente trabajo. Durante el Eoceno, el arco magmático del sector neuquino estaba representado por diversos centros volcánicos e intrusivos de características calcoalcalinas (González Díaz, 1979; Rabassa, 1979), extendiéndose desde la latitud de Varvarco Campos ($36^{\circ}23'$ sur) hasta la latitud de Corcovado, Chubut ($46^{\circ}32'$ sur). La deformación de la región de intra-arco, junto con el consecuente levantamiento de la Cordillera Principal, se habría desarrollado desde el Cretácico tardío hasta el Eoceno temprano (Zapata y Folguera, 2005). Posteriormente, entre los 36° y 39° sur de Los Andes, se dio una alternancia de estilos tectónicos debido a variaciones de la configuración de la zona de Wadati-Benioff, que controlaron la deformación (Ramos y Folguera, 2005b; Folguera *et al.*, 2002). Desde el Oligoceno tardío se registraron períodos extensionales, con desarrollo de cuencas de intra-arco y retroarco con un voluminoso pero poco evolucionado magmatismo asociado, con períodos en los cuales el arco se encontraba acotado a fajas angostas junto con complejos plutónico-volcánicos, deformación compresiva y migración del mismo hacia el antepaís (Ramos, 1988).

El aumento del ángulo de la zona de Wadati-Benioff entre el Oligoceno tardío y Mioceno temprano provocó que la actividad magmática migrase de este a oeste, desarrollándose sobre el eje de la cordillera neuquina (36° a 39° sur). Este magmatismo se asoció a una extensión generalizada en el antearco y a la apertura de cuencas de intra-arco transtensivas a lo largo de la cordillera neuquina hasta aproximadamente los 41° sur (Ramos y Folguera, 2005a). A la latitud del área en estudio, se desarrolló la cuenca de Cura Mallín (Fig. 3.2), relacionada a una baja velocidad de convergencia,

sumada a una importante componente de subducción oblicua hacia finales del Paleógeno (Ramos, 1999b).

Para el Mioceno medio a tardío, se registró una nueva fase compresiva, que provocó el cierre de la cuenca de Cura Mallín por inversión tectónica de fallas normales previas, dando lugar al inicio de la faja plegada de Guañacos (Folguera *et al.*, 2007). Esto fue acompañado por un leve pulso de reactivación de los cabalgamientos de la Cordillera del Viento y de la faja plegada del Agrio en el sector preandino occidental, y también por el levantamiento de la dorsal de los Chihuidos en el sector externo. A partir del Plioceno temprano, nuevamente se produjo el retiro del frente volcánico hacia la trinchera hasta su posición actual (Ramos *et al.*, 2011). Una estructuración transtensional en la zona de arco y retroarco interno dominó la región al sur del lineamiento Cortaderas, con el consiguiente colapso parcial de las estructuras previamente invertidas de la cuenca de Cura Mallín. Además, el desarrollo de un nuevo depocentro denominado Cola de Zorro, quedó restringido al sector más oriental de la antigua cuenca (Folguera *et al.*, 2002). En este marco, al norte del lineamiento Cortaderas, la tectónica extensional quedó registrada por el fallamiento normal y la generación de hemigrábenes, así como por el desarrollo de la fosa de Las Loicas sobre el eje de la Cordillera Principal (Ramos y Folguera, 2005b; 2005c). Esta fosa que se extiende por más de 150 km, estuvo asociada a grandes calderas silíceas y controlada por fallas nor-noroeste (Ramos *et al.*, 2011). En la región de la Payenia se registró un extenso volcanismo alcalino de intraplaca en grandes campos basálticos y centros efusivos importantes como el Payún y el Payún Matrú (Hernando *et al.*, 2012). Sin embargo, ambos tipos de volcanismo tuvieron el mismo disparador que fue el flujo astenosférico hacia el nuevo espacio generado durante el aumento en el ángulo de la zona de subducción, pero con grados de diferenciación según el espesor de la corteza continental (Ramos y Folguera, 2005b; 2005c).

Por último, durante el Pleistoceno-Cuaternario, la estructuración se caracterizó por tener una importante componente de desplazamiento de rumbo a medida que el arco magmático seguía su migración hacia la trinchera, hasta alcanzar su posición actual en la vertiente chilena (Ramos *et al.*, 2011). En la región de retroarco interno, al sur del lineamiento Cortaderas, la zona de falla de Antñir-Copahue posee evidencias neotectónicas de desplazamiento de rumbo dextral. En su sector austral se compone de fallas de transferencia asociadas a estructuras transpresivas y transtensivas, en el sector

medio a fallas transtensivas, asociadas a calderas y al desarrollo de la zona norte de la fosa de Loncopué, y en su sector norte a fallas transpresivas (Folguera *et al.*, 2004). Esta estructuración transfiere el movimiento de la zona de falla de Liquiñe-Ofqui al sector argentino de la Cordillera Principal (Cembrano *et al.*, 1996; Arancibia *et al.*, 1999).

3.3 Estructuración del cerro Domuyo

Particularmente, la estructuración del cerro Domuyo y sus alrededores responde a un braquianticlinal elongado meridionalmente, que presenta un patrón de fracturamiento intenso en su mitad occidental (e. g., Groeber, 1946; Uliana *et al.*, 1973; Llambías *et al.*, 1978; Brousse y Pesce, 1982). Varios estudios definen límites cuadrangulares asociados a zonas de fragilidad y reconocen que la exposición del basamento en su núcleo está asociada a la reactivación de estructuras previas como ocurre en el anticlinal de la Cordillera del Viento (e. g., JICA, 1983; 1984; Lisjak, 2007; Mariot, 2008; Galetto *et al.*, 2018). Debido a las características estructurales, Mariot (2008) segmentó en varios dominios el sector del cerro Domuyo y alrededores, los cuales son:

a) **Planicie occidental:** representa un sector de topografía relativamente suave con leve pendiente hacia el oeste y sudoeste sobre el cual tiene lugar el campo geotermal. Se desarrolla entre el río Varvarco (oeste) y el arroyo Manchana Covunco y los cerros Domo y Covunco (este), conformando el piedemonte de éstos (Fig. 3.3). A lo largo del arroyo Manchana Covunco afloran, en sucesión normal y con inclinación hacia el este, rocas del basamento que conforman el relleno inicial de hemigrábenes durante la etapa de *sin-rift* de la cuenca Neuquina (Mariot, 2008). Estos hemigrábenes conforman bloques con fallas directas de rumbo aproximado norte-sur y este-oeste, que constituirían la continuación norte de la estructura anticlinal de la Cordillera del Viento, la cual se cierra a la altura del tramo noroeste-sureste del arroyo Turbio (JICA, 1983; Mariot, 2008). El arreglo estructural se combinaría con fuerzas transtensionales facilitadas por la zona de falla Antiñir-Copahue que, a su vez, sería una continuación de la zona de falla Liquiñe-Ofqui (Sagripanti *et al.*, 2017; Folguera *et al.*, 2004). Esta última, podría haber inducido las estructuras extensionales locales en la latitud del complejo Domuyo, generando un régimen transtensivo al norte del lineamiento Cortaderas y en el área del retroarco (Galetto *et al.*, 2018). La estructura general

presenta un movimiento relativo de tipo dextral y probablemente invoca la extensión norte-sur de mayor significancia al sur de la falla Penitentes, actuando como un límite estructural local entre dos sectores con diferente comportamiento: al norte actúa como un solo bloque, mientras que al sur sería un bloque colgante afectado por un gran fallamiento (Mariot, 2008; Galetto *et al.*, 2018).

b) **Flanco noroccidental:** comprende el sector noroeste del Domuyo entre los arroyos Manchana Covunco, Penitentes y Turbio, y al este de los cerros Puelches y Ailínco (Fig. 3.3). En esta zona tiene lugar una importante falla inversa de alto ángulo llamada “Punta Negra”, de vergencia oriental, asociada a un corrimiento epidérmico con dirección nor-noreste (Fig. 3.3). Hacia el norte del cerro Puelches y por debajo de la cubierta detrítica cuaternaria, dicho corrimiento no deja rastro y conformaría un corrimiento fuera de secuencia (Mariot, 2008). En el flanco norte del mencionado cerro, se encuentra un pliegue de orientación nor-noreste a sur-suroeste que buza al norte denominado “braquisinclinal Punta Negra” (Fig. 3.3) (Llambías *et al.*, 1978), el cual involucra a secuencias mesozoicas y se extiende por todo el flanco occidental del Domuyo (Mariot, 2008).

c) **Flanco sudoccidental:** abarca desde el arroyo Penitentes hasta el arroyo Manchana Covunco y el piedemonte de los cerros Domo y Covunco. La estructura más destacada es la falla “Manchana Covunco” (Fig. 3.3), caracterizada por ser una estructura de tipo inversa, con alto ángulo, rumbo meridiano y vergencia occidental, que sería la continuación de la falla Butalón Atruco que afecta a la Cordillera del Viento (Pesce, 1987). Es emergente en el arroyo Atruco y en el tramo medio (de orientación norte-sur) del arroyo Manchana Covunco, y puede inferirse hacia el sur por el escarpado frente que presentan los cerros Domo y Covunco, ya que coincide con una falla interpretada por JICA (1983), que presenta un rechazo vertical de 100 a 200 metros (Mariot, 2008). Por otro lado, entre los arroyos Penitentes y Negro, Mariot (2008) describe el sistema de fallas “La Bramadora”, que consta de numerosos lineamientos paralelos de orientación este-oeste y controlan parcialmente el sistema de drenaje hacia el arroyo Manchana Covunco (Fig. 3.3). Algunos de estos lineamientos responden a fallas que dislocan y juxtaponen lateralmente diferentes niveles de rocas terciarias, que se evidencia por cambios repentinos de actitud e inclinación de los estratos (Mariot, 2008; Galetto *et al.*, 2018). Las evidencias más fuertes de este sistema se encuentran en el contrafuerte occidental del cerro Domuyo, donde se exponen las rocas de basamento

(Mariot, 2008). Asimismo, la falla Penitentes, de orientación este-oeste, y que recorre el valle del arroyo homónimo, presentaría un desplazamiento de rumbo dextral y divide dos sectores con diferentes comportamientos (como la planicie occidental): al norte sería un bloque único que limita al oeste por la falla Punta Negra de vergencia oriental, mientras que al sur estaría dominado por la falla Manchana Covunco de vergencia occidental (Mariot, 2008).

d) **Contrafuerte occidental:** este sector corresponde a un bloque de basamento elevado, donde domina la estructura centro-occidental del cerro Domuyo, el cual se comporta como un anticlinal con un flanco oriental sub-horizontal y otro occidental inclinado (anticlinal Turbio; Fig. 3.3). El comportamiento del bloque difiere entre norte y sur de la falla Penitentes. Al norte el basamento se halla un único bloque que gana altura repentinamente y se flexura hasta que sus estratos pierden inclinación, y al sur el bloque gana altura de forma gradual y frágil por medio de corrimientos, retrocorrimientos y por la presencia de la falla El Turbio. Esta última es una falla inversa de alto ángulo nor-noreste a sur-suroeste y vergencia oriental, que se ramifica hacia la superficie en una serie de corrimientos y retrocorrimientos con elevados ángulos de inclinación (Mariot, 2008). La traza principal de la falla El Turbio define una cuña en forma de herradura que intercepta el cuerpo principal del Domuyo. Hacia el norte se conjuga contra otra falla de orientación nor-noroeste, la cual controla el curso del arroyo Turbio, y hacia el sur posiblemente se combine con el sistema de fallas de La Bramadora (Fig. 3.3). Hacia la cumbre occidental del Domuyo, la falla emerge en forma ramificada, formando varias escamas de basamento que se expanden hacia la superficie, permitiendo que el borde oriental del bloque gane un poco más de altura (Mariot, 2008).

e) **Zona axial:** corresponde a un sector elongado en sentido nor-noreste a sur-suroeste y topográficamente deprimido, con respecto a los bloques oriental y occidental, que conforma una zona triangular limitada por las fallas El Turbio (al oeste) y Domuyo (al este), ambas de vergencia opuesta (Fig. 3.3). Dicha zona en el sector superior del arroyo Turbio se presenta más deprimida con respecto a las cabeceras del arroyo Negro y los procesos de degradación han sido intensos, mientras que el sector austral permanece con relieve más alto topográficamente. Estas diferencias morfológicas y estructurales se vincularían a la falla Penitentes (Mariot, 2008).

f) **Contrafuerte oriental:** este sector abarca la línea de cumbres y el eje del anticlinal principal del cerro Domuyo (Fig. 3.3). Involucra a la falla Domuyo y a sus retrocorrimientos, los cuales son de alto ángulo, con vergencia occidental y rumbo general nor-noreste a sur-suroeste. Limita al oeste con la zona axial, superponiendo el basamento sobre las unidades basales del Mesozoico. La falla Domuyo desarrolla gran extensión en superficie, abarcando prácticamente todo el cerro hasta el curso superior del arroyo Covunco, y se expresa en su sector norte por una serie de corrimientos asociados con pequeñas escamas de basamento (Mariot, 2008). Otra importante estructura en este sector es el “anticlinal Domuyo” (Fig. 3.3), el cual es de ángulo amplio y su eje de rumbo nor-noreste a sur-suroeste y en cuyo sector axial está intruído el cuerpo ígneo central del Domuyo, probablemente aprovechando los sistemas de fractura presentes en la zona de la charnela del pliegue (e. g., Mariot, 2008; Galetto *et al.*, 2018). Por último, también en este sector se encuentra la “falla El Escalón” (Fig. 3.3), y corrimientos asociados, que limita al este con el anticlinal Domuyo. Se trata de una estructura de alto ángulo y rumbo meridiano, con una vergencia oriental, a la que se asocia un corrimiento menor (Mariot, 2008).

g) **Flanco oriental:** abarca el sector oeste más externo a la estructura del cerro Domuyo y corresponde a un paquete homoclinal que abarca toda la secuencia mesozoica (Fig. 3.3). En este sector tiene lugar el “corrimiento oriental” (al este de la falla El Escalón), de vergencia oeste y rumbo nor-noroeste a sur-sureste de bajo ángulo en superficie (Mariot, 2008).

h) **Contrafuerte septentrional:** se encuentra desarrollado al norte del arroyo Turbio (Fig. 3.3) y consta de marcados lineamientos que responderían a fracturas y fallas, inversas y de rumbo, que a través de pequeños rechazos acomodan la curvatura del bloque de basamento generado durante su deformación (Mariot, 2008).

i) **Flanco austral:** se encuentra en el sector sur, próximo al arroyo Covunco, y está caracterizado por un conjunto de pliegues buzantes al sur, de baja amplitud y frecuencia, limitados al este por la “falla Domuyo” y al oeste por la “falla Ventoso” (Fig. 3.3). Dichos pliegues estarían vinculadas a estructuras de segundo orden generadas por la falla Domuyo. Los ejes de estas estructuras se disponen entre sí en forma radial, con los mayores ángulos en la horizontal hacia el norte, lo que indicaría un patrón de deformación más apretado en ese sentido (Mariot, 2008).

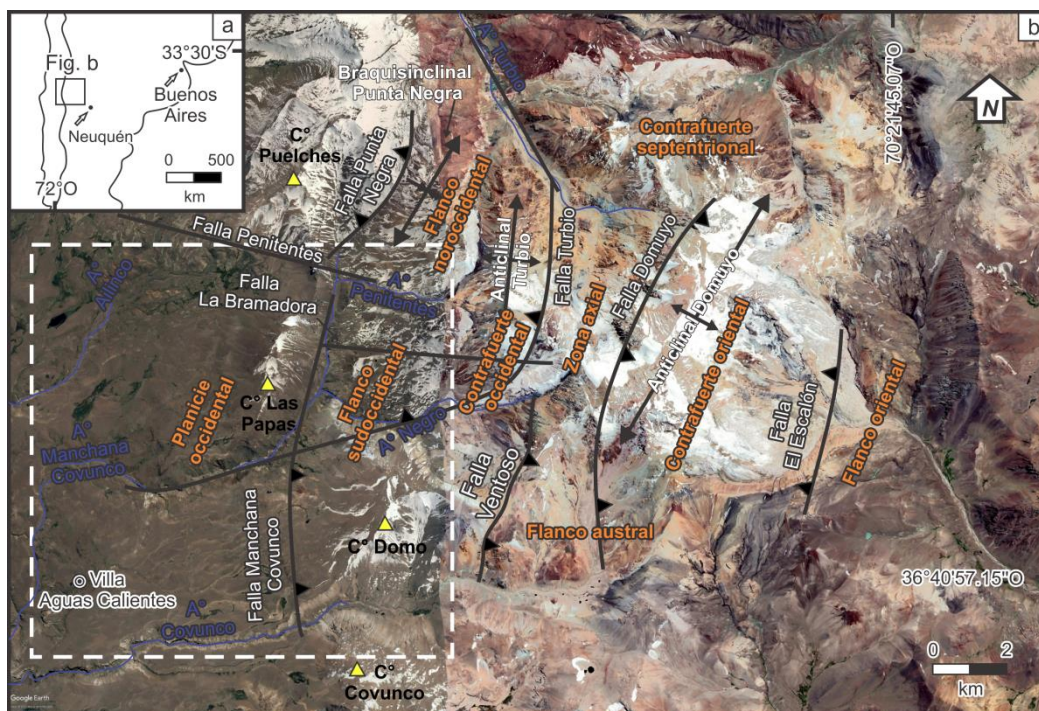


Figura 3.3. Mapa de ubicación a escala regional (a) y dominios estructurales del área de estudio (b). La línea punteada blanca de la figura (b) delimita al campo geotermal principal. C°: cerro. (Basado en Mariot, 2008).

3.4 Estratigrafía de la zona de estudio

La zona de estudio se encuentra en la región sur de la provincia geológica conocida como Cordillera Principal (Keidel, 1927; Yrigoyen, 1972). La misma se caracteriza por el desarrollo de depósitos Jurásicos y Cretácicos pertenecientes a entornos de cuencas marinas generadas por las ingresiones en territorio chileno y argentino desde el antiguo océano Pacífico (Mariot, 2008). En este apartado se presentan las unidades aflorantes en las inmediaciones del cerro Domuyo y del sector norte de la Cordillera del Viento, basado en la literatura existente (e. g., Zanettini *et al.*, 2001; Leanza, 1992; Llambías *et al.*, 1978; Caminos, 1972).

i) Metamorfitas (Paleozoico Medio)

Ectinita Guaraco Norte (Zappettini *et al.*, 1987): constituye el basamento metamórfico de bajo grado compuesto por pizarras y esquistos cuarzosos. Son de edad silúrica-devónica media y afloran en el arroyo Guaraco Norte, en la laguna Varvarco Campos y en el núcleo del anticlinal de la Cordillera del Viento (Fig. 3.4) (Zanettini *et al.*, 2001; JICA, 1983; Groeber, 1946, 1929).

ii) Grupo Choiyoi y equivalentes (Paleozoico Superior a Mesozoico Inferior)

Posteriormente a la fase orogénica San Rafael se agrupa una asociación de volcanitas (Grupo Choiyoi) y plutonitas (Grupo El Portillo), en respuesta al inicialmente denominado magmatismo Neogondwánico. Comprende al basamento cristalino del área de estudio.

Grupo Choiyoi (Caminos, 1972): corresponde a volcanitas calcoalcalinas desarrolladas principalmente en el sur del área de estudio y al norte del cerro Domuyo (Fig. 3.4). Están diferenciadas en una serie inferior y otra superior, en donde la primera de ellas es una serie mesosilícica de andesitas, pórfidos andesíticos, brechas volcánicas y tobas andesíticas de coloraciones violáceas, verde grisáceas y grises. La segunda es una serie silícica de riolitas, pórfidos riolíticos, tobas riolíticas y tobas lítico-cristalinas con coloraciones blanco rosadas, pardo rojizas y grises. Ambas secuencias se encuentran separadas por una discordancia erosiva (Rolleri y Criado Roque, 1969; Digregorio, 1972; Zanettini *et al.*, 2001; Llambías y Stipanovic, 2002).

Grupo El Portillo (Zanettini *et al.*, 2001): fue definido inicialmente como batolito El Portillo por Llambías *et al.* (1993) en su trabajo sobre el magmatismo gondwánico en Mendoza, conformado por la granodiorita Varvarco, el granito Radales y la tonalita Butalón. Luego, en el trabajo realizado por Zanettini *et al.* (2001) para la confección de la hoja geológica “Las Ovejas”, se propuso incluir al granito Varvarco Tapia y redefinir estas unidades como Grupo El Portillo. Posteriormente, Llambías *et al.* (2007) utilizaron la denominación de Complejo Volcánico – Plutónico Huigancó como equivalente. Incluyen:

- **Granito Varvarco Tapia** (Zanettini, 1987): son granitos biotíticos rosados a blancos con textura granuda media que afloran en la laguna Varvarco Campos (Fig. 3.4).
- **Granodiorita Varvarco** (Pesce, 1981): se trata de granodioritas y tonalitas blanca grisáceas a grises, de textura granosa media a gruesa con abundantes anfíboles. Afloran entre el arroyo Manchana Covunco y el valle del mismo, y en la comarca Butalón Norte (Fig. 3.4).

- **Granito Radales** (Pesce, 1981): está integrado por granitos gráficos de coloraciones blanquecinas rosadas, blanco grisáceas y gris rosadas, con textura granosa media a fina. Afloran al este de la localidad de Varvarco, entre los arroyos Chacay y Guaraco Norte (Fig. 3.4). Hacia el sureste de la localidad de Varvarco se encuentra una mina de baja producción asociada a depósito auríferos (mina Santos), la cual explota una veta polimetálica de cuarzo controlada estructuralmente por una falla de rumbo 50° que canalizó soluciones mineralizantes. En este sector se reconoce alteración hidrotermal asociadas a dicha veta, como epidotización y cloritización (Zanettini *et al.*, 2001).

- **Tonalita Butalón** (Pesce, 1981): constituida por un stock tonalítico con diques asociados de composición tonalíticos a dacíticos que afloran sobre la margen izquierda del arroyo Butalón (Fig. 3.4).

iii) Unidades vinculadas a la evolución de la cuenca Neuquina (Triásico Superior a Cretácico).

Formación Lapa (Leanza, 1992): consta de estratos de origen continental que marcan el comienzo de la sedimentación en la cuenca Neuquina, dando inicio al ciclo Precuyano, atribuido al Triásico Superior. Comprende conglomerados brechosos de color gris verdosos con clastos de riolitas en una matriz de tobas y areniscas (Muñoz y Niemeyer, 1984; Spalletti *et al.*, 1991; Leanza y Hugo, 1997). Incluyen bancos poco espesos de pelitas esquistosas y areniscas cuarzosas en forma alternante. Hacia el techo se encuentran tobas lapillíticas con estratificación, tobas arenosas y brechosas mesosilíceas y silíceas con paquetes delgados de arcas rojas intercaladas con andesitas, dacitas y basaltos. Tienen una potencia de unos 1000 metros y afloran en el sector norte y noreste de Villa Aguas Calientes, en Rincón de Las Papas y El Humazo (Fig. 3.4).

iv) Posteriormente, las unidades que se encuentran en la zona de estudio fueron depositadas luego de la discordancia generada entre los ciclos Gondwánico y Patagónico (límite Triásico - Jurásico) y comprende a las sedimentitas marinas de los Grupos Cuyo y Lotena.

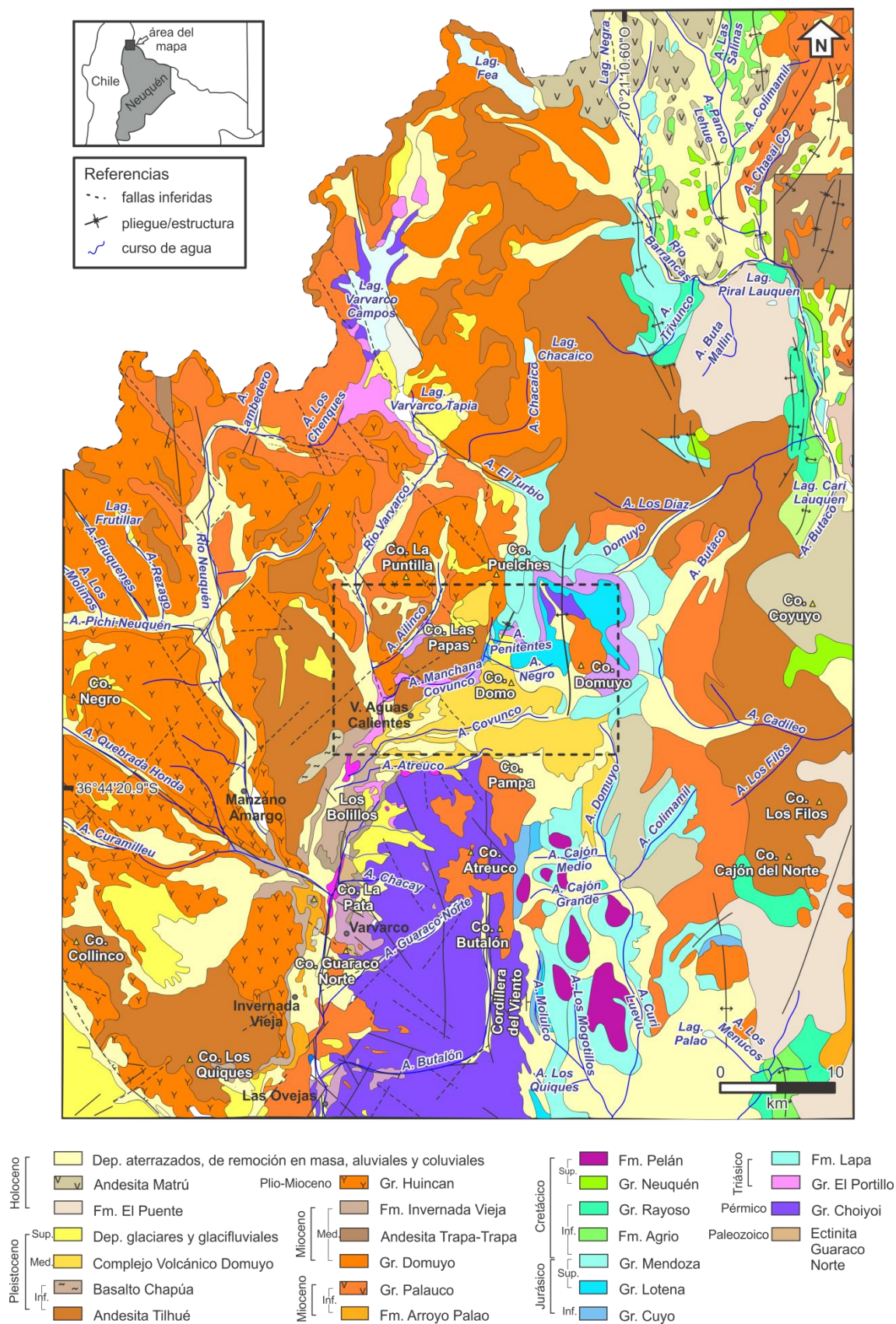


Figura 3.4. Mapa geológico con las principales unidades expuestas a nivel regional en los sectores del cerro Domuyo y alrededores. Basado en las hojas de las cartas geológicas “Las Ovejas” (3772-II) y “Barrancas” (3769-I), realizadas por [Zanettini et al. \(2001\)](#) y [Narciso et al.](#)

(2004), respectivamente. Co.: Cerro; A.: Arroyo; Lag.: Laguna; V.: Villa; Fm.: Formación; Gr.: Grupo.

Grupo Cuyo (Dellapé *et al.*, 1978): está constituido principalmente por pelitas, areniscas y evaporitas, cuyas formaciones dentro del área de estudio son:

- **Formación Los Molles** (Weaver, 1931): esta unidad se encuentra de manera periclinal con respecto al cerro Domuyo, en el tramo medio del arroyo Manchana Covunco (Fig. 3.4). Incluye pelitas calcáreas bituminosas de color gris oscuro, bien estratificadas y lajas, en ocasiones con alternancia de margas y areniscas grises de grano fino a mediano, y de forma subordinada tobas andesíticas. Las características litológicas y paleontológicas indican un ambiente de plataforma off-shore a interior de cuenca (Groeber, 1946; Uliana *et al.*, 1973; Llambías y Leanza, 2005).
- **Formación Tábanos** (Stipanovic, 1965): compuesta por yesos algo estratificados e intercalaciones de calizas, depositadas en ambiente hipersalino en centro de cuenca (Gulisano *et al.*, 1984). Aflora al sur y al este del cerro Las Papas (Fig. 3.4).

Grupo Lotena (Leanza, 1992): se ubica estratigráficamente por encima del grupo anteriormente descripto y representan un nuevo ciclo de sedimentación, que incluyen rocas pelíticas, areniscas, calizas y yesos, desarrolladas en las siguientes unidades:

- **Formación Lotena** (Weaver, 1931): corresponde a pelitas, areniscas y margas grisáceas depositadas en un ambiente marino somero (Weaver, 1931; Dellapé, 1978). Afloran en las nacientes del arroyo Manchana Covunco, próximo al cerro Las Papas (Fig. 3.4).
- **Formación La Manga** (Stipanovic y Mingramm, 1953): está constituida por calizas micríticas grisáceas depositadas en un ambiente de rampa carbonática marina (Stipanovic y Mingramm, 1953; Groeber, 1929). Se encuentran rocas aflorantes al este y sur del cerro Las Papas (Fig. 3.4).
- **Formación Auquilco** (Weaver, 1931): compuesta por yesos gris claro a blancos bandeados, y en menor proporción areniscas, calizas algales y escasas arcillitas (Groeber, 1946; Uliana *et al.*, 1973). Se halla expuesta en el sector occidental de la zona de estudio, principalmente en el cerro Domuyo (Fig. 3.4), tectonizados y/o

metamorfizados por intrusivos relacionados a unidades volcánicas terciarias (Mariot, 2008). Son de ambiente marino hipersalino en centro de cuenca (Gulisano *et al.*, 1984).

v) Durante el Jurásico superior a Cretácico, tuvo lugar el ciclo Ándico durante el cual se depositó en el área de estudio el Grupo Mendoza (Groeber, 1946; Weaver, 1931).

Grupo Mendoza (Stipanovic *et al.*, 1968): incluye a las formaciones Tordillo, Vaca Muerta, Quintuco, Mulichinco y Agrio (Legarreta y Gulisano, 1989). Estratigráficamente, se localiza por encima del Grupo Lotena y representa un nuevo ciclo de sedimentación compuesto por rocas pelíticas, calcáreas y evaporíticas. En el área de estudio se encuentran las siguientes formaciones:

- **Formación Tordillo** (Stipanovic, 1965): constituida por sedimentitas continentales psamo-pelíticas con coloraciones rojizas e intercalaciones de pelitas verdes desarrolladas en ambientes lacustres efímeros y fluviales. Aflora en el flanco sur del cerro Domuyo, en las nacientes del arroyo Covunco y en el norte del arroyo Penitentes (Fig. 3.4). La unidad presenta rumbos este a norte y buzamientos entre 30° y 35°, lo que constituye el cierre de un sinclinal (Burckhardt, 1900; Gerth, 1928; Stipanovic, 1965; Gulisano, 1988).

- **Formación Vaca Muerta** (Weaver, 1931): es una de las unidades litoestratigráficas con mayor extensión de la Cuenca Neuquina (desde el sur de la provincia de Neuquén hasta el norte de la provincia de Mendoza), y presenta gran importancia hidrocarburífera, ya que sería la principal roca madre de la Argentina (Leanza, 1972). Se compone de una monótona sucesión de unos 500 metros de potencia de pelitas negras laminadas, pelitas calcáreas y calizas micríticas con abundante contenido de materia orgánica bituminosa, de ambiente marino off-shore anaeróbico (Kietzmann y Vennari, 2013). Para la zona de estudio se registran afloramientos en el sector oriental del cerro Domuyo, desde el arroyo Turbio hasta las nacientes del arroyo Covunco, y también en la mitad occidental del cerro, donde solo queda un remanente de esta unidad al norte del arroyo Penitentes (Fig. 3.4).

vi) Le continúa el magmatismo Terciario y la sedimentación sin-orogénica del Paleógeno, caracterizado por sucesiones volcánicas que conforman gran parte del paisaje del área de estudio. Está representado por:

Grupo Molle (Yrigoyen, 1972): comprende secuencias volcánicas designadas como Serie Andesítica (Groeber, 1929), y actualmente está vinculado a unidades efusivas y subvolcánicas como las andesitas Collipilli y Cayanta, respectivamente (Rapela y Llambías, 1985; Llambías y Rapela, 1989). Está compuesto por:

- **Formación Colipilli** (Llambías y Rapela, 1989): constituye el cuerpo principal del cerro Guaraco Norte, al sur de la localidad de Varvarco (Fig. 3.4). Es un pórfido gris oscuro a negro, de composición andesítica y textura porfírica, caracterizado por una pasta afanítica, fenocristales de plagioclasa y escasamente anfíbol y cuarzo. Muchos fenocristales se hallan argilizados y sericitizados (Llambías y Rapela, 1989). La roca presenta alteración hidrotermal silícea, biotítica y propilítica incipiente, probablemente durante su intrusión en el basamento (Grupo Choiyoi), próximo a la margen izquierda del arroyo Guaraco Norte. Se ha descrito como probable alteración a una brecha de falla que aloja una veta de cuarzo y sericita de 15-20 cm cubierta por una pátina limonítica, que sobre sus laterales se halla alteración potásica, silícea y arcillosa en la roca de caja (Zanettini *et al.*, 2001).

- **Formación Cayanta** (Rapela y Llambías, 1985): presenta dos secciones que afloran en el arroyo Atreuco y el cerro Butalón, una inferior de coloraciones gris oscuras, y una superior de tonalidades claras (Fig. 3.4). La sección inferior está constituida por coladas, tobas líticas y aglomerados volcánicos, y la sección superior por andesitas porfíricas y tobas andesíticas a dacíticas subordinadas (Rapela y Llambías, 1985). En líneas generales, se caracterizan en microscopio por una textura porfírica y glomeroporfírica, con pasta pilotáxica gruesa a fina, y en menor medida, microcristalina cuarzo-feldespática a microlítica feldespática. También presentan fenocristales de andesina y labradorita, con zonación y bordes recrystalizados, biotita, escasos cristales de olivina, piroxeno y augita, y megacristales de hornblenda (Zanettini *et al.*, 2001).

vii) Como ya fue abordado con anterioridad, el Neógeno registra una compleja historia geológica con la apertura de cuencas de intrarco y retroarco, producto de procesos extensionales, la posterior migración del arco hacia el antepaís, debido a pulsos compresivos, y el colapso de bloques fallados asociados a regímenes extensionales post-deformacionales (Ramos y Folguera, 2005a).

Formación Arroyo Palao (Zanettini *et al.*, 1987): está compuesta por arcillitas, arcillitas calcáreas y areniscas que afloran al oeste de la localidad de Varvarco y al norte y noreste de Las Ovejas (Fig. 3.4). Las arcillitas del inicio de la sucesión están parcialmente cloritizadas y presentan litoclastos de cuarzo, sobre las que continúan arcillitas con material ferruginoso. Además, en algunas secuencias superiores, estas arcillitas presentan también una alteración sericitica parcial (Zanettini *et al.*, 2001). Esta unidad se asocia a un ambiente lacustre a fluvial en una cuenca de retroarco, de edad miocena inferior a oligocena superior de acuerdo a relaciones estratigráficas y contenido fosilífero (Spalletti, 1983).

Grupo Domuyo (Yrigoyen, 1972): incluye plutonitas y volcanitas del Mioceno Medio a Superior, según edades K/Ar entre 15 ± 2 y $7,79 \pm 2,19$ Ma (Méndez *et al.*, 1995). Se encuentra integrado por el Granito Las Lagunas, la Monzodiorita Lambedero y la Dacita Turbio:

- **Granito Las Lagunas** (Zanettini *et al.*, 2001): comprende granodioritas y tonalitas de textura granosa mediana de coloración blanco grisáceo, compuestas principalmente por cuarzo y feldespato potásico con alteración hidrotermal de tipo argílica, y en menor proporción, por oligoclasa algo sericitizada, biotita cloritizada y escasos opacos. En los sectores con alteración hidrotermal la roca es blanquecina y presenta venillas de pirita, epidoto, clorita y opacos, donde los máficos son reemplazados por clorita y el feldespato potásico es poiquilítico. Registra alteración de tipo propilítica y, en menor medida, potásica y silícea en venillas. Las alteraciones afectan además a las volcanitas de caja (Pesce, 1981; Deza, 1988; Zanettini *et al.*, 2001). Afloran entre las Lagunas Varvarco Campos y Varvarco Tapia (Fig. 3.4).

- **Monzodiorita Lambedero** (Zanettini *et al.*, 1987): está representada por una monzodiorita augítica grisácea, de estructura granosa fina formada por plagioclasa zonal, ortosa subordinada, augita, y escasos cristales de biotita y cuarzo. También se reconocen stocks dioríticos y diques de granodiorita biotítica – hornblendífera, que intruyen a la Granodiorita Varvarco Tapia y a la Andesita Cayanta (Zanettini *et al.*, 2001), que afloran al oeste del arroyo Lambedero, al sur de la laguna Varvarco Tapia (Fig. 3.4). Esta unidad representa un área de alteración hidrotermal y mineralización por sulfuros (Zanettini *et al.*, 2001).

- **Dacita Turbio** (Groeber, 1947): conforma un stock dacítico que se manifiesta al sur del arroyo Turbio (Fig. 3.4), e intruye a la Formación Vaca Muerta y a la Andesita Cayanta (Groeber, 1947).

Andesita Trapa-Trapa (Niemeyer y Muñoz, 1983): corresponde a coladas y aglomerados volcánicos andesíticos, con tobas y lavas basandesíticas y dacíticas (Muñoz y Niemeyer, 1984). Se encuentran afloramientos al oeste del arroyo Lambedero (Fig. 3.4).

Formación Invernada Vieja (Zanettini *et al.*, 2001): conforma un extenso depósito de piroclastitas poco compactas y aglomerados volcánicos aflorantes cerca del paraje Ailenco y la localidad de Las Ovejas (Fig. 3.4). Son tobas vitro- y litocristalinas, dacíticas a andesíticas con lentes de tobas retrabajadas, de edad miocena media alta a superior baja según estudios estratigráficos y de correlación (Llambías *et al.*, 1978a; Pesce, 1981).

Grupo Huincan (Yrigoyen, 1972): se relaciona principalmente a volcanitas y presentan una gran extensión sobre todo hacia el oeste y noroeste del cerro Domuyo, conformado por:

- **Formación Campanario** (Drake, 1976): está compuesta por tobas líticas y cristalinas, aglomerados volcánicos y coladas lávicas de composición dacítica y andesítica de color amarillo claro a gris (Muñoz y Niemeyer, 1984). Afloran al norte de la laguna Varvarco Campos (Fig. 3.4).

- **Formación Cajón Negro** (Pesce, 1981): consta de aglomerados volcánicos andesíticos de coloraciones oscuras, que incluyen bloques de andesitas porfíricas rodeados por una matriz cinerítica. En algunos sectores se han descripto también ignimbritas dada la presencia de cantidad variable de pómez (Zanettini *et al.*, 2001). Los bloques de andesita son centimétricos a métricos, de textura vesicular y con fenocristales de andesina y anfíboles, con pastas hialopilitica o pilotáxica (Brouse y Pesce, 1982). Estas rocas afloran entre la laguna Varvarco Tapia y la localidad de Las Ovejas (Fig. 3.4).

- **Formación Quebrada Honda** (Pesce, 1981): está representada por andesitas olivínicas (basandesita) y augíticas de color negro grisáceo a verdoso y textura

parcialmente porfírica, con escasos fenocristales de plagioclasa y máficos en una pasta afanítica. Las coladas inferiores son de basandesitas microporfíricas, con fenocristales de labradorita zonal, augita y escasa olivina en pasta intergranular a pilotáxica, mientras que las coladas superiores presentan vesículas y texturas más porfírica con fenocristales de andesina zonal, augita y anfíboles en pasta pilotáxica (Pesce, 1981). Serían parte del mismo volcanismo asociado a la Formación Cajón Negro y afloran en los alrededores del arroyo Quebrada Honda y en las cercanías de Invernada Vieja (Fig. 3.4).

- **Basalto Coyocho (Yrigoyen, 1972):** está conformado por coladas basálticas y tobas dacíticas y basálticas. Las coladas basálticas son porfíricas y presentan fenocristales de labradorita, hipersteno, biotita y hornblenda, en pasta de tipo hialoofítica y material vítreo argilizado. Las tobas dacíticas son vitrocrystalinas, también con vidrio con evidencias de argilización, cristaloclastos de cuarzo, oligoclasa, hornblenda y apatita. Por su parte, las tobas basálticas son lito- y vitrocrystalinas porfiroclásticas con fenocristales de labradorita, hipersteno y olivina serpentinizada y litoclastos de volcanitas, inmersos en pasta vítrea fluidal (Yrigoyen, 1972). Acompañan además, aglomerados volcánicos basálticos, eyectos subredondeados a angulosos de 50 a 60 cm de diámetro, y en algunos sectores, estructuras de disyunción columnar (Zanettini *et al.*, 2001). Afloran principalmente al noreste y este del lago Varvarco Campos y entre el arroyo Atreuco y la localidad de Varvarco (Fig. 3.4).

viii) Durante el período Plioceno-Pleistoceno tuvo lugar un profuso volcanismo cuyas rocas y estructuras constituyen importantes cerros que modelan la topografía del área de estudio. Dicho volcanismo está representado por los Ciclos Volcánicos Inferior y Superior (Brousse y Pesca, 1982; JICA, 1983), cuya división se realizó según aspectos composicionales y temporales. El Ciclo Volcánico Inferior (Plioceno Superior a Pleistoceno Inferior), corresponde a volcanitas básicas calcoalcalinas, atribuidas a la Andesita Tilhué y Basalto Chapúa, mientras que el Ciclo Volcánico Superior (Pleistoceno Medio a Superior), a volcanitas ácidas calcoalcalinas de alto potasio, representadas por el Complejo Volcánico Domuyo (e. g., Brousse y Pesca, 1982). Entre ambos ciclos se observa un hiato que corresponde al desarrollo de un nivel de aterramiento acompañado por cambios en el nivel de base, que definen una superficie de discontinuidad estratigráfica entre los dos ciclos (Páez *et al.*, 2014).

a) Ciclo Volcánico Inferior:

Andesita Tilhué (Stipanovic, 1965; Yrigoyen, 1972): está representada principalmente por centros efusivos como conos, conductos (*necks*) y sus coladas, compuestos de andesitas a basandesitas junto con piroclastitas, de coloraciones gris a rojizo. Las texturas reconocidas son de tipo vitro-porfíricas, porfíricas y en ocasiones vesiculares. Los fenocristales presentes son de plagioclasa subhedral también se da la ocurrencia de escasos mafitos de anfíboles y piroxenos. Las pastas son afaníticas, microfelsíticas, pilotácicas, hipocristalinas y microporfíricas (Brousse y Pesce, 1982; Llambías *et al.*, 1978; Zanettini *et al.*, 2001). Están presentes desde la Laguna Fea hasta Las Ovejas (Fig. 3.4).

Basalto Chapúa (Stipanovic, 1965; Yrigoyen, 1972): conforma un cono volcánico que constituye el cerro Colorado (Fig. 3.4). Involucra emisiones lávicas, mayormente de basaltos vesiculares microporfíricos con fenocristales de olivina y pasta intergranular constituida por labradorita, piroxenos y olivinas, que hacia la parte superior se torna escoriácea dado por el aumento de vesículas (Zanettini *et al.*, 2001). Presenta superficies irregulares y ásperas con líneas de flujo, grietas y lóbulos frontales en el lateral sudeste (Pesce, 1981). Estas unidades son de edad pleistocena inferior (Brousse y Pesce, 1982).

b) Ciclo Volcánico Superior:

Complejo Volcánico Domuyo (Llambías *et al.*, 1978): este conjunto de unidades han sido consideradas como impulsoras del sistema geotermal, debido a que constituye el foco ígneo más relevante a nivel regional. Este complejo conforma el cerro Domuyo, depósitos y aparatos volcánicos, los cuales incluyen riolitas/granitos, depósitos freatomagmáticos de composición riolítica bimodal y edificios dómicos en el flanco oeste del cerro Domuyo, respectivamente (e. g., Brousse y Pesce, 1982; Fragoso *et al.*, 2017) (Fig. 3.4). Se han definido dos ciclos eruptivos, en función de los depósitos que generaron el complejo volcanoclástico:

- **Facies intrusiva** (Llambías *et al.*, 1978): conforma el mismo cerro Domuyo (Fig. 3.4), es de coloración gris con tonalidades amarillentas y constituido por un pórfiro de composición riolítica a granítica con presencia de miarolas. Presenta textura porfírica, con fenocristales de plagioclasa y pasta micrográfica en mismas

proporciones. Los fenocristales son de tamaño grueso (>5 mm), y de cristalinidad euhedral a subhedral, con reemplazos a textura gráfica, la cual permite identificar cuarzo y feldespatos potásicos. Presenta bajas proporciones ($<5\%$) de biotita y clorita pseudomorfa según anfíbol y opacos (Llambías *et al.*, 1978).

- **Facies extrusiva** (Llambías *et al.*, 1978): dentro de esta facies se encuentran brechas y lavas. Llambías *et al.* (1978) las describen como brechas de tonalidades claras y matices amarillos de mala selección, con clastos de variado tamaño compuestos mayormente por riolitas lávicas, pómez y matriz arenosa tobácea. No obstante, estudios estratigráficos de mayor detalle (e. g., Páez *et al.*, 2014; Marin Ratto *et al.*, 2017), subdividen esta facies extrusiva de brechas en otras tres. El trabajo de Páez *et al.* (2014) referencia como facies (1) a “tobas lapillíticas masivas o con estratificación difusa”, con pómez de grandes dimensiones y morfología irregular, y fragmentos líticos variados matriz sostén. Posteriormente, dicho trabajo menciona la facies (2) como “tobas lapillíticas finas con estratificación horizontal y estratificación entrecruzada”, compuestas de fragmentos líticos, pómez de menores tamaños y estructura clasto-sostén de selección moderada. Luego, se habría generado la facies (3) de “brechas monolitológicas masivas”, de mala selección y clasto-sostén, compuestas fundamentalmente por clastos de riolitas y escasa matriz de tamaño arena gruesa a sábulo, en donde las texturas de elevada temperatura presentes fueron interpretadas como una génesis por flujos de bloques y cenizas derivado del colapso de domos en formación (Páez *et al.*, 2014). Estas unidades afloran principalmente en el arroyo Covunco (Fig. 3.4). Finalmente, las lavas descritas por Llambías *et al.* (1978), son de color gris a blanco-rosado, presentan textura porfírica y pasta afanítica, y vesículas en microscopio. Los fenocristales están inmersos en una pasta felsítica y son de anortoclasa en las riolitas y de plagioclasa en dacitas, y de manera escasa ($<5\%$) se presenta también cuarzo, ortopiroxeno y raramente biotita. Estas lavas comprenden la facies (4) de “domos y coladas dómicas” según Páez *et al.* (2014), las cuales tratan de riolitas y dacitas félsicas de textura bandeada vitrofírica (Fig. 3.4).

ix) Ya pasando al Cuaternario, las unidades para del Pleistoceno Superior están sumamente relacionadas a depósitos morénicos, glacifluviales y aterrazados, y a procesos de remoción en masa, aluvios, coluvios y depósitos pedemontanos. Su ubicación ha sido restringida principalmente a los valles fluviales y a superficies de menor topografía que acompañan algunos flancos de estructuras de primer orden como

domos y cerros. Litológicamente, están compuestas mayormente por conglomerados, gravas, arenas y escaso limo, y por material volcánico re TRABAJADO (Mariot, 2008; Zanettini *et al.*, 2001). Las unidades del Holoceno corresponden a volcanitas y se encuentran sólo en el sudeste y norte del área de estudio (Fig. 3.4). Comprenden a:

Formación El Puente (González Díaz, 1979): son coladas de basaltos piroxénico a olivínicos, de pasta afanítica y fenocristales de plagioclasa en cantidad variable. Esta formación responde a los primeros productos volcánicos posteriores al colapso de la caldera del Payún Matrú (sudeste de la provincia de Mendoza), y que conforman grandes campos basálticos en la provincia de Neuquén, más precisamente en el sector sudeste distal del área de estudio (Narciso *et al.*, 2004) (Fig. 3.4).

Andesita Matrú (Yrigoyen 1972): comprende traquitas, andesitas y traquiandesitas (Narciso *et al.*, 2004), que se ubican en el extremo norte del área de estudio, también de forma distal como la anterior unidad (Fig. 3.4).

Finalmente, a modo de síntesis se presenta el siguiente esquema estratigráfico realizado en base a recopilación bibliográfica previamente desarrollada en donde se agrupan las principales unidades del área de estudio (Fig. 3.5).

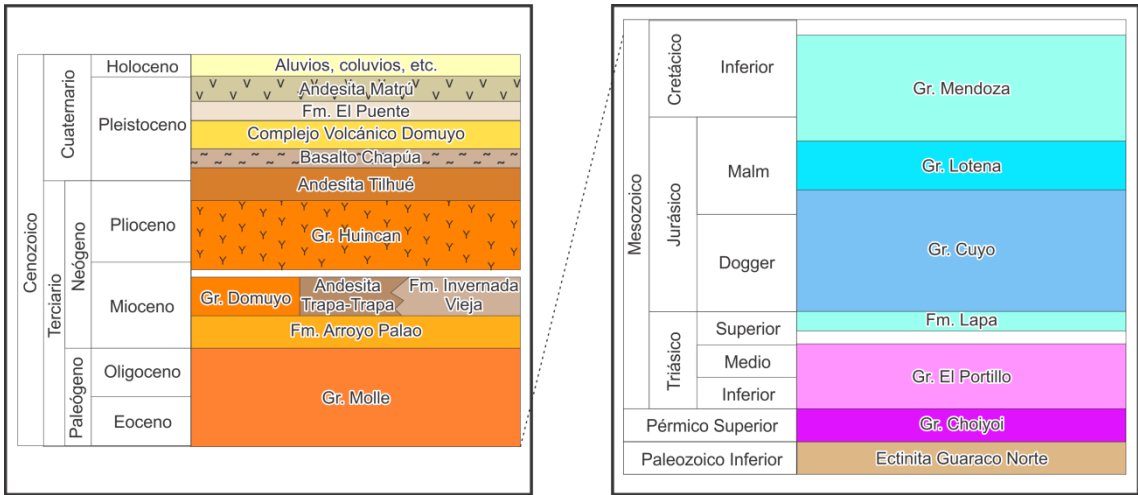
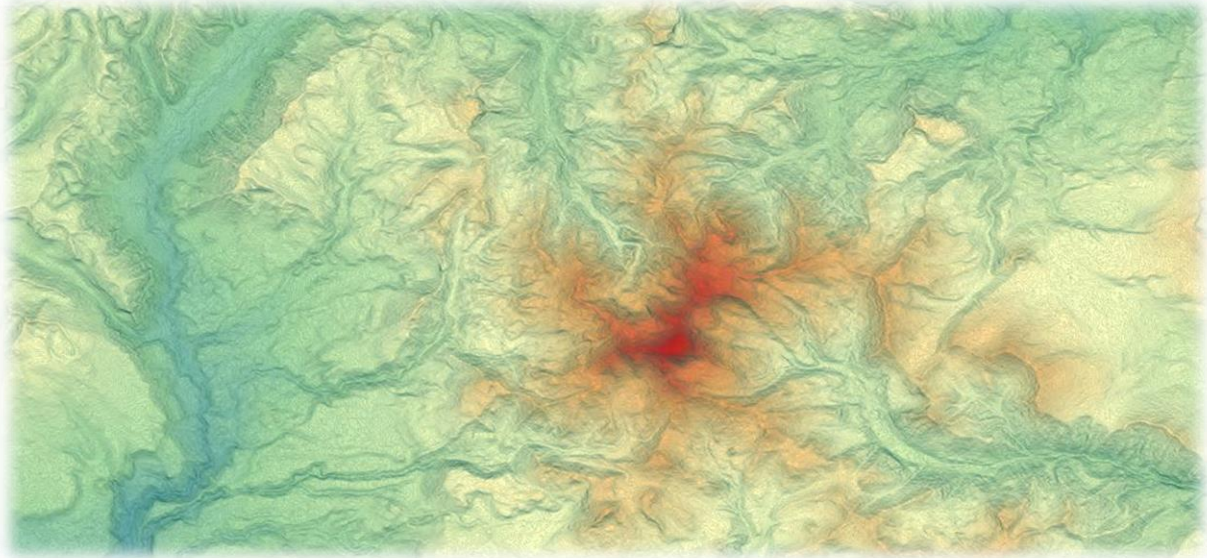


Figura 3.5. Esquema estratigráfico en donde se representan las principales unidades del área de estudio. Basado en las cartas geológicas “Las Ovejas” (3772-II) y “Barrancas” (3769-I), realizadas por Zanettini *et al.* (2001) y Narciso *et al.* (2004), respectivamente. Gr.: Grupo; Fm.: Formación.

Capítulo 4

Caracterización geomorfológica



Modelo de elevación digital Landsat y superposición de curvas de nivel, generadas mediante el procesamiento a través de un sistema de información geográfica (QGis) a escala regional, que incluye al área de estudio.

Este capítulo tiene como finalidad describir, caracterizar y analizar los rasgos y procesos geomorfológicos generales identificados en el Campo Geotermal Domuyo. En una primera instancia se tratará la configuración más sobresaliente de los sectores norte y este del área de estudio, y posteriormente se abordarán los sitios que incluyen las zonas de descarga geotermal del campo geotermal propiamente dicho. De esta manera, se tratarán los principales atributos relacionados a las geoformas con el fin de establecer las relaciones hidrológicas, geomorfológicas y litológicas, y su vinculación con la interacción agua – roca.

4.1 Rasgos geomorfológicos regionales

Durante gran parte del Holoceno, una vasta región del norte neuquino, así como la zona aledaña al cerro Domuyo, ha tenido como protagonistas del modelado del paisaje a variados agentes de acción (González Díaz, 1998; 2001; González Díaz *et al.*, 2003). En este contexto, las unidades geomorfológicas más representativas que modelan el paisaje del Campo Geotermal Domuyo (CGD), están fuertemente vinculadas a: i) los procesos de remoción en masa, sobre todo en los faldeos de las principales serranías y cerros, ii) al volcanismo cenozoico en la franja oeste del cerro Domuyo y iii) a los procesos fluviales que tienen lugar en las proximidades a los cursos de agua superficial. Todos estos agentes han generado en su conjunto una topografía abrupta, caracterizada por un relieve escarpado con alturas que oscilan entre los 4.700 m s.n.m. (sobre el nivel del mar) representado por el cerro Domuyo y los 1100 m s.n.m. para el nivel del río Varvarco en su tramo medio (Fig. 4.1.1).

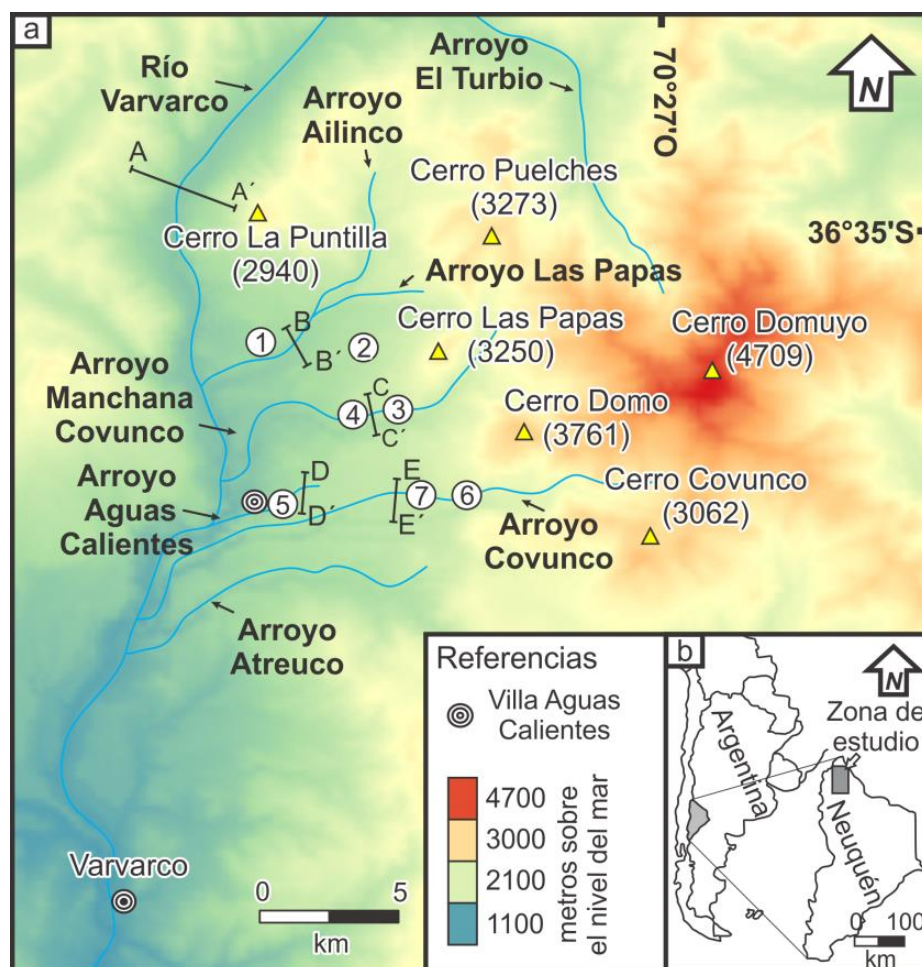


Figura 4.1.1. Modelo digital de elevación obtenido a través del procesamiento de la imagen satelital ASTER con el software QGis 3.10 (a) y ubicación regional del área de estudio (b). Los números dentro de círculos indican las zonas de descarga geotermal. 1: Rincón de Las Papas; 2: Ailenco; 3: El Humazo;

4: Las Olletas; 5: Aguas Calientes; 6: Los Géiseres y, 7: Los Tachos. Entre paréntesis se indica la altura cumbre de cada cerro en metros s. n. m. Las letras indican transectas de perfiles topográficos.

El sector noreste del campo geotermal conforma un dominio geomorfológico mayormente constituido por edificaciones de origen volcánico, de mayores alturas que el campo geotermal *sensu stricto* (a partir de 2.200 m s.n.m.). Estas edificaciones están representadas por los cerros La Puntilla, Puelches, Las Papas, Domo, Covunco y Domuyo (Fig. 4.1.1), los cuales presentan cierto grado de cobertura por materiales de ladera que conforman el piedemonte. Además, se han distinguido geoformas en donde prevalece la actividad glacial cuaternaria, principalmente en la zona cuspidal del cerro La Puntilla. Sobre las caras este y sur de dicha serranía, pueden observarse circos glaciarios de forma semicircular en planta, con aristas de dimensiones que varían entre 520 y 1.500 m de longitud. Próximos a ellos, y en ocasiones en forma contigua, se hallan valles glaciarios de morfología elongada en sentido sur y suroeste, que pueden alcanzar los 1,5 km², junto con posibles neveros y glaciares de hielo (e. g., [Zalazar et al., 2017](#)) (Fig. 4.1.2a). En forma aislada se dispone un notorio glaciar de roca de morfología semicircular, en el sector superior, y alargada hacia el pie que ocupa unos 0,38 km² de superficie sobre la cara sur del cerro La Puntilla (Fig. 4.1.2a). Éste presenta un desarrollo levemente asimétrico en su perfil este-oeste (transversal al valle), generado por regímenes erosivos dispares durante los movimientos glaciares, registrados a través de laderas facetadas en el faldeo oeste y con menor elevación que el faldeo este (2.900 vs. 2.000 m s.n.m.) ([González Díaz et al., 2003](#)). Con respecto al valle fluvial del río Varvarco ubicado al oeste del cerro La Puntilla, el mismo presenta anchos que varían entre unos 49 m en el sector sur, labrados sobre sustrato rocoso (Andesita Cayanta), y 256 m en el norte, incididos sobre abanicos aluviales (Fig. 4.1.2a). En algunas zonas de mayor envergadura del cauce se identifican planicies de inundación con desarrollo de barras centrales y marginales, y aunque escasas, también se hallan barras diagonales compuestas de material clástico de tamaño psefítico y subordinadamente psamítico de muy mala selección. El curso en este sector presenta un arreglo *braided* (sinuosidad < 1), de elevada relación ancho/profundidad (>40), y pueden dar cuenta de canales abortados con superposición de barras, debido a la migración lateral de los canales (Fig. 4.1.2b, c). En los sectores de menor amplitud del cauce, las barras resultan menos notorias y pasan a ser un único canal rectilíneo, en donde pueden aparecer ocasionalmente barras marginales.

En cuanto a las unidades litológicas, el sector basal del cerro La Puntilla y el lado oeste del río Varvarco están compuestos por las andesitas de la Formación Cayanta, mientras que el

sector superior del mismo cerro está constituido por aglomerados volcánicos andesíticos de la Formación Cajón Negro.

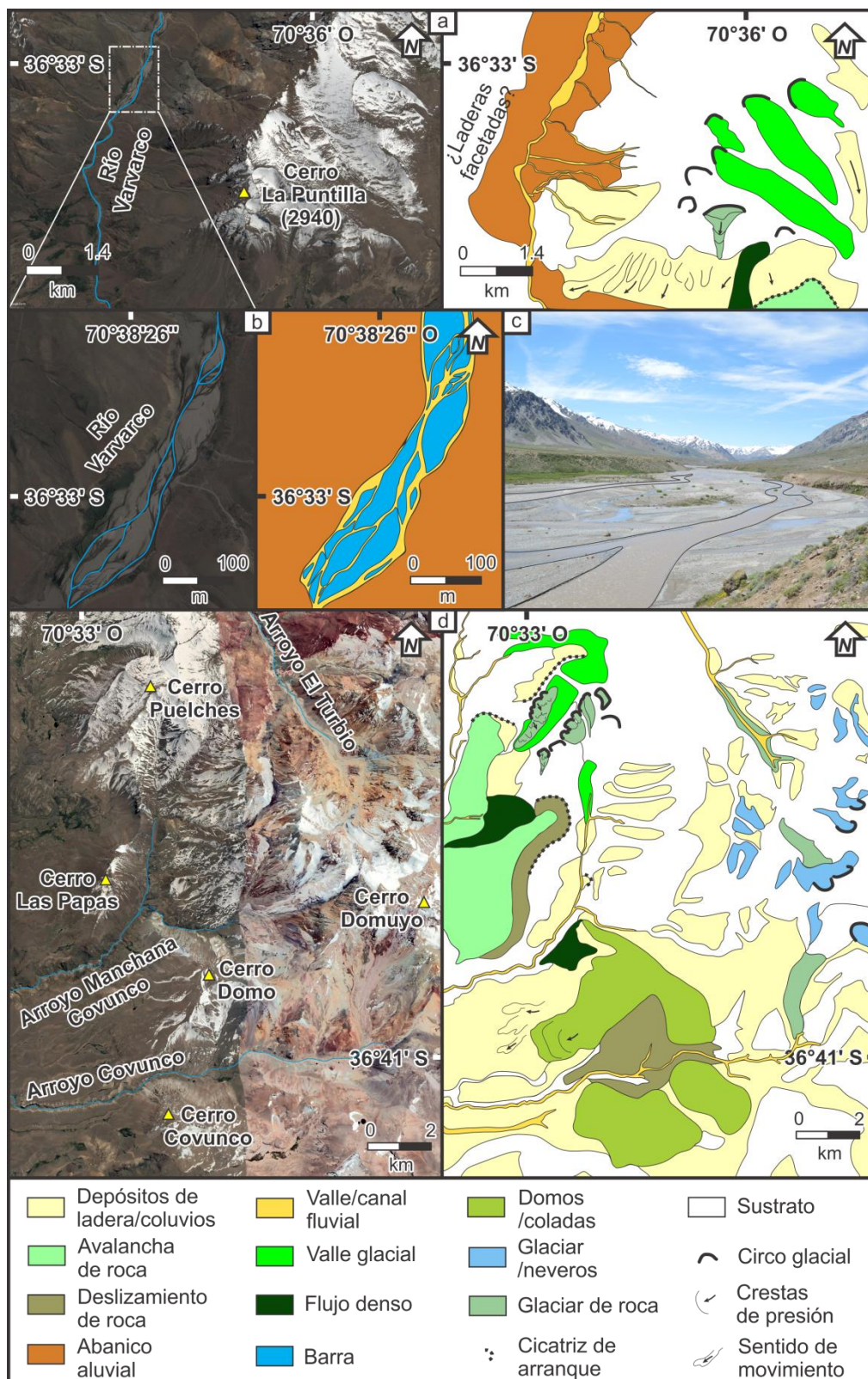


Figura 4.1.2. Imagen satelital, mapeo geomorfológico y fotografía de campo de la zona próxima al cerro La Puntilla (a, b y c), así como también del sector lindante al noreste del campo geotermal (d).

El valle del Río Varvarco al oeste del cerro La Puntilla, presenta un perfil transversal levemente asimétrico (A-A'; Fig. 4.1.2d), dado que el faldeo oriental posee una pendiente más tendida que el occidental y en donde sus elevaciones también se ven diferenciadas en altura (2.500 vs. 2.940 m s.n.m., respectivamente). La base de ambas laderas, a los lados del río, está conformada por abanicos aterrazados antiguos (González Díaz *et al.*, 2003) de gran extensión a lo largo del curso. Estas unidades geomorfológicas están disectadas transversalmente por el río y a su vez, los abanicos que se hallan al este también están calados por la acción fluvial de pequeños cursos laterales ortogonales. Lo anterior, se evidencia por los valles fluviales longitudinales de sentido sureste-noroeste que descienden hacia el río (Fig. 4.1.2b). En parte de este sector del río, el valle fluvial presenta grandes explanadas con desarrollo *braided*, donde pueden observarse canales abortados con barras superpuestas, debido a la migración de su curso en la planicie de inundación como se describió precedentemente (Fig. 4.1.2b). En sección transversal, en la parte media a superior del faldeo oeste se podrían notar laderas facetadas (González Díaz *et al.*, 2003) con pendientes de 30 a 50%. En tanto que en el faldeo este predomina un sustrato derivado de procesos de remoción en masa con pendientes cercanas al 20%, y afloramientos rocosos de la Formación Cajón Negro, a partir de los cuales la pendiente se incrementa aproximadamente un 50% con respecto a la horizontal (Fig. 4.1.2d).

Por otra parte, hacia el centro-este del campo geotermal, el paisaje está conformado por edificaciones volcánicas asociadas a la actividad efusiva plio-pleistocena del Complejo Volcánico Domuyo. Los cerros Domo y Covunco corresponden a cúmulo-domos con paredes escarpadas, de composiciones bimodales (e. g., Páez *et al.*, 2014; Gallina, 2019) y elevada viscosidad. Sobre el flanco oeste del cerro Domo se extienden derrames lávicos o *coulées*, con dirección de flujo bien marcado que incluyen crestas de presión, lo que indicaría una forma compuesta (Mariot, 2008; D'Elia *et al.*, 2020; Fig. 4.1.2d). En tanto, el cerro Covunco es mesetiforme y presenta espigas afiladas hacia el tope. Más hacia el este, y en la zona del cerro Domuyo, afloran rocas de basamento (Grupo Choiyoi), algunas unidades sedimentarias mesozoicas de la Cuenca Neuquina (Grupos Cuyo, Lotena y Mendoza), y las plutonitas del cerro Domuyo (Grupo Domuyo). Sobre las laderas tienen lugar abundantes depósitos coluviales, promovidos por el irregular y pronunciado relieve. Por otra parte, esta zona aloja la mayor cantidad de geoformas glaciares entre las que se destacan glaciares de hielo y de roca, neveros y manchones de nieve, valles y circos glaciarios (Falaschi *et al.*, 2016; *Inventario Nacional de Glaciares*, 2018).

El campo geotermal propiamente dicho, está atravesado, de norte a sur, por los arroyos Ailincó, Las Papas, Manchana Covunco, Aguas Calientes y Covunco (Fig. 4.1.1). Estos cursos

superficiales ocupan valles fluviales cuya base, en gran medida, está constituida por un lecho rocoso, si bien parte de sus laderas conforman unidades geomorfológicas producto de procesos de remoción en masa. Las morfologías observadas en estos arroyos son similares entre sí, y se caracterizan por tener sus nacientes próximas a las cumbres de las edificaciones volcánicas (anteriormente descriptas) ubicadas al este del CGD (cerros La Puntilla, Las Papas, Domo, Covunco y Domuyo). En líneas generales y a la escala de observación empleada (1:50), la red de drenaje presenta una baja relación de bifurcación (entre 4 y 4,25) e incluye segmentos de primer a tercer orden ([Strahler, 1957](#)). En todo el trayecto de estos cursos, excepto en escasos tramos de algunos de ellos, se observa un único canal y leve sinuosidad (entre 1,09 y 1,12), que le confieren una disposición recta acompañando en paralelo al valle que los contiene, acorde a lo establecido por [Summerfield \(2014\)](#). Con respecto a las trazas tomadas para la determinación de pendientes en sección transversal (indicadas en Fig. 4.1.1), se observaron pendientes bajas para el caso del valle del arroyo Ailincó (entre ~5% en faldeo norte y ~24% en el sur), moderadas para el valle del arroyo Aguas Calientes (entre ~20% en faldeo norte y ~41% en el sur) y notoriamente más elevadas en los valles de los arroyos Manchana Covunco y Covunco (incluso mayores a 60%).

4.2 Zona Rincón de Las Papas

Se desarrolla sobre el faldeo este del Puelches y el oeste del cerro Las Papas, los cuales tienen alturas que rondan los 3.200 y 3.000 m s.n.m., respectivamente (Fig. 4.2a). El primero de ellos responde a una morfología cómica de composición riolítica, mientras que el segundo conformaría un *neck* andesítico ([Zanettini et al., 2001](#)). Hacia las cotas más elevadas de ambos, se destaca la predominancia de morfologías originadas por los propios cuerpos volcánicos dado que se encuentran expuestos. Están constituidos por estructuras de morfología puntiaguda, posición horizontal y rumbos variables (Fig. 4.2a), cuya localización ocurre mayormente en la sección superior de las cicatrices de arranque, a partir de las cuales tienen lugar movimientos gravitacionales ([González Díaz et al., 2003](#)). Ambos cerros, en sus mayores elevaciones, alojan geoformas de origen glaciar, mientras que a menores altitudes predominan los procesos de remoción en masa. Entre las primeras se hallan fundamentalmente neveros, probables nichos de nivación, circos glaciares, depósitos morénicos y un pequeño glaciar de roca (e. g., [Lisjak, 2007](#)) (Fig. 4.2b). El relieve irregular del sector cuspidal de estas serranías favorece la acumulación de las precipitaciones níveas, las cuales, a su vez, se expanden de manera oval a elongada en favor de la pendiente. Las acumulaciones de nieve que no sufren fusión en periodo

estival conforman pequeños neveros (Fig. 4.2c), cuya acción erosiva sucesiva habría generado pequeños nichos de nivación sobre el sustrato rocoso. En las zonas de altitud media a alta de las laderas, se encuentran escarpas de arranque delimitadas por afloramientos rocosos constituidos por la Andesita Tilhué, a partir de los cuales se presentan grandes volúmenes de deslizamientos rocosos, en tanto que hacia los sectores más bajos tienen lugar avalanchas de rocas con pendientes más tendidas (Fig. 4.2d). Lo descripto anteriormente define una morfología del terreno semicircular en planta y cóncava hacia arriba que dispone las divisorias de aguas de manera tal que da lugar a un drenaje centrípeto. Por otro lado, en la sección superior de las laderas, se desarrollan mallines de manera local y esporádica caracterizados por una elevada pendiente y escasa extensión, en comparación con los mallines ubicados en el sector inferior (Fig. 4.2b). Los flujos de agua que provienen del deshielo, sustentan estos mallines y luego aportan al valle fluvial del arroyo Las Papas. Este último, a su vez, está caracterizado por sus pequeñas dimensiones, con anchos y profundidades que rondan casi los 0,19 y 0,13 m, respectivamente, con un caudal medio de 0,019 m³/s. Además de los mallines, las avalanchas de rocas también conforman el sustrato de pequeños cursos fluviales derivados de las laderas de los mencionados cerros y albergan a las descargas geotermales de Rincón de Las Papas.

Alrededor de estas descargas geotermales se da la ocurrencia de precipitados hidrotermales, los cuales son de composición carbonática y forman terrazas que ocupan un área aproximada de 900 m². En planta, estos materiales presentan una morfología semicircular alargada reconocida por sus coloraciones ocre a blanquecinas y textura granular a laminada. Más hacia el noreste de los precipitados hidrotermales mencionados, se han encontrado escasos afloramientos de rocas de alteración hidrotermal, de coloraciones castañas y grisáceas y estructura brechosa, que resaltan levemente sobre la topografía de los movimientos gravitacionales. Por otra parte, en la confluencia de varios de estos mallines y en zonas de ladera alta se encuentran las nacientes de arroyos pequeños, entre los cuales el más destacado es el arroyo Las Papas, que desemboca en el arroyo Ailincó hacia el oeste.

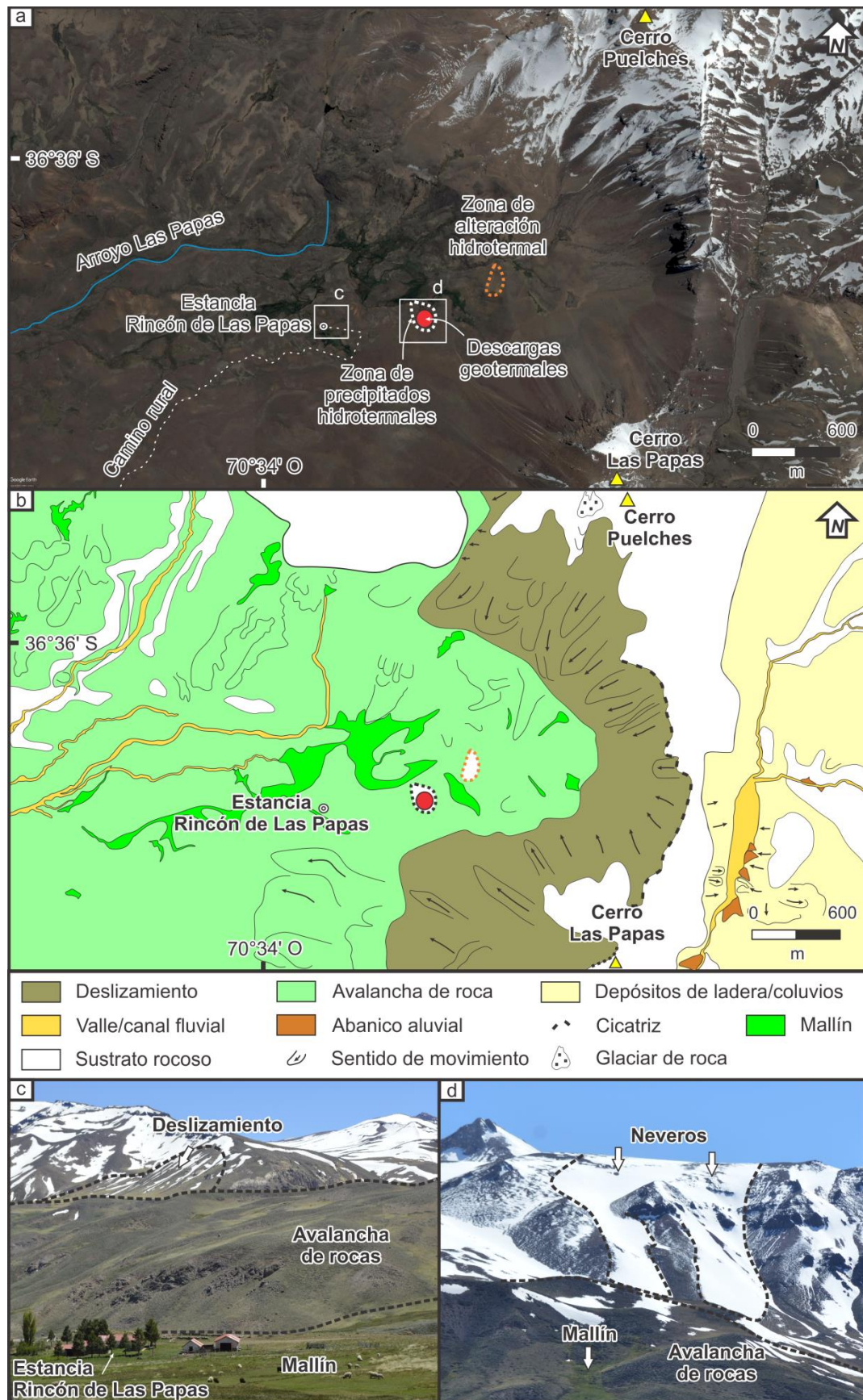


Figura 4.2. Imagen satelital (a) y mapa geomorfológico general (b), junto con capturas fotográficas (c y d) de la zona de Rincón de Las Papas. Las líneas punteadas negra y naranja (b) indican precipitados y

rocas de alteración hidrotermales, respectivamente. A modo de escala se encuentran las edificaciones en (c), en tanto que en (d) el aumento es del 35% con respecto a esta última figura.

4.3 Zona Ailenco

El arroyo Ailenco presenta una orientación y sentido de drenaje de noreste a suroeste y se desarrolla entre los cerros volcánicos La Puntilla y Puelches. El cauce de este arroyo tiene como media 2 m de ancho y 0,5 m de profundidad. Hacia la cuenca baja de dicho curso se encuentra la zona de la capilla Ailenco y una pequeña manifestación geotermal (Fig. 4.3a). La planicie aluvial, sobre todo en este último sector, es la más amplia en relación al resto de los arroyos del campo geotermal, alcanzando anchos de hasta unos 50 m. Esto probablemente se deba a que se encuentra en el sector de cuenca baja, de menor pendiente, y sus inmediaciones están constituidas por materiales provenientes de los extendidos procesos de remoción en masa. Estos últimos, involucran a la avalancha de rocas “Ailenco”, hacia el noreste del curso fluvial, y “Las Papas”, hacia el sureste del mismo ([González Díaz *et al.*, 2003](#)) que tienen su origen al pie de los cerros homónimos (Fig. 4.3b). Además, se presentan deslizamientos en las cercanías del valle fluvial que ocupan un área aproximada de 3 km², que suavizan el relieve, dado que ejercen un efecto de nivelación del terreno. Estos importantes deslizamientos son notorios por sus grandes dimensiones, en comparación a otros ubicados dentro del campo geotermal, y se diferencia de las avalanchas de rocas circundantes por la cicatriz de arranque de forma semicircular definida al noroeste ([González Díaz *et al.*, 2003](#)), y desde la cual las pendientes tendidas se incrementan hasta casi triplicarse y alcanzar un 14%. Sobre los grandes deslizamientos, principalmente en el sector noroeste del valle fluvial, existen también movimientos menores o desmoronamientos. Estos presentan morfología oval, en el sector superior, a elongada en el inferior, algunos de los cuales muestran cicatrices de arranque secundarias (Fig. 4.3b). Estos movimientos gravitacionales están caracterizados por acumulaciones de material de una gran variabilidad de formas y tamaño, de varios centímetros a metros, que generan depósitos de muy mala selección. Grandes volúmenes de estos depósitos se ubican a lo largo del valle fluvial y sus cercanías, conformando un curso de agua superficial unicanal, con gran cantidad de barras marginales. Estos últimos, están conformados por materiales clásticos mayoritariamente psefíticos a psamíticos re TRABAJADOS (Fig. 4.3c). Por otro lado, mientras que en la zona oeste se identificaron numerosos flujos de deslizamientos secundarios, dichos rasgos en la zona no son abundantes y se desarrollan mallines en posiciones más bajas, sobre el sustrato generado por los procesos de remoción en masa (Fig. 4.3d).

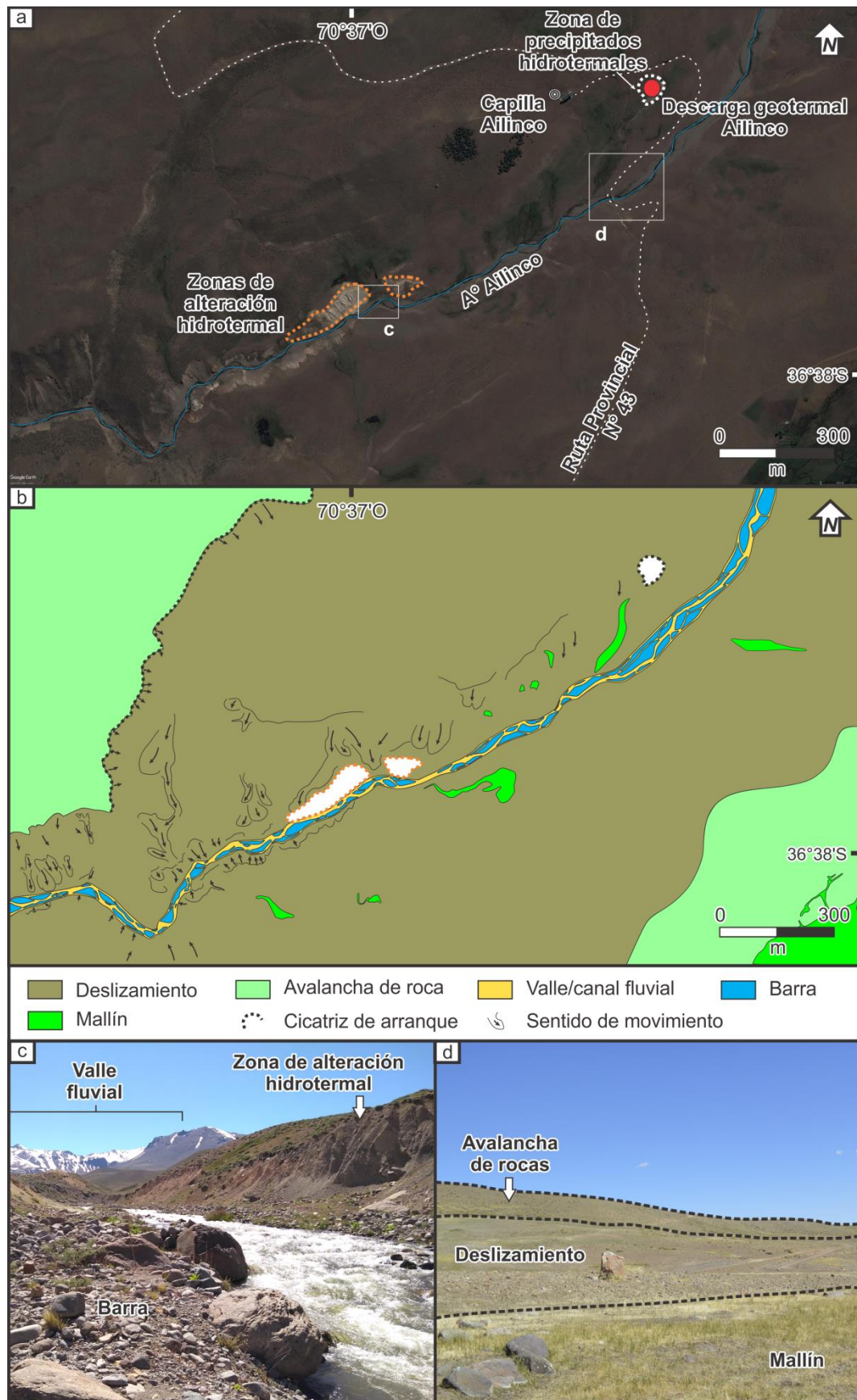


Figura 4.3. Imagen satelital y toponimia de la zona Ailínco (a), y principales rasgos geomorfológicos (b). Las líneas punteadas en (b) de color naranja corresponden a zonas de alteración y las negras a precipitados hidrotermales. La avalancha de rocas ubicada en el noroeste corresponde a la avalancha

Ailínco, mientras que la del sureste es la avalancha Rincón de Las Papas. Las flechas indican deslizamientos menores o desmoronamientos. A modo de escala, el ancho del valle en (c) ronda los 35 m, y las rocas en el borde inferior izquierdo en (d) rondan los 2 m.

Las zonas con precipitados hidrotermales y signos de alteración hidrotermal se hallan en el faldeo noroeste del valle (Fig. 4.3a). En cuanto a la sosegada descarga geotermal, no se encontraría depositando precipitados hidrotermales actualmente (Villalba *et al.*, 2019a). Consecuentemente, en sus cercanías se hallan terrazas inactivas, definidas por su aspecto meteorizado acompañado por líquenes, con un elevado grado de rotura mecánica posterior a su formación. Aparentemente, el desagregado físico sería por movimiento lateral en superficie y su cobertura por los grandes deslizamientos de la zona. Estos precipitados hidrotermales son de composición carbonática, ocupan un área de 130 m² y son de escasa potencia. Por su parte, las rocas alteradas hidrotermalmente se caracterizan por presentar semejanzas a volcanitas y/o aglomerados volcánicos bien consolidados, de coloraciones grisáceas, amarillentas, anaranjadas y blanquecinas, y en cuyas cercanías no se identificaron descargas de agua geotermal. La sección transversal perpendicular al arroyo en dicha zona, y a escala local, es levemente asimétrica con pendientes y alturas levemente mayores (~1.630 m s.n.m), en el lado constituido en gran parte por rocas de alteración que afloran entre el propio deslizamiento norte. Por otro lado, en el faldeo opuesto del curso, conformado enteramente por los deslizamientos, las pendientes son más suaves y las cotas de menor elevación (~1.620 m s.n.m).

4.4 Zona El Humazo

Los afloramientos rocosos presentes se hallan en el lecho del valle del arroyo Manchana Covunco (Granodiorita Varvarco) y en sus alrededores. En dirección suroeste del valle se destacan las sedimentitas estratificadas de la Cuenca Neuquina (Ciclo Precuyano), en tanto que hacia el norte se encuentran las volcanitas andesíticas del flanco sur del cerro Las Papas (Ciclo Volcánico Inferior), y hacia el sur las lavas riolíticas que forman parte del flanco norte del cerro Domo (Ciclo Volcánico Superior) (Fig. 4.4a). El valle fluvial tiene una dirección aproximada noroeste-sureste, en donde predominan, al igual que sucede en sus cercanías, procesos de remoción en masa desde los cerros adyacentes Las Papas y Domo (Fig. 4.1.2d). Los movimientos gravitacionales están representados por la avalancha de rocas desde el norte y extensos depósitos de ladera principalmente al sur y flujos densos desde el este (Fig. 4.4b). Numerosos sectores de las laderas del valle presentan un perfil rectilíneo a cóncavo, de superficie cóncava según los parámetros morfométricos de Summerfield (2014; modificado de

Parsons, 1988). En estas superficies tienen lugar cárcavas que finalizan hacia la base del piso del valle, así como también desmoronamientos (Fig. 4.4c, d), cuya terminación en planta es en forma de abanico. Ubicados de manera opuesta, hacia el sur con respecto al valle, los depósitos aluviales (D'Elia *et al.*, 2020) se tornan más abundantes y reflejan un sentido de flujo hacia cotas más bajas en el que se desarrolla escasa vegetación. Los depósitos gravitacionales de estas laderas presentan elevadas pendientes (mayores a 50%), debido a las grandes cantidades de derrubios que se alojan con alto ángulo de reposo favorecido por la morfología irregular de los mismos que permite su estabilidad a pesar de la inclinación de descanso. Hacia el noreste, por su parte, se identifican morfologías lobadas en superficie compuestas por materiales muy mal seleccionados que se encauzan en las zonas bajas próximas al valle principal del arroyo y que responden a flujos densos. Se observan mallines sobre estos últimos y también en los deslizamientos, en este último caso debido a que conforman de manera local, terrenos de escasas dimensiones con pendiente muy suave (Fig. 4.4b). La mayor parte del recorrido del arroyo Manchana Covunco en este sector, tiene una planicie aluvial de muy poco desarrollo, excepto en las inmediaciones de la descarga geotermal principal, en donde se ensancha a unas decenas de metros y aloja barras superpuestas (Fig. 4.4c, d). El cauce de este arroyo presenta dimensiones que rondan entre los 2,2 y 1,5 m de ancho, y entre 0,3 y 0,6 m de profundidad (Fig. 4.4c, d). En varias locaciones del valle se reconocen encajonamientos, de paredes laterales subverticales en las que se observan depósitos de precipitados hidrotermales aterrazados, rocas de alteración y brechas hidrotermales (D'Elia *et al.*, 2020) (Fig. 4.4d). Particularmente, las terrazas de travertinos prevalecen en los alrededores de las descargas geotermales y la disposición en campo de estos depósitos es prácticamente horizontal. Adicionalmente, se describen brechas hidrotermales que presentan características texturales distintivas y conforman paquetes masivos a laminados e incluso conos de erupción (D'Elia *et al.*, 2020). Las explosiones hidrotermales en este sitio han tenido lugar recientemente (2003) y han provocado el desplazamiento violento de grandes eyectos rocosos en un radio de unos 200 m, con enormes plumas aéreas de hasta 300 m de altitud, hasta la formación de un cráter hidrotermal (e. g., Mas *et al.*, 2009; D'Elia *et al.*, 2020). En cuanto a la alteración, predomina la de tipo argílica, identificada en campo por sus colores claros, aunque también se encontró material blando de composición silícica y amorfa (Mas *et al.*, 2000).

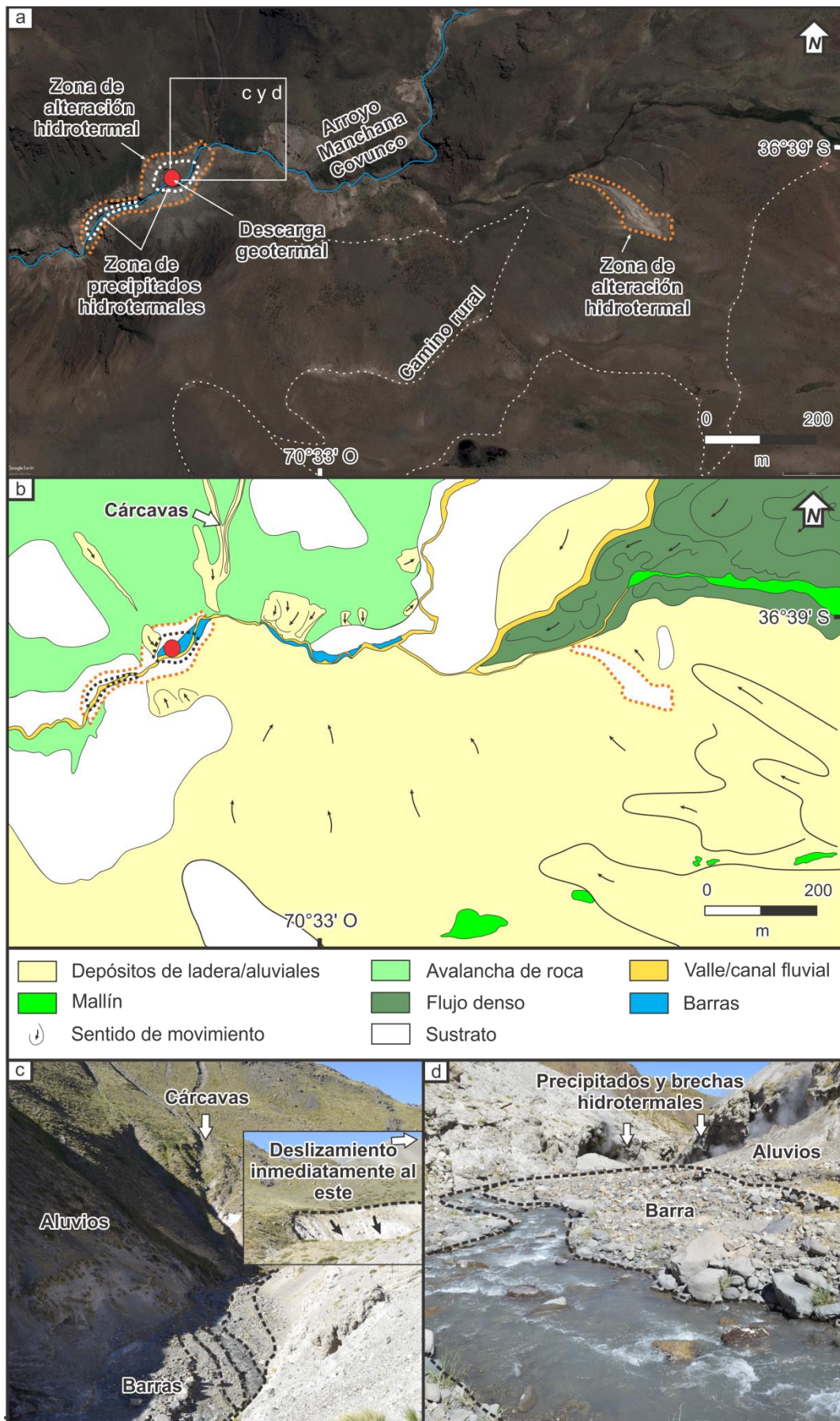


Figura 4.4. Imagen satelital y toponimia (a), junto al mapeo con los principales rasgos geomorfológicos de la zona de El Humazo (b). Fotografías capturadas en campo (c, d), tomadas en el área delimitada por

el recuadro en blanco en (a). En (b), las líneas punteadas naranjas indican el sector con rocas de alteración y las negras precipitados hidrotermales. A modo de escala, el ancho del piso del valle ronda los 28 m.

4.5 Zona Las Olletas

Estas manifestaciones hidrotermales se ubican en el valle del arroyo Manchana Covunco, aguas abajo de la zona de El Humazo, pero a diferencia de esta última, las principales descargas tienen lugar sobre la flanco meridional y no en el piso del valle fluvial (Fig. 4.5a). Como consecuencia, los depósitos de precipitados hidrotermales tienen lugar en las inmediaciones de las descargas y conforman una importante zona de acumulación de terrazas de travertinos termógenos. Estos últimos recubren de forma convexa casi por completo el faldeo del valle y ocupan una superficie de alrededor de 50 m², lo que implica una gran extensión en relación con las demás zonas de acumulación de estos precipitados. Entre los precipitados aterrazados de travertinos, se hallan rocas de alteración hidrotermal que se reconocen por los materiales de tonalidades rojizas u ocre, con grados variables de delezabilidad (Fig. 4.5b).

Un rasgo que caracteriza esta zona es la avalancha de rocas “Las Olletas” ([González Díaz et al., 2003](#)), la cual inicia en el este del cerro Domo (Fig. 4.1.1) y termina al norte del valle del arroyo Manchana Covunco, aunque continúa al oeste hasta el río Varvarco. Este voluminoso movimiento gravitacional junto con los depósitos de ladera coluviales ocupan más de 880.000 m² de superficie y cubren casi por completo el sustrato rocoso a excepción de los afloramientos que constituyen las paredes escarpadas del valle (Fig. 4.5b, c), que representan los Ciclos Volcánico Inferior y Superior. Al norte del valle, se encuentra la avalancha de rocas “Las Papas”, el mayor deslizamiento a escala regional ([González Díaz et al., 2003](#)). Son relativamente abundantes los depósitos coluviales al sureste de la zona de descarga geotermal, y finalizan al borde del cauce del valle. También se aprecian pequeños desmoronamientos de menor relevancia al norte del mismo valle (Fig. 4.5b). En cuanto al valle fluvial, presenta un canal único y barras marginales, con una baja sinuosidad (1,12). El mismo presenta pendientes abruptas (hasta 40%) y mayores elevaciones (1.748 m s.n.m.) al oeste, lo que genera grandes encajonamientos de manera similar a lo que sucede en El Humazo. Sin embargo a diferencia de éste último, las rocas involucradas no son precipitados hidrotermales, sino volcanitas del Ciclo Volcánico Inferior ([D’Elia et al., 2020](#)). El cauce del arroyo presenta anchuras y profundidades en el orden de 1,5 y 0,6 m, respectivamente. En este sector, el desarrollo de mallines es escaso.

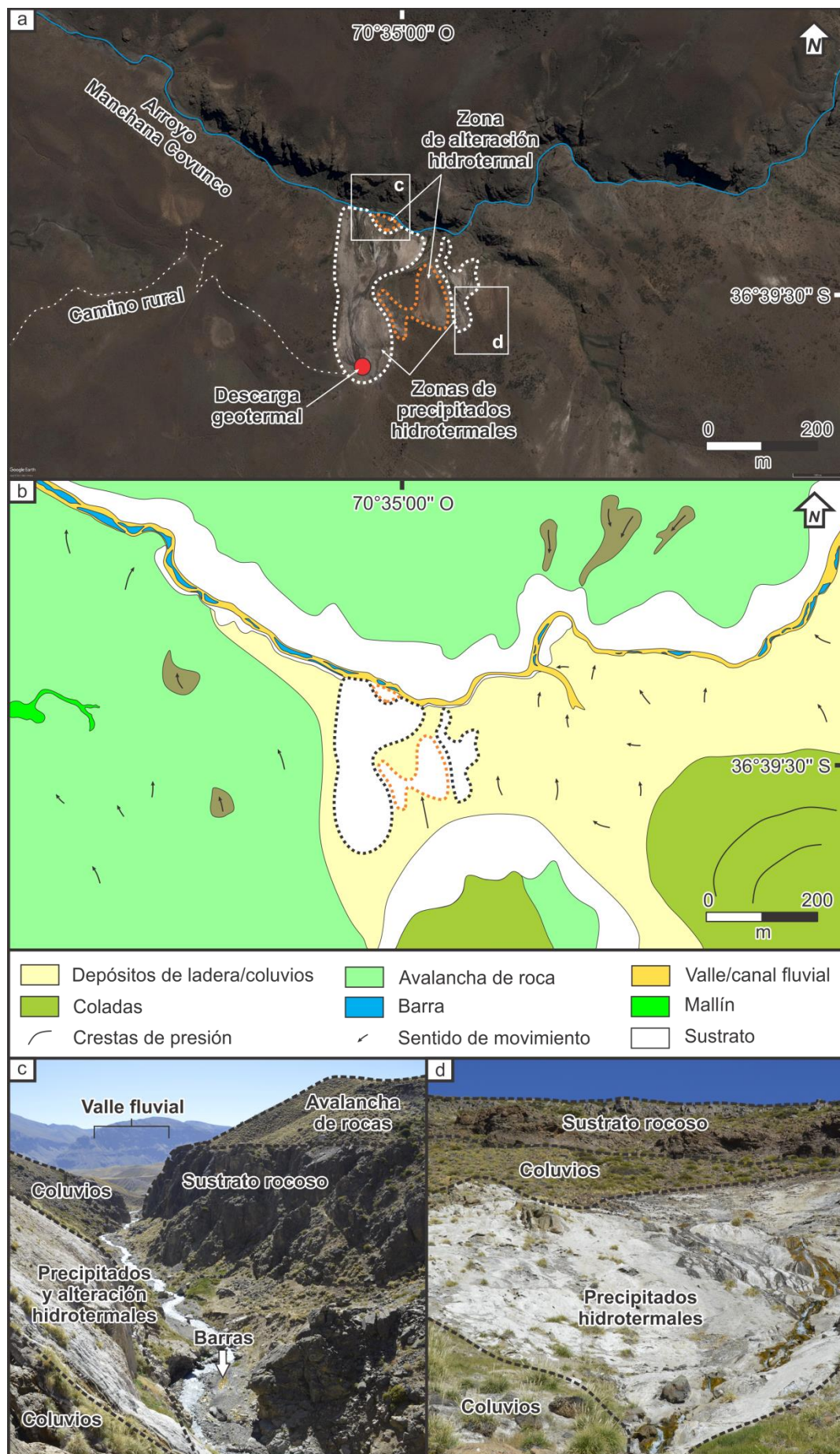


Figura 4.5. Imagen satelital y toponimia (a), junto al mapeo con los principales rasgos geomorfológicos de la zona de El Humazo (b) desarrollados en el texto. Fotografías tomadas en campo (c, d), en el área delimitada por el recuadro en blanco en a. Las líneas punteadas de color negro y naranja señalan sectores con precipitados y rocas de alteración hidrotermales, respectivamente. El piso del valle ronda una anchura de 20 m (c), y el frente de sustrato rocoso en (d) tiene un espesor del orden de los 10 m.

4.6 Zona Aguas Calientes

Se encuentra subdividida topográficamente por una escarpa de orientación suroeste-noreste, sobre la que se exponen las volcanitas del Ciclo Volcánico Inferior (e. g., [JICA, 1983](#)), y cuya amplitud altitudinal oscila entre los 500 y 1.900 m s.n.m. Dicha escarpa ocupa en la horizontal unos 200 m (hasta 58% de pendiente), donde las elevaciones ascienden al sureste, mientras que al noroeste sucede lo contrario. Parte de los afloramientos de esta estructura de gran magnitud están recubiertos por los depósitos gravitacionales tanto en su parte media e inferior, donde se hallan depósitos aluviales y de coluvios, como en la parte superior donde se identifican desmoronamientos de menor dimensión ([Marín Ratto et al., 2017](#)). Al pie de la escarpa tendría lugar una pediplanicie en donde se estima que se han originado suelos de tipo andosoles y/o inceptisoles, caracterizados por un pobre desarrollo (e. g., [Ferrer et al., 1990](#); [FAO, 2015](#)) (Fig. 4.6a, b).

El arroyo Aguas Calientes, presenta un cauce angosto a muy angosto, que varía entre pocos centímetros en nacientes a 1,7 m de ancho aguas debajo de la descarga geotermal y se abre paso sobre los depósitos generados por los procesos de remoción en masa a excepción del sector central. Esto último es debido a que atraviesa el sustrato rocoso anteriormente descrito, donde se han observado pequeños saltos de agua provocados por quiebres topográficos escalonados que no superan el metro de altura. El arroyo es unicanal y algo curvilíneo (sinuosidad cercana a 1,10), con recodos agudos y de poca profundidad de calado, que ronda los 5 cm en nacientes y 22 cm aguas abajo de la descarga geotermal. El valle fluvial no se encuentra visiblemente bien definido en comparación, por ejemplo, con el arroyo Manchana Covunco, dado principalmente al escaso relieve lateral del terreno por el que circula. Es por esto que su nacimiento es difusa, lo que le confiere además, dimensiones limitadas evidenciadas tanto por su cauce de poco caudal, con valores de 0,12 y 0,30 m³/s en nacientes y aguas abajo de la descarga geotermal, respectivamente, así como su breve extensión (5.000 m).

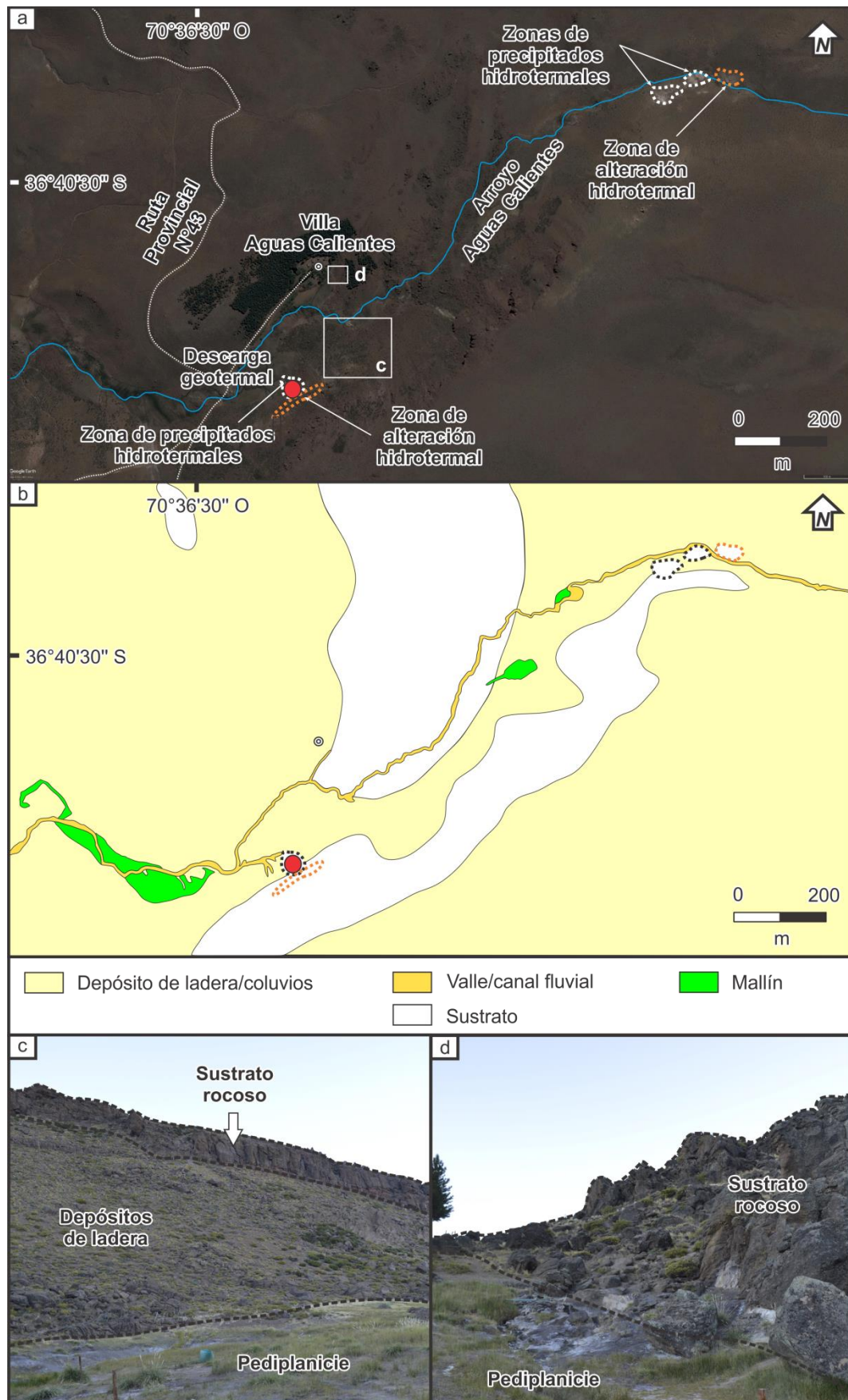


Figura 4.6. Imagen satelital (a), mapa geomorfológico (b) y fotografías (c, d) en donde destaca el paisaje geomorfológico de la zona de Aguas Calientes. En (b), la línea punteada negra indica presencia de

precipitados hidrotermales y la naranja de rocas de alteración. El espesor aproximado del sustrato rocoso en (c) es de unos 10 m, y la parte más ancha de la pediplanicie observada en (d) ronda los 5 m.

A lo largo del curso ocurren manifestaciones geotermales y precipitados hidrotermales de sílice amorfa de poca extensión ($\sim 550 \text{ m}^2$), sobre todo en el sector centro-inferior de la escarpa. Las descargas geotermales de mayor efusividad se presenta próximo a la Villa Aguas Calientes, mientras que en el sector noreste no se identifica descarga geotermal definida. En este último sector las terrazas existentes están inactivas y se presentan conjuntamente con material derivado de alteración hidrotermal identificado por sus coloraciones blanquecinas.

4.7 Zona Los Géiseres

Estas descargas geotermales tienen lugar en el sector superior del valle del arroyo Covunco, el cual en esta zona, se abre paso entre las formaciones del Ciclo Precuyano y el Ciclo Volcánico Superior. El valle aquí tiene numerosos sectores que están contenidos lateralmente por paredes abruptas, lo que da lugar a cajones de laderas sub-verticales a verticales. Además, se presentan escarpas locales dispuestas perpendicularmente a la corriente, que ocasionan pequeños saltos de agua que no superan los 2 m de altura. Las dimensiones medias del cauce en esta zona están en el orden de 1,25 m de ancho y 0,5 m de profundidad, con un caudal de $0,28 \text{ m}^3/\text{s}$, aproximadamente. El curso no desarrolla una planicie aluvial bien definida en este sector, sino que es incipiente en la mayor parte de su trayecto, y se encuentra circundado mayormente por depósitos aluviales/coluviales (Fig. 4.7a, b). Las laderas están cubiertas por deslizamientos y el desplome vertical de rocas de variada litología como volcanitas, precipitados hidrotermales y brechas de erupción. Estos materiales polimícticos responden mayormente a tamaño grava a bloque, que están posicionados entre sí con alto ángulo de reposo (incluso pendientes $>50\%$), que le confieren estabilidad (Fig. 4.7c, d).

Se han observado estructuras en forma de cavidades que superan el metro de profundidad, generadas por subsidencia del terreno probablemente por acción termal y consecuente desintegración o colapso (Fig. 4.7e). En cuanto a los precipitados hidrotermales, son blanquecino y conforman potentes depósitos aterrazados en capas paralelas de disposición mayormente horizontal y muchas derruidas. Se componen de travertinos y, en menor medida, de sínter (Fig. 4.7d). También se reconocieron acumulaciones de rocas dispuestas en forma cónica alrededor de cráteres de erupción hidrotermal, similares a los hallados en El Humazo, pero de menor envergadura y dimensiones aproximadas de 4 m de diámetro y 2 m de alto.

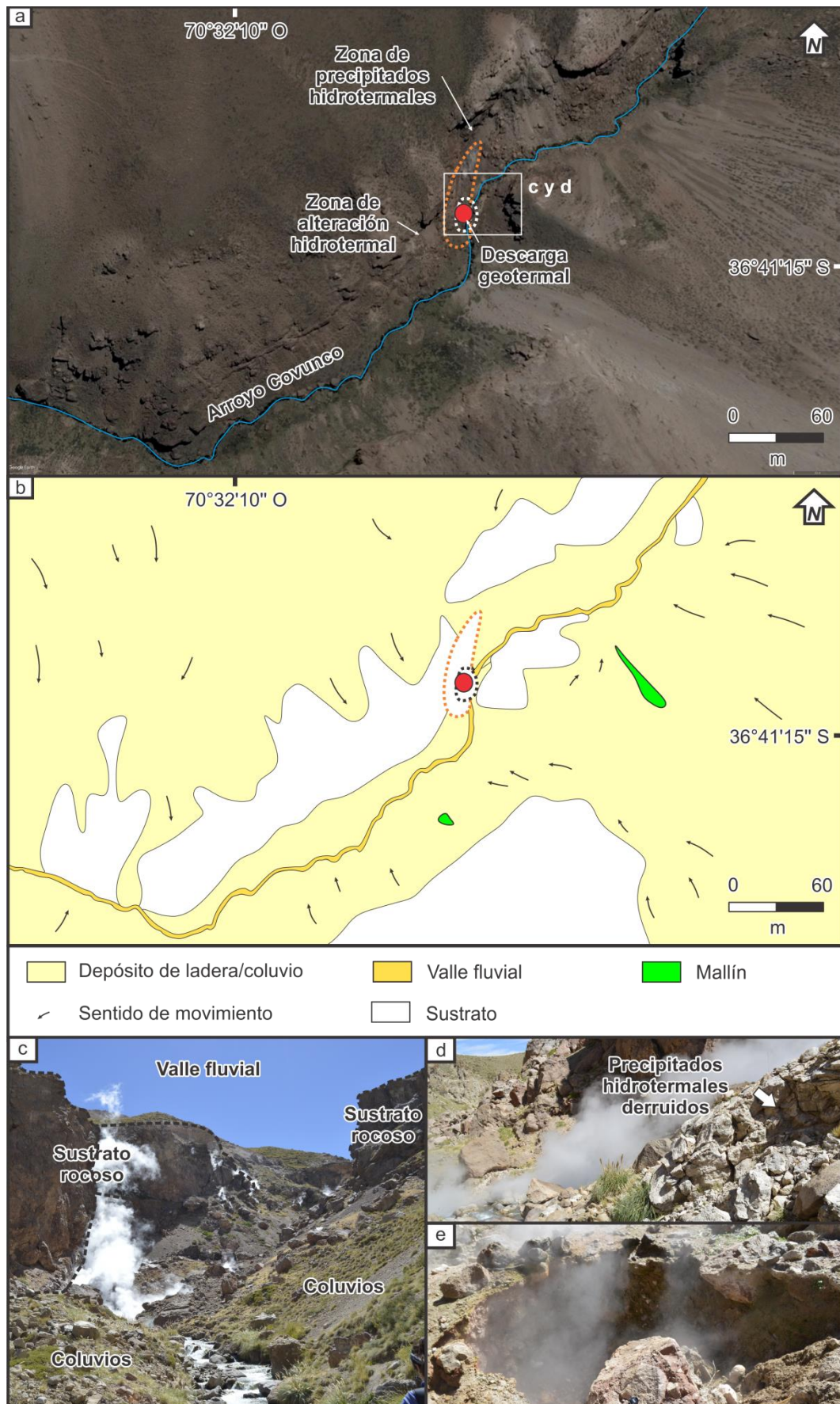


Figura 4.7. Imagen satelital (a) y mapa geomorfológico (b), de la zona de Los Géiseres junto al arroyo Covunco, y fotografías tomadas en campo en donde se señalan las principales unidades geomorfológicas

(c, d, e). En (b) las líneas punteadas indican precipitados hidrotermales (negras) y rocas de alteración (naranja). A modo de escala, el arroyo en (c) tiene un ancho de 1,5 m, y los tamaños de los bloques mayores en (d, e) alcanzan unos 0,5 m.

Adicionalmente, se han identificado impregnaciones en forma de pátinas, de colores negros a gris oscuro con tonalidades tornasoladas, en algunos frentes rocosos y fracturas indistintamente de su litología. Esto podría deberse a la exposición de la acción de geotermal constante que darían lugar a estas pátinas sobre las superficies que se encuentran en su trayecto e incluso se han reconocido sectores de sombra en donde no hay impregnaciones por no estar en su radio de influencia.

4.8 Zona Los Tachos

Sobre el arroyo Covunco se aprecian descargas geotermales que se dan en la margen sur del curso fluvial y son conocidas desde un punto de vista turístico (Fig. 4.8a). Este arroyo tiene una sinuosidad baja (1,12), cuyo cauce presenta 1,80 m de ancho y 0,45 m de profundidad, y un caudal de $0,90 \text{ m}^3/\text{s}$ (Fig. 4.8b). La planicie fluvial es de escaso desarrollo y las laderas del valle son de pendientes semi-verticales a verticales. En los topos de estas últimas, se exponen afloramientos de rocas consolidadas que corresponden al Complejo Volcánico Domuyo (Fig. 4.8c, d). En los sectores medios a basales de las laderas, la pendiente se torna más tendida, dado principalmente a que alojan abundantes deslizamientos y desmoronamientos. Es común encontrar en la margen del cauce fluvial, grandes bloques derivados de la caída libre desde los frentes rocosos. Los mallines son relativamente extensos (hasta 340 m^2) en comparación con las demás zonas geotermales. Sin embargo, estos mallines no resultan tan extensos en el resto del área de estudio fuera de las zonas de descarga geotermal (hasta 340.000 m^2). Particularmente los mallines en esta zona se desarrollan en la sección media a baja del valle, a alturas que coinciden con deslizamientos, y se caracterizan por iniciar su desarrollo al ocurrir cambios locales de litologías y de relieve, en donde la pendiente tiende a la horizontalidad (Fig. 4.8c, d).

Los precipitados hidrotermales, por su parte, se reconocen de manera acotada y como costras sobre materiales litológicos sueltos o sobre el incipiente suelo de los alrededores de las descargas geotermales con un desarrollo en potencia muy escaso (centímetros). Sus coloraciones son blanquecinas a verde-amarillentas y presentan abundantes microorganismos. A excepción de la escasa presencia de litología deleznable, las rocas de alteración hidrotermal son de difícil reconocimiento (Fig. 4.8a).

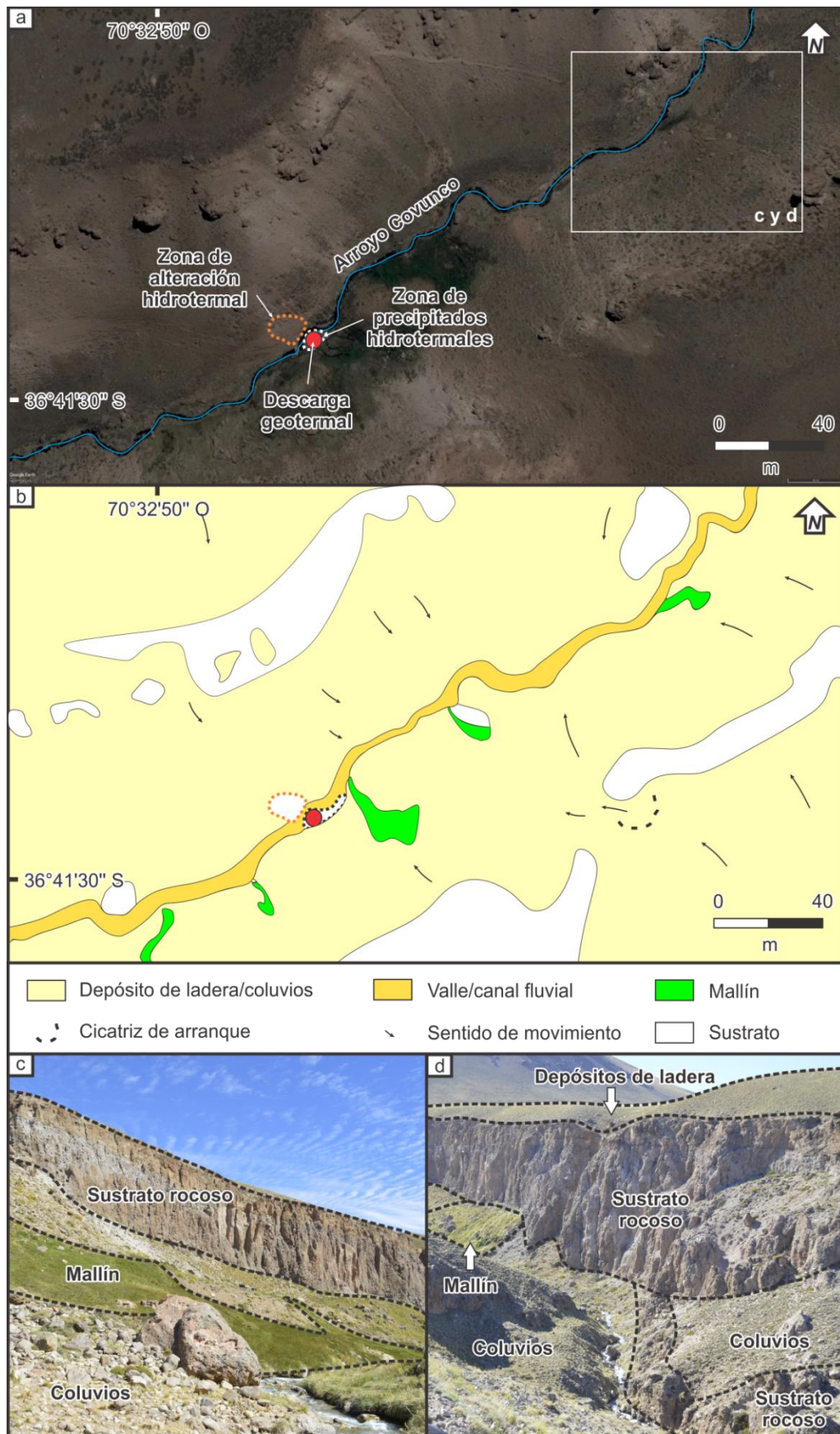


Figura 4.8. Imagen satelital (a), mapa geomorfológico (b) de la zona de Los Tachos y fotografías tomadas en campo con principales rasgos geomorfológicos (c, d). Las líneas punteadas negras y naranjas

en (b) señalan sectores con precipitados o rocas de alteración, respectivamente. A modo de escala, los espesores más delgados del sustrato rocoso superan los 25 m en (c) y (d).

4.9 Discusión y conclusiones parciales

Se han diferenciado en el área de estudio tanto procesos endógenos, asociados a edificios y sus derivados volcánicos, como procesos exógenos, de notoria relevancia. Dentro de estos últimos, las geoformas originadas por procesos de remoción en masa y fluviales, revisten un rol protagónico sobre el modelado del paisaje local en las zonas de descarga geotermal. El análisis bibliográfico junto con el reconocimiento de campo, ha permitido dimensionar importantes procesos gravitacionales principalmente en los sectores norte y centro del campo geotermal. Numerosos estudios con evidencia firme han postulado como precursor de estas grandes remociones en masa a la sismicidad ocurrida históricamente en el área a nivel regional (e. g., [González Díaz et al., 2006](#)), e incluso con registros actuales ([Instituto Nacional de Prevención Sísmica \[INPRES\], 2012](#)). Asimismo, se identificaron deslizamientos menores, a través del mapeo local en cada zona geotermal, que resultan fundamentales para el funcionamiento del sistema hídrico superficial y contribuyen a consolidar las interpretaciones acerca de la recarga subterránea de agua. En campo, la mala selección de estos depósitos se asocia con un corto estadio de circulación entre el agua superficial y el agua que infiltra desde la superficie del terreno. Esto deriva en una carga de soluto incipiente y en el escaso o ausente desarrollo de suelo, a excepción de sectores donde se desarrollan mallines. Se pudo establecer que estos últimos se diferencian en aquellos que se encuentran en altos topográficos (cuenca alta o cabeceras), y en bajos (cuenca baja) ([Villalba et al., 2020](#)). Los primeros, son de presencia local y de escaso desarrollo areal, ya que tienen lugar mayormente sobre la laderas de los valles con pendientes abruptas. En tanto que los segundos se ubican en bajos topográficos, con un desarrollo en explanada dado que se localizan en el piedemonte o distalmente con respecto a las serranías.

Los cursos fluviales, por su parte, habrían originado un paisaje de relieve abrupto por el desarrollo de valles con topografía irregular ([Cotton, 1950](#)), cuyas cotas registran diferencias de hasta 400 m, entre el piso del cauce y el tope de las laderas, en un corto espacio lateral (200 m). Inicialmente, las grandes pendientes estarían originadas por cárcavas de ladera, o *slope gullies* ([Campbell, 1989](#)), que han sido identificadas en la región ([Salcedo y Solorza, 2010](#)) y,

actualmente, pueden reconocerse incipientemente en varios sectores del campo geotermal como en El Humazo.

La presencia de depósitos de masas heladas en las zonas altas del norte y este del campo geotermal, favorece no sólo la recarga del acuífero geotermal, sino que constituye la única fuente de aporte a la escorrentía superficial y el sustento de los humedales de montaña presentes en el área ([Palacios y Andrés, 2006](#)). La infiltración de estas aguas se ve facilitada por los procesos erosivos generados por los efectos glaciarios, como remoción de material superficial, generación de fracturas mecánicas por el propio movimiento de masas heladas, así como por fenómenos de crioclastía (e. g., [Jones y Willey, 2018](#)). Asimismo, la presencia de masas de hielo intensificaría la acción fluvial e incluso podría favorecer procesos de meteorización química por la retención de humedad en el sustrato donde yace. Al mismo tiempo, podría favorecer el lavado de finos ([Ballantyne y Harris, 1994](#)), como se observan en varios sectores del Campo Geotermal Domuyo.

Capítulo 5

Precipitados y productos de alteración hidrotermales



Captura fotográfica del cerro Domuyo, camino al arroyo Covunco. El nombre de este cerro hace referencia a que “tiembla y rezonga” en lengua originaria mapuche, debido a su intensa actividad geotermal.

Como fue desarrollado (capítulos 3 y 4), las rocas predominantes en el área de estudio corresponden a volcanitas procedentes de importantes centros eruptivos ya descritas por diversos autores. Sin embargo, en los sectores próximos a las descargas geotermales, las rocas mencionadas presentan procesos sobreimpuestos que generaron nuevas variedades litológicas. Este capítulo tiene por objetivo caracterizar dichas litologías, las cuales fueron diferenciadas en dos tipos principales: aquellas generadas por precipitación mineral a partir de agua geotermal y las producidas por procesos de alteración hidrotermal. La caracterización se realizó mediante relevamientos de campo, estudios de petrografía óptica y DRX, con el soporte de la literatura del área en materia de petrología. Para describir la morfología en tres dimensiones y composición de los precipitados hidrotermales, se incorporó el análisis en MEB-EDAX. Los resultados se abocaron a determinar los posibles procesos que ocurren como consecuencia de la interacción entre las aguas geotermales y las fases sólidas rocosas.

5.1 Generalidades

Además de las descargas de agua a elevadas temperaturas, en los sistemas geotermales es usual reconocer manifestaciones superficiales conformadas por depósitos minerales con morfologías particulares. Estos últimos, se originan como resultado de la precipitación del soluto disuelto y transportado por el agua geotermal, debido al cambio de las condiciones físico-químicas que sufre el fluido al liberarse en superficie (e. g., [Echeveste, 2005](#); [Villalba et al., 2019b](#)). Comúnmente, en los sistemas geotermales, este proceso origina depósitos de composición carbonática conocidos como travertinos termógenos ([Pentecost y Viles, 1994](#)), o sínters en caso que la composición sea silíceo (e. g., [Rodgers et al., 2004](#)). En los sistemas geotermales, los factores como la temperatura y la presión pueden ocasionar cambios sobre la mineralogía, textura y química de las rocas presentes. Dichos cambios pueden originarse por el contacto directo de la roca con los fluidos geotermales o por la exposición indirecta al encontrarse en su área de influencia (e. g., [Wohletz y Heiken, 1992](#)). En general, las rocas originadas por precipitación mineral a partir de los fluidos geotermales son de fácil reconocimiento en el Campo Geotermal Domuyo, ya que presentan coloraciones características, estructuras laminadas y yacen en las proximidades a las descargas de agua geotermal. Por el contrario, muchas zonas que involucran procesos de alteración hidrotermal revisten cierta dificultad para su identificación, dados sus colores similares a los precipitados y a que la mayor parte de los rasgos de alteración presentes no son reconocibles a la escala de observación posible en campo. Las rocas que se pudieron diagnosticar como volcanitas o plutonitas, se clasificaron modalmente de acuerdo a [Streckeisen \(1980\)](#) (Fig. 5.1.1).

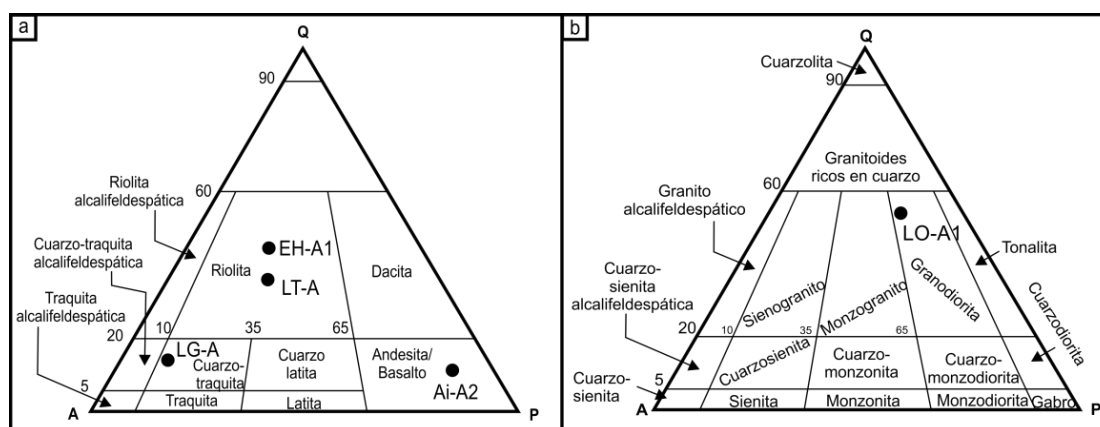


Figura 5.1.1. Diagramas de clasificación de rocas ígneas volcánicas (a) y plutónicas (b) según la

composición modal propuesta por [Streckeisen \(1980\)](#), en donde se hallan ploteadas las muestras estudiadas que corresponden a este tipo de litologías.

Las observaciones conjuntas de los tipos litológicos estudiados permitieron delimitar áreas donde se hallan precipitados o productos de alteración hidrotermales en cada zona de descarga geotermal (Fig. 5.1.2).

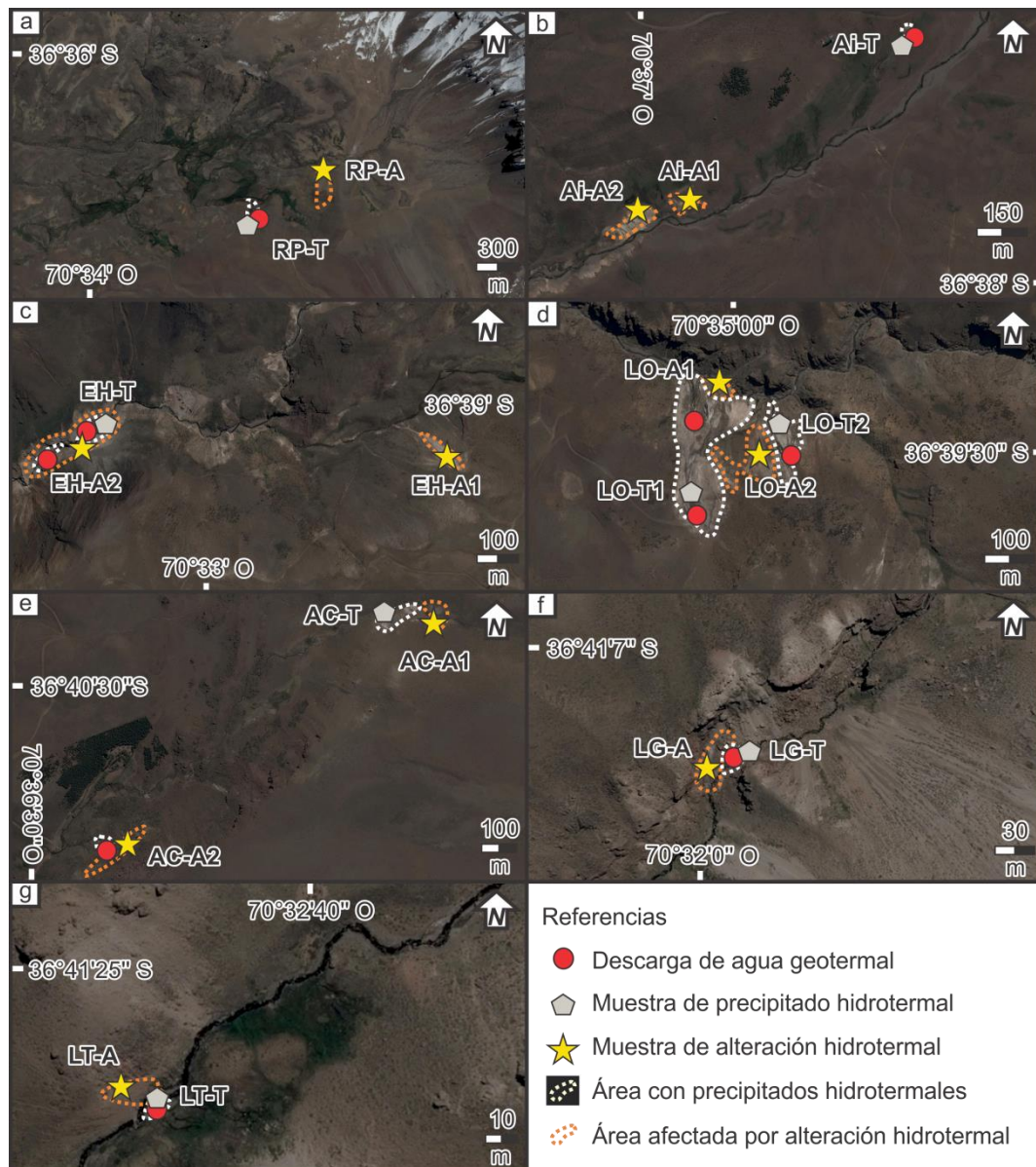


Figura 5.1.2. Imágenes satelitales a escala local de cada zona de descarga geotermal, con la ubicación de los puntos de muestreo de precipitados (sufijo -T) y de productos de alteración hidrotermal (sufijo -A). Las zonas geotermiales corresponden a Rincón de Las Papas (a), Ailínco (b), El Humazo (c), Las Olletas (d), Aguas Calientes (e), Los Géiseres (f), y Los Tachos (g).

5.2 Zona Rincón de Las Papas

Próximo a las descargas geotermales de Rincón de Las Papas, pueden reconocerse depósitos superficiales de precipitados hidrotermales que conforman travertinos de colores ocres, rojo-anaranjado, pardo y blanco amarillento, los cuales forman cúmulos a partir del centro efusivo, que tienden a dispersarse radialmente por acción gravitatoria (Fig. 5.2.1a, b). En superficie están constituidos por individuos disgregados de escasos centímetros e incluso menores al milímetro, con una estructura predominantemente granular. A mayor profundidad se incrementa la consolidación de los agregados, propiciando la formación de estructuras tales como laminación paralela fina (Fig. 5.2.1c) y estromatolítica con capas replegadas. Estas últimas estructuras laminares también se identificaron en los márgenes del centro efusivo, donde se da la presencia de abundantes cavidades de gran tamaño (del orden centimétrico). La observación bajo microscopio petrográfico de las muestras recolectadas (RP-T, Fig. 5.1.2a), permitió identificar abundantes minerales carbonáticos con morfología peloidal y dos modalidades granulométricas y, de forma intersticial, esparita a microesparita junto con abundantes óxidos (Fig. 5.2.1d). Los peloides de menor granulometría rondan los 75 μm , tienen un desarrollo cristalino relativamente homogéneo, bordes delgados y definidos y se encuentran constituidos por óxidos. En cuanto a los peloides de mayor tamaño, pueden alcanzar los 200 μm , presentan un núcleo microesparítico y bordes donde el desarrollo cristalino disminuye hasta alcanzar un espeso contorno difuso con abundantes óxidos que otorgan distinto grado de opacidad óptica (Fig. 5.2.1e). A su vez, estas muestras presentan espacios o cavidades de variado tamaño (decenas a más de 1.000 μm) y formas irregulares a sub-redondeadas. La micromorfología de relieve observada en el MEB puede asignarse a un aglutinamiento de calcita (Fig. 5.2.1f) generada por estructuras masivas o a una laminación muy incipiente en forma de capas discontinuas (Fig. 5.2.1g). Adicionalmente, se han identificado relictos algales atribuidos a diatomeas pennadas dada su morfología alargada, con unos 25 μm de longitud media, junto con calcita propia del travertino cristalizada en el sistema trigonal (Fig. 5.2.1h). El espectro EDAX obtenido refiere una composición carbonática otorgada por la calcita constituyente, aunque también se reconoció la presencia de silicio (asociado a las diatomeas), aluminio, magnesio, fósforo y escaso hierro (Fig. 5.2.1i). Las terrazas halladas en esta zona de descarga geotermal están compuestas enteramente

por calcita, a la que se adiciona sílice y fósforo orgánico (diatomeas), así como magnesio, hierro y aluminio (este último probablemente por presencia de arcillas).

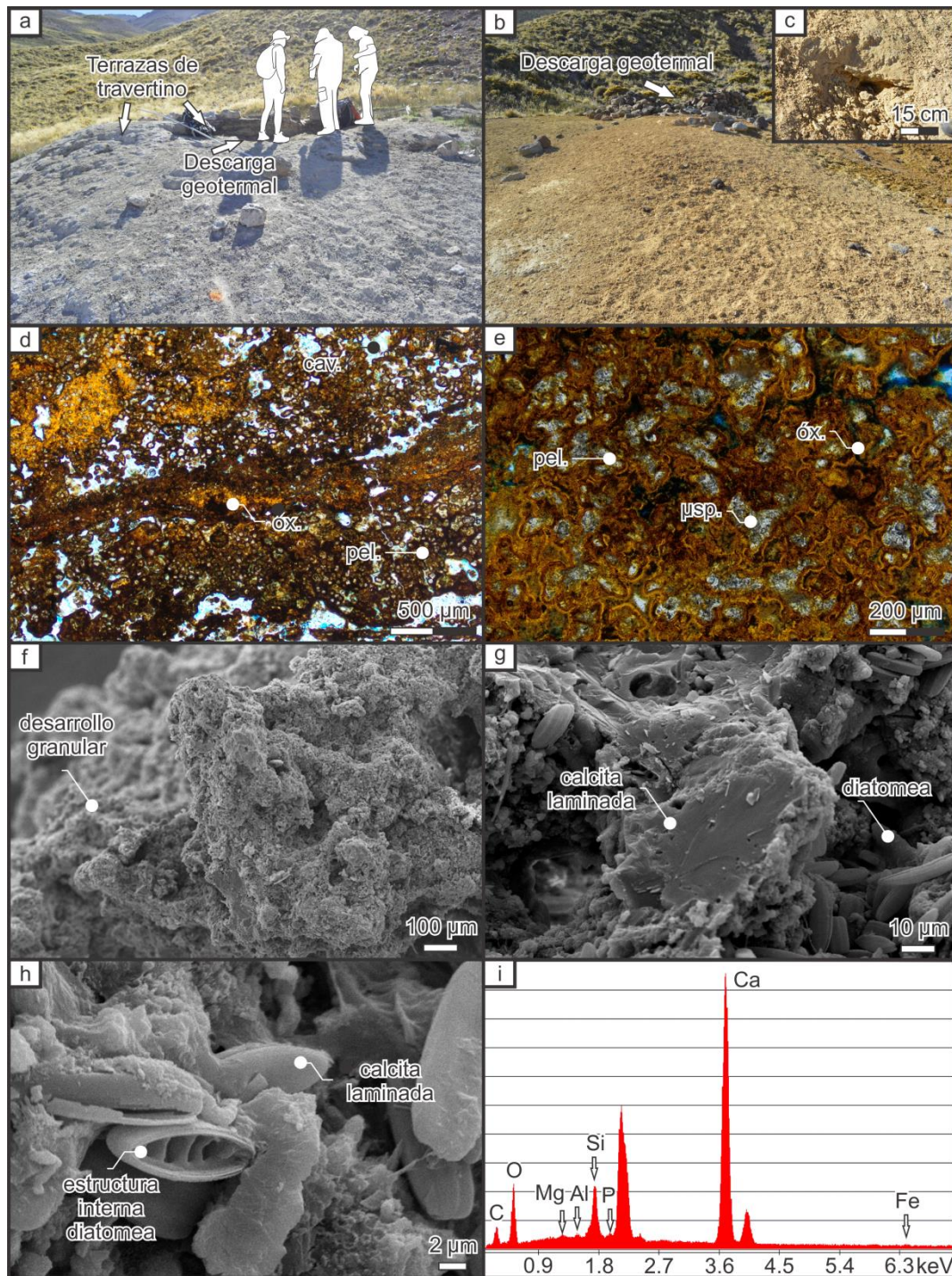


Figura 5.2.1. Fotografías tomadas en campo en la zona de Rincón de Las Papas, donde pueden observarse precipitados hidrotermales granulares (a, b) y con laminación paralela (c). Fotomicrografías tomadas en microscopio petrográfico con nicols paralelos de travertinos (d y e) formados por peloides (pel.), microesparita (μsp), óxidos (óx.) intersticiales y cavidades (cav.). También se muestran fotomicrografías tomadas en MEB con crecimiento granular (f), y

laminación incipiente, junto con la presencia de diatomeas (g, h). Puede observarse además, el microanálisis realizado a través de EDAX en (i).

Por otro lado, se han reconocido procesos de alteración hidrotermal en rocas que corresponden a piroclastitas. Las mismas se ubican al noreste del sector de descarga geotermal principal (RP-A, Fig. 5.1.2a), y forman parte del Ciclo Volcánico Superior (Brousse y Pesce, 1982; JICA, 1983). Las rocas referidas se presentan cubiertas casi por completo, debido a los grandes movimientos gravitacionales de la zona (Fig. 5.2.2a), y se caracterizan por su estructura brechosa y sus coloraciones castañas a gris pardas. Están compuestas por litoclastos, vitroclastos y escasos cristaloclastos, inmersos en una exuberante matriz cinerítica (Fig. 5.2.2b). Los litoclastos superan los 2,6 mm de diámetro y responden a fragmentos subredondeados a subangulosos de volcanitas de textura vitroporfírica, compuesta por pequeños fenocristales de cuarzo y feldespato alcalino y pasta vitrofírica fluidal (Fig. 5.2.2c, d). Tanto los vitroclastos como la matriz están compuestos por trizas vítreas que se hallan enteramente recrystalizadas, mayormente a cuarzo microcristalino y a feldespato alcalino. Algunos vitroclastos alcanzan grandes dimensiones (mayores a 3 mm) y desarrollan morfologías irregulares. Además, presentan una evidente desvitrificación lo que provoca la aparición de minerales tales como cuarzo, feldespato alcalino, mica fibrosa de tipo sericita y arcillas (Fig. 5.2.2c, e). Por otro lado, se identificaron cristaloclastos de biotita con acumulaciones de óxidos que le otorgan opacidad, así como sectores con leve desferritización (Fig. 5.2.2d, e). La matriz está compuesta principalmente por trizas de dimensiones menores a 250 μm , con morfología cuspada y, en menor medida, formas esféricas caracterizadas por una recrystalización total a cuarzo policristalino y feldespato alcalino. En cuanto a la composición modal, se estimó que el 92% corresponde a vitroclastos y matriz, 5% a litoclastos y un 3% a cristaloclastos. La difracción de rayos X arrojó un 81% de cuarzo, 9% de feldespato alcalino y 10% de fracción arcilla. Dentro de esta última, un 60% corresponde a micas (atribuida a sericita), de cristalinidad regular, y un 40% a caolinita de buena cristalinidad (Fig. 5.2.2f). Este tipo litológico, encuadraría dentro de las lapillitas (Mazzoni, 1986; modificado de Teruggi *et al.*, 1978).

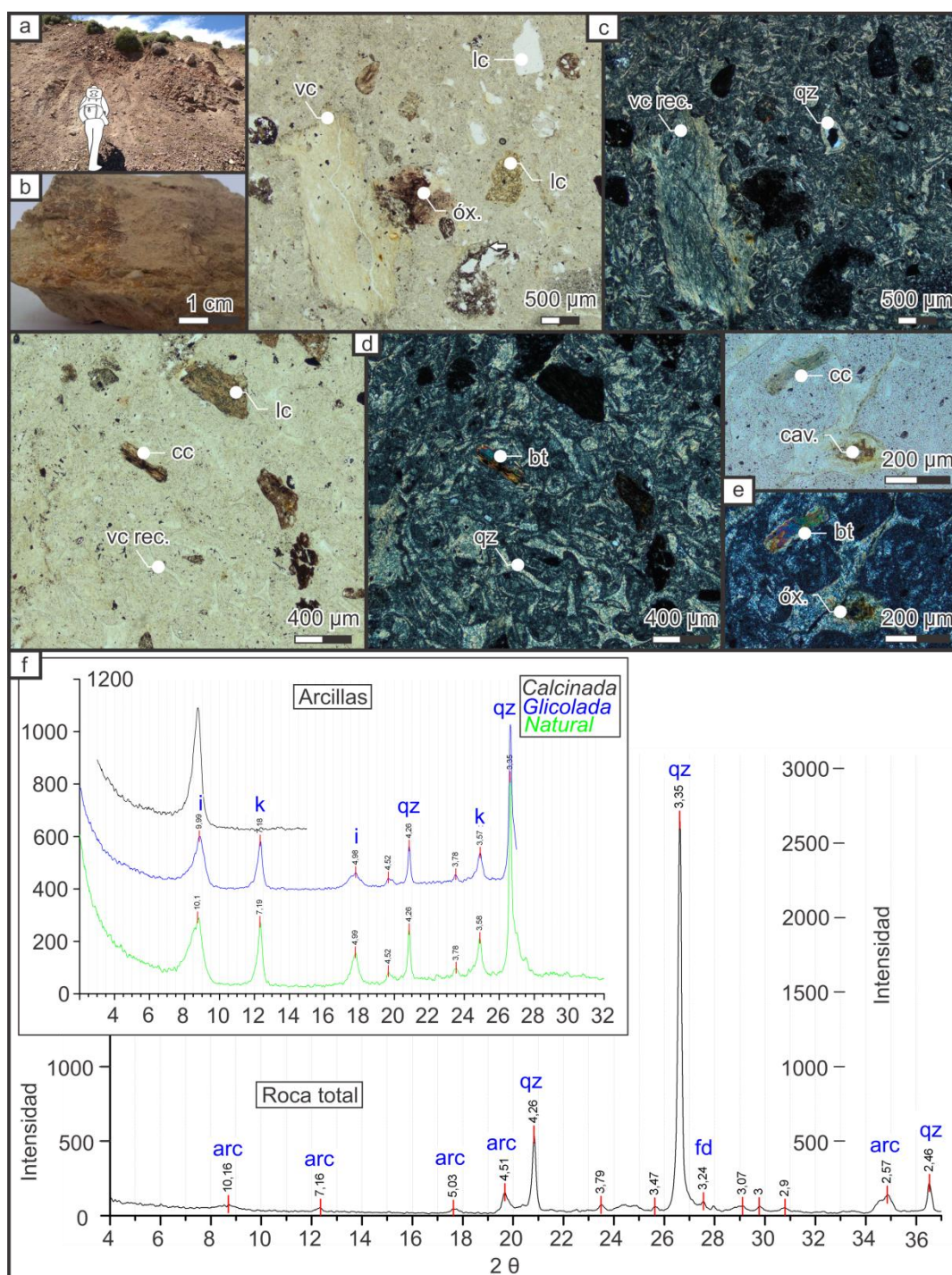


Figura 5.2.2. Afloramiento de rocas de alteración semicubierto por derrubios en Rincón de Las Papas (a), y muestra a escala mesoscópica de un ejemplar de las mismas (b). Fotomicrografías petrográficas (c, d, e), con nicóles paralelos a la izquierda y cruzados a la derecha. Se reconocen litoclastos (lc), vitroclastos recrystalizados (vc rec.), cristaloclastos (cc) de biotita (bt), inmersos en una matriz cinerítica recrystalizada a minerales micáceos y cuarzo (qz), junto con óxidos secundarios (óx.). Difractograma de rayos X sobre roca total y fracción arcillas (f), donde destaca la presencia de arcillas (arc) de tipo caolinita (k) y escasa illita (i). Asimismo se halló cuarzo (qz), feldespato alcalino (fd).

5.3 Zona Ailenco

En el noroeste del área de estudio se halla ubicada la descarga geotermal Ailenco, donde se reconocen precipitados hidrotermales de escasa potencia aflorante (menores al metro), circunscripta a la surgente, y frentes de alteración a unos 200 a 1.000 metros de distancia en línea recta hacia el suroeste, sobre el valle homónimo (Fig. 5.3a y d). Los precipitados hidrotermales consisten en travertinos con una distribución acotada a las proximidades de la incipiente descarga de agua geotermal (Ai-T; Fig. 5.1.2b). En planta tienen una disposición semioval, en función del difuso centro efusivo, y se los ha considerado como inactivos ya que no registran crecimiento en la actualidad (e. g., [Villalba et al., 2019a](#)). En campo, estas litologías están poco expuestas ya que además de que sus afloramientos son reducidos, en gran medida están soterrados y/o afectados mecánicamente por los procesos de remoción en masa característicos de la zona (Fig. 5.3.1a). La coloración de estas rocas es heterogénea dado que presentan láminas castañas grisáceas, rojizas, blancas y grises, hasta en tonalidades ocreas. Los colores más neutros (gris y blanco), son más notorios en los sectores con mayor abundancia de cavidades alargadas, las cuales se presentan en gran proporción. Las estructuras predominantes de estas litologías responden a capas laminadas paralelas a replegadas, ésta última con formación de “corteza cristalina” ([Capezzuoli et al., 2014](#)) principalmente hacia los sectores más superficiales. Los repliegues se ven reflejados por contorsiones de bandas junto con el crecimiento de columnillas y botroides milimétricos en sentido perpendicular a las láminas, que ocurren sobre la superficie aérea de las terrazas (Fig. 5.3.2b). En sección delgada, se logran reconocer masas homogéneas de microesparita criptocristalina en forma de peloides agrupados en conjuntos de aglomeraciones. En algunos de estos peloides, la cristalinidad varía entre esparita muy fina, en su centro, a microesparita en los márgenes. También, se observan bandas de cristales poligonales gruesos de esparita que recubren las mencionadas aglomeraciones, así como esparita mediana a fina, que recubre el lado interno de las cavidades de morfología irregular (Fig. 5.3.1c). Estas bandas se intercalan también con láminas de microesparita, lo que conforma un bandeo paralelo a contorsionado. Se deduce que los cristales esparíticos tuvieron un crecimiento póstumo a la formación de microesparita, cuyo crecimiento se identifica sobre la masa criptocristalina. Durante la observación a través del MEB, se corroboró el crecimiento botroidal de algunos sectores

sobre los cuales además, se distinguió un desarrollo reticulado de calcita cristalina e incluso diminutos romboedros de calcita (Fig. 5.3.1d, e). En los estudios de difracción de rayos X se reconoció como único mineral constituyente de la muestra a la calcita. Sin embargo, también se detectaron mediante el espectrograma EDAX, proporciones menores de silicio y escaso contenido de magnesio y aluminio (Fig. 5.3.1f).

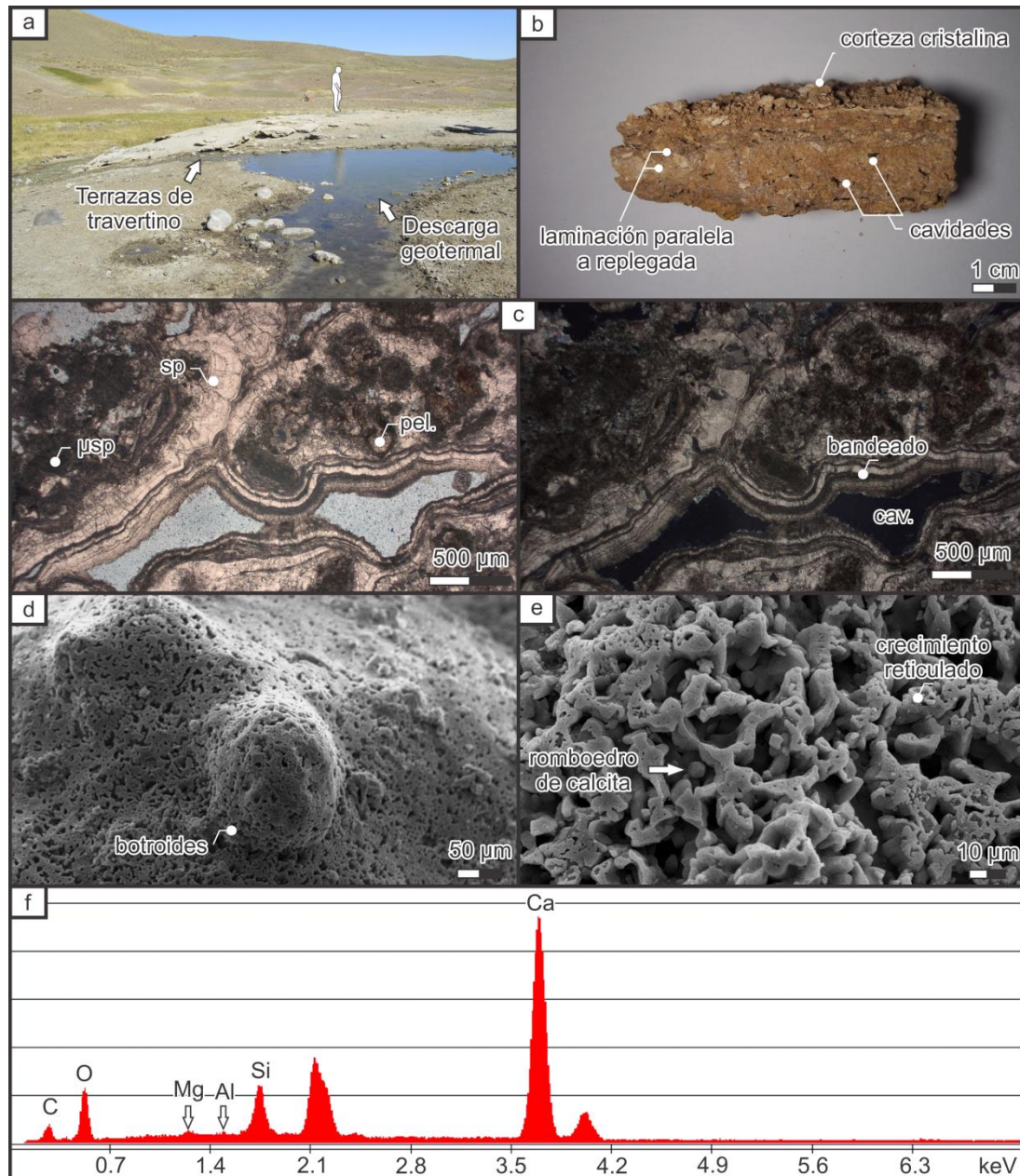


Figura 5.3.1. Travertinos de disposición marginal a la descarga geotermal Ailincó observados en campo (a), y a escala mesoscópica (b). Microfotografías donde se reconoce calcita esparítica (sp), microesparítica (μ sp), peloides (pel.) y cavidades (cav.), con nicoles paralelos (izquierda), y cruzados (derecha) en (c). Microfotografías obtenidas en MEB donde puede verse el hábito

botroidal (d) y su superficie reticulada (e). Espectrograma EDAX con elementos presentes en la muestra (f).

Por otra parte, sobre el sector de cuenca media del arroyo Ailenco, se expone un frente de alteración hidrotermal de colores blancos, grises, amarillos y rojizos con diferente grado de friabilidad, que conforman parte de la ladera noroeste del valle del arroyo (Fig. 5.3.2a). Las rocas parentales corresponden al Ciclo Volcánico Inferior y están representadas fundamentalmente por dos litologías emparentadas genéticamente, consistentes en piroclastitas y volcanitas lávicas (Brousse y Pesce, 1982; JICA, 1983). Las rocas piroclásticas (Ai-A1, Fig. 5.1.2b), son de colores blancos, grises y castaños, y están compuestos por abundante matriz, con una granulometría muy fina y/o criptocristalina, litoclastos y cristaloclastos (Fig. 5.3.2b superior). Las proporciones modales de las muestras estudiadas indican un 60% de matriz, 30% de litoclastos y 10% de cristaloclastos. Los litoclastos corresponden a rocas volcánicas afaníticas a porfíricas, presentan formas subangulosas a subredondeadas y dimensiones que pueden superar los 4,2 mm. Los litoclastos afaníticos están compuestos por abundantes óxidos, plagioclasa, cuarzo y escaso feldespato alcalino (Fig. 5.3.2c), en tanto que los litoclastos porfíricos presentan fenocristales de plagioclasa y pasta pilotáxica muy fina de plagioclasa. En gran cantidad de los litoclastos afaníticos, se ha identificado alteración de plagioclasas a arcillas, así como también alteración sericítica intersticial en la matriz de los mismos (Fig. 5.3.2c). En estas piroclastitas se observan importantes acumulaciones de óxidos en zonas de fragilidad como venillas y fracturas (Fig. 5.3.2d). En cuanto a los cristaloclastos, alcanzan los 450 μm de dimensión, y responden principalmente a plagioclasas con maclado polisintético, cuarzo y hornblenda. Se identifican cavidades en cristales de plagioclasas que indican disolución, con bordes carcomidos y cavidades en el interior de los cristales. También como rasgos de alteración se reconocen notorios parches de reemplazo por arcillas y óxidos (Fig. 5.3.2e, f, g). Se observó que algunos cristales de hornblenda presentan bordes corroídos y fracturas coincidentes con los planos de clivaje que alojan minerales opacos anhedrales. La matriz de las muestras, se caracteriza en general, por ser criptocristalina y presentar abundante proporción de arcillas de alteración, óxidos y cristobalita, esta última probablemente derivada de desvitrificación. La difracción de rayos X realizada sobre estas litologías arrojó la presencia de cuarzo (36%), plagioclasa (41%), feldespato alcalino (12%), arcillas (8%), cristobalita (2%) y magnetita (1%). De la fracción arcilla,

se determinó que más del 99% corresponde a esmectita, de cristalinidad mala a regular, y el 1% restante a illita de mala cristalinidad. Es destacable que dada la cristalinidad observada, sería de esperar que los porcentajes obtenidos a partir del difractograma estén subestimados (Fig. 5.3.2h). Estas rocas piroclásticas se clasificaron como lapillitas (Mazzoni, 1986; modificado de Teruggi *et al.*, 1978).

Por otro lado, las volcanitas (Ai-A2, Fig. 5.1.2b), presentan coloraciones variables entre castaño, gris y blanco amarillento. Poseen texturas afaníticas a porfíricas, en este último caso con presencia de fenocristales principalmente de plagioclasa con tintes de oxidación tanto en cristales como en la pasta (Fig. 5.3.2b inferior). La textura porfírica consiste en grandes fenocristales de plagioclasas inmersas en una pasta con granulometría fina hasta inclusive criptocristalina en algunos casos. Esta última, presenta además coloración castaña y una composición mineralógica constituida por cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino, en proporciones variables, y sericita (Fig. 5.3.2d). Los fenocristales de plagioclasas presentan macla polisintética y zonación concéntrica a irregular. Algunas plagioclasas presentan además abundantes inclusiones de minerales opacos con desarrollos subhedrales y anhedrales que generan una textura sieve y/o en parches. Adicionalmente, varios de estos fenocristales presentan bordes de disolución irregulares y textura cribada junto con la presencia de minerales opacos, arcillas y sericita rellenando cavidades o fracturas (Fig. 5.3.2e, f, g). También en la pasta se observan arcillas secundarias de manera intersticial y cristobalita fibrosa radial producto de la desvitrificación de esferulitas. Análisis de rayos X realizados sobre las rocas antes descriptas permitieron cuantificar las especies minerales presentes, que en promedio resultaron en un 36% de plagioclasas, 26% de cuarzo, 18% de feldespato alcalino, 9% de arcillas, 10% de cristobalita (aunque en una de las muestras este mineral está ausente), y 1% de magnetita. Dentro de la fracción arcilla, la mayor parte de las muestras presenta el 100%, o un valor muy cercano, de esmectitas de cristalinidad mala a regular. En las muestras con mayor variedad de minerales arcillosos se encontraron illita/mica (sericita), de cristalinidad regular a mala, principalmente en porcentajes bajos (cerca de 4% de media), aunque una de las muestras reflejó un 55% de este mineral. Al mismo tiempo, se identificó caolinita en una de las muestras (10%), con una cristalinidad regular (Fig. 5.3.2h). La clasificación realizada para estas rocas volcánicas (Streckeisen, 1980), junto a las texturas descriptas permite definirlas como fenoandesitas (Fig. 5.1.1a).

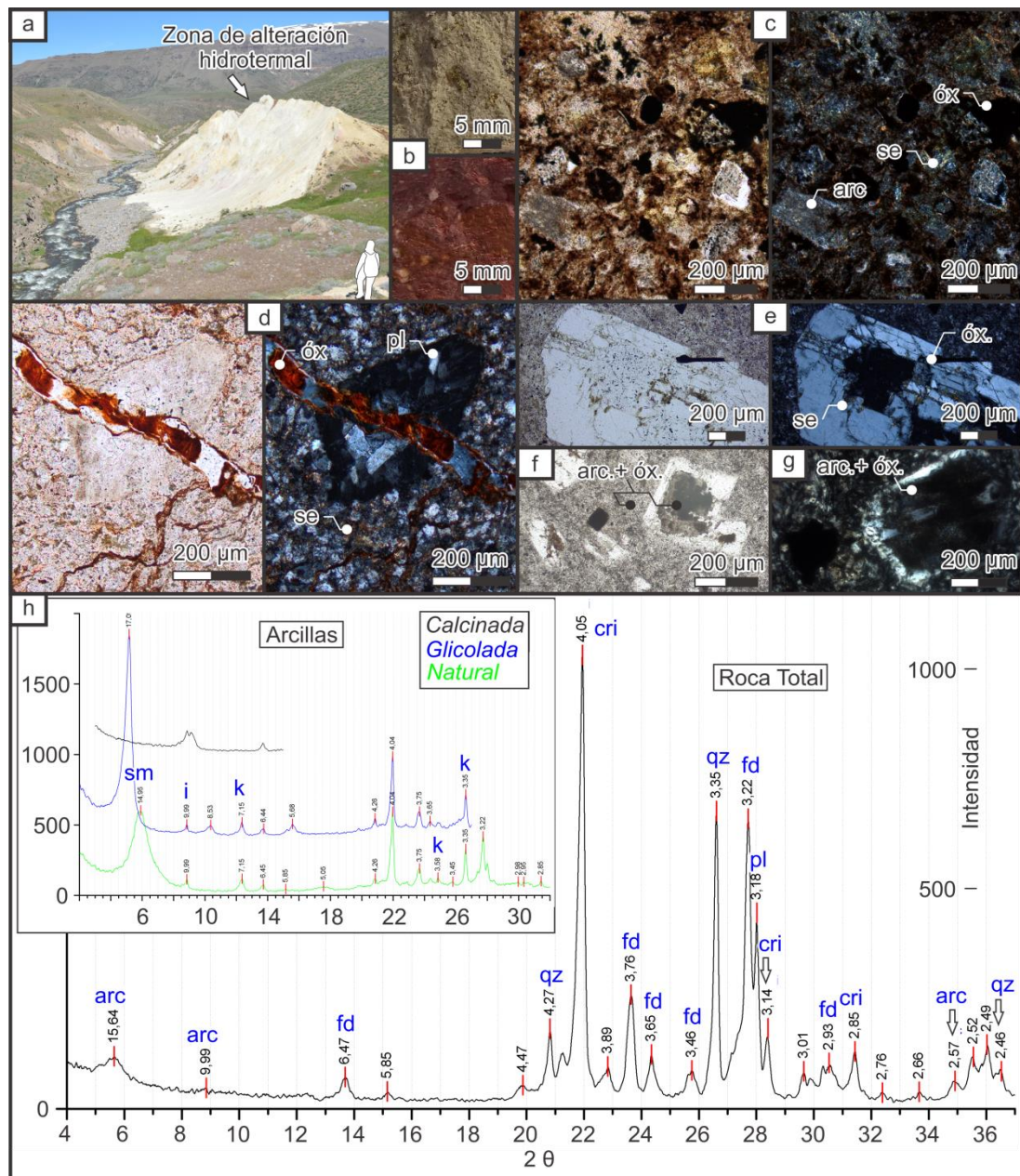


Figura 5.3.2. Fotografía de frente de alteración en la zona de Ailincó (a) y ejemplos de muestras rocosas recolectadas que comprenden a la piroclastita (b, arriba) y volcanita lávica (b, abajo) muestreada. Ejemplares observados en microscopio petrográfico (c, d, e, f, g). Se puede reconocer sericita (se), arcillas (arc), óxidos (óx.) y plagioclasa (pl). En (h) se muestra ejemplo de difractograma de rayos X sobre roca total y sobre fracción arcilla de una de las muestras, en donde se halló cuarzo (qz), feldespato alcalino (fd), plagioclasas (pl), cristobalita (cri), caolinita (k), esmectita (sm) e illita (i).

5.4 Zona El Humazo

Los precipitados hidrotermales en esta zona son abundantes y conforman travertinos que se desarrollan en potentes paquetes laminados aterrazados, principalmente sobre las paredes del valle del arroyo Manchana Covunco cercanas al sector de descargas geotermales (EH-T, Fig. 5.1.2c). Adicionalmente, se ha identificado, con menor abundancia, material blando silíceo tipo gel asociado a las piletas burbujeantes de agua geotermal, así como azufre nativo e incluso escasos cristales cúbicos de pirita. Los travertinos presentan colores variados entre blanco, gris claro a medio y castaño oscuro. Las muestras recolectadas se encuentran conformadas casi en su totalidad por minerales carbonáticos que presentan un desarrollo cristalino predominantemente euhedral de tamaño medio a grueso. A su vez, el crecimiento cristalino es radial en forma de abanicos, vistos en sección perpendicular, y botroides suaves yuxtapuestos, visto en planta (Fig. 5.4.1a). En microscopio petrográfico se observaron dos tipos de desarrollo de cristales de calcita con características contrastantes: calcitas de hábito radial grueso, que en ocasiones conforman bandas (Fig. 5.4.1b), y calcitas con desarrollos poligonales de tamaño fino a medio (Fig. 5.4.1c). De manera intersticial se identificaron también arcillas y ocasionalmente cavidades planares elongadas. Además, se observaron bandas de microesparita y esparita en forma de peloides, con mayor abundancia de arcillas y óxidos interpuestos. Observaciones de mayor resolución realizadas en MEB permitieron distinguir sectores con crecimiento granular, con evidentes superficies prismáticas cuspidas, y sectores escamosos que otorgan laminación paralela (Fig. 5.4.1d, e, f). A partir del microanálisis EDAX se detectó calcio como componente fundamental, aunque también se determinó silicio en muy bajas proporciones (Fig. 5.4.1g). Además, el análisis de los estudios por difracción de rayos X realizados indicó la presencia de calcita (90%) como especie mineral dominante, así como arcillas (10%) de tipo esmectítica de cristalinidad regular.

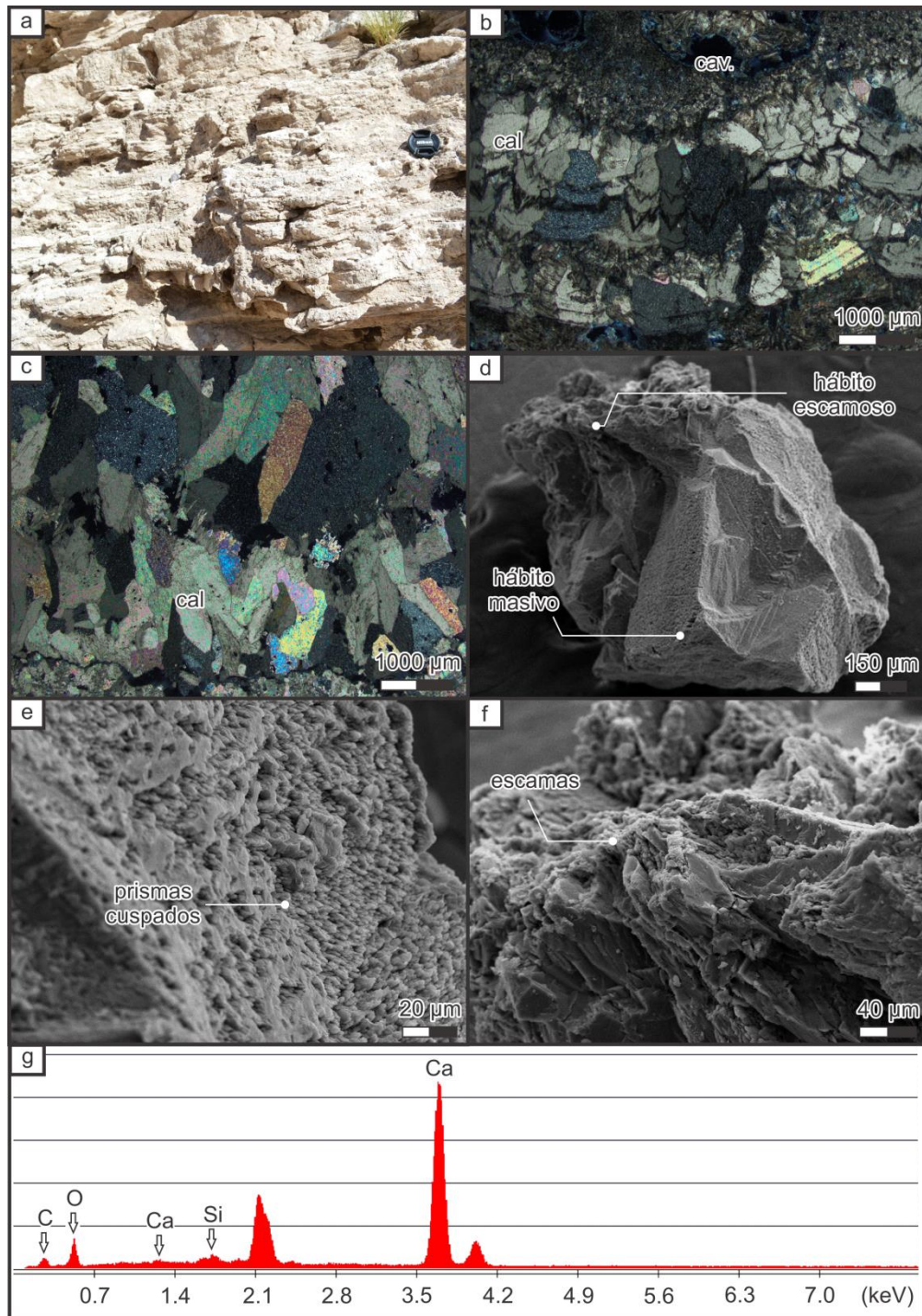


Figura 5.4.1. Afloramiento de travertinos reconocidos en campo (a) y muestras observadas bajo microscopio petrográfico (b, c, d). Imágenes obtenidas en MEB donde se distinguen dos hábitos en un mismo agregado carbonático (d), y con mayor detalle se logran identificar pequeños prismas en el sector masivo (e) y así como escamas en el otro sector (f). Espectrograma EDAX en (g). cal: calcita, cav.: cavidades.

Por otra parte, las rocas que presentan rasgos de alteración hidrotermal se identifican en campo por sus coloraciones en tonos claros, en la gama del gris claro al pardo y por su estado algo deleznable al tacto, atribuido al material arcilloso presente (Fig. 5.4.2a). Las rocas involucradas, correspondientes al Ciclo Volcánico Superior (Brousse y Pesce, 1982; JICA, 1983; D'Elia *et al.*, 2020), fueron agrupadas en dos tipos principales: volcanitas lávicas y piroclastitas. Las primeras se desarrollan al sureste de la zona de descarga geotermal y por fuera del valle del arroyo (EH-A1, Fig. 5.1.2c). Las volcanitas lávicas se caracterizan por poseer textura porfirica constituida por fenocristales subhedrales a anhedrales de feldespato alcalino, cuarzo, plagioclasas y escaso anfíbol, inmersos en una pasta afanítica castaña (Fig. 5.4.2a). Los feldespatos alcalinos y plagioclasas alcanzan grandes dimensiones, incluso hasta 2 mm, en tanto que el cuarzo y el anfíbol tienen un tamaño promedio de 0,1 mm. Esta última especie mineral corresponde a la variedad hornblenda y presenta un elevado grado de acumulación de óxidos, disolución de sus bordes (Fig. 5.4.2b), así como escasa y diminuta clorita en algunos ejemplares. A excepción del cuarzo, los fenocristales contienen opacos anhedrales en su interior, aunque también se exhiben óxidos en parte de los márgenes de estos cristales, principalmente donde predominan bordes semicribados (Fig. 5.4.2b, c). También se reconocen recubrimientos de cuarzo policristalino (tipo manto) en fenocristales de feldespatos alcalinos y plagioclasas, y abundante e intenso cribado y bordes de disolución penetrativo (Fig. 5.4.2b, c, d). Por su parte, la pasta de estas rocas es de tamaño fino a muy fino y está constituida por feldespatos alcalinos, plagioclasas, cuarzo y material criptocristalino correspondiente a cristobalita y tridimita. En algunos sectores de las muestras, se identifica fluidalidad por disposición continua y paralela de sus elementos, así como pequeñas vetillas con relleno de óxidos. Se observa alteración intersticial a sericita y arcillas, así como reborde de opacos en anfíbol (Fig. 5.4.2d). Las arcillas determinadas con rayos X responden a un 55 a 100% de esmectita de cristalinidad regular a mala, y un 10 a 45% de caolinita de buena a mala cristalinidad (Fig. 5.4.2f). A través de su composición modal (Streckeisen, 1980), estas rocas se clasificaron como fenoriolitas (Fig. 5.1.1a).

Por su parte, las piroclastitas se distribuyen hacia las paredes más próximas al piso del valle del arroyo y también junto a las zonas de descarga geotermal (EH-A2, Fig. 5.1c). Se encuentran compuestas por litoclastos subredondeados a subangulosos de volcanitas porfiricas, microporfiricas a afaníticas, cristaloclastos y abundante matriz.

Los litoclastos alcanzan tamaños de hasta 2,4 mm y están presentes en una proporción que ronda el 6%. Los líticos porfíricos contienen una pasta fina, con tablillas de plagioclasas de textura pilotáxica y abundantes fenocristales de plagioclasas y, en menor medida, de anfíboles (Fig. 5.4.2e). Los líticos afaníticos están íntegramente compuestos por pasta pilotáxica fina a muy fina, aunque en parte sugiere ser traquítica. Los cristaloclastos poseen dimensiones entre 0,1 y 0,5 mm y una abundancia relativa del 30%. Estos cristales están compuestos por plagioclasa, cuarzo, escasos feldespatos alcalinos, hornblenda y biotita en muy baja proporción. Se reconocieron marcadas texturas de resorción en plagioclasas (cribado y bordes de disolución), así como parches de reemplazo que incluyen zeolitas y arcillas en su interior (Fig. 5.4.2e). Además, se identificó cribado en anfíboles con pequeños engolfamientos y parte de sus contornos rodeados de opacos, lo que constituye una textura semimanteada. La matriz se halla en un 64% de abundancia relativa, es muy fina a criptocristalina y, en algunos casos, presenta baja luminosidad posiblemente por la presencia de ceolitas de escaso desarrollo cristalino, así como por la acumulación de óxido disperso (Fig. 5.4.2e). Los difractogramas de rayos X permitieron estimar una composición mineralógica porcentual, que indica un 45 a 64% de plagioclasa, 6 a 7% de feldespato alcalino, 5 a 12% de cuarzo, 3 a 4% de cristobalita y 2% de magnetita. Además, en una de las muestras, se halló un 15% de clinoptilolita/heulandita y 5% de hornblenda. Subordinadamente, se identificaron también epidoto y yeso como producto de alteración (Fig. 5.4.2f). La clasificación determinada sobre estas rocas piroclásticas ([Mazzoni, 1986](#); modificado de [Teruggi *et al.*, 1978](#)) arrojó que se trata de lapillitas.

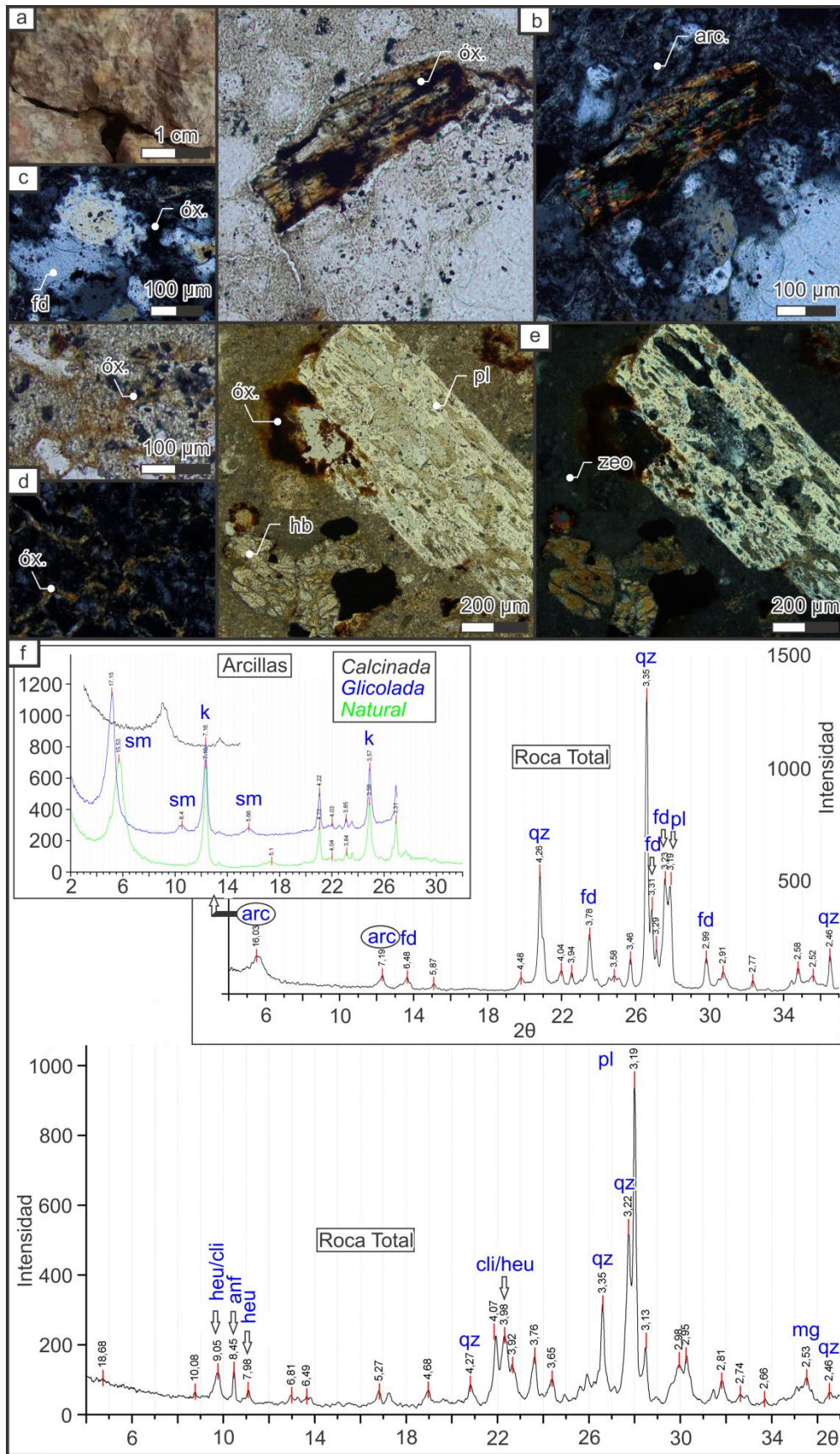


Figura 5.4.2. Muestra de mano de roca de alteración (a), junto con microfotografías de rocas de alteración presentes en El Humazo (b, c, d, e). En (f) se pueden observar difractogramas de

rayos X (f). Las microfotografías con nicols paralelos se hallan a la izquierda (b, e) o arriba (d), en tanto que con nicols cruzados a la derecha (b, e) o abajo (d). En (c), se muestra con nicols cruzados. En microfotografías se identifica plagioclasas (pl), óxidos (óx.), feldespato alcalino (fd), hornblenda (hb), ceolitas (zeo), arcillas (arc.). En los difractogramas se reconoce cuarzo (qz), plagioclasa (pl), feldespato alcalino (fd), esmectita (sm) y caolinita (k), clinoptilolita/heulandita (cli/heu), magnetita (mg), anfíbol (anf).

5.5 Zona Las Olletas

Los precipitados hidrotermales en esta zona son notorios dado que tapizan el flanco meridional del valle del arroyo Manchana Covunco. Estos precipitados constituyen depósitos aterrazados que no son continuos lateralmente, sino que se distribuyen en un sector oeste y otro este, entre los cuales tienen lugar rocas de alteración de coloraciones castañas (Fig. 5.1d). Los precipitados del sector oeste son de características aterrazadas y coloraciones muy claras, a excepción de algunos de color gris oscuro. Sobre la base de su composición se diferenciaron precipitados carbonáticos, que constituyen travertinos (LO-T1; Fig. 5.1.2d), y silíceos, que conforman rocas de tipo sínter (LO-T2; Fig. 5.1.2d). Espacialmente, los precipitados del sector oeste se diferencian longitudinalmente en una zona proximal, una media y otra distal. La zona proximal se desarrolla en las cotas más elevadas del sector, sobre una topografía suave, donde se hallan pozos en forma de cuenco por los que descarga el agua geotermal. Esta última, luego se encauza en pequeños canaliculos, formados por los propios precipitados hidrotermales (Fig. 5.5.1a), en dirección al valle del arroyo Manchana Covunco. A pocos metros del recorrido, el agua atraviesa superficialmente la zona media en donde la pendiente se incrementa generando la diversificación de las estructuras que presentan los precipitados. En este último sector, se incorporan más descargas geotermales que surgen a partir de pequeñas fracturas longitudinales sobre la superficie de los propios precipitados. La composición de estos depósitos es carbonática y desarrollan estructuras reticuladas irregulares a poligonales, en columnillas (con crecimiento en capas alrededor de un punto central), en láminas paralelas suavemente replegadas y bandeadas radiales y mamelonares (Fig. 5.5.1b, c). Sin embargo, las estructuras que más destacan de este sector son los pináculos de crecimiento concéntrico, o *mounds*, que alcanzan el 1,5 m de diámetro y pueden superar el medio metro de alto (Fig. 5.5.1d). La mayoría de estas estructuras poseen sus conductos

sellados por los mismos carbonatos, por lo que el escape de fluidos ocurre por fisuras en los alrededores de dicha estructura. De esta manera, se presentan escapes de fluidos distribuidos radialmente en torno al que fuera el conducto principal de estos pináculos. La muestra obtenida de este sector corresponde a uno de estos pináculos (LO-T1), y se caracteriza por colores castaño oscuro. Está compuesta por cristales de calcita muy gruesos de clivaje romboédrico muy marcado y de arreglo típicamente plumoso, lo cual se observa en el microscopio (Fig. 5.5.1e). Adicionalmente, se identifican acumulaciones de óxidos en fracturas de los cristales de calcita, e incluso presencia de arcillas como evidencias del accionar de procesos de disolución. La zona distal, se desarrolla sobre un relieve local más abrupto con respecto a la zona media, y finaliza en el piso del valle del arroyo. En esta última zona, se reconoce mayor cantidad de emanaciones fisurales, al mismo tiempo que tienen lugar cascadas y salpicaderos de agua geotermal con mayor efusividad que las zonas anteriores.

Los precipitados del sector este (LO-T2) presentan estructuras con características similares a las descritas anteriormente para la zona media, aunque los *mounds* están ausentes o son de reducido tamaño, en caso de presentarse. Su composición es dominante silíceo por lo que dichos precipitados fueron definidos como sínters. Los mismos están conformados por agregados irregulares a nodulares de material no cristalino. Estos agregados presentan estructura granular por lo que las terrazas son menos marcadas que las del sector oeste, si bien ocasionalmente se presentan finas láminas paralelas de colores oscuros. Estudios petrográficos permitieron identificar agregados amorfos nodulares a masivos, con abundante acumulación de óxidos en forma dendrítica. La laminación es incipiente y consta de material criptocristalino oscuro con una orientación en capas paralelas finas a muy finas (Fig. 5.5.1f, g). Además, se reconocieron cristales de calcita sobre los bordes de los agregados silíceos. En algunos sectores, estos cristales son de pequeñas dimensiones y escasos, mientras que en otros son grandes cristales subhedrales de hasta 0,2 mm. Por otro lado, también se identificó material orgánico que responde a vegetación reemplazada parcialmente por sílice, cristales anhedrales de cuarzo y subhedrales de plagioclasa, escasos mafitos (probablemente anfíbol) y arcillas. Los análisis de MEB, realizados sobre la muestra de travertino (LO-T1), permitieron distinguir el importante desarrollo cristalino que presentan los cristales de calcita, así como su disposición que definen una estructura bandeada (Fig. 5.5.1h, i, j). Asimismo, en esta última muestra, se

reconoció mediante EDAX una abundante proporción de calcio, así como proporciones menores de silicio y manganeso (Fig. 5.5.1k). Adicionalmente, se realizaron estudios de difracción de rayos X, que confirmaron la predominancia de calcita en el travertino y de material silíceo no cristalino en el sínter.

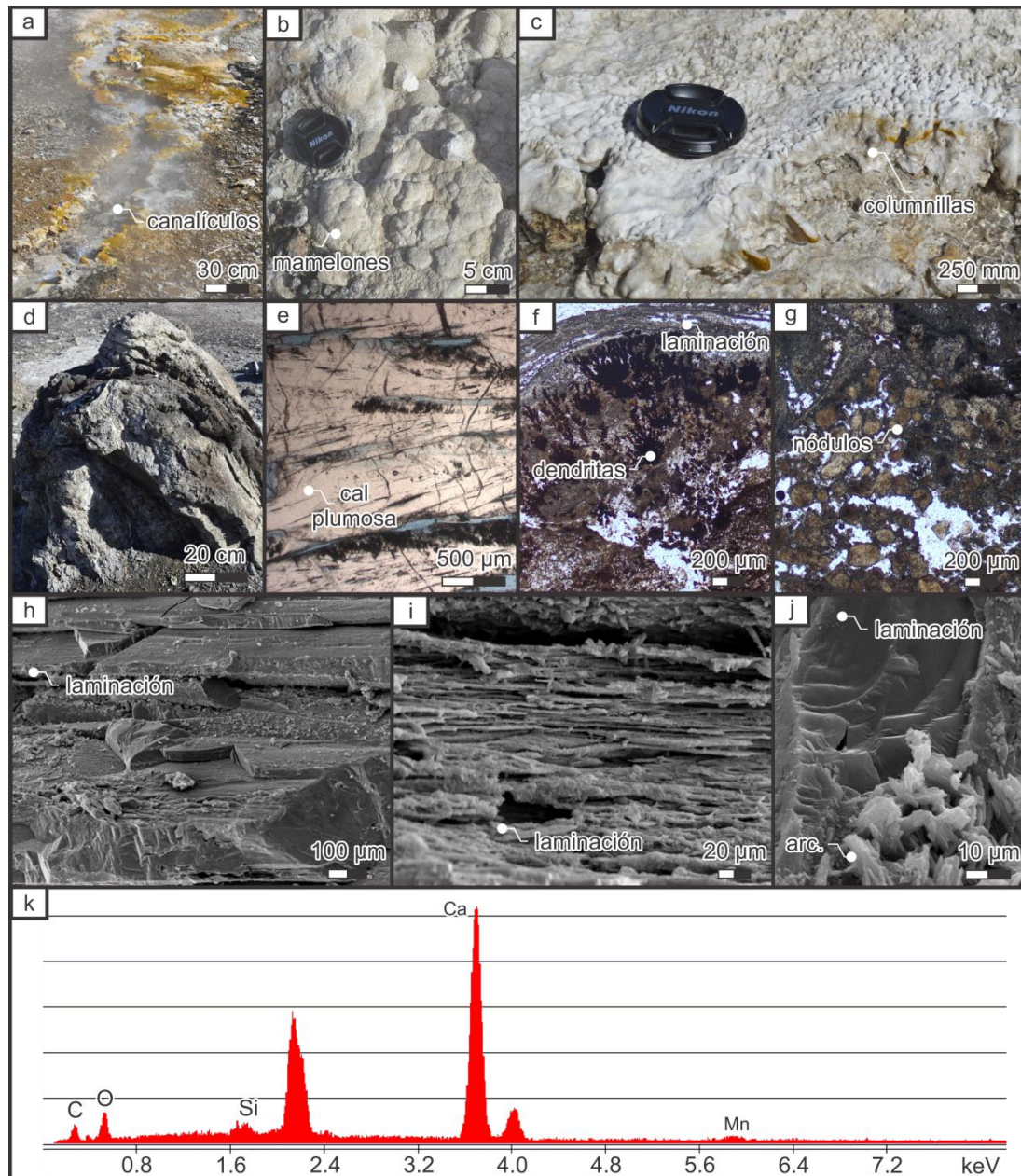


Figura 5.5.1. Fotografías de campo de la zona de descarga geotermal de Las Olletas (a, b, c, d), y secciones delgadas vistas en microscopio petrográfico de travertino (e) y de sínter (f, g). Microfotografías obtenidas mediante MEB (h, i, j), y como microanálisis EDAX (k). cal: calcita, arc.: arcillas.

Las litologías con evidencias de alteración hidrotermal presentan colores claros y aspecto disgregado a terroso. Se desarrollan principalmente en dos locaciones

principales: sector oeste-inferior de los precipitados (LO-A1; Fig. 5.1.2d), donde se encuentran litologías alteradas que están asociadas a la Granodiorita Varvarco (Llambías *et al.*, 1978; JICA, 1983; Zanettini *et al.*, 2001), y entre los sectores este y oeste de los precipitados (LO-A1; Fig. 5.1.2d), donde se identifican rocas alteradas vinculadas al Ciclo Volcánico Superior (Brousse y Pesce, 1982; JICA, 1983). En la primera locación se identificaron afloramientos de rocas con textura granuda gruesa que presenta un importante grado de decoloración y oxidación sobreimpuesta y una estructura deleznable (Fig. 5.5.2a). La mencionada roca se compone de cuarzo, plagioclasa, feldespato alcalino y micas. En microscopio presenta una base conformada por cristales anhedrales de cuarzo y subhedrales de plagioclasa y feldespato alcalino. Estos últimos minerales presentan texturas lamelares, así como reemplazo parcial a arcillas y sericita (Fig. 5.5.2b). Se destaca además la presencia de grandes cristales de biotita, con grados variables de flexuramiento y reemplazo a óxidos, así como con evidencias de resorción. Asimismo, numerosos cristales de biotita están fracturados según sus propios planos de clivaje y presentan inclusiones de minerales félsicos (Fig. 5.5.2b). Las especies minerales presentes así como su porcentaje en roca total fueron determinados por difracción de rayos X. Los resultados obtenidos indicaron 50% de cuarzo, 29% de plagioclasa, 14% de feldespato alcalino, 5% de arcilla y 2% de cristobalita (Fig. 5.5.2f). De acuerdo con su moda mineral (Streckeisen, 1980), la roca fue clasificada como una granodiorita (Fig. 5.1.1b). En la segunda locación y al norte del sector oeste, las litologías fueron designadas como de origen piroclástico (LO-A2). Estas rocas se componen de 40% de fragmentos líticos, 37% de cristaloclastos y 23% de matriz. Los líticos alcanzan tamaños máximos de 5 mm y corresponden a volcanitas afáníticas a porfíricas, compuestas completamente de una pasta pilotáxica en el primer caso, y de la misma pasta con fenocristales de plagioclasas, en el segundo. Algunos de los referidos fenocristales contienen inclusiones de mafitos, probablemente de anfíbol, lo que constituye una textura poiquilítica (Fig. 5.5.2c). Existen importantes texturas de disolución y reemplazo por óxidos y arcillas en fenocristales de estos litoclastos (Fig. 5.5.2e). En cuanto a los cristaloclastos, poseen un tamaño comprendido entre 0,2 y 1,1 mm y responden a cuarzo anhedral, feldespato alcalino, plagioclasa y máficos. Estos últimos, son composicionalmente iguales a los fenocristales antes mencionados. Muchos cristales de feldespato alcalino y plagioclasas presentan maclado, zonación composicional concéntrica marcada, texturas de disolución penetrativa y de exsolución

(pertitas). A su vez, numerosos cristaloclastos de plagioclasas presentan fracturas rellenas con óxidos y sericita, ambos productos de alteración (Fig.5.5.2d).

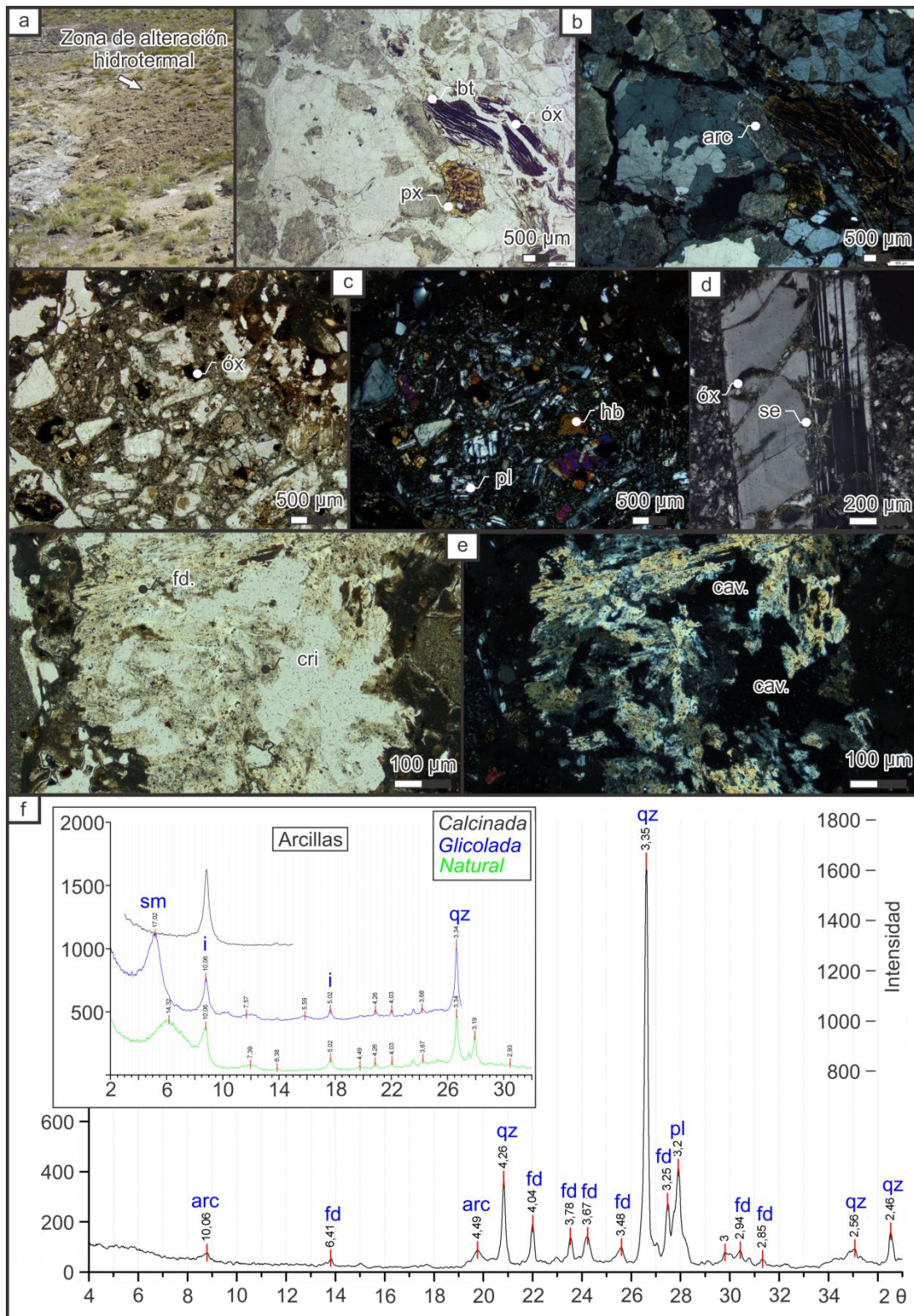


Figura 5.5.2. Vista en campo de zona de alteración entre los sectores este y oeste de la descargas geotermales de Las Olletas (a). Microfotografías con nicols paralelos (izquierda) y cruzados

(derecha) de muestras de alteración (b, c, d, e). Difractogramas de rayos X (f). En microfotografías se identificó feldespato alcalino (fd), biotita (bt), hornblenda (hb), piroxeno (px), sericita (se), óxidos (óx.), cavidades (cav.), cristobalita (cri), arcillas (arc.), plagioclasa (pl). Los difractogramas indican cuarzo (qz), feldespato alcalino (fd), esmectita (sm) e illita (i).

La matriz, posee una granulometría muy fina a criptocristalina y está conformada mayormente por cristobalita como resultado de desvitrificación. La composición según los análisis de rayos X está dada por 35% de feldespato alcalino, 31% de plagioclasa, 20% de cristobalita y 14% de cuarzo. Según la clasificación realizada para estas rocas ([Mazzoni, 1986](#), modificado de [Teruggi et al., 1978](#)), las mismas corresponderían a lapillitas.

5.6 Zona Aguas Calientes

Los precipitados hidrotermales aquí identificados, se encuentran ubicados principalmente en la zona próxima a las nacientes del arroyo homónimo a pesar de no apreciarse actividad geotermal actual en ese sector (AC-T; Fig. 5.1.2e). Sin embargo, aguas abajo del arroyo se reconocen precipitados hidrotermales, que corresponden a delgadas láminas de sínters y que recubren el sustrato en forma de escudo a través del cual circula agua de las descargas geotermas. Los mencionados sínters poseen coloraciones grises y desarrollan depósitos aterrazados. Las terrazas que se ubican en nacientes están compuestas por láminas finas de sílice no cristalina de coloración blanquecina y castaña oscura, dispuestas en capas paralelas (Fig. 5.6.1a, b). A escala microscópica, estas rocas están compuestas por grandes agregados silíceos con laminación interna muy fina, separados unos de otros por cavidades de morfología irregular y a veces de gran tamaño (mayores al milímetro). El material silíceo tiene un comportamiento principalmente isótropo aunque, en parte, presenta sectores microgranulares de criptocristales de sílice, que ocasionalmente se disponen en forma de láminas replegadas a convolutas junto con óxidos y restos orgánicos similares a gramíneas (Fig. 5.6.1c, d). En algunos sectores, se destaca la formación de óxidos dendríticos junto con cavidades más abiertas y angulosas, en las cuales se observa sobre sus bordes depósitos globosos de sílice (Fig. 5.6.1d). La estructura observada en el MEB es de tipo botroidal a laminada insípida (Fig. 5.6.1e, f), aunque en el primer caso, se identificó que en la superficie de la misma tiene lugar el desarrollo de un reticulado

cerrado de cristales de yeso en forma de roseta (Fig. 5.6.1g). El espectro EDAX determinado sobre las superficies reticuladas indica cantidades significativas de calcio y azufre y, en menor proporción, de silicio y aluminio (Fig. 5.6.1h).

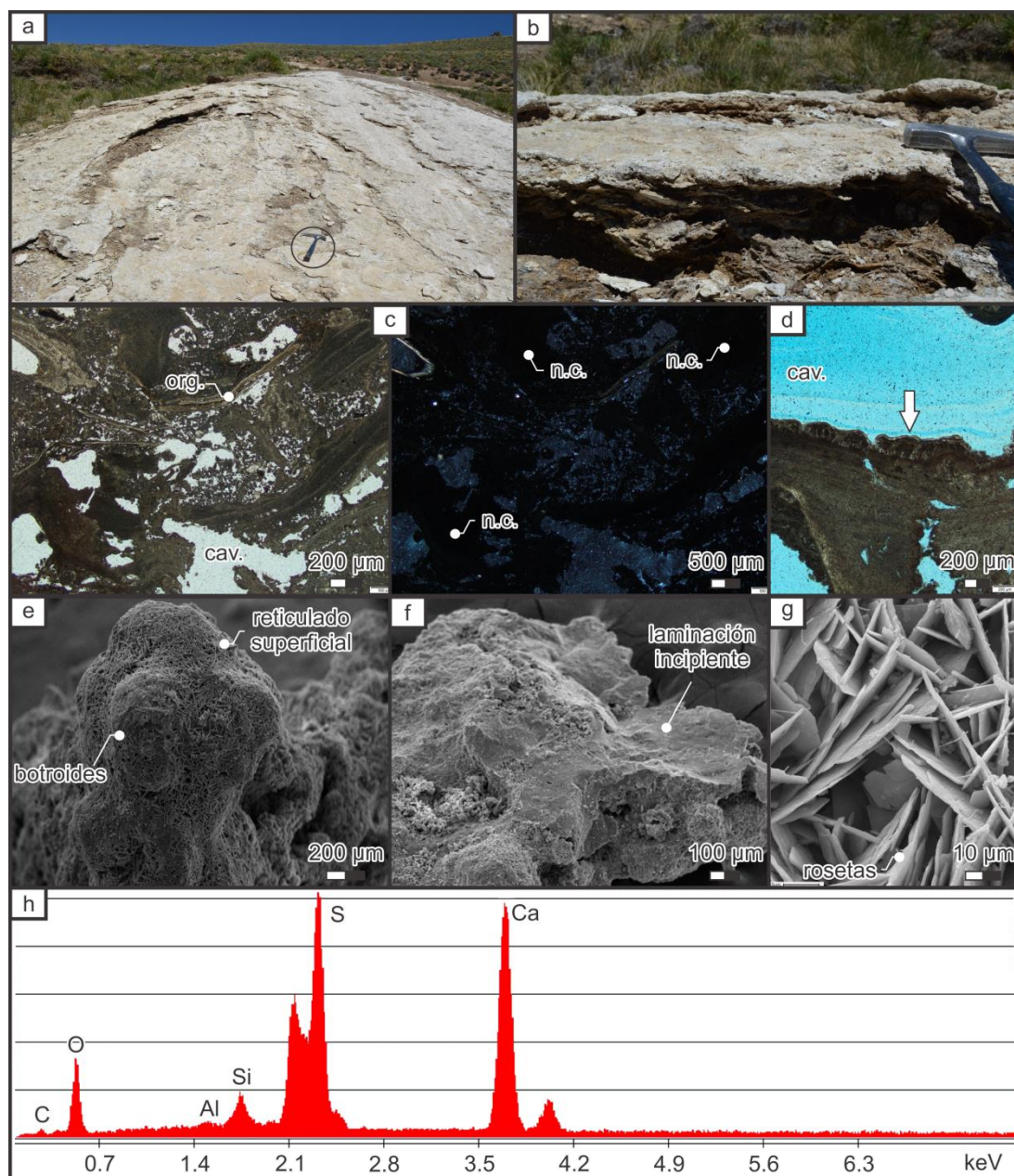


Figura 5.6.1. Fotografías tomadas en campo de precipitados hidrotermales de la zona de Aguas Calientes (a, b), junto con microfotografías petrográficas (c -izquierda sólo polarizador y derecha con analizador colocado-, d). Fotomicrografías tomadas en MEB (e, f, g), y espectro de microanálisis EDAX (h). n.c.: sílice no cristalina, org.: material orgánico, cav.: cavidad.

Si bien los productos de alteración son de difícil reconocimiento en esta zona, se lograron identificar dos tipos litológicos que involucran interacción y modificación por influencia hidrotermal. En el sector de nacientes del arroyo Aguas Calientes, próximo a

las márgenes de éste (AC-A1; Fig. 5.1.2e), se observó material pedogenético alterado, por lo que se reconocieron suelos vaporizantes, o *steaming ground*. Estos últimos presentan a mesoescala un aspecto pulverulento con restos vegetales incorporados y de colores blanquecinos (Fig. 5.6.1a). Están compuestos por abundante matriz no cristalina (90%), y menor proporción de cristales félsicos (10%), los cuales alcanzan tamaños de hasta 0,75 mm. Microscópicamente se compone de material isótropo con morfologías mayormente equidimensionales a tabulares, aunque también irregulares. Dicho material corresponde a aglutinados isótropos, conjuntamente con escasos cristales de cuarzo y plagioclasa. En algunos de estos cristales se reconocieron rasgos de disolución evidenciados por márgenes irregulares en el cuarzo, así como parches de alteración a arcillas en plagioclasas y reemplazo por óxidos (Fig. 5.6.2b, c, d). También se observaron en los minerales cristalinos previos, inclusiones de óxidos y apatita. Además, se destaca en la matriz material orgánico silicificado, con probable recristalización dada la birrefringencia cristalina que muestra. Por otro lado, se reconocieron anfíboles euhedrales (hornblenda), con reemplazos por óxidos (Fig. 5.6.2d). Según los rayos X realizados, la composición del material no cristalino constituye casi el 100% de la muestra. Por otro lado, en el sector aguas abajo del arroyo se identificaron también litologías de alteración (AC-A2; Fig. 5.1.2e), cuyo sustrato comprende a rocas del Ciclo Volcánico Superior ([Brousse y Pesce, 1982](#); [JICA, 1983](#)). Las litologías con rasgos de alteración presentan características piroclásticas con coloraciones rojizas a ocre y una estructura masiva a fluidal. A su vez, dichas rocas están compuestas por cristaloclastos de hasta 0,85 mm de dimensión en un 30%, litoclastos de hasta 2,3 mm en un 15% y matriz en un 55%. Los cristaloclastos son de plagioclasas, feldespato alcalino y cuarzo, en los cuales se ha identificado disolución y reemplazo por arcillas y opacos, fundamentalmente en plagioclasas. En microscopio petrográfico se reconocen abundantes plagioclasas y, en menor proporción, feldespato alcalino, cuarzo, muscovita y hornblenda (Fig 5.6.2e, f, g). Los litoclastos, por su parte, son subangulosos y están compuestos de volcanitas porfíricas con finas tablillas de plagioclasas y pasta criptocristalina. La matriz es muy fina y presenta cristobalita como resultado de desvitrificación, así como abundantes minerales opacos anhedrales intersticiales. De manera escasa también se observan minerales opacos euhedrales tanto en la matriz como en el interior de los cristaloclastos. El grado de fracturamiento es muy marcado aunque mayormente se presenta en cristales de plagioclasa subhedral, al mismo tiempo que se observan venillas de óxidos. Esta roca correspondería según las

características determinadas a lapillitas (Mazzoni, 1986, modificado de Teruggi *et al.*, 1978). Los análisis de difracción de rayos X indican un 69% de plagioclasa, 18% de feldespato alcalino, 3% de cuarzo, 9% de cristobalita y un 1% de magnetita (Fig. 5.6.2h).

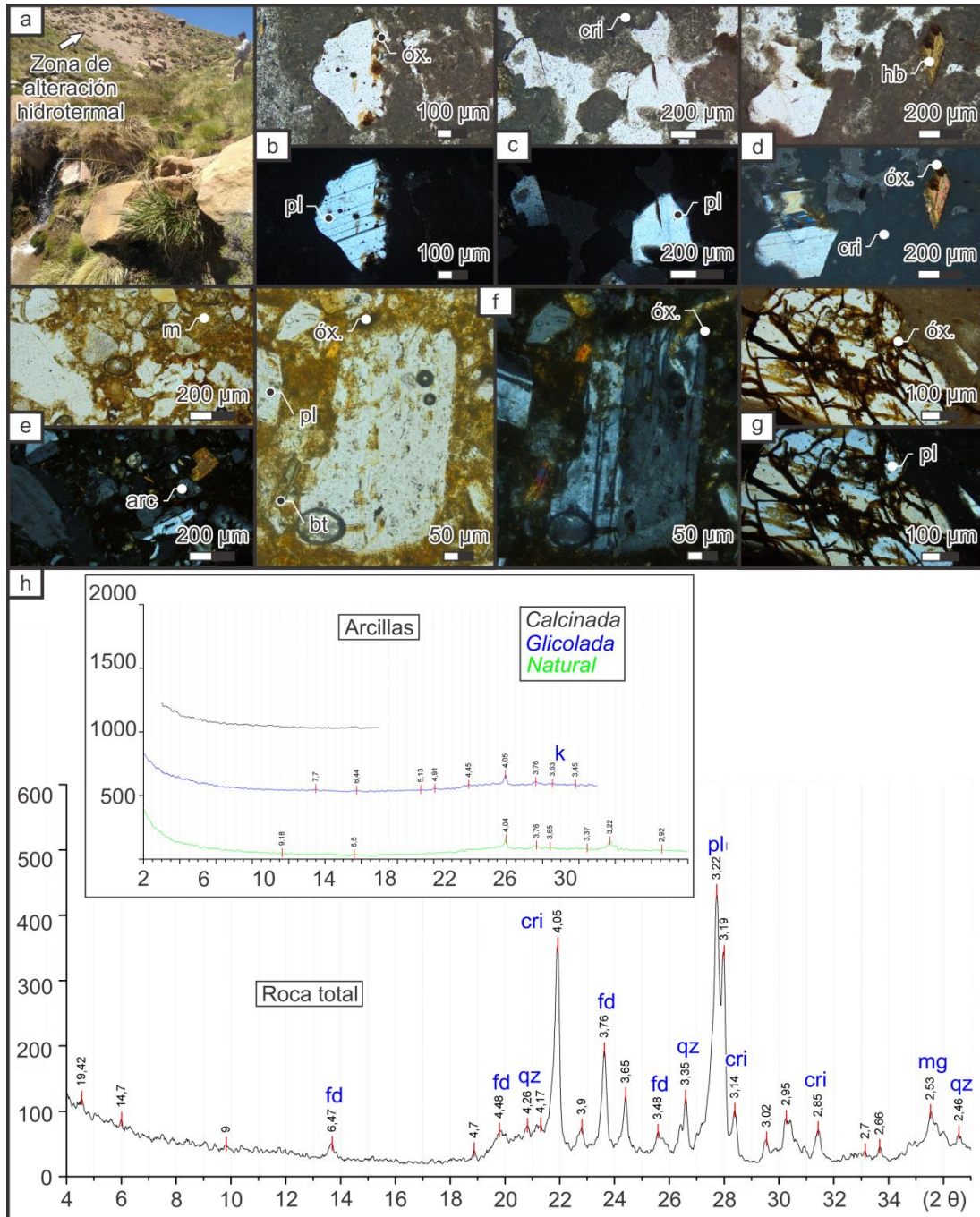


Figura 5.6.2. Fotografía en campo de sector con alteración hidrotermal en nacientes del arroyo Aguas Calientes (a). Microfotografías de rocas de alteración donde se observa disolución de plagioclasa, reemplazo a óxidos y arcillas (b, c, d, e, f, g). Las microfotografías con nicóles paralelos se ubican arriba o izquierda, y con nicóles cruzados, abajo y derecha. Se identifican en

las microfotografías minerales de tipo plagioclasas (pl), óxidos (óx.), cristobalita (cri), hornblenda (hb), arcilla (arc), micas (m), biotita (bt). Difractograma de rayos X en fracción de roca total y fracción arcilla (h), en donde se reconocen plagioclasas, cuarzo (qz), feldespato alcalino (fd), cristobalita (cri), magnetita (mg) y caolinita (k).

5.7 Zona Los Géiseres

En esta zona de descarga geotermal es posible identificar diferentes variedades litológicas que involucran abundantes derrubios derivados de los procesos de remoción en masa. Los mismos consisten en material de muy mala selección, con predominancia de grandes bloques de brechas de erupción hidrotermal, precipitados hidrotermales y productos de alteración. En este sector del arroyo Covunco, los precipitados hidrotermales están presentes principalmente sobre la base del lecho del valle y en el margen norte del arroyo (LG-T; Fig. 5.1.2f). Estos precipitados conforman depósitos que superan la decena de metros de espesor y están compuestos mayormente por material carbonático, por lo que fueron definidos como travertinos. Este material carbonático consiste en calcita cristalina cuya disposición en capas paralelas curvadas, ocasionalmente formando mamelones, desarrolla una estructura laminada (Fig. 5.7.1a). Ocasionalmente, se identificaron además, cristales de calcita con crecimiento cristalino estromatolítico compuesto por estructuras cónicas de crecimiento concéntrico de pequeñas dimensiones. Esto último tiene ocurrencia principalmente sobre las superficies aéreas de los travertinos, o en las paredes de cavidades planares excepcionalmente grandes de dimensiones mayores a 0,2 mm. Las coloraciones de estos travertinos también responden al crecimiento cristalino, siendo blanquecinos aquellos sectores con predominancia de crecimiento cristalino fino, grisáceos los correspondientes con cristales dispuestos perpendicularmente a la laminación, y castaños oscuros en los sectores donde se observan delgadas bandas de crecimiento compacto (Fig. 5.7.1b). Los estudios petrográficos permitieron observar con detalle características morfológicas y estructurales de los cristales de calcita tales como el desarrollo euhedral de aquellos con formas poligonales a aciculares, que además presentan disposición axiolítica/radial, o el desarrollo subhedral de cristales equidimensionales con tamaños variables. Por otro lado, se destaca la presencia de abundantes óxidos en el interior de lo que posiblemente fueran cavidades. Los mismos presentan una continuidad espacial, similar a estilolitas, que podrían sugerir procesos de disolución y/o acumulación de óxidos con posterioridad

a la precipitación primaria (Fig. 5.7.1c, d). Finalmente, las observaciones microscópicas evidenciaron la existencia de un crecimiento laminar en capas paralelas definido por la alternancia de capas con cristales poligonales gruesos a medios, otras con cristales finos a muy finos con abundante arcilla y capas muy delgadas de opacos anhedrales.

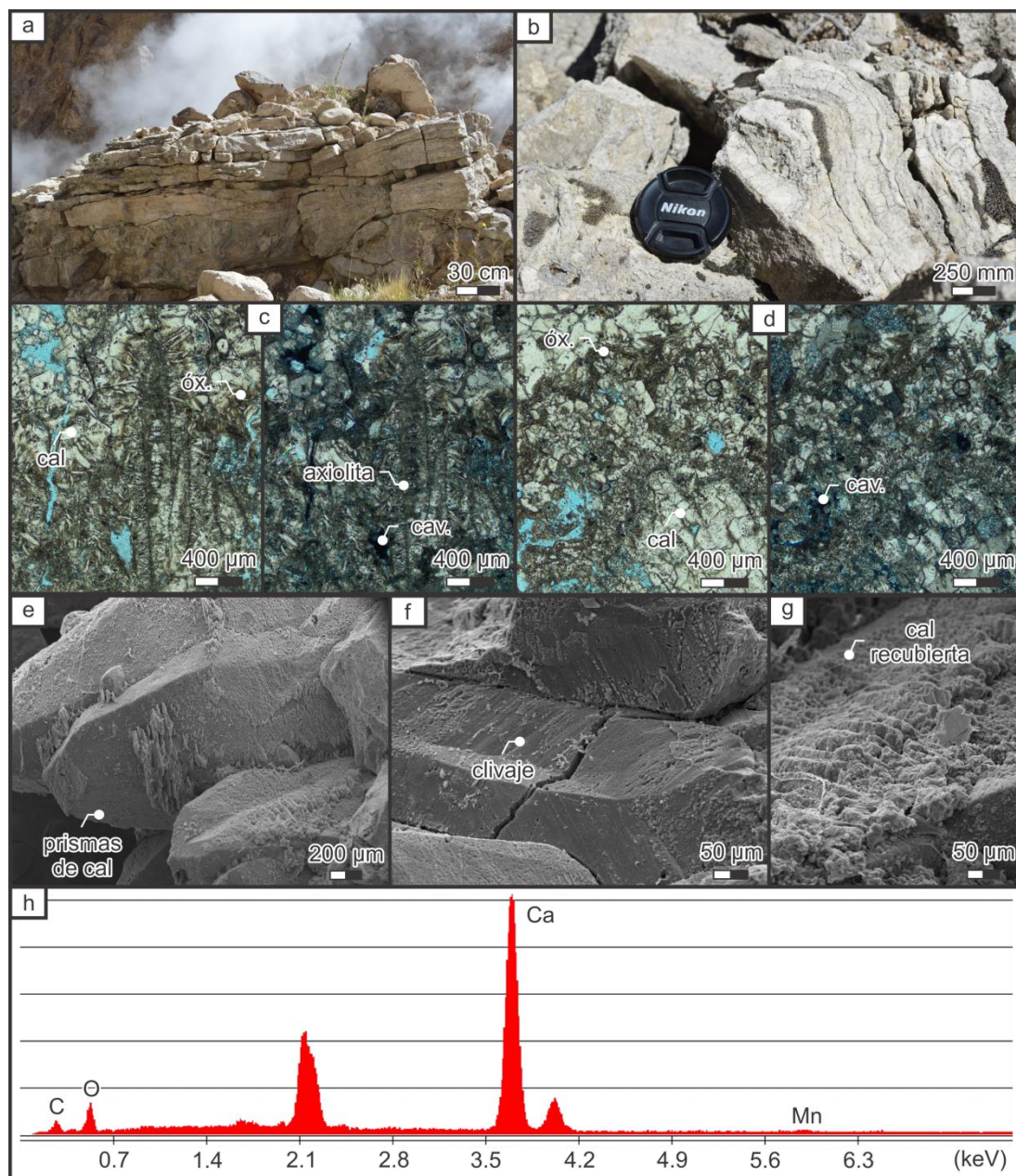


Figura 5.7.1. Afloramientos de precipitados hidrotermales en la zona de Los Géiseres (a, b). Microfotografías petrográficas con nicols paralelos (izquierda) y cruzados (derecha) de los precipitados (c, d). Microfotografías en MEB (e, f, g), y microanálisis EDAX (h). cal: calcita, óx.: óxidos, cav.: cavidades.

A su vez, la morfología tridimensional de los cristales de calcita que se observó con el MEB evidencia el muy buen desarrollo y crecimiento cristalino, donde pueden

señalarse morfologías prismáticas piramidales y clivaje romboédrico, junto con la probable presencia de óxidos/arcillas sobre los cristales (Fig. 5.7.1e, f, g). La difracción de rayos X y el microanálisis EDAX fueron utilizados de manera complementaria con el fin de determinar la composición mineraloquímica, principalmente considerando los sectores con granulometría más fina. Los resultados reflejaron una composición dada por calcita, según los picos de Ca, C y O, aunque también se halló Mn como elemento minoritario (Fig. 5.7.1h).

Las alteraciones hidrotermales, se hallan circunscriptas a la zona de las descargas geotermales, en un radio máximo de unos 60 m y afectan principalmente a rocas del Ciclo Volcánico Superior (Brousse y Pesce, 1982; JICA, 1983). Estas últimas presentan coloraciones blanquecinas, grises, castañas y amarillentas (Fig. 5.7.2a, b). Las muestras recolectadas (LG-A; Fig. 5.1.2f), son volcanitas lávicas y están conformadas por una pasta vitroporfírica a esferulítica, con fenocristales de plagioclasa, feldespato alcalino y cuarzo, en menor proporción. Las esferulitas, en su mayoría, se observan desvitrificadas con crecimientos de cristales medianos a gruesos de cristobalita radial. De igual forma, la cristobalita también se observa conformando axiolitas en vetillas (Fig. 5.7.2c). Además, se destaca la presencia de cuarzo y feldespato recrystalizado dentro de cavidades desarrollando estructuras “en peine” o de tipo dentada. Los fenocristales tanto de feldespato alcalino como de plagioclasa presentan tamaños medios de 0,34 mm, notorios parches de alteración a arcillas y ceolitas, así como bordes de disolución e incluso texturas similares a engolfamientos. La presencia de minerales arcillosos (arcillas y ceolitas) en la pasta es abundante, donde se pueden observar coloraciones opacadas (Fig. 5.7.2c). Asimismo, se reconocen cristales de plagioclasa excepcionalmente grandes (mayores a 2,8 mm), que se encuentran profusamente fracturados. Existe también reemplazo por óxidos que conforman pequeños minerales de morfología anhedral en plagioclasas y en coronas de reacción, las cuales evidencian mantos de opacos que recubren cristales de anfíbol (hornblenda) (Fig. 5.7.2e, f). Modalmente, de acuerdo a la clasificación empleada para esta roca (Streckeisen, 1980), indica que corresponde a una fenocuarzo-traquita (Fig. 5.1.1a).

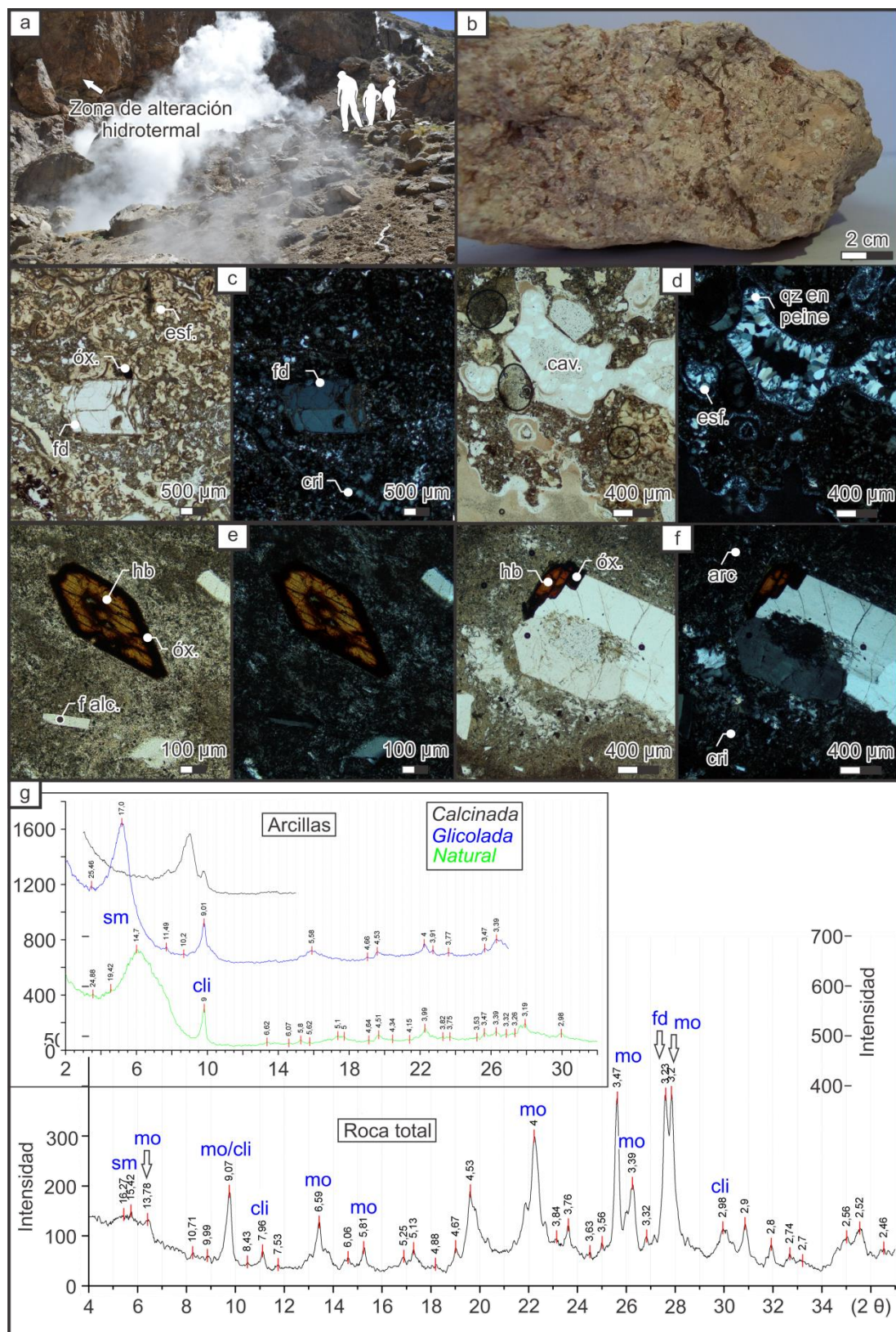


Figura 5.7.2. Fotografía en campo de la zona de descarga de Los Géiseres (a) y muestra de mano de alteración (b). Cortes observados al microscopio petrográfico con nicols paralelos (izquierda) y cruzados (derecha), de rocas de alteración (c, d, e, f). Difractograma de rayos X de un ejemplar de alteración (g). En microfotografías: feldespato alcalino (fd), hornblenda (hb),

esferulitas (esf.), cristobalita (cri), óxidos (óx.), arcillas (arc), cavidades (cav.). En difractogramas: feldespato alcalino, esmectita (sm), mordenita (mo), clinoptilolita (cli).

Los difractogramas de rayos X realizados permitieron determinar porcentajes variables de plagioclasa entre 10 y 40%, de feldespato alcalino entre 21 y 73%, y de cristobalita entre 3 a 25%. Sumado a lo anterior, algunas muestras registraron hasta 13% de cuarzo, 33% de arcillas de cristalinidad regular (esmectita en su totalidad o 75 y 25% de caolinita), 33% de ceolitas (enteramente de tipo clinoptilolita/heulandita o diferenciadas en 20% mordenita y 11% de clinoptilolita/heulandita), 8% de tridimita, 2% de magnetita y trazas de pirita (Fig. 5.7.2e).

5.8 Zona Los Tachos

Los precipitados hidrotermales en esta zona (LT-T; Fig. 5.1.2g), se desarrollan en forma de costras sobre el sustrato del sector donde descarga el agua geotermal. En términos generales predominan los de tipo silíceo, por lo que los mismos fueron definidos como sínters (Fig. 5.8.1a, b). Los depósitos comprenden capas delgadas compuestas de agregados irregulares de material no cristalino. Su desarrollo se caracteriza por tener morfología típicamente columnar a laminar, construidas a partir de un punto central que edifica en altura las diminutas columnillas (Fig. 5.8.1c). Estas últimas, a su vez, están rodeadas de un reticulado de material silíceo dispuesto en la base de dichas columnillas (Fig. 5.8.1c, d, e). Composicionalmente, además de sílice, presentan un contenido moderado de Ca y, en menor proporción, Cl, K, Na, Al y Mg (Fig. 5.8.1f).

Las rocas con evidencias de alteración hidrotermal se encuentran prácticamente cubiertas por derrubios de ladera (Fig. 5.8.2a) y se desarrollan en el faldeo norte, próximo al arroyo Covunco, en la margen opuesta de las descargas de agua geotermal (LT-A; Fig. 5.1.2g). Las rocas involucradas son volcanitas porfíricas de coloraciones grisáceas claras y estructuras masivas a fluidales que corresponden al Ciclo Volcánico Superior (Brousse y Pesce, 1982; JICA, 1983). Estas rocas presentan una pasta muy fina con fenocristales inmersos de máficos que alcanzan los 0,2 mm y también de feldespato alcalino, plagioclasa y cuarzo de tamaños menores. Estudios petrográficos indican la presencia de una pasta principalmente criptocristalina, que en determinados sectores desarrolla cristales gruesos de cristobalita probablemente como resultado de

desvitrificación (Fig. 5.8.2b, c, d). Estos últimos están presentes en forma de agregados irregulares ocupando cavidades o bien conformando esferulitas radiadas, aunque en éstas los cristales son de menor tamaño.

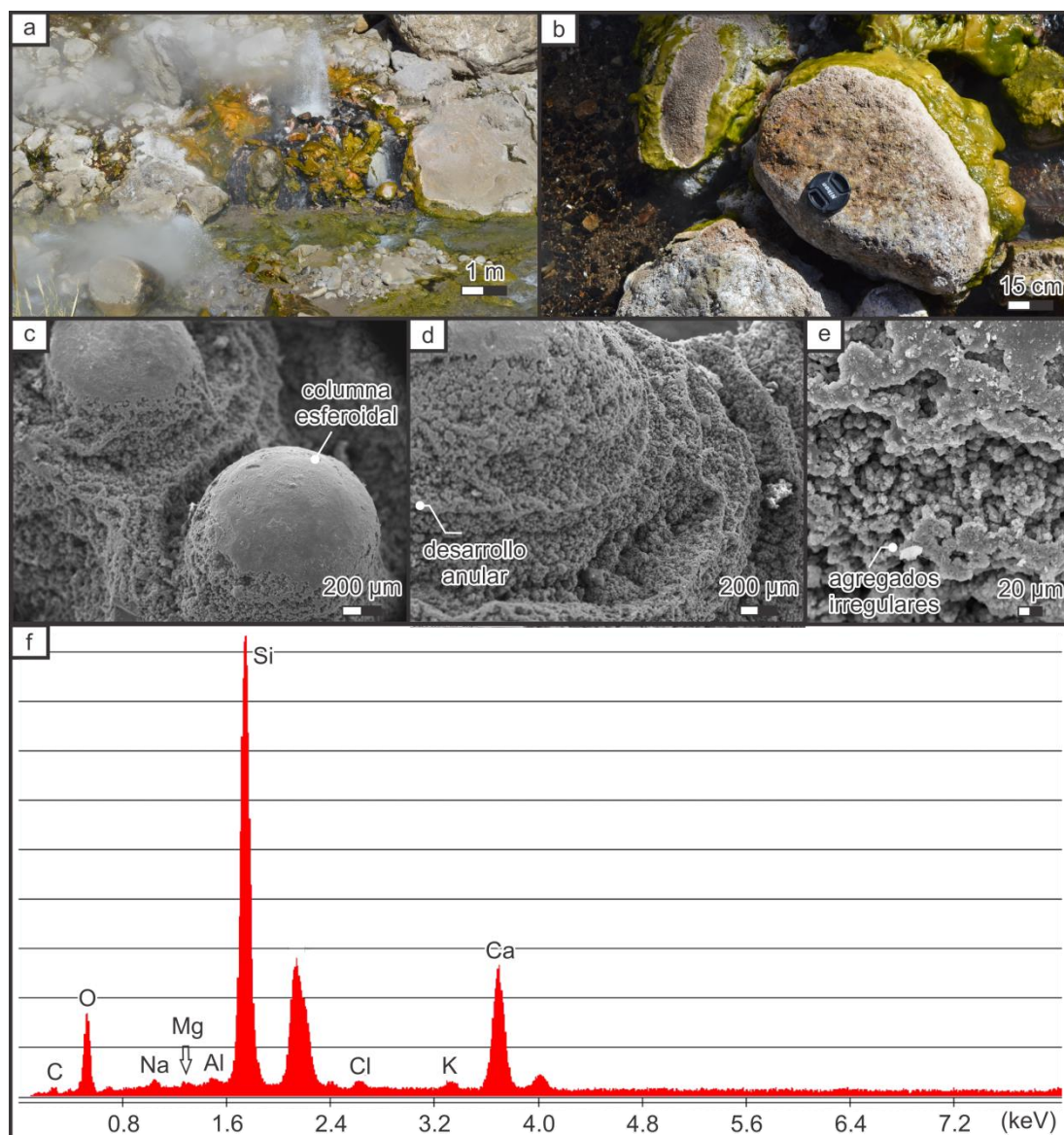


Figura 5.8.1. Zona de descarga de agua geotermal en Los Tachos observada en campo (a), y sus precipitados (b). Microfotografías de los precipitados observados en MEB (c, d, e) y microanálisis EDAX (f).

Los fenocristales reconocidos corresponden en su mayoría a anfíboles con evidente disolución penetrativa, óxidos de reemplazo en su interior o en los bordes del cristal, junto con arcillas secundarias (Fig. 5.8.2b, d). En los fenocristales de feldespato alcalino y plagioclasa también se reconocen procesos de disolución, con bordes corroídos y óxidos secundarios (Fig. 5.8.2d). Los porcentajes calculados en base al

difractograma de rayos X indican un 33% de feldespato alcalino, 29% de cuarzo, 19% de plagioclasa, 5% de arcillas, 3% de bohemitita y 1% de pirita. La clasificación realizada (Streckeisen, 1980) sobre esta litología indica que se trata de una fenoriotita (Fig. 5.1.1a).

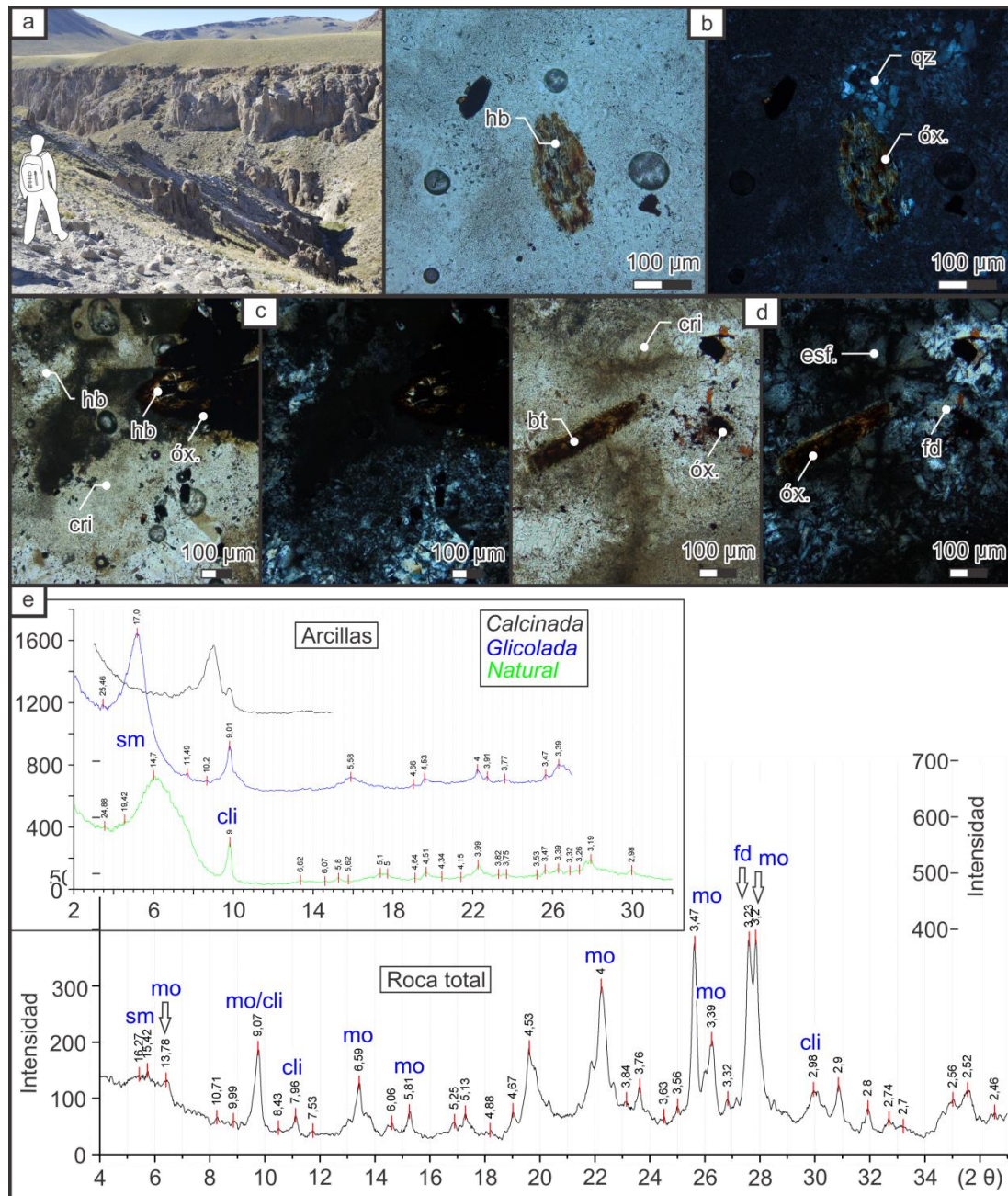


Figura 5.8.2. Fotografía en campo de la zona de descarga de Los Tachos (a) y microfotografías de alteración (b, c, d). Difractogramas de rayos X en base a roca total y fracción arcillas (e). En las microfotografías se observa hornblenda (hb), cuarzo (qz), óxidos (óx.), cristobalita (cri), biotita (bt), esferulita (esf.) y feldespato alcalino (fd). En los difractogramas se señala mordenita (mo), clinoptilolita (cli), feldespato alcalino (fd), esmectita (sm).

5.9 Discusión y conclusiones parciales

Las litologías estudiadas en el área de estudio han registrado procesos geotermales, en donde se han identificado dos litologías principales: las generadas por la precipitación a partir de fluidos hidrotermales o rocas parentales que han sufrido modificaciones litológicas por geotermalismo. Estas variedades litológicas se hallan fundamentalmente donde la acción geotermal es más intensa y se manifiesta en superficie, por lo que se han localizado las principales zonas de descarga geotermal y delimitado los sectores con las mencionadas litologías. El estudio de estas rocas permitió arribar a resultados que sintetizan la litogénesis en un ambiente geotermal.

En el cuadro 1, se muestran los rasgos característicos de los precipitados hidrotermales analizados en cada zona de descarga hidrotermal. En líneas generales, los precipitados carbonáticos se encuentran más extendidos que los silíceos, y constituyen depósitos más potentes con estructuras algo más diversas. Los depósitos de travertinos tienen lugar debido a la remoción de CO_2 , denominado desgasificación, siguiendo la siguiente reacción: $\text{Ca}^{2+} + 2\text{HCO}_3^- \leftrightarrow \text{H}_2\text{O} + \text{CaCO}_3 + \text{CO}_2$ (e. g., [Pentecost, 2003](#)). Asimismo, dicha desgasificación sumada al enfriamiento del fluido hidrotermal por ascenso y evaporación, podría traer consigo la sobresaturación en sílice amorfo de la solución, lo que induciría su precipitación ([Lynne et al., 2019](#); [Smith et al., 2011](#)). A pesar de que el número de especies minerales de los precipitados es escaso, se distinguieron en ellos (aparte de calcio, carbono, oxígeno y silicio), contenidos menores de aluminio, magnesio, hierro, manganeso, azufre, fósforo, cloro, potasio y sodio. La presencia de estos elementos, así como elementos traza, estaría relacionada a la co-precipitación o adsorción de estos elementos a partir de la solución geotermal junto con la calcita, en el caso de travertinos (e. g., [Alexandratos et al., 2007](#)), o con los coloides que originan la sílice no cristalina (ópalo-A/calcedonia), en el caso de los sínters (e. g., [Demoustier et al., 1998](#)). Cabe hacer notar que las diatomeas halladas en algunas muestras de travertinos corresponden a flora algal que construyen su estructura rígida a través de material silíceo. La literatura disponible acerca de estas algas es escasa y no reciente en la región, no obstante, los resultados alcanzados durante el estudio de los precipitados hidrotermales indican que los rasgos morfológicos generales coinciden con los mencionados por [Lacoste et al. \(1983\)](#) y [Sala et al. \(1998\)](#). En ese sentido, y según lo mencionado por estos autores, pudieron formarse en un ambiente acuático somero en

la cercanía de las descargas de agua geotermal a expensas de la sílice proveniente de dicha agua y luego formar parte de los travertinos presentes. Consecuentemente, esto conduciría a la presencia de silicio en muestras de travertinos compuestos de calcita. Las arcillas y óxidos que forman parte de las terrazas de los precipitados hidrotermales, también serían portadores de estos elementos. Por otro lado, las estructuras descriptas en los depósitos aterrazados, como la laminación estromatolítica y porosidad por cavidades, evidencian recirculación de fluidos que habrían colaborado con la retención (re-precipitación/co-precipitación/adsorción), de estos elementos. Finalmente, los precipitados inactivos observados en campo, estarían vinculados a la migración del conducto de salida de las descargas geotermales, como por ejemplo por efecto sello, con el consecuente cambio de posición de procesos de precipitación y generación de depósitos (e. g., [Mas et al., 2009](#)).

Cuadro 1. Síntesis de las principales características determinadas en los precipitados hidrotermales estudiados. Los puntos de los elementos constituyentes indican su presencia para cada zona geotermal.

Zona geotermal	Características de precipitados aterrazados en afloramiento	Litología y estructura principales	Elementos constituyentes								Composición elemental (EDAX)
			Microsparita	Esparita	Peloides	Calcita	Cavidades	Óxidos	Sílice no cristalina	Arcillas	
RP	Depósitos en forma dómica (área de 900 m ²).	Travertinos granulares, laminar paralelo a estromática.	•	•	•	•	•	•			Ca, Si, P, Al, Mg, O, C, Fe.
Ai	De poca expresión y soterrados (área de 130 m ²).	Travertinos en capas paralelas, replegadas con corteza cristalina.	•	•	•	•	•				Ca, Si, Al, Mg, O, C.
EH	Paquetes horizontales potentes, disectados por valle (6000 m ²).	Travertinos masivos a laminados.	•	•	•	•	•	•	•	•	Ca, Si, O, C.
LO	Recubrimiento de faldeo de valle, zonación de estructuras.	Travertinos ⁽¹⁾ laminados, mamelonar, etc. y sinter ⁽²⁾ granular.				• ⁽¹⁾	• ⁽²⁾	• ⁽¹⁾	• ⁽²⁾	• ⁽¹⁾ • ⁽²⁾	Ca, Si, Mn, O, C.
AC	Depósitos en escudo (550 m ²).	Sínters finamente laminados en capas paralelas.						•	•	•	Ca, S, Si, Al, O, C.
LG	Paquetes horizontales potentes, muchos derruidos (350 m ²).	Travertinos con laminación paralela horizontal a curva, estromatolítica.				•	•	•		•	Ca, C, O, Mn.
LT	Depósitos escasos, en forma de costras (150 m ²).	Sínters de capas muy fino de agregados irregulares a concéntricos y laminares.						•		•	Cl, K, Na, Al, Mg.

En cuanto a las rocas con signos de alteración, se han reconocido distintos tipos como consecuencia del geotermalismo, entre los cuales se pueden mencionar:

(i) Argílica intermedia; generada por el mecanismo de hidrólisis de feldespatos y evidenciada, entre otros, por parches de arcillas. Se podría representar mediante la reacción de caolinización de la siguiente forma: feldespato + H⁺ ↔ caolinita + K⁺ + ácido silícico ([Mediavilla Pérez, 2014](#)). Se presenta fundamentalmente

en Rincón de Las Papas, Ailincó, El Humazo y Los Géiseres (Cuadro 2). Asimismo, dentro de este tipo de alteración, también destaca el proceso de ceolitización de vidrio volcánico en pasta y fenocristales de plagioclasas, que da origen a clinoptilolita-huelandita y mordenita (Queralt *et al.*, 1989; Cócola *et al.*, 2010; Más *et al.*, 2000). Se reconocieron ceolitas en El Humazo y Los Géiseres.

(ii) Filica; se observa principalmente como micas muy pequeñas de hábito fibroso, y generadas por sericitización de feldespatos, la cual se podría simbolizar como: feldespato + H^+ $\leftrightarrow$ micas + cuarzo + K^+ (Zhou *et al.*, 2020; y bibliografía allí citada). Destaca la presencia de sericita en Rincón de Las Papas, Ailincó, Las Olletas y El Humazo (Cuadro 2).

(iii) Silíceas incipientes; reconocida por la presencia de reemplazo a cristobalita, tridimita y cuarzo policristalino, y deposición rellenando cavidades con crecimiento “en peine” (e. g., Moreira *et al.*, 2017). Se extiende en la mayor parte de las descargas geotermales, pero fundamentalmente en Ailincó, Las Olletas, Aguas Calientes, Los Géiseres y Los Tachos (Cuadro 2).

(iv) Propilítica, de características incipientes y que comprende la cloritización de biotita, como se demuestra a continuación: biotita + H^+ $\leftrightarrow$ clorita + cuarzo + K^+ (Mediavilla Pérez, 2014). Se presenta de manera escasa en El Humazo y menos aún en Rincón de Las Papas (Cuadro 2).

Adicionalmente, lo descripto anteriormente podría responder a varios mecanismos de acción (Cuadro 2). Uno de ellos es la disolución, presente en prácticamente todas las descargas geotermales, evidenciada como cribado en fenocristales o cristaloclastos de plagioclasas y anfíboles, así como la presencia de “minerales fantasma” (e. g., Holdren y Berner, 1979). También se observó neoformación de minerales, principalmente del grupo de las ceolitas, como se halló en El Humazo y Los Géiseres. De igual forma se identificó desvitrificación intensa, principalmente en trizas y pasta/matriz, lo que originó una reorganización textural con elementos cristalinos félsicos, o como esferulitas y axiolitas (e. g., Marshall, 1961) en Rincón de Las Papas, Los Géiseres y Los Tachos. Asimismo, los mecanismos de óxido-reducción y desferritización fueron evidentes por la consecuente formación secundaria de óxidos difusos de colores rojo pardo a amarillento (sin analizador colocado),

minerales opacos anhedrales en forma de inclusiones o fracturas en fenocristales o en los intersticios de la pasta de volcanitas lávicas, así como también en venillas. Incluso se reconoció este último mecanismo por la presencia de coronas alrededor de anfíbol o por modificación del color de los minerales con la aparición conjunta de minerales opacos secundarios, lo cual prácticamente se halló en todas las descargas geotermales, aunque destaca en Los Géiseres. Adicionalmente, se observó decoloración en afloramientos en el campo, dado por colores “lavados” o *bleaching* (Más *et al.*, 2000), en Ailincó, El Humazo y Los Géiseres. Finalmente, se puede citar a la hidratación, la cual ocasionó la presencia en campo de minerales limoníticos y estructura deleznable, lo que podría representarse por la reacción: hematita + H₂O ↔ limonita (Palacios *et al.*, 2011). Identificadas principalmente en Ailincó y Las Olletas.

Cuadro 2. Características principales determinadas en los análisis de rocas de alteración de cada zona de descarga geotermal. Los puntos de los elementos constituyentes indican su presencia para cada zona geotermal. Qz: cuarzo, fd: feldespato alcalino, pl: plagioclasa, anf: anfíbol, arc: arcillas, sm: esmectita, k: caolinita, i: illita, mg: magnetita, cri: cristobalita, zeo: ceolitas, óx: óxidos.

Zona geotermal	Características generales	Litologías	Mineralogía	Mecanismos de alteración mineral										Unidad estratigráfica parental
				Disolución	Neofonnación	Oxidación	Desvitrificación	Seritización	Cloritización	Silicificación	Ceolitización	Argilización	Desferitización	
RP	Piroclastitas de estructura brechosa y matriz cinerítica.	Lapillita.	Qz, fd, micas, k.	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	Ciclo Volcánico Superior
Ai	Piroclastitas ⁽¹⁾ y volcanitas lávicas ⁽²⁾ afáníticas a porfíricas.	Fenoandesita ⁽¹⁾ , lapillita ⁽²⁾ .	Qz, pl, fd, sm, i, cri, mg ⁽¹⁾ , Pl, qz, fd, sm, cri, mg ⁽²⁾ .	• ⁽¹⁾ (2)	• ⁽¹⁾ (2)	• ⁽¹⁾ (2)	• ⁽¹⁾ (2)	• ⁽¹⁾ (2)	• ⁽¹⁾ (2)	• ⁽²⁾	• ⁽¹⁾ (2)	• ⁽¹⁾ (2)	• ⁽¹⁾ (2)	Ciclo Volcánico Inferior
EH	Volcanitas lávicas ⁽³⁾ porfíricas y piroclastitas ⁽⁴⁾ .	Fenoriolita ⁽³⁾ , lapillita ⁽⁴⁾ .	Fd, qz, pl, anf ⁽³⁾ , Pl, fd, qz, cri, mg, zeo, anf ⁽⁴⁾ .	• ⁽³⁾ (4)	• ⁽³⁾ (4)	• ⁽³⁾ (4)	• ⁽³⁾ (4)	• ⁽³⁾ (4)	• ⁽³⁾ (4)	• ⁽³⁾ (4)	• ⁽³⁾ (4)	• ⁽³⁾ (4)	• ⁽³⁾ (4)	Ciclo Volcánico Superior
LO	Plutonita ⁽⁵⁾ granuda gruesa y piroclastitas ⁽⁶⁾ .	Granodiorita ⁽⁵⁾ , lapillita ⁽⁶⁾ .	Qz, pl, fd, arc, micas, cri ⁽⁵⁾ , Fd, pl, cri, qz ⁽⁶⁾ .	• ⁽⁵⁾ (6)	• ⁽⁵⁾ (6)	• ⁽⁵⁾ (6)	• ⁽⁵⁾ (6)	• ⁽⁵⁾ (6)	• ⁽⁵⁾ (6)	• ⁽⁵⁾ (6)	• ⁽⁵⁾ (6)	• ⁽⁵⁾ (6)	• ⁽⁵⁾ (6)	Granodiorita Varvarco ⁽⁵⁾ , Ciclo Volcánico Superior ⁽⁶⁾
AC	Piroclastitas masivas a fluidales.	Lapillita.	Pl, fd, qz, cri, micas, mg.	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	Ciclo Volcánico Superior
LG	Volcanitas lávicas vitrofíricas.	Fenocuarzo-traquita.	Pl, fd, cri, qz, sm, k, zeo.	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	Ciclo Volcánico Superior
LT	Volcanita porfírica masiva a fluidal.	Fenoriolita.	Fd, qz, pl, arc, óx.	•	•	•	•	•	•	•	•	•	•	Ciclo Volcánico Superior

En superficie, las rocas con signos de alteración evidencian procesos que tendrían lugar también en profundidad, como consecuencia de la interacción agua – roca. Esto último provocaría cambios en las propiedades de las aguas de distinto origen que podrían encontrarse en el Campo Geotermal Domuyo, lo cual será abordado en los capítulos siguientes.

Clima y geoquímica de aguas



Fotografía tomada en campo de descarga geotermal en el arroyo Aguas Calientes, en el sector central del área de estudio, en donde se observa una descarga geotermal en superficie.

La caracterización hidroquímica de un ambiente hidrogeológico es la base para determinar los procesos geoquímicos que suceden en un área determinada y que pudieran condicionar la calidad del recurso hídrico. En este capítulo se caracteriza la climatología del área de estudio y se analiza el quimismo de los diferentes tipos de aguas del Campo Geotermal Domuyo a fin de comprender el funcionamiento hidrológico del sistema.

6.1 Caracterización climática y balance hídrico

6.1.1 Clima

El registro de las condiciones meteorológicas es fundamental para estudios básicos sobre la hidrología superficial y subterránea de un área, ya que brinda nociones preliminares de la dinámica del sistema. La región cordillerana del sector continental de Sudamérica tiene una relación directa con los volúmenes de agua que drenan al este, debido a las características en estas latitudes donde se originan y a que sustentan las corrientes de agua incluso a nivel regional (Compagnucci y Araneo, 2005). En este contexto, se pretende caracterizar el clima a partir de las estaciones meteorológicas pertenecientes a la AIC, denominadas como Pampa de Chacaico (18 km al nor-noreste del cerro Domuyo), Cajón de Los Chenques (38 km al oeste del cerro Domuyo), Nehuén (31 km al sur-oeste del cerro Domuyo) y Varvarco Puente (32 km al sur del cerro Domuyo) (ver coordenadas en capítulo 2). Para determinar el grado de correlación entre dichas estaciones, se realizaron análisis de doble masa en base a las precipitaciones líquidas acumuladas, para las cuales se obtuvieron elevados valores de correspondencia (r^2 entre 0,998 y 0,996).

Sobre la base del análisis de datos hidrometeorológicos diarios recolectados entre los años 2000 a 2020, pudo determinarse que la región presenta un régimen pluviométrico caracterizado por un semestre cálido y seco (CS) durante primavera-verano y otro frío y húmedo (FH) en otoño-invierno. El primer periodo mencionado comprende los meses de octubre a marzo, en tanto que el segundo tiene lugar de abril a septiembre. Aunque los datos presentan una correlación significativa, los resultados obtenidos muestran comportamientos disímiles entre la estación más próxima al cerro Domuyo (Pampa de Chacaico), de las más alejadas, (Nehuén, Varvarco Puente y Cajón de Los Chenques). Esto se interpreta como consecuencia de su sitio de emplazamiento, ya que la primera estación mencionada se ubica sobre el cordón orogénico de alto relieve y a elevada altitud (2.583 m s.n.m.), en tanto que las estaciones más distantes se hallan en sectores más bajos (entre 1.190 y 1.527 m s.n.m.). Esto influiría en el clima dado que los registros evidencian menores precipitaciones (P) y mayores temperaturas medias (T_{med}) en las estaciones más alejadas al cerro Domuyo, en comparación con las medidas en Pampa de Chacaico. Las P, T_{med} y humedad (H) medias obtenidas en base a esta última estación para el periodo CS en relación al FH, fueron de 138,0 vs. 522,5 mm, 8,5 vs. 1,0° C, y 38,5 vs. 51,7%, respectivamente.

La P , T_{med} y H promedio para las estaciones Cajón de Los Chenques, Nehuen y Varvarco Puente en ambos periodos, oscilaron de entre 16,7 a 30,1 mm (CS) y de 88,4 a 164,7 mm (FH) de P , entre 14,2 a 16,6° C (CS) y 5,9 a 7,4° C (FH) de T_{med} y entre 36,7 a 37,8% (CS) y 51,6 a 60,1% (FH) de H . Se pudo identificar además, que el mes con menor P de toda la serie (2000-2020) fue enero con valores entre 11,6 y 19,2 mm (excepto en la estación Nahuén, donde la P promedió 12,1 mm en marzo). No obstante, las mayores precipitaciones se identificaron en el mes de junio, cuyos valores rondan entre 132,3 y 274,7 mm (Fig. 6.1.1). Existe una relación inversa entre P y T , debido a que a medida que la T desciende las P son mayores y viceversa (Fig. 6.1.1 izquierda). Por otra parte, la serie temporal indica una clara tendencia al descenso en la cantidad de precipitaciones, así como un ascenso constante de la T_{med} (Fig. 6.1.1 derecha).

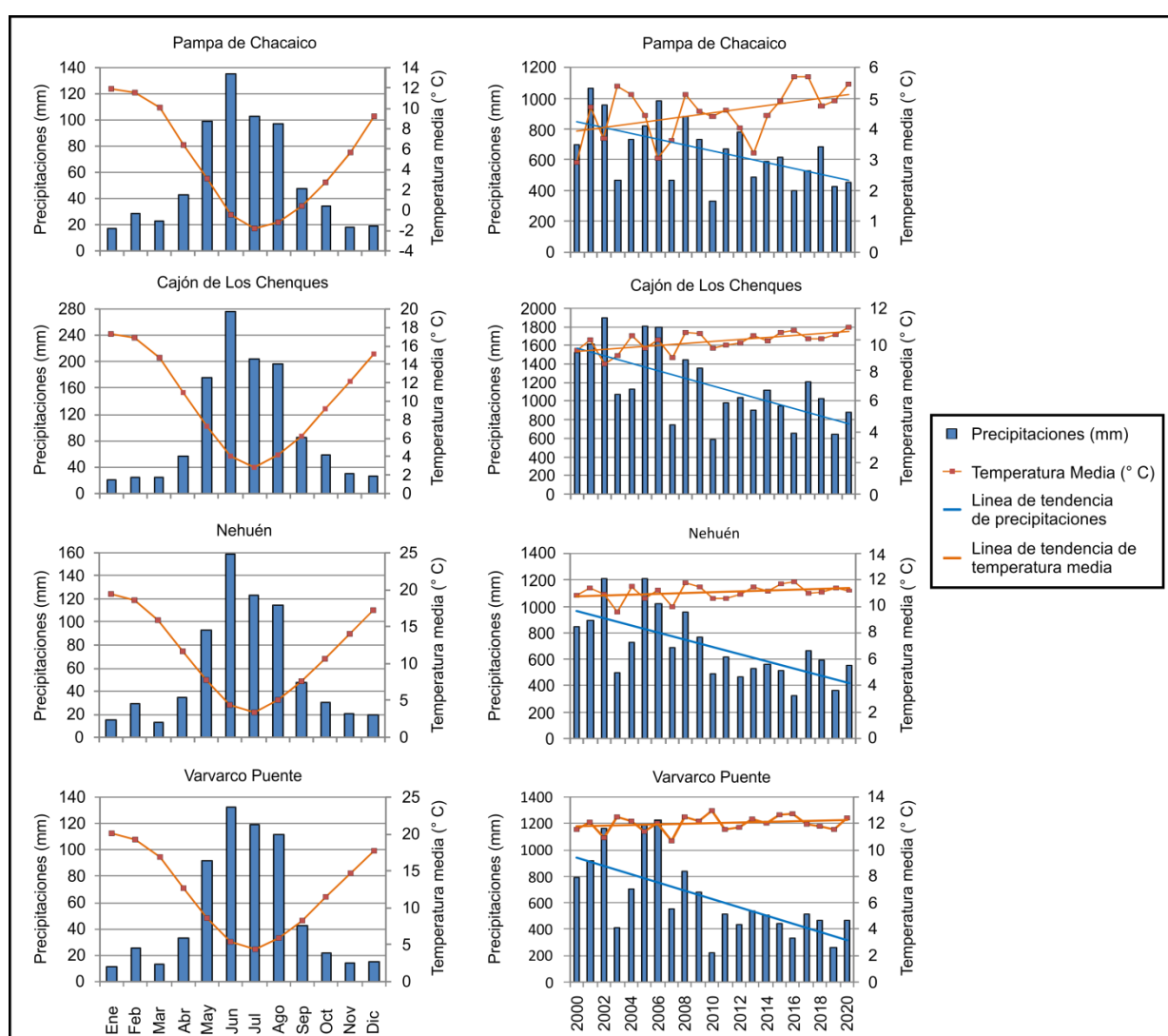


Figura 6.1.1. Caracterización climática estacional de enero a diciembre (izquierda) y de la serie completa 2000-2020 (derecha). Puede observarse el comportamiento inverso entre precipitaciones y temperatura estacional, el cual es más notorio en los meses de junio y julio donde ocurren la mayor

cantidad de precipitaciones y las menores temperaturas (izquierda), y las tendencias generales que muestran un descenso de las precipitaciones y aumento de la temperatura (derecha).

En base a los datos obtenidos y acorde a criterios de caracterización climática global, el clima se encuadraría dentro del tipo polar, o “E” (Köppen, 1900; Geiger, 1954). Sin embargo, dado que la zona presenta parámetros hidrometeorológicos que se ven condicionados por las altitudes mucho mayores a los 1.000 m s.n.m característicos de la región, el tipo de clima se lo engloba como clima de montaña o alpino.

6.1.2 Balances hídricos

Posteriormente, en base a la estación meteorológica más cercana (Pampa de Chacaico), se realizaron balances hídricos para el intervalo 2014-2019 (Tabla I).

Tabla I. Balances hídricos para los años hidrológicos 2014-2019. P: precipitaciones; Exc: excesos; ET: evapotranspiración; Res.: reserva.

Estación Pampa de Chacaico		P(mm)	Exc. (mm)	ET real (mm)	Res. (mm)	
Año hidrológico 2014-2015	Semestre cálido y seco	oct-14	4	0	40,4	8,7
		nov-14	18	0	11,4	15,3
		dic-14	24	0	25,7	13,6
		ene-15	0	0	13,4	0,2
		feb-15	19	0	7,6	11,6
		mar-15	20	0	19,4	12,2
	Semestre frío y húmedo	Total	85	0	117,9	61,6
		abr-15	18	0	17,9	12,3
		may-15	28	0	17,2	23,1
		jun-15	63	25,2	20	40,9
		jul-15	194	165	21,4	48,4
		ago-15	146	114,4	30,8	49,2
		sep-15	47	5,2	43,9	47,1
Total	496	309,8	151,2	221		
(2014-2015)		581	309,8	269,1	282,6	

Año hidrológico 2015-2016	Semestre cálido y seco	oct-15	46	15,1	57,2	20,7
		nov-15	7	0	25,2	2,5
		dic-15	7	0	9,3	0,2
		ene-16	12	0	9	3,3
		feb-16	17	0	19,6	0,7
		mar-16	0	0	0,6	0
	Semestre frío y húmedo	Total	89	15,1	120,9	27,4
		abr-16	138	72,3	18,9	46,8
		may-16	26	1,8	27,1	43,9
		jun-16	24	7,3	21,2	39,4
		jul-16	84	58,2	21,7	43,4
		ago-16	36	10,1	33,9	35,4
		sep-16	12	0	34,5	12,9
Total	320	149,7	157,3	221,8		
(2015-2016)		409	164,8	278,2	249,2	

Año hidrológico 2016-2017	Semestre cálido y seco	oct-16	41	0	35,4	18,6
		nov-16	5	0	20,8	2,8
		dic-16	4	0	5,6	1,2
		ene-17	3	0	4	0,1
		feb-17	20	0	10,7	9,4
		mar-17	22	0	28,6	2,8
	Semestre frío y húmedo	Total	95	0	105,1	34,9
		abr-17	56	0	25,6	33,2
		may-17	36	0	25,3	43,9
		jun-17	152	131,1	16	48,8
		jul-17	44	27,7	23,5	41,7
		ago-17	60	23,5	33,4	44,8
		sep-17	71	27,6	39,2	49
Total	419	209,9	163	261,4		
(2016-2017)		514	209,9	268,1	296,3	

Año hidrológico 2017-2018	Semestre cálido y seco	oct-17	30	21,1	45,8	12,1
		nov-17	34	0	40,5	5,6
		dic-17	0	0	5,5	0,1
		ene-18	31	0	27,3	3,8
		feb-18	13	0	12,7	4,1
		mar-18	27	0	22,6	8,5
	Semestre frío y húmedo	Total	135	21,1	154,4	34,2
		abr-18	50	0	33,2	25,3
		may-18	77	27,8	26,7	47,8
		jun-18	123	102,2	19,8	48,8
		jul-18	71	55,1	22,6	42,2
		ago-18	58	19,1	31,9	49,2
		sep-18	135	95,3	39,9	49
Total	514	299,5	174,1	262,3		
(2017-2018)		649	320,6	328,5	296,5	

Año hidrológico 2018-2019	Semestre cálido y seco	oct-18	53	3,7	54,7	43,7
		nov-18	39	8,7	60,6	13,4
		dic-18	10	0	22,5	0,9
		ene-19	10	0	10,6	0,2
		feb-19	17	0	15,8	1,4
		mar-19	15	0	13,8	2,6
	Semestre frío y húmedo	Total	144	12,4	178	62,2
		abr-19	11	0	8,5	5
		may-19	123	52,7	25,8	49,6
		jun-19	95	77,9	17,9	48,8
		jul-19	62	39,2	22,2	49,5
		ago-19	22	0	34,8	36,7
		sep-19	29	0	41	24,7
Total	342	169,8	150,2	214,3		
Total (2018-2019)		486	182,2	328,2	276,5	

En ellos, se identifica que el semestre cálido y seco inicia en octubre y finaliza en marzo del año calendario siguiente, en tanto que el semestre frío y húmedo comienza en abril y culmina en septiembre. En este intervalo tienen lugar 5 años hidrológicos: 2014-2015, 2015-2016, 2016-2017, 2017-2018 y 2018-2019. En los semestres cálidos y secos se registraron

precipitaciones que rondan los 109,6 mm, de los cuales se producen escasos excesos que promedian los 9,7 mm. Para el semestre frío y húmedo, las precipitaciones y excesos medios fueron de 418,2 mm y 227,7 mm, respectivamente. En cuanto a la evapotranspiración real, se identificaron diferencias de 23,9 mm entre un semestre y otro (135,3 mm para el cálido y seco vs. 159,2 mm para el frío y húmedo). En términos de años hidrológicos completos, se promediaron para el lapso de tiempo analizado precipitaciones totales de 527,8 mm, las que produjeron 237,5 mm de excesos generados casi en su totalidad (95,5%) durante el semestre frío y húmedo (Fig. 6.1.2).

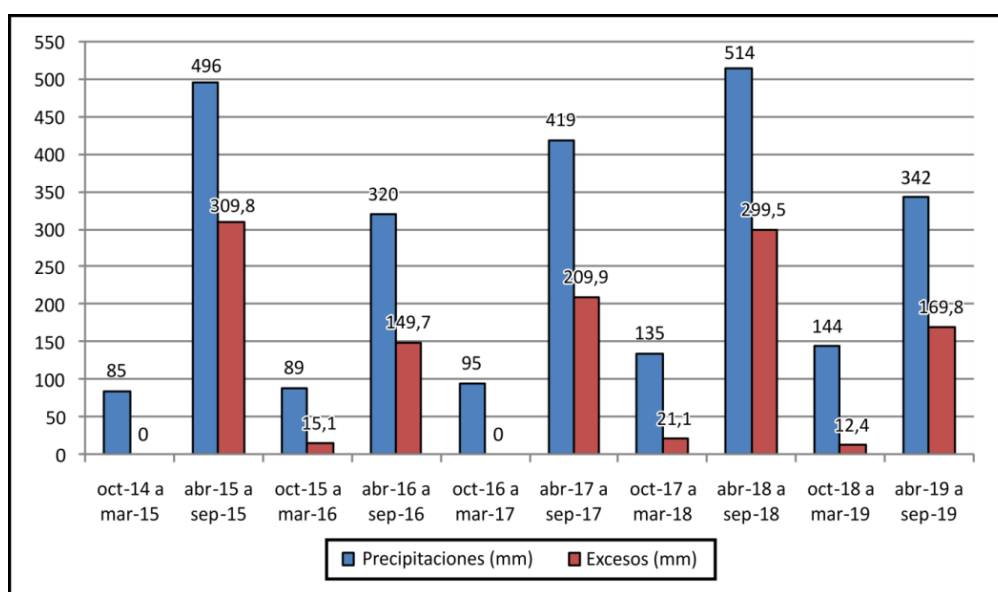


Figura 6.1.2. Gráfico de valores totales (sumatorias) agrupados por semestre cálido y seco (octubre a marzo) y frío y húmedo (abril a septiembre) para los años hidrológicos comprendidos entre 2014 a 2019. Las unidades del eje vertical se encuentran expresadas en las referencias de cada columna.

6.1.3 Caudales

Las mediciones de caudal para los cursos de agua superficial dentro del Campo Geotermal Domuyo fueron realizadas tanto aguas arriba como aguas abajo de las descargas geotermales (Figs. 2.3.2 y 2.3.3). Las estimaciones fueron de 0,022 y 0,016 m³/s para el arroyo Las Papas, de 0,73 m³/s para el arroyo Ailenco, 0,41 y 1,11 m³/s para el arroyo Manchana Covunco, 0,12 y 0,30 m³/s para el arroyo Aguas Calientes y 0,28 y 1,35 m³/s para el arroyo Covunco, aguas arriba y aguas abajo respectivamente (excepto Ailenco, con un solo punto de medición). Debido a que en la mayoría de los arroyos los valores se ven incrementados en los sectores aguas abajo, se interpreta que existen aportes a los cursos de agua superficial, ya sea desde los mallines o de las descargas de agua geotermal. El arroyo Las Papas, por su parte,

sería un curso perdedor, coadyuvado por la abundante presencia de sustrato derivado de los procesos gravitacionales característicos de la zona (Villalba *et al.*, 2021).

Más hacia el sur, las estaciones Nehuen y Varvarco Puente cuentan con aforo de registro de caudal (Q) (Fig. 2.3.3). A partir de ellas se determinaron medias de 35,1 m³/s en el río Neuquén (primera estación mencionada) y 72,9 m³/s en el río Varvarco (segunda estación), en el periodo cálido y seco, en tanto durante la época fría y húmeda se registraron medias de 34,3 y 64,6 m³/s, respectivamente. Mediante estas determinaciones se puede vincular los registros hidrométricos con el periodo estacional, en donde puede observarse que a medida que se incrementan las precipitaciones, también lo hace el caudal (Fig. 6.1.3, superior). No obstante, a pesar de que las precipitaciones en el periodo seco y cálido descienden drásticamente, se observa que los caudales mantienen la tendencia incrementando los registros, lo que podría deberse al aporte de agua de deshielo que se produce en las altas cumbres (Villalba *et al.*, 2020). Asimismo, la serie anual 2000-2020, registra una tendencia descendente de precipitaciones que acompañan los caudales registrados.

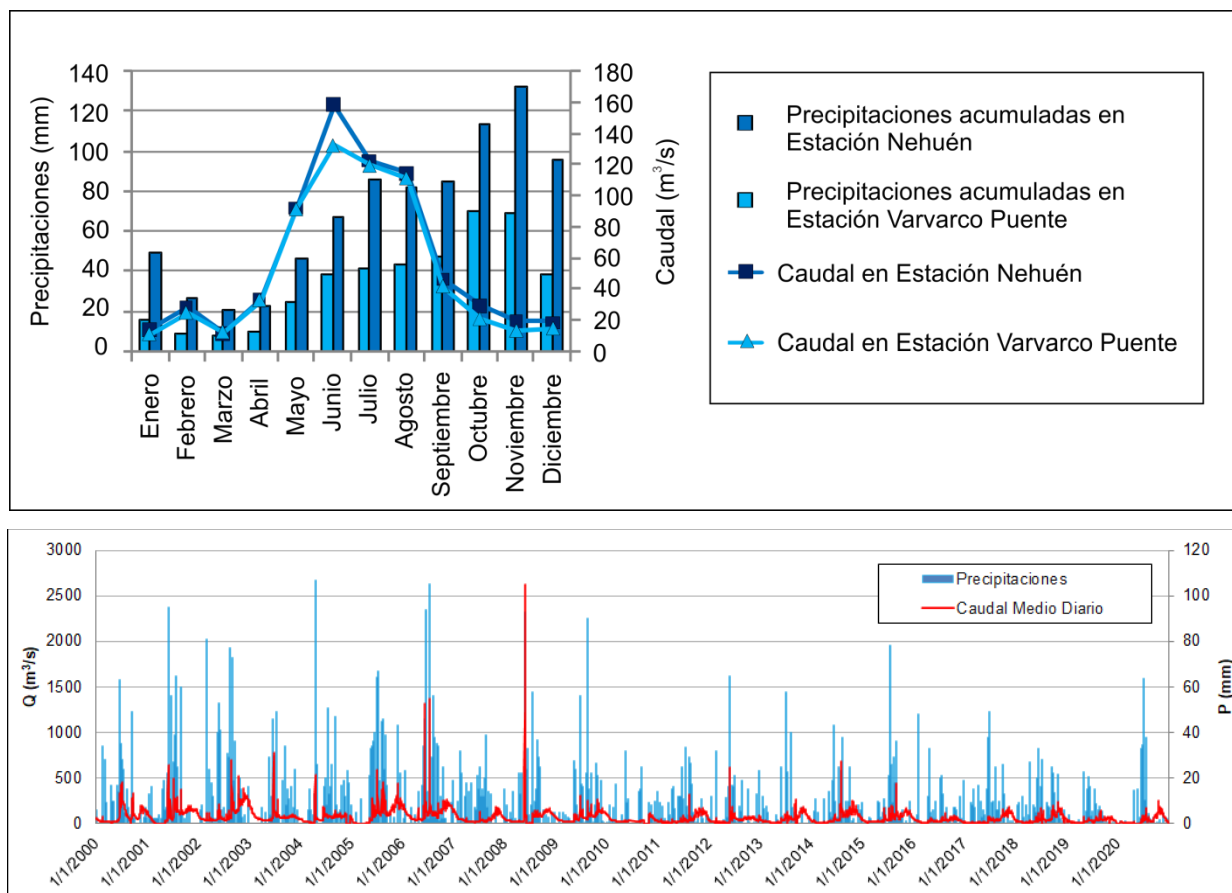


Figura 6.1.3. Precipitaciones acumuladas y caudales mensuales de las estaciones Nehuen (río Neuquén) y Varvarco Puente (río Varvarco), ubicadas al sur del Campo Geotermal Domuyo (superior). Relación

entre caudales (eje vertical izquierdo) y precipitaciones (eje vertical derecho), de resolución diaria medidas en la estación Varvarco Puente (inferior).

A partir de los registros diarios de la estación Varvarco Puente (Fig. 6.1.3, inferior), pudo observarse en detalle que los valores de precipitaciones acompañan los registros de caudal en aforo. Esto es evidente con los valores máximos extremos de precipitaciones que indican eventos de tormenta, en donde el valor extremo de 107 mm llovidos el 12/04/2004, generó que los caudales pasen de 14,5 m³/s el mismo día, a incrementarse en 323,0 m³/s, 537,8 m³/s y 169,4 m³/s los tres días subsiguientes, respectivamente. De igual forma, el valor de caudal máximo registrado durante la serie fue de 2617,2 m³/s el 22/05/2008, cuyas precipitaciones medidas los 3 días previos fueron de 93, 50 y 65 mm, respectivamente.

6.2 Hidroquímica en base a la composición mayoritaria

Los resultados de los análisis de los distintos tipos de aguas (cursos superficiales, manantiales fríos y manantiales termales) mostraron características distintivas en cuanto a los parámetros físico-químicos, la composición de elementos mayoritarios y la estación en la que se llevó a cabo el muestreo. Las características hidroquímicas determinadas se pueden observar en las tablas II y III, y se describen a continuación según su ubicación.

Tabla II. Muestras de agua recolectadas en marzo con los parámetros físico-químicos determinados *in situ*, la composición según iones mayoritarios e isótopos estables de la molécula de agua determinados en laboratorio. n.d.: no determinado. T: temperatura, CE: conductividad eléctrica, STD: sólidos totales disueltos.

Marzo		pH	T	CE	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	SiO ₂	H ₄ SiO ₄	STD	δ ¹⁸ O	δ ² H
Muestra	Tipo	(adim.)	(° C)	(μS)	(mg/L)												(‰)	
LV-S	Curso de agua superficial (aguas arriba)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
RV-S1		8,0	18,1	320,0	0,0	90,5	1,4	161,4	0,0	51,6	12,4	4,1	1,9	14,0	22,3	337,2	n.d.	n.d.
RP-S		7,2	17,1	237,0	0,0	77,5	26,8	2,8	0,4	11,0	2,8	24,0	4,3	22,2	35,5	171,7	n.d.	n.d.
Ai-S		8,9	16,7	113,1	0,0	87,1	5,8	0,9	0,3	12,3	5,8	5,2	2,4	20,8	33,3	140,6	n.d.	n.d.
MC-S1		8,4	20,5	1386,0	0,0	130,6	255,1	445,7	0,0	111,2	22,6	124,0	44,0	6,6	10,6	1139,8	n.d.	n.d.
AC-S1		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
C-S1		8,1	15,0	817,0	0,0	138,4	60,0	106,4	0,0	102,0	22,4	29,0	7,5	7,2	11,6	472,9	n.d.	n.d.
At-S		8,4	15,0	34,8	0,0	46,1	2,3	1,5	0,1	10,0	1,2	1,4	0,4	15,6	25,0	78,8	n.d.	n.d.
RN-S		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
RP-M	Mallines cabeceras	7,4	14,3	117,9	0,0	70,5	1,6	1,5	0,7	12,3	2,1	3,2	3,6	6,0	9,7	101,5	-15,0	-116,8
D-M1		8,4	11,2	28,6	0,0	40,9	3,1	2,2	0,2	9,1	1,3	0,4	1,0	1,7	2,6	59,9	n.d.	n.d.
D-M2		7,5	5,8	44,4	0,0	54,8	0,3	1,3	1,5	8,2	1,9	2,7	2,6	11,4	18,2	84,7	n.d.	n.d.
EH-M1		8,0	6,9	60,2	0,0	59,2	5,6	4,6	0,9	9,6	2,8	5,4	0,6	5,6	8,9	94,3	-14,4	-109,3
EH-M2		7,9	8,2	39,4	0,0	59,2	3,4	2,2	0,6	10,8	2,4	1,3	1,1	3,8	6,1	85,0	n.d.	n.d.
LG-M1		7,3	12,5	21,5	0,0	46,1	2,1	2,4	0,2	9,0	2,1	0,9	0,3	18,9	30,3	82,1	-16,3	-119,1
LG-M2		6,3	12,0	25,0	0,0	42,7	0,9	1,1	0,6	8,9	0,8	1,1	0,2	5,1	8,2	61,4	n.d.	n.d.
LT-M		7,9	15,0	106,4	0,0	48,7	26,8	2,6	0,6	9,1	1,1	19,1	1,7	16,8	26,9	126,4	n.d.	n.d.
C-M1		7,8	21,7	30,4	0,0	37,0	3,3	3,1	1,7	9,4	1,4	1,5	0,6	19,1	30,5	77,1	-13,0	-101,2
C-M2		7,9	17,0	50,9	0,0	69,6	0,3	5,9	0,6	10,3	2,8	3,4	3,4	11,3	18,0	107,6	n.d.	n.d.
RP-G	Descargas geotermiales	6,2	38,0	9160,0	0,0	1035,9	2502,9	132,0	0,4	256,6	78,2	1210,0	110,0	79,1	126,6	5405,1	n.d.	n.d.
Ai-G		6,6	20,3	7470,0	0,0	1538,2	1684,0	128,4	0,3	86,4	64,8	1050,0	39,0	56,1	89,8	4647,1	n.d.	n.d.
EH-G		8,2	92,4	9610,0	17,1	77,5	1801,6	289,8	0,4	17,7	11,1	1030,0	160,0	65,3	104,5	3470,5	-14,5	-119,2
LO-G		8,1	90,4	5490,0	12,8	82,7	1584,8	201,7	0,2	30,1	11,6	810,0	79,0	76,4	122,2	2889,3	-15,1	-120,6
AC-G1		6,9	62,4	1485,0	0,0	108,4	998,8	45,8	0,9	9,5	8,3	470,0	55,0	81,0	129,5	1777,8	-14,7	-118,8
AC-G2		6,9	55,8	1391,0	0,0	120,1	959,6	49,5	1,2	6,5	10,0	470,0	60,0	79,1	126,6	1756,1	-15,4	-119,4
LG-G		8,5	77,3	8850,0	46,2	20,0	2507,5	108,2	0,5	15,8	11,6	1170,0	190,0	46,9	75,1	4116,8	n.d.	n.d.
LT-G		8,2	60,1	6370,0	24,0	104,5	1831,6	64,2	0,6	34,8	13,0	910,0	95,0	78,3	125,2	3155,9	-14,5	-119,8
MC-S2	Cursos de agua superficial (aguas abajo)	8,0	39,2	3830,0	0,0	118,4	837,4	407,1	0,2	88,2	13,4	590,0	81,0	11,4	18,2	2147,1	n.d.	n.d.
MC-S3		8,0	19,3	3200,0	18,8	92,3	814,3	110,0	0,3	88,5	14,8	330,0	77,0	65,6	105,0	1611,8	n.d.	n.d.
MC-S4		8,8	27,5	3800,0	12,8	95,3	932,0	111,9	0,2	91,9	11,9	400,0	86,0	59,5	95,2	1801,5	n.d.	n.d.
AC-S2		7,8	39,4	1952,0	0,0	163,7	1033,5	45,8	0,2	26,7	9,6	720,0	69,0	71,8	114,9	2140,4	n.d.	n.d.
C-S2		8,8	31,5	2980,0	11,1	112,3	615,9	100,9	0,2	79,2	13,4	230,0	61,0	57,9	92,6	1281,9	n.d.	n.d.
C-S3		8,4	27,9	2770,0	12,8	90,5	643,6	82,5	0,2	79,8	13,4	320,0	64,0	56,2	89,9	1363,1	n.d.	n.d.
C-S4		8,7	30,0	3060,0	6,8	100,1	687,4	88,0	0,2	53,1	15,4	350,0	67,0	51,6	82,6	1419,8	n.d.	n.d.
C-S5		8,5	23,4	3100,0	0,0	111,4	710,5	80,7	0,3	68,0	7,2	270,0	66,0	58,7	93,9	1372,8	n.d.	n.d.
C-S6		8,5	20,4	2370,0	0,0	110,6	592,8	60,5	0,0	56,6	11,8	290,0	53,0	59,6	95,4	1235,0	n.d.	n.d.
RV-S2		8,3	14,6	733,0	0,0	95,8	141,4	161,4	0,1	41,6	18,7	121,0	9,0	27,3	43,6	616,2	n.d.	n.d.
RV-S3		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
Ai-M	Mallines cuenca baja	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
MC-M		7,6	19,0	347,0	0,0	77,0	70,1	5,5	26,5	11,9	4,5	38,0	7,5	8,1	13,0	249,1	-14,8	-113,0
AC-M1		7,8	23,1	131,1	0,0	104,5	2,3	1,7	0,9	7,5	0,9	18,2	17,0	62,8	100,5	215,7	n.d.	n.d.
AC-M2		7,7	22,6	1741,0	0,0	89,7	512,6	16,7	0,5	3,1	11,5	250,0	6,9	16,2	25,9	907,1	-15,1	-115,6
AC-M3		7,4	21,4	893,0	0,0	58,8	244,8	47,7	1,4	13,0	7,7	118,0	19,0	10,0	15,9	520,3	-15,6	-116,9

Tabla III. Muestras de agua recolectadas en noviembre, en donde se exponen los parámetros físico-químicos determinados *in situ* y la composición según iones mayoritarios. n.d.: no determinado. T: temperatura, CE: conductividad eléctrica, STD: sólidos totales disueltos.

Noviembre		pH	T	CE	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	NO ₃ ⁻	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	SiO ₂	H ₄ SiO ₄	STD
Muestra	Tipo	(adim.)	(° C)	(μS)	(mg/L)											
LV-S	Curso de agua superficial (aguas arriba)	6,7	17,7	33,4	0,0	39,8	2,7	2,4	0,7	3,5	5,3	1,0	0,5	18,8	30,1	74,8
RV-S1		7,1	19,4	121,4	0,0	102,9	0,3	16,1	0,6	30,0	5,9	1,8	0,9	20,9	33,4	179,3
RP-S		6,6	13,3	567,4	0,0	63,1	0,2	2,0	0,6	11,2	2,7	4,5	1,4	53,1	85,0	138,7
Ai-S		7,0	15,8	38,8	0,0	73,0	0,7	1,5	1,4	8,8	9,1	1,8	0,5	22,7	36,2	119,5
MC-S1		8,2	17,7	649,0	0,0	153,8	41,3	52,0	0,9	69,1	14,1	13,0	4,8	28,7	45,9	377,6
AC-S1		7,7	21,0	116,7	0,0	49,8	3,1	3,4	4,3	5,3	6,4	2,5	1,4	30,3	48,5	106,5
C-S1		7,3	16,1	456,0	0,0	129,5	21,0	39,4	0,7	34,4	16,9	19,8	2,6	0,0	0,0	264,3
At-S		8,1	14,9	76,9	0,0	33,2	0,4	1,2	0,4	2,6	4,3	0,4	0,1	13,5	21,5	56,1
RN-S		9,0	14,3	158,5	0,0	53,1	0,0	6,2	0,6	4,4	8,0	0,7	0,2	28,9	46,3	102,2
RP-M	Mallines cabeceras	6,4	22,8	91,7	0,0	119,5	2,0	2,8	1,4	14,5	11,0	5,1	0,5	45,7	73,2	202,5
D-M1		9,0	14,3	158,5	0,0	119,5	0,7	4,7	5,0	6,2	3,2	27,8	8,3	158,6	253,7	333,9
D-M2		7,0	27,3	59,3	0,0	49,8	2,0	5,9	3,6	10,6	1,6	3,8	2,3	32,9	52,7	112,4
EH-M1		7,3	14,9	136,5	0,0	102,9	2,4	1,3	1,6	18,5	12,8	3,3	0,0	38,7	61,9	181,5
EH-M2		7,5	18,8	330,0	0,0	56,4	2,3	2,7	1,7	4,4	7,0	2,0	1,0	32,3	51,7	109,8
LG-M1		7,3	12,4	45,2	0,0	66,4	0,4	0,6	1,2	9,7	2,7	1,6	0,0	44,7	71,5	127,1
LG-M2		6,9	16,9	62,1	0,0	79,7	0,8	6,0	1,9	7,9	4,8	1,3	0,1	41,1	65,7	143,6
LT-M		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
C-M1	Descargas geotermiales	7,1	13,1	183,8	0,0	156,0	2,9	3,6	2,1	9,7	24,1	1,9	0,1	42,5	68,0	242,8
C-M2		7,8	16,8	75,5	0,0	69,7	0,4	2,6	1,2	7,9	10,2	3,2	3,0	114,1	182,5	212,3
RP-G		5,2	35,8	8100,0	0,0	1249,2	2387,1	31,2	0,5	179,8	73,8	1860,0	130,0	185,6	296,9	6097,2
Ai-G		6,2	24,6	7080,0	0,0	1665,2	1648,0	23,8	2,8	51,7	56,5	1260,0	37,0	114,6	183,3	4859,7
EH-G		8,8	90,2	6690,0	39,2	120,6	1855,4	104,5	0,0	20,6	11,2	1360,0	90,0	135,9	217,5	3737,5
LO-G		6,6	83,0	1480,0	0,0	132,8	1564,6	52,1	0,9	35,0	2,7	1040,0	69,0	152,8	244,4	3049,8
AC-G1		7,9	55,0	4230,0	0,0	118,4	1108,3	64,2	1,5	14,4	13,2	639,0	52,0	146,4	234,2	2157,4
AC-G2		8,7	70,0	3880,0	0,0	138,3	936,9	69,0	1,5	17,3	9,8	640,0	51,0	121,6	194,5	1985,5
LG-G	Cursos de agua superficial (aguas abajo)	8,0	80,4	8450,0	23,9	90,7	2284,7	119,2	0,7	31,7	7,5	1480,0	160,0	154,9	247,8	4353,4
LT-G		7,7	59,2	7060,0	53,3	80,8	1647,7	108,8	1,0	41,1	16,4	1020,0	86,0	125,6	201,0	3180,8
MC-S2		8,5	0,0	1587,0	0,0	160,4	293,8	46,9	1,1	68,8	17,5	187,0	22,0	78,3	125,3	875,7
MC-S3		7,9	22,0	1997,0	0,0	142,7	438,5	56,9	1,1	67,6	13,2	291,0	34,0	95,1	152,2	1140,0
MC-S4		7,5	29,0	2330,0	10,9	146,0	471,4	52,5	0,7	60,5	14,4	244,0	42,0	125,6	201,0	1168,1
AC-S2		7,2	40,0	3990,0	0,0	206,9	964,7	56,1	1,0	22,3	15,0	610,0	52,0	103,3	165,2	2031,4
C-S2		7,5	23,6	1268,0	0,0	118,4	286,9	66,9	1,0	41,7	11,9	163,0	17,0	86,4	138,2	793,3
C-S3		7,4	20,5	1303,0	0,0	115,1	315,9	43,5	1,1	45,0	10,7	191,0	20,0	90,8	145,2	833,0
C-S4	Mallines cuenca baja	7,7	22,0	1226,0	0,0	115,1	269,3	67,9	1,9	35,0	12,1	146,0	17,0	84,0	134,4	748,2
C-S5		7,7	24,3	1295,0	0,0	109,5	304,6	75,2	0,6	36,7	10,2	159,0	18,0	88,0	140,8	801,9
C-S6		7,3	24,0	1566,0	0,0	132,8	358,6	63,5	0,9	34,1	10,2	224,0	23,0	88,7	141,9	935,7
RV-S2		7,6	15,3	245,0	0,0	97,4	14,8	23,2	-0,4	18,8	9,6	12,3	2,1	21,2	33,9	199,0
RV-S3		7,8	16,8	75,5	0,0	107,3	11,8	19,0	0,6	14,4	12,1	9,6	1,7	32,0	51,1	208,4
Ai-M		6,4	23,7	640,0	0,0	617,4	3,0	13,1	2,7	12,6	17,8	200,0	2,0	97,3	155,6	965,9
MC-M		7,0	18,8	440,0	0,0	76,3	72,2	7,1	2,5	3,5	12,8	49,5	6,2	110,7	177,0	340,9
AC-M1		8,8	32,4	261,0	0,0	129,5	0,7	4,1	1,1	2,6	1,1	24,3	14,0	128,7	205,8	306,1
AC-M2		6,8	25,8	1910,0	0,0	120,6	524,6	16,7	1,5	10,6	6,4	400,0	25,0	180,5	288,8	1285,9
AC-M3		7,5	28,7	3380,0	0,0	154,9	888,3	31,8	2,2	12,9	11,9	610,0	52,0	155,0	248,0	1919,1

6.2.1 Adyacencias al campo geotermal y alrededores de las zonas de descarga geotermal

Cursos de agua superficial

Fuera de las zonas de descarga geotermal se recolectaron muestras de cursos de agua superficial que se posicionan, o bien dentro del campo geotermal pero fuera del alcance de las zonas de descarga geotermal, o en el sector occidental aledaño al campo geotermal (Fig. 6.2.1). El Río Varvarco es el curso de mayor extensión de la región, en donde desembocan los arroyos del campo geotermal, por lo que fue muestreado aguas arriba (RV-S1) y aguas abajo (RV-S2) de este último en los dos periodos antes mencionados. Ambas muestras registraron durante marzo características levemente alcalinas (pH entre 8,0 y 8,3), aunque en noviembre la tendencia fue hacia la neutralidad (pH entre 7,1 y 7,6), de las cuales la muestra ubicada aguas abajo fue la que registró los pH más elevados. Con respecto a la T no hubo diferencias notorias en cada una de las muestras en relación a la fecha de muestreo, pero sí se determinó que la muestra aguas arriba presentó mayor T que la ubicada aguas abajo para ambos muestreos (promedios de 18,8° C vs. 15,0° C). La CE presenta una relación similar a la del pH, en donde se observó que en marzo fue mayor que en noviembre, y a su vez, también se incrementa en la muestra aguas abajo (221,7 $\mu\text{S/cm}$ vs. 489,0 $\mu\text{S/cm}$, de media) (Tablas II, III). La facies hidroquímica para RV-S1 evidenció una composición sulfatada-cálcica en marzo, con contenidos de Ca^{2+} de 51,6 mg/L y de SO_4^{2-} de 161,4 mg/L, en tanto que para noviembre su composición viró a bicarbonatada-cálcica, con concentraciones de Ca^{2+} de 30,0 mg/L y de HCO_3^- de 102,9 mg/L. En cuanto a RV-S2, arrojó una composición de tipo clorurada/sulfatada-sódica, cuyas concentraciones de Na^+ , Cl^- y SO_4^{2-} fueron de 121,0, 141,4 y 161,4 mg/L, respectivamente; aunque en noviembre la facies pasó a bicarbonatada-cálcica/magnésica, con contenidos de Ca^{2+} , Mg^{2+} y HCO_3^- de 18,8, 9,6 y 97,4 mg/L, respectivamente (Fig. 6.2.1a, b). Además, en el mes de noviembre, se recolectaron tres muestras extra, una proveniente de la Laguna Varvarco Tapia (LV-S), en nacientes del Río Varvarco, otra de este último a la altura de la localidad de Varvarco (RV-S3) y una última del Río Neuquén (RN-S) previo a su desembocadura sobre el Río Varvarco (Fig. 6.2.1a). Primeramente, la muestra LV-S presentó características levemente ácidas (pH de 6,7), temperaturas de 17,7° C, baja CE (33,4 $\mu\text{S/cm}$) y una composición bicarbonatada-magnésica (5,3 mg/L de Mg^{2+} y 39,8 mg/L de HCO_3^-). En cuanto a RV-S3, presentó similitudes a RV-S2 para el mismo mes (noviembre), pero con una CE levemente menor. Para el caso de RN-S, se notó un mayor grado de alcalinidad (pH de 9,0)

que el Río Varvarco, en el que desemboca, y una composición donde sólo cambia el catión que es predominantemente magnésico (Tabla II, Fig. 6.2.1a, b).

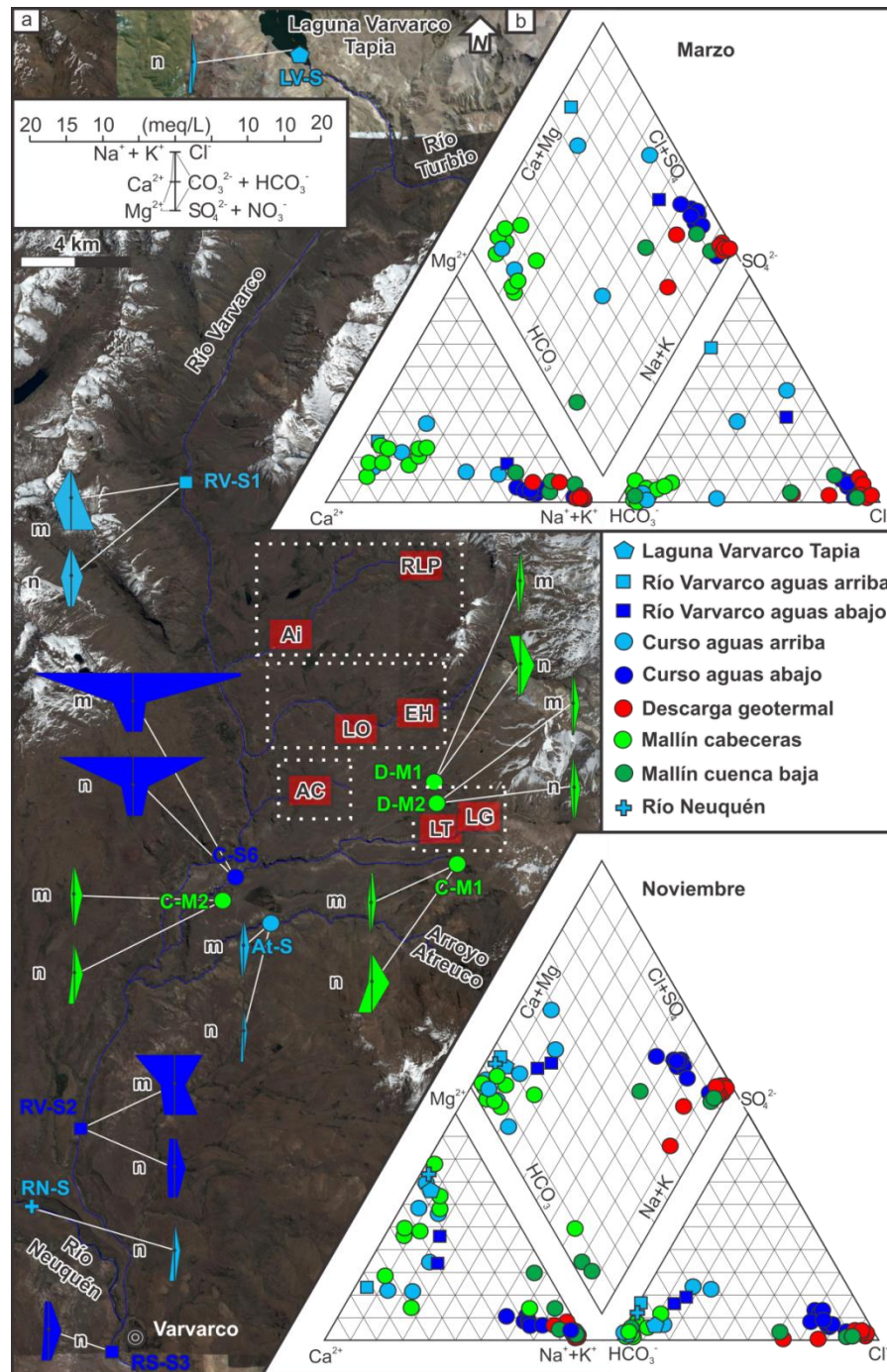


Figura 6.2.1. Imagen satelital junto con puntos de muestreo de aguas de la región aledaña al campo geotermal Domuyo (a), y diagramas de Stiff (1951) en cada muestra, tomadas en marzo (m) y noviembre (n). Los recuadros en línea punteada blanca reflejan zonas estudiadas dentro del campo geotermal, las cuales incluyen las distintas descargas geotermales en recuadros rojos (RP: Rincón de Las Papas; Ai: Ailincó; EH: El Humazo, LO: Las Olletas; AC: Aguas Calientes; LG: Los Géiseres y LT: Los Tachos). A la derecha (b), se muestran los diagramas de Piper (1944) para la totalidad de las muestras tomadas en marzo (arriba) y noviembre (abajo).

También, hacia el oeste del Campo Geotermal Domuyo, se muestrearon en ambos periodos, los arroyos Covunco (C-S6) y Atreuco (At-S) en el sector de desembocadura sobre el Río Varvarco (Fig. 6.2.1a). Aunque dichas muestras registraron pH similares, la muestra C-S6 presentó mayor T (incrementos de 5,4° C en marzo y 9,1° C) y mayor CE (dos órdenes de magnitud mayor en ambos periodos) que At-S, y una composición de tipo clorurada-sódica (C-S6) vs. bicarbonatada-cálcica (At-S) (Fig. 6.2.1a, b).

Mallines

En este sector las muestras de manantiales fríos provienen de mallines en los alrededores del campo geotermal, dos se hallan al pie del cerro Domo (D-M1 al norte y D-M2 al sur), uno al pie del cerro Covunco (C-M1) y otro en el sector de desembocadura del arroyo Covunco (C-M2). Estas muestras presentaron pH invariable (7,8 en promedio) en ambos periodos, con una T levemente mayor en noviembre (incremento de 4° C), y CE entre 38,6 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (marzo) y 119,3 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (noviembre) (Tablas II, III). Según los aniones determinados, la facies determinada fue de tipo bicarbonatada, en donde la cantidad de HCO_3^- se duplicó de marzo (50,6 mg/L en promedio) a noviembre (98,7 mg/L en promedio). En cuanto a los cationes predominó el calcio, aunque C-M2 fue mixta cálcica/magnésica en ambos periodos, D-M1 fue sódica en noviembre, D-M2 fue cálcica, y C-M1 y C-M2 magnésica (Fig. 6.2.1a, b).

6.2.2 Zonas Las Papas y Ailenco

Cursos de agua superficial

En el sector norte del campo geotermal se hallan las zonas de descarga geotermal Rincón de Las Papas al noreste y Ailenco al oeste, en las cuales se muestrearon los dos arroyos homónimos. Las muestras se denominaron como RP-S en el caso de la primera zona mencionada y Ai-S en el segundo, ambas localizadas aguas arriba de las respectivas descargas geotermas. En ambos arroyos se midieron valores de pH que indican una leve oscilación respecto a la neutralidad para ambas fechas de muestreo (entre 6,6 a 7,2), aunque se registró un pH de 8,9 en la muestra Ai-S durante marzo. Se observó además que los valores de pH disminuyen sutilmente de marzo a noviembre, al igual que sucede con la T, la cual promedia los 15,7° C. La CE tiene un comportamiento divergente entre las muestras, ya que en RP-S se incrementa de marzo a noviembre (237,0 a 567,4 $\mu\text{S}/\text{cm}$) y en Ai-S ocurre lo inverso (113,1 a 38,8 $\mu\text{S}/\text{cm}$) (Tablas II, III). Composicionalmente, en ambas muestras y periodos de muestreo

el anión dominante fue el bicarbonato, con concentraciones entre 63,1 y 87,1 mg/L, en donde se evidencia una disminución del mismo de marzo a noviembre. Sin embargo, para RP-S, el catión con mayor preponderancia fue el Na^+ (24,0 mg/L) en marzo y el Ca^{2+} (11,15 mg/L) en noviembre. Para Ai-S se determinó una facies mixta cálcica/magnésica (12,3 mg/L de Ca^{2+} y 5,83 mg/L de Mg^{2+}) en marzo, y magnésica (9,1 mg/L) en noviembre (Fig. 6.2.2a, b).

Mallines

En el sector de cabeceras de la zona de descarga geotermal de Rincón de Las Papas, se tomó muestra de un mallín (RP-M) en marzo y noviembre. Adicionalmente, durante el muestreo de noviembre se logró acceder a un mallín próximo a la zona de Ailenco (Ai-M). Esto último fue posible dado que en noviembre la capa freática interceptó levemente la topografía, por lo que mediante una pequeña poza se pudo efectuar el muestreo. La comparación entre marzo y noviembre para el caso de RP-M, resultó en que el pH disminuyó en una unidad (7,4 a 6,4), la T se incrementó de 14,3 a 22,8° C y la CE se redujo levemente (117,9 a 91,7 $\mu\text{S}/\text{cm}$). Para la muestra Ai-M (sólo noviembre), no se encontraron diferencias de pH ni T (23,7°C) en comparación a RP-M, mientras que hubo diferencias significativas de CE con respecto a esta última muestra (640,0 $\mu\text{S}/\text{cm}$) (Tablas II, III). Asimismo, la facies hidroquímica en el caso de RP-M para marzo fue bicarbonatada-cálcica (12,3 mg/L de Ca^{2+} y 70,5 mg/L de HCO_3^-), pero en noviembre viró a bicarbonatada-cálcica/magnésica (14,6 mg/L de Ca^{2+} y 11,0 mg/L de Mg^{2+} y 119,5 mg/L de HCO_3^-) (Fig. 6.2.2a, b). La composición de Ai-M fue bicarbonatada-sódica (200,0 mg/L de Na^+ y 617,4 mg/L de HCO_3^-) (Fig. 6.2.2b).

Descargas geotermales

Finalmente, las descargas geotermales de Rincón de Las Papas (RP-G) y Ailenco (Ai-G), registraron pH medios de 6,4 en marzo, pero en noviembre descendió a un valor promedio de 5,7. La T para RP-G fue de 38,0 a 35,8° C, de marzo a noviembre respectivamente, en tanto que en Ai-G, las medidas de este valor fueron mucho más bajas (20,3° C en marzo y 24,6° C en noviembre), acercándose a la T ambiente. Con respecto a la CE, se midieron en marzo 9160,0 $\mu\text{S}/\text{cm}$ en RP-G y 7470,0 $\mu\text{S}/\text{cm}$ en Ai-G, y en noviembre estos valores fueron de 8100 y 7080,0 $\mu\text{S}/\text{cm}$, respectivamente (Tablas II, III). En cuanto a su clasificación composicional, ambas son de tipo clorurada-sódica, cuyos contenidos de Na^+ rondaron entre 1210,0 (RP-G) y 1050,0 mg/L (Ai-G) en marzo y 1860,0 y 1260,0 mg/L en noviembre; y de Cl^- entre 1035,9 y 1538,2 mg/L en marzo y 2387,1 y 1648,0 mg/L en noviembre (Fig. 6.2.2a, b).

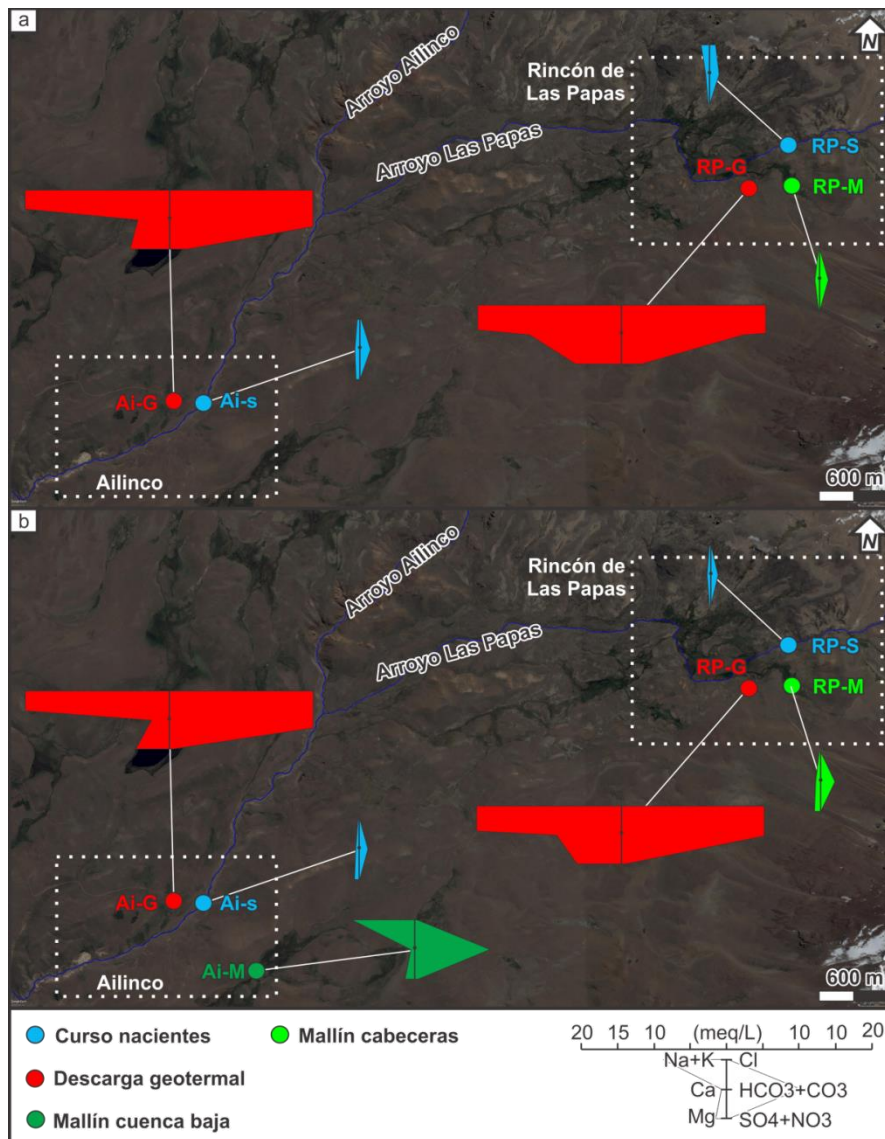


Figura 6.2.2. Imagen de satélite de las zonas de Rincón de Las Papas y Ailenco con puntos de muestreo de aguas y diagramas de Stiff (1951) obtenidos. Se representan los dos períodos de muestreo, marzo (a) y noviembre (b) de 2018. Algunos de los diagramas (principalmente de descargas geotermales) presentan los extremos truncados ya que superan los 20 meq/L y a modo comparativo con otras zonas de descarga geotermal quedan fuera de escala.

6.2.3 Zonas El Humazo y Las Olletas

Cursos de agua superficial

Sobre el valle del arroyo Manchana Covunco tienen lugar las zonas geotermales de El Humazo y Las Olletas. El mencionado arroyo se muestreó en el sector de nacientes (MC-S1), aguas arriba de la descarga geotermal de El Humazo. Se registraron pH alcalinos invariables en ambas fechas (media de 8,3) y T y CE que disminuyeron de marzo a noviembre (20,5° C vs.

17,7° C y 1386 $\mu\text{S}/\text{cm}$ vs. 649 $\mu\text{S}/\text{cm}$, respectivamente) (Tablas II, III). La facies hidroquímica fue sulfatada-cálcica/sódica en marzo, con contenidos de Ca^{2+} de 111,2 mg/L, Na^+ de 124,0 mg/L y SO_4^{2-} de 445,66 mg/L. En noviembre, la facies de MC-S1 pasó a ser bicarbonatada-cálcica, con concentraciones de Ca^{2+} de 69,1 mg/L y de HCO_3^- de 153,8 mg/L (Fig. 6.2.3a, b).

Se tomaron tres muestras adicionales, de las cuales una se halla aguas abajo de la descarga geotermal de El Humazo (MC-S2), otra aguas abajo de Las Olletas (MC-S3) y la última próxima a la desembocadura en el Río Varvarco (MC-S4). Estas muestras arrojaron en marzo valores medios de pH de 8,3, de T de 28,7° C, y CE de 3610,0 $\mu\text{S}/\text{cm}$, en tanto que con respecto a noviembre, disminuyó sensiblemente el pH y la T (medias de 7,9 y 27,0° C, respectivamente), y la CE sufrió un notorio descenso (promedio de 1971,3 $\mu\text{S}/\text{cm}$) (Tablas II, III). La composición de las muestras ubicadas aguas abajo de las descargas geotermiales, para ambos muestreos, es de tipo clorurada-sódica con contenidos que oscilan entre 330,0 y 590,0 mg/L de Na^+ y entre 814,3 y 932,0 mg/L de Cl^- para marzo, y entre 187,0 y 244 mg/L de Na^+ y entre 293,8 y 471,4 mg/L de Cl^- para noviembre (Fig. 6.2.3a, b).

Mallines

Los mallines se ubican en el sector de cabeceras al este de la zona de El Humazo (muestras EH-M1 y EH-M2), y en sector de cuenca baja hacia el suroeste de Las Olletas (MC-M), próximo a la desembocadura del arroyo Manchana Covunco en el Río Varvarco. Los mallines de cabeceras presentaron valores medios de pH de 7,9, T y CE de 7,6° C y 49,8 $\mu\text{S}/\text{cm}$ en marzo, en tanto que durante noviembre, el pH no varió significativamente (7,5 de media), la T se incrementó en 9,3° C y la CE media aumentó a 233,2 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Tablas II, III). La facies de estas dos muestras fue bicarbonatada-cálcica, con contenidos promedios para marzo de 10,2 mg/L de Ca^{2+} y 59,2 mg/L de HCO_3^- . Sin embargo, en noviembre la facies varió a bicarbonatada-cálcica/magnésica (EH-M1) y bicarbonatada-magnésica (EH-M2), con concentraciones de Ca^{2+} , Mg^{2+} y HCO_3^- de 18,51, 12,83 y 102,9 mg/L, respectivamente para la primera muestra, y de Mg^{2+} y HCO_3^- de 7,0 y 56,4 mg/L, respectivamente, para la segunda (Fig. 6.2.3a, b). Por su parte, el mallín ubicado en cuenca baja (MC-M), registró valores de pH, T y CE en marzo de 7,6, 19,0° C y 347,0 $\mu\text{S}/\text{cm}$, respectivamente, y en noviembre se observó que el pH disminuyó a 7,0, la T se mantuvo (18,8° C) y la CE ascendió moderadamente (440,0 $\mu\text{S}/\text{cm}$) (Tablas II, III). La facies hidroquímica en este último punto de muestreo fue clorurada-sódica, tanto en marzo como en noviembre, con concentraciones de tendencia constante, en

donde el Na^+ pasó de 38,0 (marzo) a 49,5 mg/L (noviembre), y el Cl^- de 70,1 (marzo) a 72,2 mg/L (noviembre) (Fig. 6.2.3a, b).

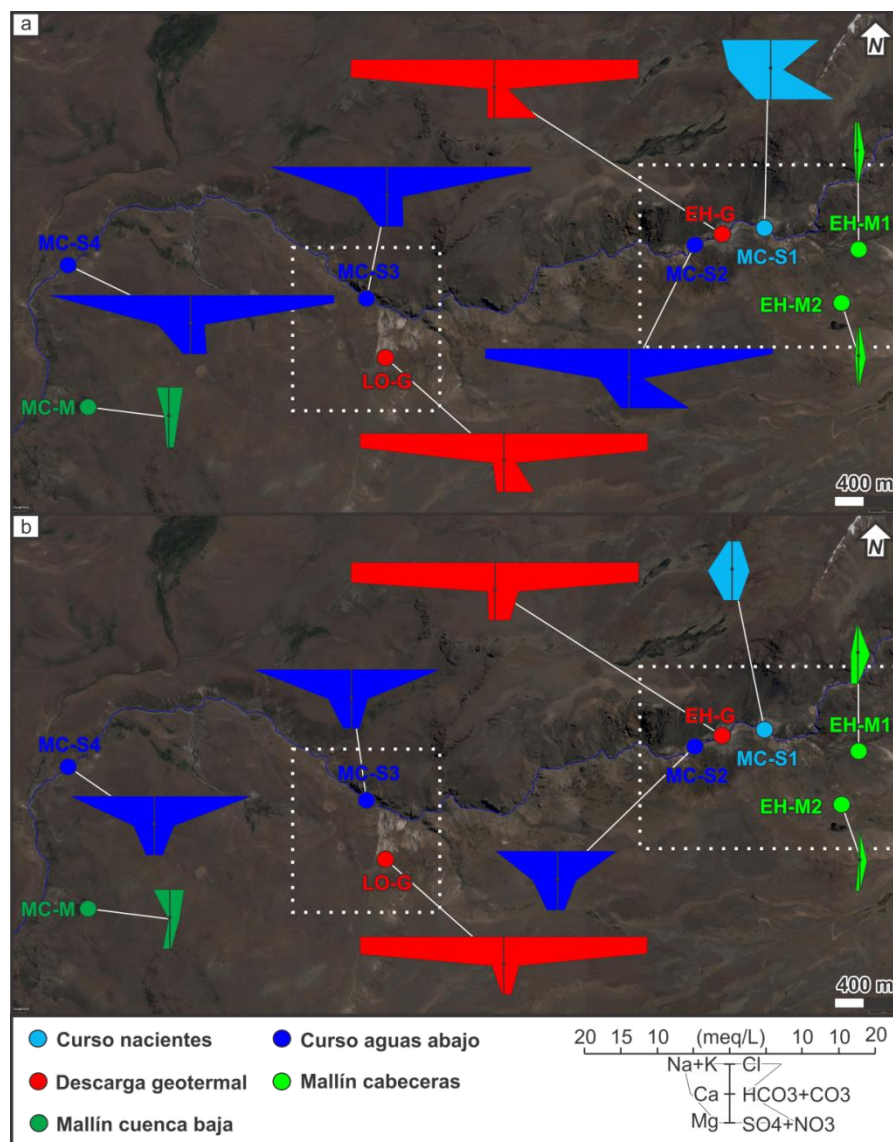


Figura 6.2.3. Imagen satelital de El Humazo y Las Olletas, en donde se hallan los puntos de muestreo de distintos tipos de aguas junto a los diagramas de Stiff (1951) para cada una de ellas en marzo (a) y noviembre (b) de 2018. Los extremos truncados de los diagramas se debe a que quedan fuera de escala ya que superan con creces los 20 meq/L.

Descargas geotermales

Finalmente, en las descargas geotermales de El Humazo (EH-G) y Las Olletas (LO-G), se midieron valores de pH alcalinos en ambas fechas de muestreo (entre 8,1 y 8,8), a excepción de LO-G en noviembre donde se registró un pH de 6,6. En cuanto a la T los valores tomados en marzo no evidencian variabilidad entre EH-G y LO-G (92,4 y 90,4° C, respectivamente), en tanto que durante noviembre, EH-G continuó con T similares a las de marzo (90,7° C), pero

LO-G sufrió un leve descenso ($83,0^{\circ}\text{C}$). Con respecto a la CE, EH-G registró mayor carga iónica (promedio de $8150,0\text{ }\mu\text{S/cm}$) que LO-G (promedio de $3485,0\text{ }\mu\text{S/cm}$), con una tendencia marcada al descenso de marzo a noviembre (con diferencias de $2920,0\text{ }\mu\text{S/cm}$ en EH-G y de $4010,0\text{ }\mu\text{S/cm}$ en LO-G) (Tablas II, III). Las composiciones de estas muestras son marcadamente clorurada-sódicas, en donde las concentraciones determinadas para marzo oscilan entre $1030,0$ y $810,0\text{ mg/L}$ de Na^{+} y $1801,6$ y $1584,8\text{ mg/L}$ de Cl^{-} . En noviembre dichos iones variaron entre $1360,0$ y $1040,0\text{ mg/L}$ de Na^{+} y $1855,0$ y $1564,0\text{ mg/L}$ de Cl^{-} (Fig. 6.2.3a, b).

6.2.4 Zona Aguas Calientes

Cursos de agua superficial

Como fuera descripto precedentemente (capítulo 4), los límites del valle fluvial de este arroyo son algo difusos, al igual que el caudal del curso de agua que disminuye significativamente hacia el este. Durante el muestreo de marzo no se identificó en el arroyo un sector de nacientes bien definido, mientras que en noviembre se observó un caudal relativamente bajo hacia lo que serían las nacientes. Es por ello que durante marzo sólo se tomó una muestra ubicada aguas abajo de las descargas geotermales (AC-S2), mientras que en noviembre se adicionó también una muestra en nacientes (AC-S1). Para AC-S1 (sólo noviembre), se registraron valores de pH, T y CE de $7,7$, $21,0^{\circ}\text{C}$ y $116,7\text{ }\mu\text{S/cm}$, respectivamente. Para AC-S2, dichos parámetros no sufrieron modificaciones significativas entre muestreos, en donde los valores fueron de $7,8$ de pH, $39,4^{\circ}\text{C}$ de T y $1952,0\text{ }\mu\text{S/cm}$ en marzo y $7,2$, $40,0^{\circ}\text{C}$ y $3990,0\text{ }\mu\text{S/cm}$, respectivamente. No obstante, se observaron diferencias entre la muestra de nacientes y aguas abajo (AC-S1), fundamentalmente referido a la T y CE, cuyos valores fueron sustancialmente menores. Además, en la muestra del arroyo aguas abajo, la CE se vio aumentada de marzo a noviembre (Tablas II, III). El quimismo para la muestra AC-S1 (sólo noviembre) fue de tipo bicarbonatado-magnésico, con concentraciones de Mg^{2+} de $6,4\text{ mg/L}$ y de HCO_3^{-} de $49,8\text{ mg/L}$. La muestra AC-S2 evidenció una composición clorurada-sódica notoria, en ambos periodos de muestreo, con contenidos de Na^{+} de $720,0$ a $610,0\text{ mg/L}$ y de Cl^{-} de $1033,5$ a $964,7\text{ mg/L}$ (Fig. 6.2.4a, b).

Mallines

Se recolectaron tres muestras que corresponden a mallines de cuenca baja. Una próxima a nacientes del arroyo Aguas Calientes (AC-M1), una segunda en el sector medio, cerca del arroyo, aguas abajo de las descargas geotermales (AC-M2), y por último una en el sector sur del área de Aguas Calientes (AC-M3). Las tres muestras evidenciaron medias de pH iguales para marzo y noviembre (7,7), aunque el comportamiento varía según la ubicación de las mismas. La muestra próxima a nacientes (AC-M1) registró un aumento de pH de marzo a noviembre (de 7,8 a 8,8), pero la localizada aguas abajo (AC-M2) disminuyó en el mismo rango (de 7,7 en marzo a 6,8 en noviembre), mientras que la muestra sur permaneció constante. La T fue un factor que no sufrió grandes variaciones entre las muestras, sin embargo, se observó un notorio aumento de marzo a noviembre (promedios de 22,4° C a 29,0° C, respectivamente). La CE, por su parte, presentó valores dentro del mismo orden de magnitud entre AC-M2 y AC-M3, con tendencia al incremento de marzo a noviembre (promedios de 1317,0 $\mu\text{S/cm}$ vs. 2645,0 $\mu\text{S/cm}$). A pesar de lo anteriormente descrito y aunque la muestra AC-M1 mostró la misma tendencia con respecto a la CE, esta última fue notoriamente más baja, con valores de 131,4 $\mu\text{S/cm}$ para marzo y 261,0 $\mu\text{S/cm}$ para noviembre (Tablas II, III). En cuanto a la facies hidroquímica, se determinó que la muestra de nacientes (AC-M1) resultó en una composición bicarbonatada-sódica en ambas fechas de muestreo, con concentraciones de Na^+ de 18,2 mg/L en marzo y 24,3 mg/L en noviembre, y de HCO_3^- de 104,5 mg/L y 129,5 mg/L respectivamente. Por otra parte, las dos muestras restantes (AC-2 y AC-M3), corresponden al espectro clorurado-sódico, con contenidos medios de Na^+ de 184,0 mg/L en marzo y 505,0 mg/L en noviembre, y Cl^- de 378,7 mg/L para marzo y 706,5 mg/L en noviembre (Fig. 6.2.4a, b).

Descargas geotermales

Finalmente, las descargas geotermales recogidas se localizaron en dos sitios, uno hacia el norte, ubicado en las cercanías de las muestras del mallín (AC-M1) y el curso superficial en nacientes (AC-G1), y otro aledaño a la Villa Aguas Calientes (AC-G2). Estas muestras midieron pH cercanos a la neutralidad a levemente alcalinos, con valores medios de 6,9 en marzo y 8,3 en noviembre. La T registrada promedió los 59,1° C en marzo y 62,5° C en noviembre. Con respecto a la CE, el promedio de ambas muestras fue de 1438,0 $\mu\text{S/cm}$ en marzo, aunque en noviembre hubo diferencias entre las muestras, ya que AC-G1 arrojó prácticamente los mismos valores que en marzo (1485,0 vs. 1480,0 $\mu\text{S/cm}$), pero AC-G2 sufrió

un aumento considerable (1391,0 a 4230,0 $\mu\text{S}/\text{cm}$) (Tablas II, III). La composición de las muestras de descargas geotermales determinada fue clorurada-sódica, en donde cabe destacar que las concentraciones de Na^+ determinadas fueron iguales para las dos muestras y para las mismas fechas de muestreo (470,0 mg/L en marzo y 639,5mg/L en noviembre). El anión Cl^- , por su parte, se determinó en 979,2 mg/L en marzo, y 1022,6 mg/L en noviembre (Fig. 6.2.4a, b).

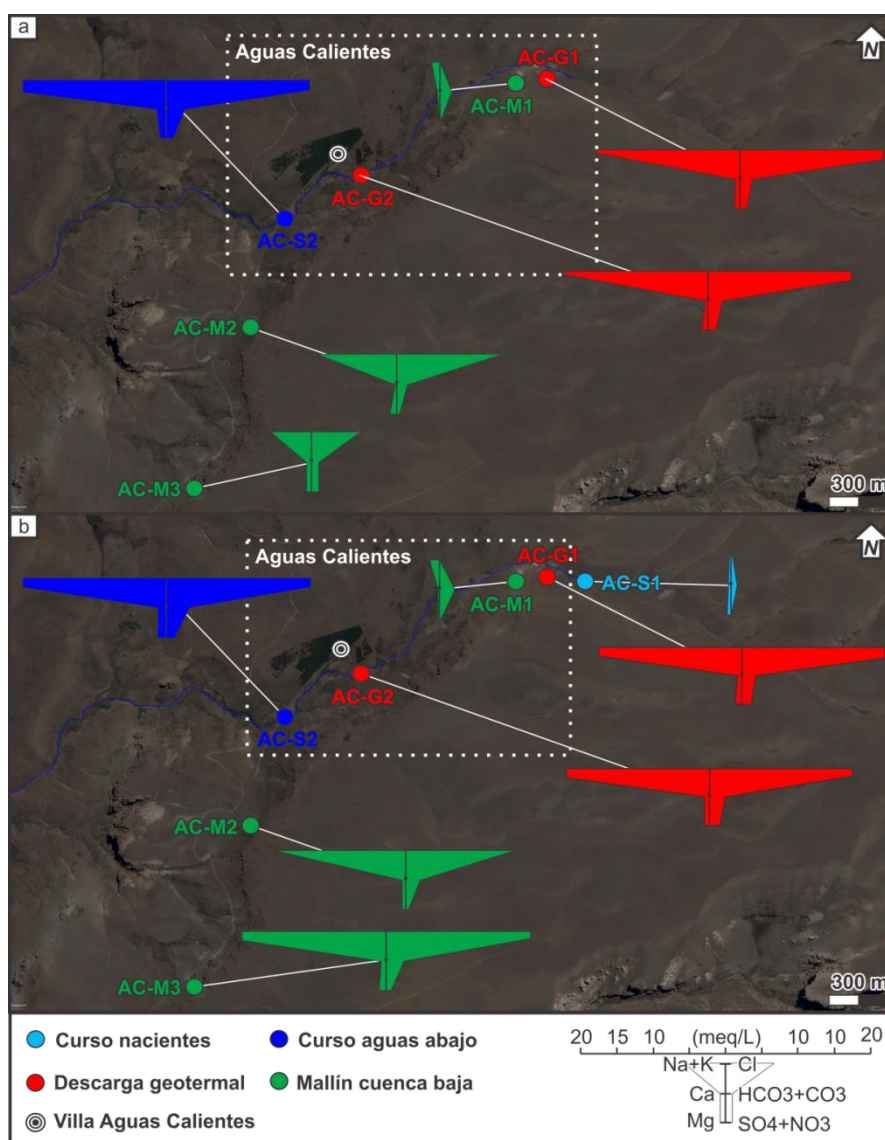


Figura 6.2.4. Imagen satelital del área de Aguas Calientes, con puntos de muestreo de aguas y diagramas de Stiff (1951) en cada sitio. Se muestran los diagramas resultantes de las determinaciones sobre las aguas recolectadas en marzo (a) y en noviembre (b). Los extremos truncados de los diagramas es debido a que superan los 20 meq/L de concentración y dificulta la comparación con las demás zonas de descarga geotermal.

6.2.5 Zona Los Géiseres y Los Tachos

Curso de agua superficial

Más hacia el sur del campo geotermal tiene lugar el valle del arroyo Covunco, en el cual se tomaron muestras en cinco puntos, ubicados en nacientes (C-S1), y tres aguas abajo de la descarga geotermal de Los Géiseres (C-S2, C-S3, C-S4), y una aguas debajo de Los Tachos (C-S5). Cabe señalar que se ha incorporado también una sexta muestra próxima a la desembocadura en el río Varvarco (C-S6; Fig. 6.2.1), que fue descrita precedentemente por estar comprendida en las afueras de las zonas de descarga geotermal. Inicialmente, para la muestra C-S1 se obtuvieron valores de pH alcalinos en marzo y cercanos a la neutralidad en noviembre (8,1 vs. 7,3, respectivamente), con nula variación de T entre las fechas de muestreo (15° C en marzo y 16,1° C en noviembre). La CE es el parámetro con mayor diferencia en estas muestras, ya que de marzo a noviembre disminuyó cerca de la mitad (817,0 vs. 456,0 $\mu\text{S/cm}$) (Tablas II, III). En marzo la composición de C-S1 fue mixta bicarbonatada/sulfatada-cálcica, con contenidos iónicos de 138,4 mg/L de HCO_3^- , 106,4 mg/L de SO_4^{2-} y 102,0 mg/L de Ca^{2+} . En noviembre dicha composición cambió a bicarbonatada-cálcica/magnésica, con cantidades de HCO_3^- , Ca^{2+} y Mg^{2+} de 129,5, 34,4 y 16,9 mg/L, respectivamente (Fig. 6.2.5a, b). Por otro lado, las muestras aguas debajo de las descargas geotermales (C-S2 a C-S5), arrojaron valores de pH, T y CE muy similares entre sí para cada uno de los muestreos. Durante marzo, los valores antes mencionados fueron, en promedio, de 8,6 (pH), 28,2° C (T) y 2977,5 $\mu\text{S/cm}$ (CE), en tanto que dichos datos disminuyeron en noviembre, con valores de 7,6 (pH), 22,6° C (T) y 1273,0 $\mu\text{S/cm}$ (CE) (Tablas II, III). Todas las muestras que se ubican aguas debajo de las descargas geotermales presentaron facies hidroquímicas de tipo clorurada-sódica, con contenidos medios de Na^+ de 292,5 mg/L en marzo y 164,8 en noviembre, en tanto que el Cl^- medio fue de 664,4 mg/L en marzo y 294,2 mg/L en noviembre (Figs. 6.2.1, 6.2.5a, b)).

Mallines

Los mallines en estas zonas están representados por tres muestras ubicadas en la parte superior del flanco del valle del arroyo Covunco, dos corresponden a la zona de Los Géiseres (LG-M1 y LG-M2), y una a Los Tachos (LT-M). En los mallines de LG se registraron valores de pH entre 6,25 y 7,30, de T entre 12,0 y 12,5° C y CE entre 21,5 y 25,0 $\mu\text{S/cm}$ en marzo. En noviembre, estos valores estuvieron entre 6,94 y 7,3 (pH), entre 12,4 y 16,9° C (T) y entre 45,2 y 62,1 $\mu\text{S/cm}$ (CE) (Tablas II, III). La facies hidroquímica hallada es bicarbonatada-cálcica, con

concentraciones promedio de Ca^{2+} y HCO_3^- en marzo de 9,0 mg/L y 44,4 mg/L, respectivamente (Fig. 6.2.5a, b).

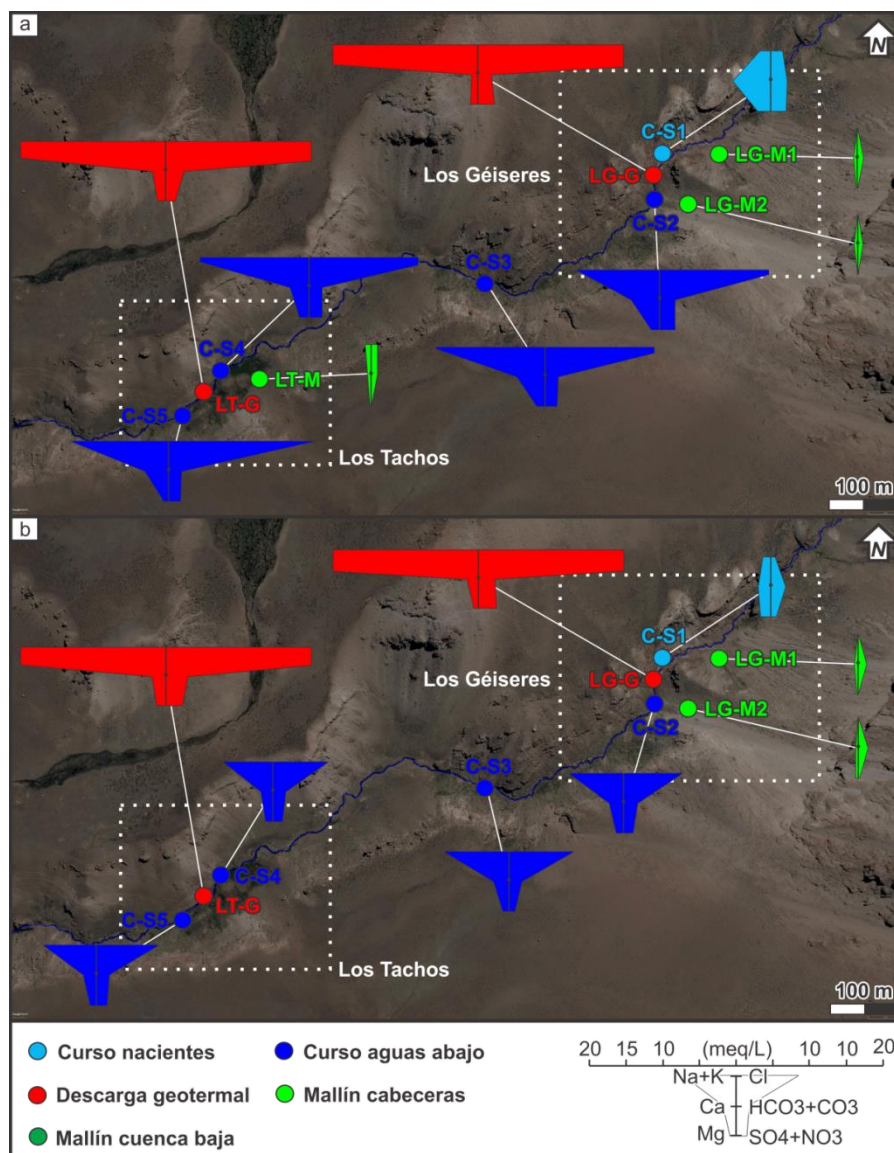


Figura 6.2.5. Imagen satelital de las zonas de Los Géiseres y Los Tachos, con distribución de puntos de muestreo y diagramas de Stiff (1951) para cada uno de ellos, en marzo (a) y noviembre (b). Notar que algunos de dichos diagramas presentan bordes truncados ya que superan las concentraciones iónicas establecidas en 20 meq/L, a fin de facilitar la comparación con las otras zonas de descargas geotermales.

Descargas geotermales

Las descargas de agua geotermal en estas zonas comprenden a las muestras de Los Géiseres (LG-G) y Los Tachos (LT-G). Dichas muestras presentaron condiciones de pH alcalinos en marzo (pH media 8,4) y en noviembre (pH medio de 7,9), aunque no tan evidente para este último mes. Las T medidas no variaron estacionalmente de forma sustancial, sino entre muestras, en donde LG-G presentó T promedios de 78,9° C en ambos periodos y LT-G

registró T medias de 59,7° C también en ambos periodos. Con respecto a la CE, en LG-G se midieron valores más altos que en LT-G, y se reconoció que de marzo a noviembre disminuyó su valor en la primera muestra mencionada (8850,0 vs. 8450,0 $\mu\text{S/cm}$), mientras que con la segunda muestra sucedió lo inverso (6370,0 vs. 7060,0 $\mu\text{S/cm}$) (Tablas II, III). La facies hidroquímica fue clorurada-sódica con contenidos promedios en marzo y en noviembre de Na^+ de 1040,0 y 1480,0 mg/L, y de Cl^- de 2169,6 y 1020,0 mg/L de Cl^- , respectivamente (Fig. 6.2.5a, b).

6.3 Origen de las aguas y composición

6.3.1 Composición isotópica

La determinación de isótopos estables de la molécula de agua se realizó para algunas de las muestras de manantiales fríos y termales recolectadas durante el mes de marzo (Tabla II). Los mallines, tanto ubicados en cabeceras como en cuenca baja, presentaron valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre -16,3 y -13,0‰ y de $\delta^2\text{H}$ entre -116,9 y -101,2‰, lo que indica un origen meteórico. En particular, se observa que los mallines de cabeceras presentan distintas composiciones isotópicas que sugieren diferentes fuentes de recarga (Fig. 6.3.1a). Esto podría deberse al “efecto altitud” generado en altas cumbres (que alcanzan y superan los 3.000 m s.n.m.) ya definido para la zona por [Panarello et al. \(1992\)](#). Los mallines de cuenca baja, por su parte, se encuentran sobre cotas más bajas (de unos ~1.750 m s.n.m.) y reciben aportes de agua de escorrentía y subterránea, así como también de las descargas geotermales. En cuanto a estas últimas, se obtuvieron valores de $\delta^{18}\text{O}$ entre -15,4 y -14,5‰ y $\delta^2\text{H}$ entre -116,9 y -113,0‰ (Fig. 6.3.1a). Las descargas geotermales muestran el típico enriquecimiento en $\delta^{18}\text{O}$ (“*shift*”) característico de influencia geotermal (Fig. 6.3.1a).

Por otro lado, se vinculó la composición isotópica teniendo en cuenta los valores de $\delta^{18}\text{O}$ con la T, CE y Cl^- , en donde se destaca el comportamiento disímil entre los mallines y las descargas geotermales. El $\delta^{18}\text{O}$ en función de estos parámetros para el caso de las descargas geotermales, refleja un incremento de estos últimos sin variación considerable en $\delta^{18}\text{O}$. Tanto en los mallines de cabeceras como los de cuenca baja no se observa correlación entre la CE y el $\delta^{18}\text{O}$. Sin embargo, en los mallines de cuenca baja la variabilidad de la T fue algo mayor (Fig. 6.3.1b, c, d). Los valores de exceso de $\delta^2\text{H}$, el cual se define como $d (\text{‰}) = \delta^2\text{H} - 8 \cdot \delta^{18}\text{O}$ ([Dansgaard, 1964](#)), son menores a 10‰ lo que señala procesos de sublimación en altas cumbres previamente a la recarga (Fig. 6.3.1a, c).

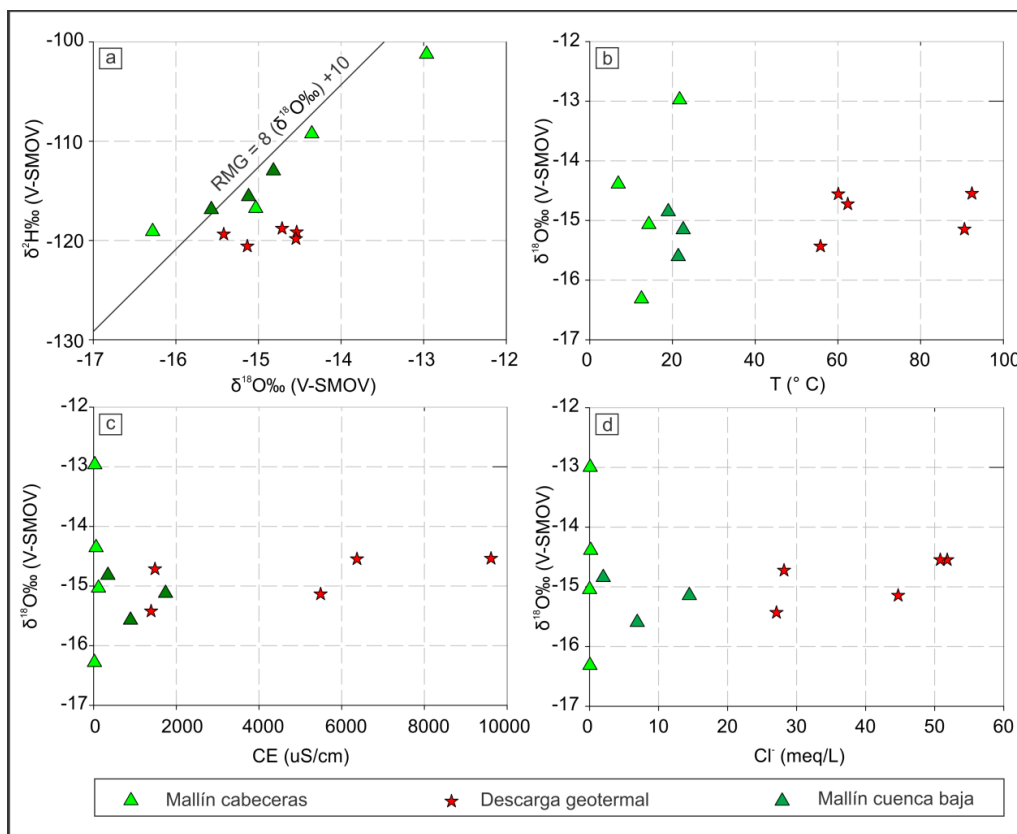


Figura 6.3.1. Relaciones entre $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ de aguas muestreadas durante marzo (a), relación entre $\delta^{18}\text{O}$ y parámetros conservativos (b, c, d). RMG: Recta meteórica global (Craig, 1961).

6.3.2 Relaciones iónicas y contenido de sílice

Mediante el análisis de la composición iónica y las relaciones bivariadas se han evidenciado distintos comportamientos en las muestras de agua. En una primera instancia se evaluaron las relaciones iónicas según la fecha de muestreo, pero al no identificarse diferencias mayores entre marzo y noviembre, se plotearon ambos muestreos de manera conjunta (Fig. 6.3.2.1). La relación Na^+ con respecto al Cl^- permite visualizar un agrupamiento sobre la línea 1:1, que caracteriza a las descargas geotermales (Fig. 6.3.2.1a). Las aguas de los cursos superficiales tomados en nacientes así como los mallines de cabeceras, presentan muy bajos contenidos de los iones mencionados. No obstante, los cursos superficiales muestreados aguas abajo de las descargas geotermales, o del campo geotermal para el caso del río Varvarco, registran una significativa aproximación a las descargas geotermales. La elevada concentración de Na^+ en las descargas geotermales, para las relaciones de SO_4^{2-} y $\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-$, también genera una diferenciación con respecto a las muestras de los cursos superficiales y los mallines de cabeceras. Se observa que las muestras de los arroyos tomadas aguas abajo de las descargas geotermales, así como los mallines de cuenca baja, evidencian la misma tendencia que las

descargas geotermales (Fig. 6.3.2.1b, c). Cabe destacar, que las dos primeras muestras recogidas en el arroyo Manchana Covunco (MC-S1 y MC-S2), registran elevados contenidos de SO_4^{2-} .

En cuanto a las relaciones entre Ca^{2+} respecto a Cl^- , SO_4^{2-} y $\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-$, se puede observar que las descargas geotermales registran incrementos en sus contenidos aniónicos asociados a bajas concentraciones de Ca^{2+} (excepto RP-G de ambos periodos ya que superan los 4 mmol/L de Ca^{2+}). Esto también ocurre en algunas muestras de mallines de cuenca baja y del arroyo Aguas Calientes aguas abajo de las descargas geotermales, aunque menos marcado con respecto a los aniones (Fig. 6.3.2.1d, e, f).

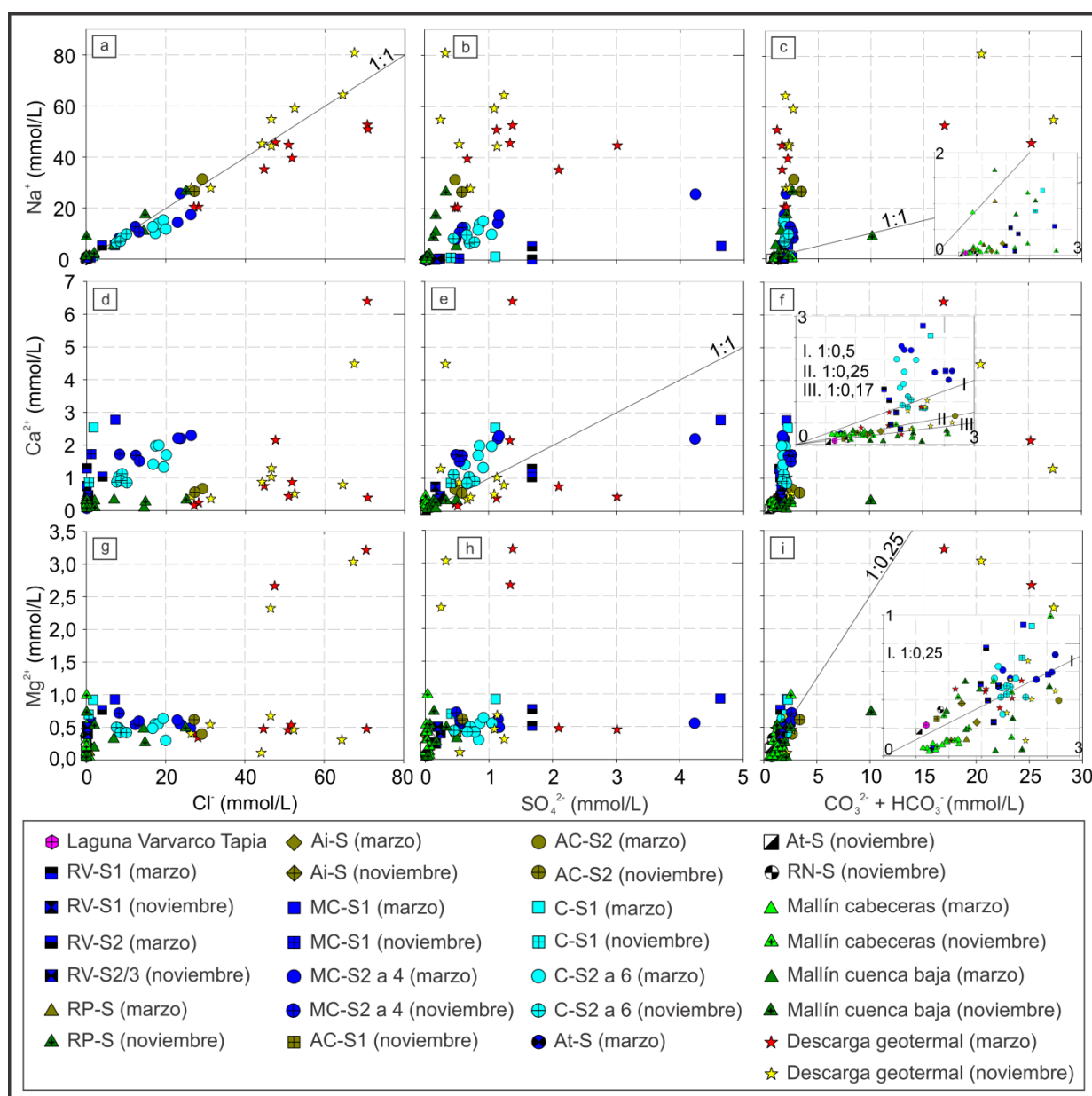


Figura 6.3.2.1. Relaciones molares entre cationes y aniones mayoritarios en las muestras extraídas en el área de estudio durante marzo y noviembre de 2018. Se indican rectas con proporciones de relación

molar asociadas a interacción con minerales. Los recuadros bivariados dentro de los diagramas c, f, i, son una ampliación de estos últimos para una visualización más detallada del ploteo.

En la relación entre Ca^{2+} y $\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-$, la mayor parte de las aguas muestreadas estarían asociadas a la meteorización de carbonatos (1:0,5), plagioclasa de tipo oligoclasa (1:0,17) y piroxenos (1:0,25) (e. g., Villalba *et al.*, 2022). Un comportamiento diferente se observa en muestras de los valles Manchana Covunco y Covunco, donde se registran altas concentraciones de Ca^{2+} sin observarse una tendencia clara entre el incremento de este catión y los aniones mayoritarios. Las muestras del río Varvarco, por su parte, se acomodan en torno a la recta 1:1 de la gráfica de Ca^{2+} versus SO_4^{2-} , lo que señala la disolución de yeso o anhidrita (Fig. 6.3.2.1e). En cuanto a las relaciones entre Mg^{2+} versus Cl^- y Mg^{2+} versus SO_4^{2-} , no muestran tendencias claras en las diferentes muestras, aunque como se describió precedentemente, es notorio el aumento de Cl^- hacia las descargas geotermales y aguas corriente abajo (cursos superficiales) o en cuenca baja (mallines) (Fig. 6.3.2.1g, h). La mayor parte de las muestras ploteadas en la gráfica entre Mg^{2+} y $\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-$ (Fig. 6.3.2.1i) evidencia un incremento de estos iones con una relación próxima a 1:0,25, la cual daría indicios de la existencia de meteorización de piroxenos. Por otra parte, las relaciones iónicas establecidas para los mallines sugieren también la incorporación de Ca^{2+} , Mg^{2+} y HCO_3^- generados por la disolución de silicatos, como anortita y piroxenos (Fig. 6.3.2.1f, i). Asimismo, los iones Na^+ y HCO_3^- presentes en los mallines y los cursos de agua superficial podrían provenir de la disolución de albita (Fig. 6.3.2.1c).

Asimismo, se determinaron los contenidos de SiO_2 , cuya especie soluble es el H_4SiO_4 , y se observaron notorias diferencias entre grupo de muestras (Tablas II, III). Para los cursos de agua superficial en nacientes, incluyendo al río Varvarco, se obtuvo un promedio de H_4SiO_4 de 23,04 mg/L en marzo y 38,55 mg/L en noviembre. En los mallines de cabeceras, dicho valor fue de 15,95 mg/L en marzo y 97,88 mg/L en noviembre. En cuanto a las descargas geotermales, los contenidos de H_4SiO_4 fueron del orden de 112,42 y 227,45 mg/L en marzo y noviembre, respectivamente. Los cursos de agua superficial aguas abajo de las descargas geotermales, por su parte, presentaron promedios de 83,13 mg/L en marzo y 122,56 mg/L en noviembre. Para los mallines de cuenca baja se determinaron medias de 38,83 y de 229,91 mg/L en marzo y noviembre, respectivamente. Los datos descriptos indican que las concentraciones de H_4SiO_4 se acrecientan en noviembre, con los mayores incrementos hallados en mallines (492,0% en cuenca baja y 513,7% en cabeceras), y los menores en los cursos de agua superficial (47,4% en nacientes y 67,3% aguas abajo de las descargas geotermales). Las

descargas geotermales, por su parte, registraron incrementos de alrededor del 102,3% de marzo a noviembre.

Por otra parte, se vincularon cationes mayoritarios con respecto a la SiO_2 y HCO_3^- con el fin de determinar posibles procesos a los cuales se asocia la composición hidroquímica de las muestras estudiadas. La relación Na^+ y K^+ con respecto a SiO_2 y HCO_3^- muestra que la mayor parte de los cursos de agua superficial en nacientes y los mallines de cabeceras presentan bajos contenidos relativos de cationes y cantidades variables respecto a SiO_2 y HCO_3^- . Dicha distribución en donde las muestras se posicionan paralelamente al eje de SiO_2 y HCO_3^- reflejaría que el proceso preponderante se asocia a la meteorización de silicatos (Emvoutou *et al.*, 2018). Las muestras provenientes de las descargas geotermales, por su parte, registran una leve tendencia al incremento de cationes lo que podría evidenciar procesos mixtos asociados a la meteorización de silicatos junto con procesos de intercambio iónico (Emvoutou *et al.*, 2018). Finalmente, la mayor parte de las muestras de cursos de agua superficial aguas abajo de las descargas geotermales y los mallines de cuenca baja presentan un comportamiento intermedio, en donde también el proceso predominante respondería a la meteorización de silicatos (Fig. 6.3.2.2a). Las mismas tendencias se registraron entre las relaciones de Na^+ , K^+ y HCO_3^- con respecto a HCO_3^- (Fig. 6.3.2.2b), así como también entre la sumatoria de cationes mayoritarios (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+}) con respecto a SiO_2 y HCO_3^- (Fig. 6.3.2.2c). Esta disposición de las muestras concordante al eje horizontal permitiría establecer que el proceso hidroquímico dominante en las muestras estudiadas se asocia fundamentalmente a la meteorización de silicatos, y procesos de intercambio de bases en menor grado (Emvoutou *et al.*, 2018).

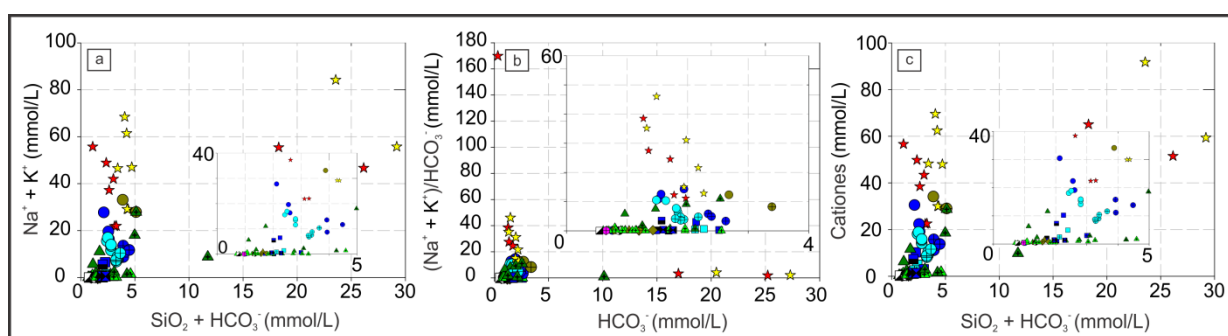


Figura 6.3.2.2. Diagramas bivariados (Emvoutou *et al.*, 2018) de algunos iones mayoritarios con respecto a sílice y bicarbonato para las muestras de agua tomadas en marzo y noviembre de 2018. Se encuentran diagramas secundarios que amplían la escala numérica de los ejes para observar en mayor detalle el ploteo. Cationes: Na^+ + K^+ + Ca^{2+} + Mg^{2+} . Referencias en figuras anteriores.

Adicionalmente se compararon los contenidos de H_4SiO_4 y de HCO_3^- , ya que resulta útil para discernir entre la meteorización de minerales carbonáticos respecto de los silicáticos. En base a ello, se estableció la predominancia de la meteorización de silicatos para la mayor parte de las muestras estudiadas, debido a la relación inferior a 1:5 existente entre H_4SiO_4 y HCO_3^- (Fig. 6.3.2.3a). Escasas muestras pertenecientes a cursos de aguas superficial ubicadas en nacientes así como mallines de cabeceras, presentan una relación mayor a 1:10 de H_4SiO_4 y HCO_3^- , lo que sugiere la meteorización de carbonatos (Fig. 6.3.2.3a) (Zaidi *et al.*, 2017).

La presencia de H_4SiO_4 se vincularía a la disolución de feldespatos y minerales del grupo de la sílice como tridimita, cristobalita, cuarzo y sílice no cristalina en agua que no sólo afectaría a rocas de caja en profundidad, sino que también a materiales litológicos de superficie (e. g., Arnórsson y Stefánsson, 1999; Sadiq *et al.*, 1980). Cabe señalar que debido al ambiente geológico del área de estudio así como por las unidades estratigráficas que tienen lugar, es de esperar que el mayor aporte de SiO_2 en las aguas tenga su origen en la meteorización de vidrio volcánico, el cual se caracteriza por su gran solubilidad (e. g., Stumm y Morgan, 1996). En el caso de las descargas hidrotermales estaría dado por la interacción agua – roca producto de la circulación subterránea del agua geotermal, en donde los elevados contenidos de H_4SiO_4 encontrados provendrían de la hidrólisis de feldespatos y minerales del grupo de la sílice presentes en las rocas subyacentes, coadyuvado por la elevada temperatura (e. g., Gunnarsson y Arnórsson, 1999). En los cursos de agua superficial aguas abajo de las descargas geotermales así como en los mallines de cuenca baja muestreados en noviembre, las altas concentraciones de H_4SiO_4 , involucrarían el aporte de las descargas geotermales así como la disolución de sílice no cristalina en superficie. Esto último, se debería a la circulación sub-superficial (mallines) a superficial (arroyos y ríos) de las aguas a través del sustrato rocoso que recubren gran parte del área de estudio o de suelos de poco desarrollo que contienen estos minerales (e. g., Sadiq *et al.*, 1980). Esta diferenciación en la cristalinidad de los minerales intervinientes explicaría también la alta concentración de H_4SiO_4 a pesar de no estar asociadas a elevadas T como las aguas geotermales, ya que la sílice no cristalina es termodinámicamente más soluble que el cuarzo (Fig. 6.3.2.3.b) (e. g., Gunnarsson y Arnórsson, 1999). De manera similar a lo que sucede con la T, también se reconoce una diferenciación entre el tipo de muestras con respecto a las CE registradas y el H_4SiO_4 , en donde se observa una relación proporcional directa entre ambas variables (Fig. 6.3.2.3c).

A pesar de las tendencias de las distintas muestras en las relaciones entre el H_4SiO_4 y la T, así como con la CE, se identifica que las descargas geotermales son más propensas a aportar

el mencionado compuesto. Sin embargo, en las muestras de mallines de cuenca baja recogidas en noviembre, el contenido de H_4SiO_4 es similar al de las descargas geotermales, lo que sería explicado en parte por la influencia de estas últimas sumado al aumento del aporte de agua de deshielo que favorecería el lavado de los suelos en los que se desarrollan (Fig. 6.3.2.3b, c).

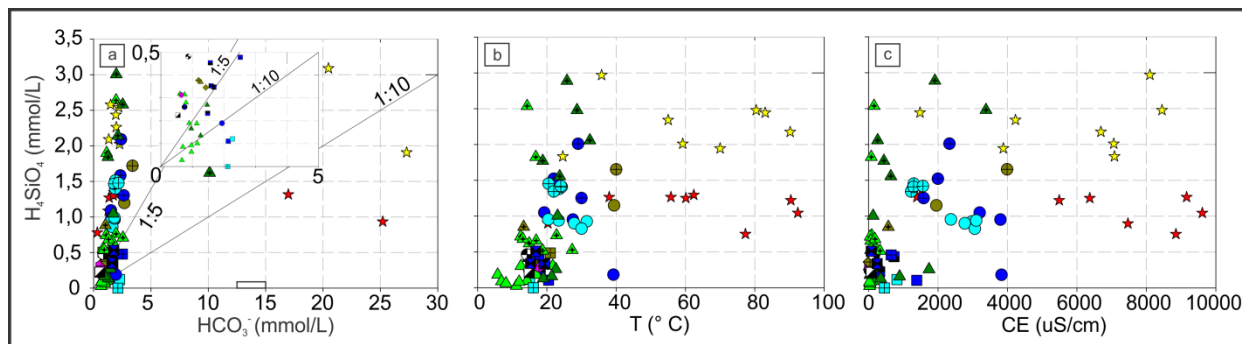


Figura 6.3.2.3. Gráficos de relaciones entre el contenido de bicarbonato (a), las temperaturas (b) y conductividades eléctricas (c) registradas con respecto a la concentración de ácido silícico en cada una de las muestras estudiadas para marzo y noviembre de 2018 (referencias en figuras anteriores). En el diagrama (a) se encuentra una ampliación del mismo a fin de apreciar con mayor detalle las muestras que se agrupan a concentraciones menores a 5 mmol/L.

6.3.3 Procesos de precipitación-disolución

A partir de los índices de saturación (IS) de especies carbonáticas y silíceas, así como de sales que fueron obtenidos de manera teórica a través de software, se han observado diferentes tendencias en los grupos de muestras. Los IS de calcita se encuentran mayormente subsaturados en los mallines y cursos de agua superficial sin influencia geotermal (LV-S, C-S1, At-S, RN-S), y sobresaturados en descargas geotermales y cursos de agua superficial aguas abajo de las mismas (Fig. 6.3.3.1a).

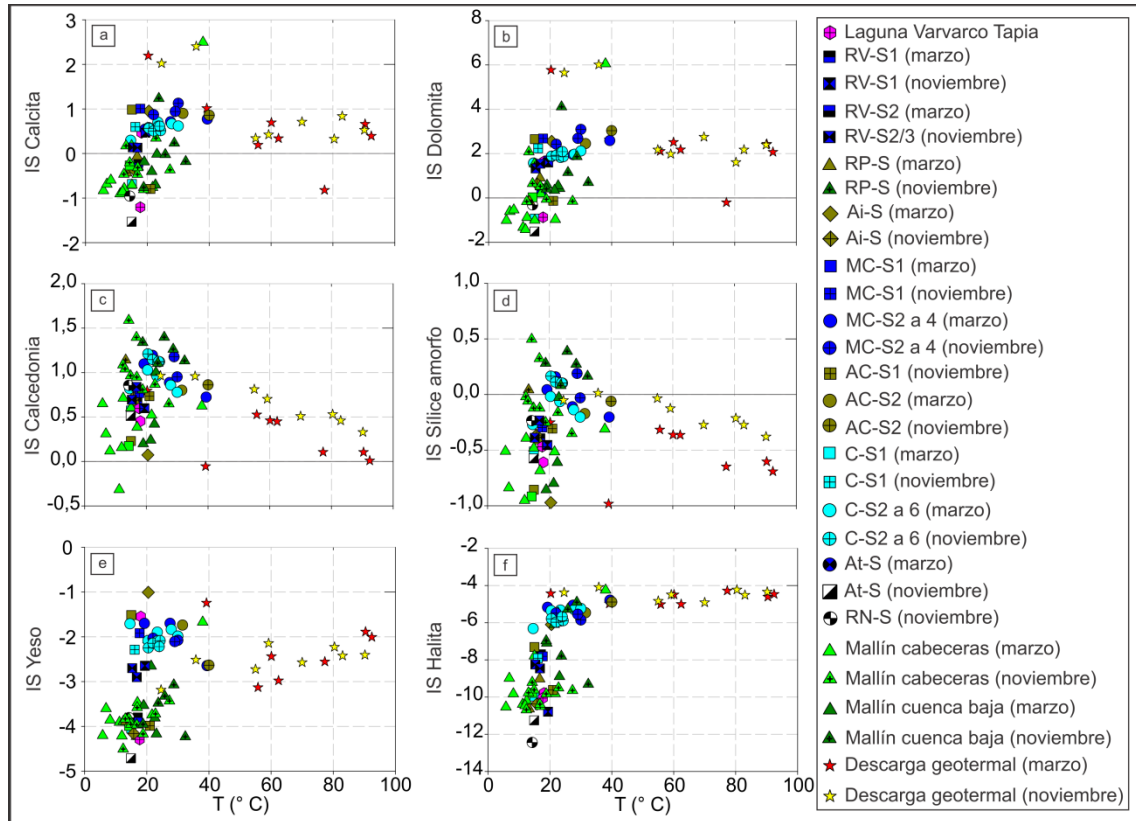


Figura 6.3.3.1. Ploteo de índices de saturación calculados para cada una de las muestras analizadas con respecto a la temperatura registrada en campo (T).

Con respecto al IS de Dolomita, las muestras presentan la misma tendencia pero con un espectro que tiende a la sobresaturación ya que los valores son más positivos (Fig. 6.3.3.1b). Las dos especies de sílice tratadas (Fig. 6.3.3.1c, d), presentan una misma disposición pero se diferencian a partir del estado de equilibrio, en donde se aprecia una inclinación hacia valores más bajos a medida que la temperatura de la solución (agua) es mayor. Por una parte, los IS de calcedonia indican que prácticamente todas las muestras se encuentran sobresaturadas o tienden al equilibrio, mientras que la mayor parte de los IS de sílice amorfa están subsaturados en esta última, con el mismo efecto de disminución del IS a medida que la temperatura se acrecienta en el caso de las muestras de descargas geotermales. Con respecto al yeso, en todos los casos se obtuvieron valores de subsaturación, sin embargo, se reconoce una tendencia hacia el equilibrio (Fig. 6.3.3.1e). Por último, los IS de halita se hallan también subsaturados en todas las muestras estudiadas, en donde los valores negativos presentan mayor magnitud en los mallines y cursos de agua superficial con respecto a las descargas geotermales, probablemente debido a las altas concentraciones de Na^+ y Cl^- registradas en estas últimas (Fig. 6.3.3.1f).

Si se analizan los IS de las aguas geotermales en función de la T de salida en superficie y su consecuente enfriamiento a medida que las mismas descargan y circulan, se observa una

variación de dichos IS que podría explicar la presencia de diferentes especies minerales en una misma zona de descarga geotermal (capítulo 5). Se modeló una disminución de la T hasta alcanzar los 10 °C y puede observarse que los valores de IS para las especies carbonáticas (calcita y dolomita), tienden a valores más negativos (Fig. 6.3.3.2a, b), de manera coincidente dada su conocida solubilidad inversa. Sin embargo, los IS mencionados reflejan condiciones que varían con respecto al equilibrio. En el caso de la calcita pasa de sobresaturado a la T de descarga del agua, a subsaturado al enfriarse a 10° C. La variación de T prácticamente no cambia el estado de saturación de la dolomita. En cuanto a las especies silíceas (Fig. 6.3.3.2c, d), el comportamiento es el inverso respecto de las especies carbonáticas. Por un lado, el IS de sílice amorfa cambia de subsaturado a sobresaturado a medida que el agua pierde temperatura, en tanto que el IS de calcedonia no cambia de estado de saturación aunque presenta la misma tendencia que la sílice amorfa.

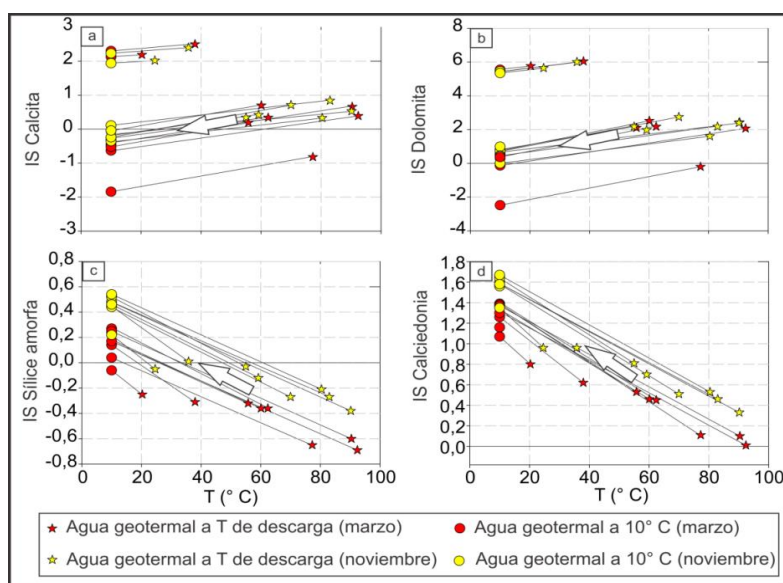


Figura 6.3.3.2. Diagramas en donde se relacionan los índices de saturación de especies carbonáticas y silíceas calculadas a la temperatura (T) medida en la salida a la superficie de las descargas geotermas y la evolución de dichos índices de saturación al enfriamiento hasta los 10° C.

6.4 Elementos traza

La determinación de elementos traza (As, Ba, Cd, Cr, Cu, Fe, Li, Mn, Ni, Pb, Rb, Sr, V y Zn) se efectuó para las aguas muestreadas durante marzo (Tabla IV). Las concentraciones de los analitos obtenidos resultan comparativamente diferentes entre cada grupo de muestras estudiadas.

El As, registró una concentración media de 0,062 mg/L, en el caso de los cursos de agua superficial en nacientes (incluyendo RV-S1), en tanto que aguas abajo de las descargas geotermales (incluso RV-S2), la media ascendió un orden de magnitud (0,707 mg/L). En los mallines, el As presentó la misma tendencia, con medias de 0,010 y 0,128 mg/L para los ubicados en cabeceras y cuenca baja, respectivamente. En cuanto a las descargas geotermales, la concentración de este elemento fue mayor, con un promedio de 1,702 mg/L. Cabe resaltar, que los valores de As hallados superan en todas las muestras estudiadas los límites permisibles para consumo humano establecidos por el Código Alimentario Argentino (CAA, 2021), y la Organización Mundial de la Salud (WHO, 2008), con un valor de referencia de 0,01 mg/L.

En cuanto al Ba, registró poca variabilidad en las concentraciones entre los cursos de agua superficial y los mallines, cuyos promedios oscilaron entre 0,047 y 0,028 mg/L, respectivamente. En cambio, las descargas geotermales presentaron mayores contenidos con una media de 0,125 mg/L.

El Cd, por su parte, obtuvo medias de 0,001 mg/L en mallines de cuenca baja y el mismo valor en descargas geotermales, mientras que en cursos de agua superficial aguas abajo de las descargas geotermales el valor fue de 0,002 mg/L. A pesar de que los promedios de Cd encontrados no superan el límite apto para consumo humano (0,005 mg/L; CAA, 2021 y 0,003 mg/L; WHO, 2008), se halló una muestra con una concentración mayor a la establecida (AC-S2 con 0,008 mg/L).

Por otro lado, el contenido de Cr en las aguas no difiere entre grupo de muestras, con un valor medio de 0,001 mg/L, a excepción de los cursos superficiales aguas abajo en donde se promedió 0,003 mg/L. Concentraciones prácticamente invariables también se registraron para el Cu, en donde los promedios entre todas las muestras oscilan entre a 0,030 mg/L (ambos mallines) y 0,076 mg/L (descargas geotermales). De manera similar ocurre con Ni, Pb y Zn, con medias Ni entre 0,001 mg/L (mallines de cuenca baja) y 0,007 mg/L (cursos aguas abajo), de Pb entre 0,002 mg/L (mallines de cabeceras) y 0,010 mg/L (cursos aguas abajo), y de Zn entre 0,025 mg/L (descargas geotermales) y 0,075 mg/L (cursos aguas arriba). Cabe destacar, que las mayores concentraciones de Ni se hallaron en las aguas superficiales aguas abajo de las descargas geotermales y en éstas últimas, en tanto que en los mallines de cuenca baja se encontraron los valores más bajos. Asimismo, las concentraciones más elevadas de Zn se determinaron en las aguas de los cursos superficiales en sector de nacientes, y las más bajas en las descargas geotermales.

Por otra parte, el Pb registró las concentraciones más altas en los cursos de agua superficiales muestreados aguas abajo de las descargas geotermales, y las más bajas en los mallines de cuenca baja. Resulta necesario resaltar que gran cantidad de muestras (RV-S1, Ai-S, EH-M2, Ai-G, LO-G, MC-S2, AC-S2, RV-S2), presentaron concentraciones de Pb mayores al límite de potabilidad, o muy cercanos (0,05 mg/L; [CAA, 2021](#) y 0,01 mg/L; [WHO, 2008](#)), con la excepción de los mallines de cuenca baja. Asimismo, Cr, Cu, Ni y Zn se hallan por debajo de los límites máximos (0,05, 1, 0,02 y 5 mg/L, respectivamente; [CAA, 2021](#)).

En cuanto al Fe, los valores medios en cursos superficiales fueron de 1,496 mg/L en nacientes y 1,208 mg/L aguas abajo de las descargas geotermales, de 0,943 mg/L en mallines de cabeceras y 0,218 mg/L en cuenca baja, y de 1,180 mg/L en las descargas geotermales. Los valores mencionados, a excepción de los mallines de cuenca baja, superan ampliamente el límite máximo de 0,3 mg/L ([CAA, 2021](#)). El Li, por su parte, se encontró en gran abundancia en las descargas geotermales (media de 8,716 mg/L), respecto de las demás muestras. Se evidencia un incremento en los cursos superficiales aguas abajo en comparación a nacientes (medias de 3,930 vs. 0,325 mg/L, respectivamente), y en los mallines de cuenca baja con respecto a los de cabecera (media de 1,020 vs. 0,031 mg/L). Asimismo, a partir de las determinaciones de contenidos de Mn se calcularon medias de 0,092 y 0,068 mg/L para los cursos de agua superficial en nacientes y aguas abajo de las descargas geotermales, respectivamente. En tanto que se obtuvieron concentraciones medias de 0,056 y 0,120 mg/L en mallines de cabecera y cuenca baja, respectivamente, y de 0,140 mg/L para las descargas geotermales. El límite analítico según la normativa para el agua potable es de 0,1 mg/L ([CAA, 2021](#)), el cual fue superado en las muestras de mallines de cuenca baja y las descargas geotermales.

Tabla IV. Valores de elementos trazas obtenidos para el muestreo llevado a cabo durante marzo. n.d.: no determinado.

Muestra	Tipo	As	Ba	Be	Bi	Cd	Co	Cr	Cu	Fe	Li	Mn	Ni	Pb	Rb	Sr	U	V	Zn
(mg/L)																			
LV-S	Curso de agua superficial (nacientes)	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
RV-S1		0,0088	0,0567	0,0003	0,0001	0,0004	0,0028	<LD	0,0619	5,2959	0,0155	0,3518	0,0072	0,0225	0,0094	0,3857	0,0002	0,0091	0,0674
RP-S		0,0279	0,0302	0,0003	0,0004	0,0004	0,0006	0,0004	0,0238	0,6932	0,1016	0,0492	0,0012	0,0028	0,0090	0,0798	0,0005	0,0033	0,0411
AI-S		0,0025	0,0780	0,0016	0,0025	0,0017	0,0015	0,0016	0,0430	0,2533	0,0163	0,0173	0,0042	0,0103	0,0075	0,0601	0,0020	0,0022	0,0823
MC-S1		0,2626	0,0460	0,0006	0,0001	0,0005	0,0010	<LD	0,0364	1,5109	1,4658	0,0689	0,0065	0,0033	0,1873	1,8043	0,0003	0,0043	0,0300
AC-S1		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
C-S1		0,0685	0,0349	0,0006	0,0018	0,0007	0,0008	0,0013	0,0414	0,8547	0,3503	0,0341	0,0059	0,0032	0,0497	0,8173	0,0011	0,0015	0,0399
At-S		0,0018	0,0343	0,0001	0,0006	0,0002	0,0002	0,0013	0,0434	0,3699	0,0027	0,0328	0,0017	0,0087	0,0020	0,0259	0,0003	0,0006	0,1897
RN-S		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
RP-M	Malines (cabeceras)	0,0069	0,0406	0,0004	0,0005	0,0004	0,0019	0,0005	0,0265	6,6960	0,0021	0,3527	0,0015	0,0016	0,0056	0,0450	0,0005	0,0012	0,0792
D-M1		0,0013	0,0403	0,0000	0,0000	0,0000	0,0001	0,0002	0,0298	0,2099	0,0064	0,0120	0,0035	0,0040	0,0025	0,0213	0,0002	0,0007	0,0479
D-M2		0,0033	0,0284	0,0009	0,0001	0,0011	0,0009	0,0010	0,0299	0,2795	0,0536	0,0157	0,0016	0,0030	0,0093	0,0142	0,0002	0,0011	0,0459
EH-M1		0,0100	0,0274	0,0008	0,0003	0,0010	0,0009	0,0014	0,0322	0,2591	0,0578	0,0139	0,0021	0,0028	0,0053	0,0313	0,0004	0,0010	0,0389
EH-M2		0,0024	0,0319	0,0000	0,0000	0,0001	0,0002	0,0004	0,0495	0,3600	0,0094	0,0400	0,0015	0,0102	0,0040	0,0289	0,0001	0,0001	0,0585
LG-M1		0,0046	0,0230	0,0013	0,0001	0,0016	0,0012	0,0013	0,0314	0,1283	0,0111	0,0090	0,0018	0,0033	0,0036	0,0155	0,0002	0,0016	0,0526
LG-M2		0,0091	0,0282	0,0041	0,0003	0,0049	0,0037	0,0037	0,0316	0,2530	0,0149	0,0266	0,0045	0,0065	0,0044	0,0165	0,0004	0,0041	0,0592
LT-M		0,0088	0,0297	0,0009	0,0001	0,0011	0,0010	0,0011	0,0321	0,5653	0,1454	0,0539	0,0018	0,0029	0,0119	0,0215	0,0002	0,0011	0,0484
C-M1	Descargas geotermiales	0,0009	0,0251	0,0001	0,0002	0,0002	0,0002	0,0003	0,0341	0,3939	0,0027	0,0193	0,0009	0,0015	0,0030	0,0233	0,0003	0,0004	0,0529
C-M2		0,0011	0,0349	0,0002	0,0002	0,0002	0,0002	0,0004	0,0338	0,2880	0,0037	0,0194	0,0014	0,0018	0,0024	0,0297	0,0004	0,0012	0,0451
RP-G		2,3423	0,2630	0,0042	0,0001	0,0001	0,0005	<LD	0,0766	4,5283	10,3741	0,2108	0,0078	0,0053	0,4722	4,9106	0,0001	0,0241	0,0343
AI-G		1,6208	0,2448	0,0023	0,0002	0,0008	0,0019	<LD	0,0887	2,6862	3,4382	0,2929	0,0069	0,0117	0,0658	3,7705	0,0146	0,0169	0,0318
EH-G		1,9688	0,0780	0,0007	0,0007	0,0003	0,0005	0,0022	0,0694	0,3924	11,6383	0,0283	0,0041	0,0023	1,6546	1,0761	0,0005	0,0176	0,0239
LO-G		1,7926	0,1188	0,0020	0,0002	0,0017	0,0018	0,0007	0,0796	0,2982	9,2170	0,2573	0,0049	0,0119	0,7719	0,9934	0,0002	0,0111	0,0240
AC-G1		0,9598	0,0500	0,0002	0,0000	0,0002	0,0002	<LD	0,0599	0,7234	6,1575	0,0130	0,0033	0,0020	0,4561	0,5557	0,0003	0,0139	0,0318
AC-G2		0,9081	0,0578	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	<LD	0,0564	0,2240	5,5002	0,0089	0,0030	0,0013	0,4159	0,3546	0,0002	0,0178	0,0111
LG-G	Cursos de agua superficial (aguas abajo)	2,2706	0,0697	0,0038	0,0003	0,0024	0,0027	0,0015	0,0977	0,2553	13,0515	0,0121	0,0131	0,0051	1,9261	1,2433	0,0001	0,0125	0,0243
LT-G		1,7541	0,1159	0,0017	0,0002	0,0010	0,0011	<LD	0,0791	0,3282	10,3523	0,2988	0,0039	0,0034	0,9262	0,9914	0,0002	0,0119	0,0174
MC-S2		0,8828	0,0744	0,0006	0,0001	0,0004	0,0007	<LD	0,0544	0,9778	4,8740	0,0670	0,0053	0,0236	0,7308	1,4895	0,0003	0,0094	0,0286
MC-S3		0,8654	0,0643	0,0004	0,0006	0,0003	0,0007	0,0019	0,0504	1,1472	4,7558	0,0552	0,0064	0,0034	0,6987	1,5255	0,0004	0,0092	0,0764
MC-S4		0,9225	0,0633	0,0003	0,0005	0,0002	0,0005	0,0018	0,0500	1,0091	5,1326	0,0496	0,0066	0,0028	0,7257	1,4562	0,0004	0,0100	0,0564
AC-S2		0,9394	0,0699	0,0095	0,0283	0,0084	0,0086	0,0100	0,0831	0,3434	5,5485	0,0527	0,0114	0,0256	0,4299	0,5098	0,0115	0,0175	0,0527
C-S2		0,6503	0,0434	0,0006	0,0009	0,0003	0,0005	0,0007	0,0452	0,5837	3,5696	0,0309	0,0060	0,0041	0,4595	0,8761	0,0006	0,0062	0,0353
C-S3		0,6486	0,0608	0,0029	0,0052	0,0024	0,0026	0,0031	0,0716	0,5822	3,5438	0,0321	0,0086	0,0082	0,4523	0,8155	0,0032	0,0061	0,0527
C-S4	Malines (cuenca baja)	0,6984	0,0447	0,0017	0,0030	0,0013	0,0015	0,0018	0,0545	0,5188	3,9113	0,0292	0,0050	0,0044	0,4758	0,7804	0,0018	0,0062	0,0414
C-S5		0,7329	0,0375	0,0007	0,0011	0,0004	0,0006	0,0010	0,0468	0,5386	4,0701	0,0373	0,0045	0,0061	0,5193	0,8009	0,0007	0,0071	0,0424
C-S6		0,5844	0,0425	0,0038	0,0030	0,0035	0,0032	0,0021	0,0437	0,4055	3,0612	0,0307	0,0050	0,0066	0,3429	0,5733	0,0042	0,0079	0,0590
RV-S2		0,1444	0,0634	0,0004	0,0002	0,0003	0,0025	0,0005	0,0489	5,9738	0,8368	0,2967	0,0071	0,0170	0,0931	0,5130	0,0003	0,0118	0,0962
RV-S3		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
AI-M		n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
MC-M		0,1024	0,0263	0,0009	0,0002	0,0010	0,0008	0,0011	0,0307	0,1595	0,4205	0,0092	0,0015	0,0028	0,0324	0,0543	0,0004	0,0031	0,0340
AC-M1		0,0072	0,0316	0,0008	0,0009	0,0009	0,0009	0,0009	0,0280	0,3454	0,0386	0,1198	0,0016	0,0036	0,0435	0,0247	0,0011	0,0030	0,0528
AC-M2		0,2975	0,0276	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0002	0,0327	0,2349	2,4538	0,0091	0,0013	0,0018	0,1875	0,1573	0,0003	0,0060	0,0319
AC-M3		0,1032	0,0272	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0001	0,0278	0,1331	1,1656	0,0067	0,0008	0,0015	0,0729	0,0761	0,0003	0,0033	0,0474

Finalmente, para Rb, Sr y V se obtuvieron promedios en los cursos superficiales en nacientes y aguas abajo de las descargas geotermales de 0,044 y 0,493 mg/L de Rb, 0,529 y 0,934 mg/L de Sr, y 0,003 y 0,009 mg/L de V, respectivamente. En los mallines de cabeceras y cuenca baja, los contenidos medios fueron de 0,005 y 0,084 mg/L de Rb, de 0,025 y 0,078 mg/L de Sr, y de 0,001 y 0,004 mg/L de V, respectivamente. En el caso de las descargas geotermales, mostraron promedios de Rb, Sr y V de 0,836, 1,737 y 0,016 mg/L, respectivamente. Los elementos que no fueron comparados con límites permisibles de agua para consumo se deben a que dichos límites no fueron superados por las concentraciones halladas o porque no están definidos.

En los diagramas bivariados realizados para algunos de los elementos traza respecto de la CE se evidencia una correlación positiva (Fig. 6.4a-f). También se identifica un marcado incremento de la concentración en algunos elementos trazas para las muestras con valores intermedios de CE, fundamentalmente reconocidas en los cursos de agua superficial. Los elementos que muestran un gran incremento respecto a la conductividad son As, Li, Mn, Pb, aunque también se describió este comportamiento para el Ba, Cu y V.

Por otro lado, se vinculó la concentración de As con los índices de saturación de calcita y sílice amorfa. Entre ambos índices, los valores de saturación más positivos fueron fundamentalmente de calcita, lo que podría explicar los altos valores de este elemento hallados en los precipitados travertinos hallados en la zona ([Villalba et al., 2020](#)). Esto involucraría la movilización del As en ambiente subaéreo por parte de las soluciones geotermales y luego la co-precipitación o absorción por los precipitados que se generan al salir en superficie (Fig. 6.4h). Respecto de la sílice, al conformar estados de subsaturación puede estimarse que los precipitados silíceos no tendrían un rol significativo en la retención de dicho elemento Fig. 6.4g).

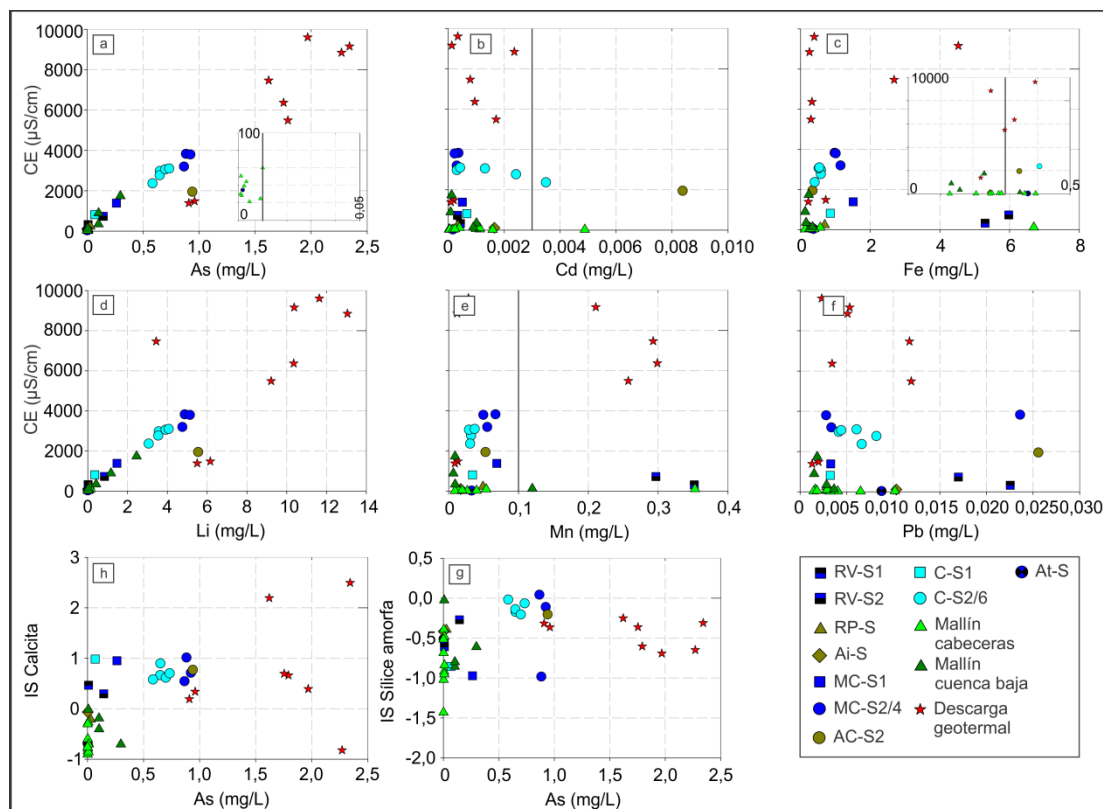


Figura 6.4. Diagramas de elementos trazas en relación a la conductividad eléctrica (a-f), y relaciones entre As e índices de saturación de calcita y sílice amorfa (h, g). Las líneas verticales en algunos de los gráficos indican los límites permisibles para agua de consumo según las directrices del CAA (2021).

6.5 Elementos de las Tierras Raras

El contenido de elementos de las Tierras Raras (ETR) se analizó en muestras seleccionadas correspondientes a marzo (Tabla V). La abundancia de los ETR disueltos en las muestras del río Varvarco no difieren entre aguas arriba y abajo del campo geotermal, con valores hallados de 24,22 y 24,10 $\mu\text{g/L}$. Los mallines registraron los contenidos más bajos de estos elementos, cuyas sumatorias oscilaron entre 0,56 $\mu\text{g/L}$ en sector de cabeceras y 0,36 $\mu\text{g/L}$ en cuenca baja. La descarga geotermal analizada (RP-G), presentó un 0,96 $\mu\text{g/L}$ de ETR, en tanto que las concentraciones en las aguas del curso superficial resultaron decrecientes aguas abajo de las descargas geotermas. En este curso superficial, la sumatoria de ETR varía desde 3,89 a 2,28 $\mu\text{g/L}$, aguas arriba y abajo de las descargas geotermas, respectivamente. Si se comparan las concentraciones de ETR del río Varvarco con las otras muestras, se observa que los contenidos del río son de un orden de magnitud mayor a las demás aguas. A su vez, este río no presenta variación en los ETR en ambos sitios de muestreo.

Tabla V. Determinaciones de elementos de las Tierras Raras para muestras seleccionadas durante el muestreo de marzo. $(Eu/Eu^*)_N = Eu/(Sm \cdot Gd)^{0.5}$ (McLennan, 1989). $(Ce/Ce^*)_N = Ce/(1/3Nd + 2/3La)$ (Elderfield *et al.*, 1990). ΣETR es la sumatoria de toda la serie de elementos. $_N$ indica la normalización con respecto a la corteza continental superior (CCS), los cuales se incorporaron a modo de referencia (McLennan, 2001).

Muestra	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	ΣETR	La_N/Yb_N	$(Eu/Eu^*)_N$	$(Ce/Ce^*)_N$
	(μg/L)																	
RV-S1	5,253	8	1	5	1	0,233	1	0,174	0,872	0,170	0,436	0,060	0,314	0,046	24,216	1,23	0,92	0,73
MC-S1	0,918	1,210	0,184	0,778	0,189	0,048	0,197	0,031	0,143	0,030	0,077	0,017	0,057	0,015	3,894	1,17	1,17	0,62
RP-M	0,149	0,156	0,024	0,086	0,027	0,013	0,025	0,007	0,022	0,008	0,014	0,006	0,013	0,006	0,556	0,83	2,32	0,55
AC-G1	0,188	0,170	0,053	0,218	0,066	0,020	0,067	0,011	0,071	0,015	0,038	0,007	0,029	0,005	0,956	0,48	1,39	0,38
MC-S3	0,089	0,116	0,016	0,062	0,019	0,007	0,017	0,003	0,011	0,003	0,008	0,002	0,006	0,002	0,363	1,01	1,94	0,65
MC-S3	0,540	0,661	0,107	0,455	0,126	0,040	0,113	0,020	0,086	0,022	0,049	0,012	0,040	0,012	2,282	0,99	1,56	0,58
RV-S2	6	8	1	5	1	0,217	1	0,153	0,789	0,143	0,364	0,051	0,285	0,037	24	1,59	0,95	0,65
CCS	30000	64000	7100	26000	4500	880	3800	640	3500	800	2300	330	2200	320	-	-	-	-

El análisis multielemental normalizado según la corteza continental superior (CCS; McLennan, 2001), evidencia que las muestras de agua presentan concentraciones de ETR más de 10^4 a 10^7 veces inferiores a las de la CCS (Fig. 6.5). Las muestras MC-S1 y MC-S3, presentan una distribución normalizada similar a la CCS, con patrones relativamente planos y sin evidencia de fraccionamiento significativo entre ETR livianas (entre La y Sm) y pesadas (entre Gd y Lu), con una relación La_N/Yb_N cercana a 1. En cuanto a la descarga geotermal, exhibe un enriquecimiento en ETR pesadas (La_N/Yb_N de 0,48).

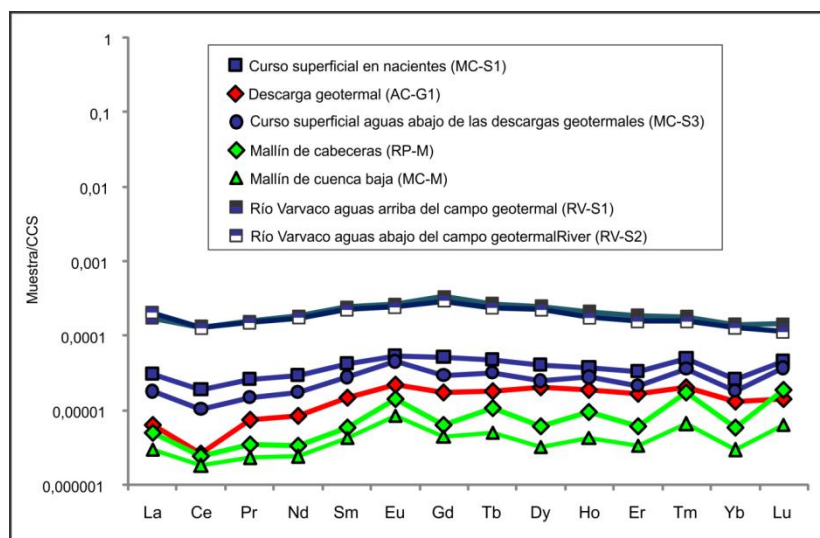


Figura 6.5. Diagrama multielemental spider en donde se presentan los elementos de las Tierras Raras de más liviano (La) a más pesado (Lu). Los valores se hallan normalizados según la abundancia definida para la corteza continental superior (CCS; McLennan, 2001). Las muestras utilizadas corresponden al muestreo de marzo de 2018 (tomado y modificado de Villalba *et al.*, 2022).

6.6 Discusión y conclusiones parciales

6.6.1 Parámetros hidrometeorológicos

Los resultados obtenidos a partir de los datos hidrometeorológicos permitieron determinar el clima en una región sin estudios precedentes, lo cual es de suma importancia dado que la zona presenta particularidades específicas debido a su posición orográfica. En este sentido, en la estación más cercana al cerro Domuyo se determinaron P anuales del orden de 655 mm, concentradas entre los meses de mayo, junio, julio y agosto, y T_{med} de 4,6° C (T mayores en enero y menores en julio), de la serie 2000-2020. Asimismo, para los años hidrológicos 2014 a 2019, se determinó que las P fueron de 527,0 mm y los excesos de 237,5 mm, lo que constituye 44,3 mm de P en exceso, fundamentalmente durante el semestre frío y húmedo. En cuanto a los Q, se pudo establecer una relación directa con las P, evidenciadas fundamentalmente en eventos de tormenta. En dichos eventos, los altos registros de P mayormente concentradas en lapsos no mayores a 3 días de duración fueron seguidos de crecidas con la consecuente medición de aumento marcado de los Q.

6.6.2 Características hidroquímicas

Cursos de agua superficial

Los cursos de aguas superficiales presentaron pH tendientes a la alcalinidad (entre 8,38 y 7,52), con menores valores registrados en las muestras recolectadas aguas arriba de las descargas geotermales, con respecto a las ubicadas aguas abajo, los cuales a su vez, descendieron levemente de marzo a noviembre. Las T registradas, no variaron significativamente de marzo a noviembre y los mayores valores fueron para las muestras tomadas aguas abajo de las descargas geotermales, con incrementos medios de entre 6,5 y 10,3° C. Las CE se vieron marcadamente aumentadas entre las muestras aguas arriba de las descargas geotermales (media 365,5 $\mu\text{S}/\text{cm}$) en relación con las aguas abajo de estas últimas (media 2110,1 $\mu\text{S}/\text{cm}$), teniendo en cuenta ambos periodos. Los iones que predominan en los cursos de agua superficial aguas arriba de las descargas geotermales fueron Ca^{2+} , SO_4^{2-} y HCO_3^- , en tanto que aguas abajo dominó el Na^+ y Cl^- . Los elementos trazas determinados en estas aguas suelen reflejar incrementos en las muestras tomadas aguas abajo de las descargas geotermales, como es el caso del As, Pb, Li, Rb, Sr y V, de los cuales dentro de los que presentan límites

normalizados para su uso potable, el As reviste aumentos de hasta dos órdenes de magnitud respecto a dichas normas. A la inversa, se registraron mayores concentraciones de Zn, Fe y Mn en los cursos de agua superficial aguas arriba. Particularmente el Fe supera los límites establecidos tanto aguas arriba como aguas abajo de las descargas geotermales, pero los mayores valores encontrados fueron en nacientes, aunque en ambos casos supera el mencionado límite en un orden de magnitud. El análisis de ETR de los cursos de agua superficial permitió determinar que el río Varvarco presenta una gran cantidad de los mencionados elementos en relación a los arroyos dentro del campo geotermal, así como de los mallines y las descargas de agua geotermal. Con respecto a la composición de ETR, pudo evidenciarse además, que el curso superficial aguas arriba de las descargas geotermales presentó mayor contenido en estos elementos en relación a la muestra ubicada aguas abajo. Asimismo, se determinó que no presentan diferencias sustanciales en la relación entre ETR livianas y pesadas, por lo que no se evidencia fraccionamiento entre ambos grupos de elementos.

Mallines

Los mallines han sido diferenciados en los que se ubican en cabeceras, sin influencia geotermal, y los de cuenca baja, con influencia geotermal. Los valores de pH medidos fueron levemente alcalinos, con promedios de 7,5 en los mallines de cabeceras y 7,6 en los mallines de cuenca baja, considerando ambos muestreos. Las T observadas, se vieron diferencias significativas entre los mallines de cabeceras (15,0° C de media) y los de cuenca baja (24,0° C de media), con valores más elevados en el muestreo de noviembre. De manera similar ocurre con la CE, en donde los registros de los mallines de cabeceras (89,7 $\mu\text{S}/\text{cm}$ de media) fueron considerablemente menores a los hallados en cuenca baja (1137,9 $\mu\text{S}/\text{cm}$ de media), con los mayores valores registrados en el muestreo de noviembre. Composicionalmente, dominan los iones Ca^{2+} , Mg^{2+} y HCO_3^- para el caso de los mallines de cabeceras y Na^+ y Cl^- en los mallines de cuenca baja. Isotópicamente, se estableció que las muestras de mallines tienen su impronta asociada a un origen meteórico, aunque cabe resaltar que se registró una variación composicional significativa en los mallines de cabeceras. Esto último se debería a las diferentes condiciones de altura o “efecto altitud” (Panarello *et al.*, 1992; Gonfiantini *et al.*, 2001) a las que se originan las precipitaciones que sustentan a dichos mallines, ya que los cerros próximos a las muestras analizadas presentan topes con cotas elevadas y de gran variabilidad entre cumbres (e. g. 2.860, 3.000, 3.190 y 4.000 m s.n.m. en los cerros Covunco, Las Papas, Puelches y Domuyo, respectivamente). Asimismo, la variabilidad composicional observada en

los mallines de cabeceras sería resultado del incremento teórico de la pendiente de la recta meteórica, debido a la proporcionalidad inversa vinculada al descenso de temperatura con la altitud y el consecuente aumento de la relación de condensación del vapor atmosférico (Gonfiantini *et al.*, 2001). Sin embargo, los mallines de cuenca baja reciben aportes de agua provenientes de escorrentía superficial o influencia de agua geotermal, los cuales presentan mayor recorrido respecto de los mallines de cabeceras, por lo que se asemejan isotópicamente a estas últimas (e. g., Hoke *et al.*, 2013; Aguilar-Ramírez *et al.*, 2017). La variabilidad de la composición isotópica determinada en las muestras recolectadas a diferentes cotas, así como el aporte que reciben, es consistente con el efecto de la altitud registrado en el área de estudio (Panarello *et al.*, 1992). En cuanto a los contenidos de elementos traza, se puede identificar tendencias dispares entre los mallines de cabeceras y los de cuenca baja. La tendencia que prevalece es a incrementar los contenidos de estos elementos en los mallines de cuenca baja, representada fundamentalmente por el As, Ni, Mn, Rb, Sr y V. No obstante, se identificó lo inverso con Fe y Li, en donde los contenidos fueron mayores en los mallines de cabeceras, incluso en el caso del Fe que superó el máximo recomendado para abastecimiento, triplicando el límite establecido. Con respecto a las ETR, los mallines son los cuerpos de agua con menor contenido de estos elementos, aunque se observa que la muestra de cabeceras presenta mayor abundancia que la muestra de cuenca baja.

Descargas geotermales

Las aguas provenientes de las descargas geotermales se caracterizan por pH promedio de 7,5, T de 62,2° C de media y CE promedio de 6049,8 $\mu\text{S}/\text{cm}$, considerando ambas fechas de muestreo. La química de estas aguas se encuentra dominada por Na^+ y Cl^- . La composición isotópica de estas aguas muestra que tienen un origen meteórico aunque su enriquecimiento en ^{18}O o efecto “*shift*” evidencia su impronta geotermal. Si se evalúan las concentraciones traza halladas, puede observarse que en su mayoría son varias órdenes de magnitud mayores que las otras aguas estudiadas, y en tal sentido, superan los límites permisibles para su uso como recurso hídrico potable. Los elementos de mayor significancia por sus altos valores analíticos son As, Li, Rb, Sr y V, de los cuales el As, Fe y Mn superaron los máximos recomendados por las regulaciones vigentes, de 1000 veces (As) al doble (Mn) de los límites. La determinación de ETR en el agua geotermal estudiada presentó contenidos intermedios entre las muestras del arroyo y los mallines. A partir de la distribución y la relación entre ETR livianas y pesadas, se estableció que existe un enriquecimiento en estas últimas.

6.6.3 Procesos hidrogeoquímicos

Composición mayoritaria e isotópica

Los contenidos dominantes de Ca^{2+} , HCO_3^- y SO_4^{2-} en aguas de cursos y mallines en cabeceras se debería a la interacción con sedimentitas de matriz carbonática, así como con los yesos que existen en este sector, principalmente en la zona de El Humazo (arroyo Manchana Covunco) (Zanettini *et al.*, 2001). La interacción de las aguas con el yeso explicaría el alto contenido de Ca^{2+} y SO_4^{2-} determinado en los cursos superficiales, de manera concordante con los estados de sobresaturación que presentan con respecto a la calcita y subsaturación en relación al yeso. Cabe resaltar que en este sector también se esperaría encontrar altos contenidos de SO_4^{2-} debido a procesos de oxidación de H_2S que ocurren a poca profundidad (Tassi *et al.*, 2016). En la mayor parte de los mallines, tanto la calcita como el yeso se encuentran subsaturados, con un bajo contenido de Ca^{2+} a pesar de ser el catión dominante. A su vez, las relaciones iónicas en los mallines evidencian la disolución de silicatos que promueven la incorporación de Ca^{2+} , Mg^{2+} y HCO_3^- en las aguas. En los mallines y los cursos de agua superficial, tanto el Na^+ como el HCO_3^- serían producto de la disolución de albita.

Las características hidroquímicas de las aguas de los cursos superficiales y mallines en el sector de cabeceras contrastan fuertemente con las descargas geotermales. Estas últimas se caracterizan por sus elevadas temperaturas de descarga (hasta $92,4^\circ\text{C}$), elevadas conductividades eléctricas (hasta $9610,0\ \mu\text{S}/\text{cm}$), y marcadas facies Na-Cl. Estequiométricamente, tanto los contenidos de Na^+ como de Cl^- son equivalentes a lo esperado para salmueras geotérmicas típicas, producto del enriquecimiento de las aguas en gases magmáticos y de la interacción con la roca huésped a altas temperaturas (Giggenbach, 1997; Vengosh *et al.*, 2002). Por otra parte, la disolución de los gases tales como el SO_2 y el HCl , de origen magmático en el agua subterránea hidrotermal, produce SO_4^{2-} y Cl^- (Tassi *et al.*, 2016). A su vez, este aporte de SO_4^{2-} también explicaría la desviación de la mayoría de las aguas termales representadas en la relación entre Ca^{2+} y SO_4^{2-} . Cabría esperar que Ca^{2+} , Mg^{2+} y $\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-$ tengan su origen en las rocas ígneas subyacentes (Zanettini *et al.*, 2001).

Por otra parte, es importante señalar que la diferencia de caudales entre el río Varvarco (unos $69,2\ \text{m}^3/\text{s}$, aguas abajo del campo geotermal), y los cursos de agua superficial dentro del campo geotermal (unos $0,48\ \text{m}^3/\text{s}$), explicaría la ausencia de variaciones significativas en la firma química del río. Sin embargo, se puede detectar un ligero aporte de iones Na^+ y Cl^- en el

río Varvarco aguas abajo del campo geotermal, por lo que se debería a la influencia por parte de las facies químicas determinadas en las descargas geotermales (Villalba *et al.*, 2022). Aguas arriba del campo geotermal, el río Varvarco presenta facies Ca-SO_4 en marzo y Ca-HCO_3 en noviembre, con estados saturados en calcita y subsaturados en yeso, en donde las composiciones estarían asociadas principalmente al aporte de rocas evaporíticas, como carbonatos y yeso, y rocas aflorantes en la cuenca alta (Zanettini *et al.*, 2001). Aguas abajo del campo geotermal, las aguas del río Varvarco son del tipo $\text{Na-SO}_4/\text{Cl}$ en marzo y Ca/Mg-HCO_3 en noviembre, subsaturadas en calcita y yeso. En el primer caso, las muestras de marzo aguas abajo se tornan composicionalmente similares a las de las descargas geotermales, lo que puede indicar la influencia de éstas en la química del río. En el segundo caso, las muestras de noviembre estarían afectadas por la adición de HCO_3^- de los arroyos tributarios provenientes del campo geotermal que desembocan en el río Varvarco, al mismo tiempo que presentan una tendencia a disminuir las concentraciones de Na^+ y Cl^- . Los arroyos mencionados, a su vez, disminuyen considerablemente la carga de iones Na^+ y Cl^- , por lo que en el río Varvarco estos iones no forman parte de la facies hidroquímica.

Por otro lado, la firma isotópica evidencia la recarga por infiltración de las precipitaciones en los mallines dado que se ubican alrededor de la recta meteórica global. Resulta importante señalar que la variabilidad composicional en los mallines de cabeceras, así como su posición por debajo de la recta meteórica sería resultado del origen de aguas originadas a diferentes altitudes, así como también podrían estar afectadas por procesos de sublimación (e. g., Lechler y Niemi, 2012). Las descargas geotermales, en tanto, presentaron un notorio efecto “*shift*” debido al enriquecimiento en $\delta^{18}\text{O}$ lo cual es indicativo de los ambientes geotermales (Giggenbach, 1992; Clark, 2015). La desviación de las muestras de descargas geotermales con respecto a la recta meteórica permitiría inferir la interacción con cuerpos ígneos subyacentes que aportan calor, lo cual ha sido verificado en estudios previos que analizaron el origen del agua geotérmica (Panarello *et al.*, 1992; Chiodini *et al.*, 2014; Tassi *et al.*, 2016). Cabe indicar que en estos ambientes e incluyendo el área de estudio, se ha reportado $\text{CO}_2(\text{g})$ como principal componente de las fumarolas (Tassi *et al.*, 2016), lo que contribuye al aporte de HCO_3^- . En líneas generales, las descargas geotermales constituyen un aporte de agua con bajas concentraciones de Ca^{2+} lo que genera una disminución global de los contenidos de Ca^{2+} desde los sectores de cabecera hacia cuenca baja por efecto dilución. Sin embargo, en algunas muestras de cursos de agua superficial (e. g., arroyos Manchana Covunco, Covunco), se observa un exceso de Ca^{2+} , lo cual sería generado por procesos de intercambio catiónico. Esto último, tendría lugar debido a que la dominancia de Na^+ desplazaría al Ca^{2+} de la

superficie de adsorción, lo que trae aparejado un aumento de este ion en las aguas. La ocurrencia de minerales con propiedades adsorbentes existentes en el área de estudio como arcillas y ceolitas, asociados a las áreas adyacentes al campo geotérmico, apoyaría la ocurrencia de este proceso a pesar de no ser el predominante si se tienen en cuenta todas las muestras analizadas (Mas *et al.*, 2000; Villalba *et al.*, 2022).

Por su parte, las relaciones de SiO_2 , HCO_3^- y cationes mayoritarios (Emvoutou *et al.*, 2018), indicarían que el proceso dominante responde a procesos de meteorización de silicatos, y en menor medida a procesos de intercambio iónico. El primer proceso mencionado se vincula principalmente a los cursos de agua superficial en nacientes y los mallines de cabeceras, en tanto que las descargas de agua geotermal, los cursos de agua superficial aguas abajo de éstas últimas y los mallines de cuenca baja se asocian además de a la meteorización de silicatos, a procesos de intercambio iónico. Asimismo, las relaciones de H_4SiO_4 y HCO_3^- (Zaidi *et al.*, 2017) permitió inferir también, aunque en menor medida, la meteorización de minerales carbonáticos en el caso de cursos de agua superficial en nacientes y en mallines de cabeceras.

Elementos traza

El análisis de la composición de estos elementos permitió determinar que las descargas geotermales tienen un rol fundamental en las altas concentraciones de varios de los analitos hallados. Los resultados obtenidos permiten inferir además de los procesos de interacción agua – roca, mezclas de aguas geotermales con la de los cursos de agua superficial aguas abajo de las mismas, así como con mallines de cuenca baja, dado que se incrementa considerablemente, entre otros parámetros, el contenido de estos elementos.

El As es uno de los elementos más relevantes para su estudio en estos ambientes, y más aún en el Campo Geotermal Domuyo en donde se encuentra de forma natural fundamentalmente en cenizas volcánicas, y presenta implicancias en calidad de aguas de abastecimiento (e. g., AIC, 2015; Velazquez, 2019; Villalba *et al.*, 2020). Las altas concentraciones de As halladas evidencia procesos de interacción agua – roca a elevadas temperaturas que conduce la movilización de este elemento, favorecido por la composición Na-Cl de las aguas geotermales (Morales-Simfors *et al.*, 2020).

Asimismo, el Cd podría tener su origen en la meteorización de las rocas sedimentarias ubicadas en nacientes. Esto último, podría deberse a la interacción de las aguas con Cd presente como oxi-hidróxidos minerales, carbonatos, sulfatos y fosfatos como la goetita ($\alpha\text{-FeOOH}$),

schwertmanita ($\text{Fe}_8\text{O}_8(\text{OH})_6\text{SO}_4$), otavita (CdCO_3), entre otros (e. g., Papadopoulos y Rowell, 1988; Nathan *et al.*, 1996; Randall *et al.*, 1999). El Cd puede ser movilizado como Cd^{2+} en solución acuosa y formar el complejo aniónico $\text{Cd}(\text{SO}_4)_2^{2-}$, por lo que las muestras de agua con características sulfatadas serían propicias para movilizar dicho elemento (Benjamin y Honeyman, 1992; Naseem *et al.*, 2014; Kubier *et al.*, 2019).

Por otro lado, el Fe, Mn y Pb tendrían un origen y comportamiento en solución similar entre sí, en donde según las condiciones de pH registradas, estos metales se movilizarían como óxido-hidróxidos en forma acuosa, como resultado de la meteorización de sedimentitas ubicadas en zonas de nacientes (e. g., Millero y Pierrot, 2002). Las bajas concentraciones de algunos elementos traza encontradas en muestras de mallines de cuenca baja podrían ser explicadas por su emplazamiento sobre planicies con suelos de mayor desarrollo. Debido a esto último, los elementos traza podrían sufrir procesos de retención por adsorción en arcillas que componen el sustrato de los mallines o el posible fenómeno de sorción y/o absorción por parte de la vegetación (e. g., Dietz y Schnoor, 2001; Ali *et al.*, 2013).

Elementos de las Tierras Raras

En cuanto a la geoquímica de los ETR, todas las muestras analizadas presentan anomalías negativa de Ce, lo cual puede deberse a los procesos de oxidación de Ce^{3+} a Ce^{4+} en medio alcalino, lo que induce la disminución de su solubilidad y promueve su precipitación (e. g., Elderfield *et al.*, 1990). Por el contrario, todas las muestras presentan anomalía positiva de Eu, entre las cuales en los mallines es más pronunciada. Es frecuente atribuir el carácter positivo de la relación $(\text{Eu}/\text{Eu}^*)_{\text{N}}$ en las aguas a la meteorización preferencial de la plagioclasa, debido a la sustitución de Eu^{2+} por el Sr^{2+} o Ca^{2+} en la plagioclasa cálcica (e. g., McLennan 1989). Por su parte, las muestras del río Varvarco evidencian un patrón normalizado diferente con respecto a la CCS, caracterizado por un escaso enriquecimiento en el ETR livianas (media de $\text{La}_{\text{N}}/\text{Yb}_{\text{N}}$ de 1,41), y una anomalía de Eu ligeramente negativa (media de Eu/Eu^* de 0,93) (Villalba *et al.*, 2022). En cuanto a las descargas geotermales, estas poseen concentraciones más bajas que los cursos de aguas superficiales en nacientes, lo que se refleja en la disminución del contenido total de ETR en los cursos de agua superficial aguas abajo. El fraccionamiento entre ETR livianos y pesados, así como las anomalías de Eu (positiva) y Ce (negativa) observadas, también muestran la influencia de fuentes termales en los cursos de agua superficial. Sin embargo, y posiblemente debido a sus bajas concentraciones disueltas, los

patrones de distribución de ETR no muestran modificaciones significativas en el río Varvarco aguas abajo del campo geotermal.

6.6.4 Calidad de las aguas

Los registros de pH y CE determinados, permiten evidenciar *a priori*, aquellas muestras que no resultan recomendables para su uso como fuente de abastecimiento. A partir de los parámetros de referencia fijados por el [CAA \(2021\)](#), se identificaron que las escasas muestras que no satisfacen los valores de pH se desvían del valor recomendado en un máximo de 0,5 unidades de pH (valor de referencia de 6,5 a 8,5). Esto no significaría un problema de relevancia, ya que podría ser corregido fácilmente por adición de soluciones *buffer* inocuas. A diferencia de lo anterior, las salinidades que superan los límites máximos (>1500 mg/L), revisten una mayor problemática para su consumo, ya que los métodos asociados a la desalinización requieren instalaciones algo complejas y costos energéticos considerables. Como es de esperar, esto sucede en las descargas geotermales y aunque también en los arroyos Manchana Covunco y Aguas Calientes aguas abajo de las descargas geotermales, así como también una de las muestras de mallines en cuenca baja, que registraron STD por encima de la normativa para consumo (Tablas II, III). A su vez, teniendo en cuenta los parámetros de uso de agua para riego en función de los STD, las aguas que superan los 500-1000 mg/L, pueden ser dañinas para cultivos sensibles, y mayores a 1000-2000 mg/L requieren prácticas de manejo cuidadosas y serían perjudiciales para gran número de cultivos ([US EPA, 1973](#)). Estos últimos valores, son superados en gran parte por los obtenidos de los cursos de agua superficial aguas abajo de las descargas geotermales y en los mallines de cuenca baja. En cuanto al agua para uso ganadero, valores de STD de las muestras de arroyos y mallines se encuentran por debajo de los máximos orientativos (3000 y 11000 mg/L para cerdos y ovinos y caprinos, respectivamente), a excepción de las aves de corral (hasta 1500 mg/L) ([Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria \[INTA\], 2018](#)).

De los elementos traza determinados cuyos contenidos limitan la calidad del agua para consumo humano, se detectaron como problemáticos al As, Cd, Pb, Fe y Mn, acorde a las directrices a nivel nacional e internacional ([CAA, 2021](#); [WHO, 2008](#)). Los elevados registros de As en las muestras de descargas geotermales (promedio de 1,7 mg/L), así como en los cursos de agua superficial aguas abajo de las descargas geotermales (0,71 mg/L) y en mallines de cuenca baja (0,13 mg/L), restringen su utilización como fuente de abastecimiento. En los mallines de cabeceras, se determinaron valores de As próximos al límite de potabilidad (media

de 0,005 mg/L), en tanto que los cursos superficiales en nacientes presentaron una media de As de 0,06 mg/L, y aguas debajo de 0,71 mg/L. Cabe destacar que para obtener estos últimos promedios se incluyó al río Varvarco, el cual en nacientes registró 0,009 mg/L de As, y aguas abajo del campo geotermal 0,144 mg/L. Estas últimas determinaciones, están en el orden de los reportes realizados por [AIC \(2015\)](#), sobre las muestras recolectadas del río Varvarco durante 2010 a 2013, con un promedio de 0,078 mg/L el cual también supera el límite de potabilidad.

El Cd, por su parte, arrojó valores por encima de los estándares de potabilidad en una muestra de mallines de cabeceras (LG-M2), y en dos muestras de los cursos de agua superficial aguas abajo del campo geotermal (AC-S2 y C-S6). Es importante destacar que la presencia de Cd en las aguas, además de ser perjudicial para la salud de forma aislada, genera un efecto sinérgico con el As por lo que la toxicidad se vería acrecentada ([Rebolledo et al., 2021](#); [Wasana et al., 2017](#)). El Pb también superó los estándares para consumo humano en las descargas geotermales, en los cursos superficiales aguas abajo de estas últimas y en dos muestras halladas en nacientes (RV-S1 y Ai-S). En cuanto al Fe, superó el límite de potabilidad (0,2 mg/L) en todos los promedios determinados para todos los grupos de muestras, en tanto que el Mn sólo presentó valores por debajo del límite (0,05 mg/L) en los mallines de cuenca baja.

Finalmente, los mayores condicionantes de la potabilidad del agua están asociadas fundamentalmente As, Fe, Mn. Para el primer elemento mencionado, a excepción de los mallines ubicados en cabeceras, todos los grupos de muestras presentan concentraciones promedios por encima de las recomendaciones. En este mismo sentido, los contenidos de Fe medio hallados en todos los grupos de muestras superaron con creces los límites permisibles (0,3 mg/L; [CAA, 2021](#)), en tanto que el Mn promedio encontrado fue mayor al recomendado en las descargas geotermales (0,1 mg/L; [CAA, 2021](#)).

Capítulo 7

Integración y conclusiones finales



Fotografía de la convergencia de los ríos Neuquén (a la izquierda) y Varvarco (a la derecha), tomada en las cercanías de la localidad de Varvarco.

La información recabada y la integración de los resultados obtenidos son esenciales para proponer modelos conceptuales del funcionamiento de un sistema. La geomorfología, el estudio de las diferentes litologías y la geoquímica de las aguas son el resultado de diversos procesos que han tenido lugar en el área. En este capítulo se reflejan los procesos hidrogeoquímicos más relevantes con respecto a la interacción agua – roca, así como la calidad de aguas para abastecimiento en el Campo Geotermal Domuyo.

7.1 Control lito-geomorfológico

El sistema hidrológico del área de estudio se encuentra fuertemente vinculado a la estructuración, geomorfología y a las propiedades intrínsecas de cada unidad litológica. En líneas generales y de base a techo, las litologías presentes responden a la Granodiorita Varvarco, el Ciclo Precuyano, el Grupo Cuyo y los ciclos volcánicos Inferior y Superior. Como se describió (capítulo 3), la primera unidad mencionada, comprende granodioritas y tonalitas con anfíbol, plagioclasa (oligoclasa), feldespato alcalino (ortosa) y biotita. El Ciclo Precuyano, en tanto, incluye conglomerados con clastos de riolitas, areniscas cuarzo-feldespáticas, pelitas con matriz ferruginosa y limonítica, e intercalaciones de lavas andesíticas, dacíticas y basálticas. El Grupo Cuyo, por su parte, involucra pelitas calcáreas, margas y bancos yesíferos (Zanettini *et al.*, 2001). Finalmente, el Ciclo Volcánico Inferior está compuesto por andesitas y basandesitas, y el Superior mayormente por rocas de composición riolítica (Llambías *et al.*, 1978; JICA, 1983; Brousse y Pesce, 1982). A continuación, se verán las particularidades de cada una de las zonas de análisis en base a las litologías presentes, conjuntamente con los aspectos estructurales y geomorfológicos.

7.1.1 Zona de Rincón de Las Papas y Ailincó

El basamento está compuesto por la Granodiorita Varvarco y apoyan sobre éste las sedimentitas del Ciclo Precuyano y las volcanitas de los ciclos volcánicos Inferior y Superior (Fig. 7.1.1a). Los cursos de agua superficial atraviesan en parte al Ciclo Precuyano, pero fundamentalmente los ciclos volcánicos Inferior y Superior, así como aluvios y coluvios derivados de los procesos de remoción en masa. La estructuración presente está representada por fallas normales que afectan a la Granodiorita Varvarco y a las sedimentitas del Ciclo Precuyano, en donde en estas últimas también se ha descrito un plegamiento antiformal (Galletto *et al.*, 2018). Dichas estructuras, así como las capas estratificadas de las sedimentitas, permitirían la recarga de agua meteórica proveniente de cotas más elevadas, luego de infiltrar a través de los depósitos clásticos originados por los procesos de remoción en masa (capítulo 4). Por otro lado, parte del agua que no infiltra, escurre de manera superficial y subsuperficial y da lugar a mallines que en ocasiones generan manantiales fríos. Esto último tiene lugar cuando la capa freática intercepta la topografía, lo que es favorecido por las pendientes pronunciadas características de las áreas a elevadas cotas y conforma los mallines de cabeceras (Fig. 7.1.1b, c). Particularmente en la zona de descarga geotermal de Rincón de Las Papas (RP-G), el

drenaje centrípeto hacia el valle del arroyo Las Papas, generado por el relieve cóncavo, se asocia a un mayor desarrollo de los mallines en las zonas bajas (norte de RP-G; Fig. 7.1.1a). Las descargas de agua geotermal presentan baja efusividad tanto en Rincón de Las Papas como en Ailenco (Ai-G), en donde a pesar de que las litologías presentes junto con la estructuración permitirían el ascenso de agua geotermal a través de un medio fisurado, no estarían suficientemente conectadas con el reservorio profundo o su locación sería más bien distal. Sumado a ello, la menor actividad en Ailenco podría deberse a que se ubica al otro lado de la falla (Zanettini *et al.*, 2001), y sobre el Ciclo Volcánico Inferior, el cual presentaría un menor grado de fallamiento (Fig. 7.1.1c). Esto último dificultaría el ascenso del agua geotermal. Por otra parte, las aguas geotermales en los sectores de descarga generan depósitos de precipitados hidrotermales de poco espesor, con una clara disposición superficial en forma de “manto”, así como también se han reconocido procesos de alteración hacia el sector este de Rincón de Las Papas y oeste de Ailenco.

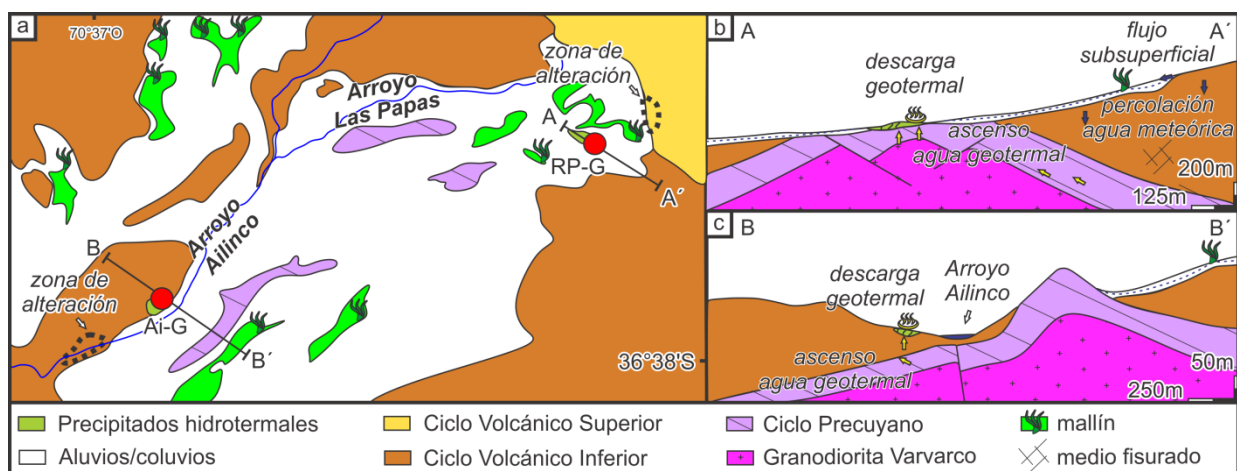


Figura 7.1.1. Mapa (a) y perfiles geológicos realizados para las zonas de Rincón de Las Papas (b) y Ailenco (c). Gran parte de los afloramientos se encuentran cubiertos. La línea subvertical en el perfil (c) indica fallamiento inferido. Interpretado de Zanettini *et al.* (2001) y Galetto *et al.* (2018).

7.1.2 Zona de El Humazo y Las Olletas

Las rocas presentes en esta zona corresponden a la Granodiorita Varvarco, al Ciclo Precuyano, y a los ciclos volcánicos Inferior y Superior, además, el arroyo Manchana Covunco atraviesa el Grupo Cuyo en altas cumbres. En cabeceras de EH-G y sobre los depósitos clásticos, originados por los procesos de remoción en masa, ocurren descargas de mallines originados por el afloramiento de la capa freática (Fig. 7.1.2a). Esto ocurriría por la elevada pendiente junto con el probable acuñamiento de los depósitos clásticos, lo que conlleva a que el

flujo subsuperficial sea interrumpido por la topografía. El agua meteórica infiltraría a través de las fisuras existentes en las rocas de los ciclos volcánicos, aunque la mayor parte de la circulación del agua sería en sentido ascendente en forma de agua geotermal. Esta última, atraviesa rocas pertenecientes a la Granodiorita Varvarco y al Ciclo Precuyano, gracias a la probable permeabilidad secundaria originada por fallamiento y planos de estratificación, respectivamente (JICA, 1983; Galetto *et al.*, 2018; D'Elía *et al.*, 2020) (Fig. 7.1.2b, c). A su salida, las descargas geotermales provocan grandes acumulaciones de precipitados hidrotermales, en forma de espesas terrazas.

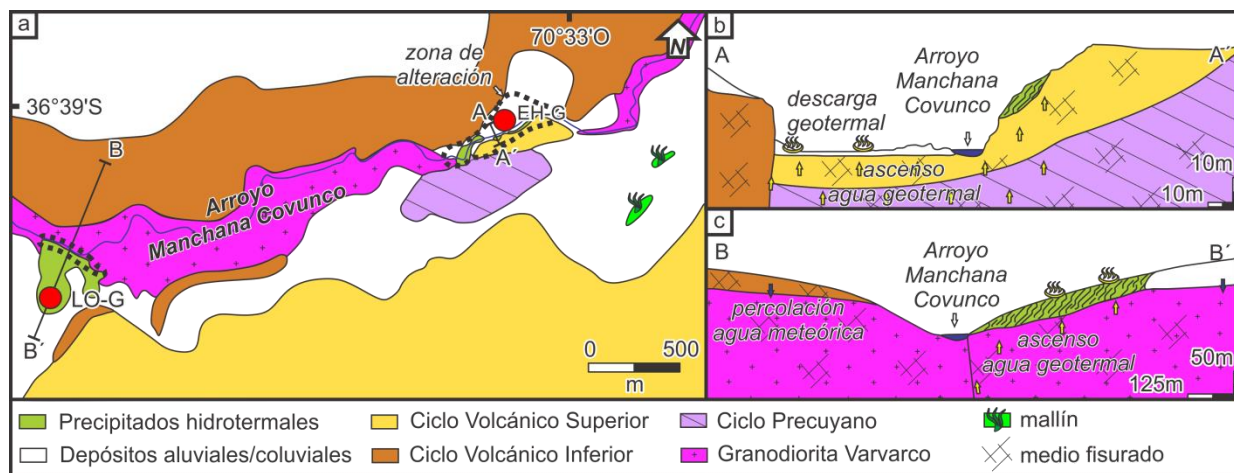


Figura 7.1.2. Mapa (a) y perfiles geológicos realizados para la zona del arroyo Manchana Covunco, donde tienen lugar las descargas geotermales de El Humazo (b) y Las Olletas (c) (modificado de D'Elía *et al.*, 2020). Gran parte de las unidades mapeadas se hallan cubiertas. La línea subvertical en el perfil (c) indica fallamiento inferido.

7.1.3 Zona de Aguas Calientes

Las unidades que tienen lugar en esta zona comprende a la Granodiorita Varvarco y a los ciclos volcánicos Inferior y Superior. El arroyo Aguas Calientes tiene su origen mayormente sobre el sustrato originado por los depósitos de remoción en masa, aunque luego atraviesa el Ciclo Volcánico Inferior. Finalmente, toma contacto con el basamento al desembocar en el río Varvarco (Fig. 7.1.3a). Los mallines tienen poca extensión y se desarrollan en planicies, muchas a nivel local, rodeados por sustrato rocoso de mayor pendiente, y en donde el nivel freático aflora al tomar contacto con la superficie del terreno (Fig. 7.1.3b). Por otra parte, el ascenso del agua geotermal ocurriría fundamentalmente a través del fallamiento cuya posición coincidiría con el valle del arroyo (Zanettini *et al.*, 2001; Galetto *et al.*, 2018). Marginalmente, la salida del agua geotermal sobre la superficie ha generado precipitados hidrotermales de escaso desarrollo.

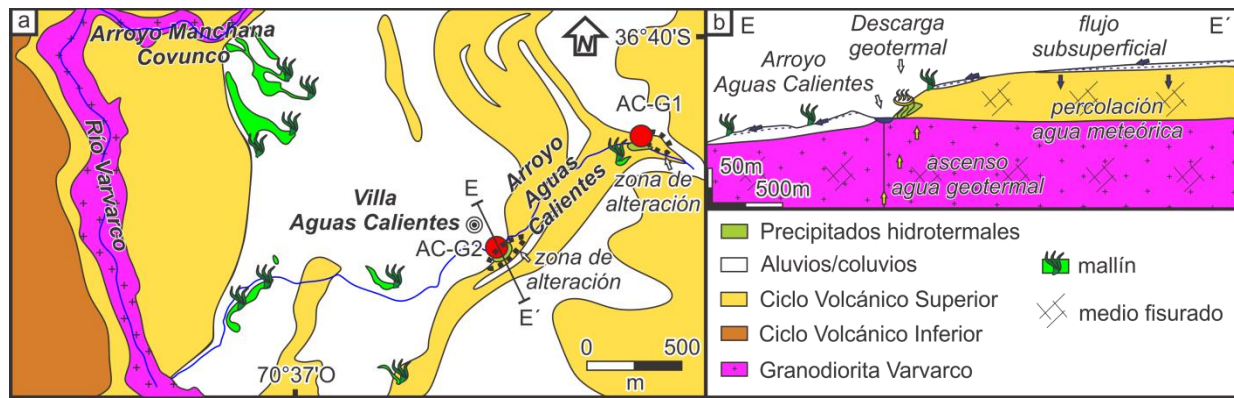


Figura 7.1.3. Mapa (a) y perfil geológico realizados para la zona de Aguas Calientes (b). Interpretado de acuerdo a [Llambías et al. \(1978\)](#), [Zanettini et al. \(2001\)](#), [Marin Ratto et al. \(2017\)](#), [Galletto et al. \(2018\)](#). Parte de los afloramientos presentan cobertura. La línea subvertical en el perfil (b) indica fallamiento inferido.

7.1.4 Zona de Los Géiseres y Los Tachos

Las unidades litológicas implicadas forman parte del Ciclo Precuyano, el Grupo Cuyo y el Ciclo Volcánico Superior. Las correspondientes a los dos primeros son atravesados por el arroyo Covunco en nacientes y el Ciclo Volcánico Superior, desde el sector medio hasta desembocadura (Fig. 7.1.4a). Este arroyo se abre paso de manera coincidente con el fallamiento que afecta al Ciclo Volcánico Superior ([Zanettini et al., 2001](#); [Galletto et al., 2018](#)) (Fig. 7.1.4b, c). En cuanto a los mallines, predominan en sectores próximos a las descargas geotermales de Los Géiseres (LG-G), y se desarrollan sobre aluvios y coluvios de escaso espesor. Estos depósitos alojarían la capa freática, que al aflorar conforman los manantiales fríos (Fig. 7.1.4b). En las cercanías de la descarga geotermal de Los Tachos (LT-G), los mallines se desarrollan en zonas más bajas, en depósitos de remoción en masa que constituyen relieves más llanos a escala local (Fig. 7.1.4c). Al mismo tiempo, parte del agua meteórica que proviene desde cotas mayores circula en forma descendente por los espacios generados por la disyunción columnar característica de esta zona, lo que genera un medio fisurado (Fig. 7.1.4b). Asimismo, en el caso de LT-G, previo al medio fisurado, el agua meteórica traspasa materiales porosos de la misma unidad litológica, la cual no está consolidada ([Villalba et al., 2020](#)). En cuanto a los precipitados hidrotermales, los hallados en LG-G, son similares respecto a la variedad de estructuras, composición y gran espesor a los encontrados en las descargas geotermales de El Humaz (EH-G). Los precipitados hidrotermales estudiados en LT-G, por su parte, se asemejan a los encontrados en las descargas geotermales de Aguas Calientes (AC-G), ya que presentan escaso desarrollo.

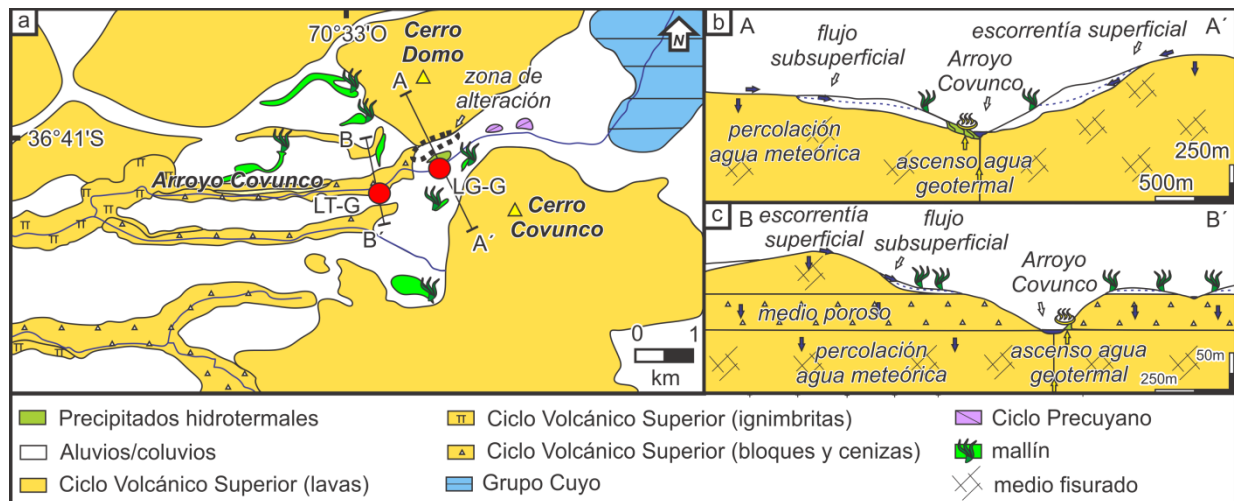


Figura 7.1.4. Mapa y perfiles geológicos realizados para la zona del arroyo Covunco. Interpretado en base a [Llambías et al. \(1978\)](#), [Marin Ratto et al. \(2017\)](#), [Galetto et al. \(2018\)](#). Parte de los afloramientos mapeados están cubiertos. La línea subvertical en el perfil (b, c) indica fallamiento inferido.

7.2 Procesos de interacción agua – roca

A los fines de determinar el origen de la composición de los tipos de agua estudiados se establecieron relaciones entre total de sólidos disueltos (TDS) y las relaciones de cationes (involucra Na^+ , K^+ y Ca^{2+}) y aniones (relaciona Cl^- y HCO_3^-) ([Gibbs, 1970](#)) (Fig. 7.1.2a,b). Las muestras que se hallan dentro del campo de la evaporación corresponden a las descargas geotermales. El arroyo Manchana Covunco en ambos muestreos también se ubica en este mismo campo, a excepción de dos muestras de noviembre, que corresponden una a nacientes y otra a aguas abajo de las descargas geotermales. Las muestras del arroyo Covunco, recolectadas en marzo se asocian a procesos de evaporación, a excepción de la muestra que corresponde a nacientes, en tanto que las muestreadas en noviembre reflejan procesos de interacción agua – roca. Cabe destacar, que las muestras que sufren evaporación principalmente son las tomadas en marzo, cuando las temperaturas son mayores y las precipitaciones disminuyen, al mismo tiempo que los excesos son bajos (capítulo 6). También se observó que la mayor parte de los mallines se posicionan en el campo de interacción agua – roca, con una tendencia al campo de precipitación para los de cabeceras y hacia la evaporación en los de cuenca baja. Las muestras del río Varvarco se las atribuye a procesos de interacción agua – roca, al igual que el arroyo Ailenco y la laguna Varvarco Tapia. El arroyo Atreuco y el río Neuquén, están vinculados a la precipitación (Fig. 7.2.1a, b).

Con el mismo fin se establecieron los diagramas que utilizan relaciones iónicas para determinar las fases minerales que podrían tener vinculación con el origen de los solutos, los cuales asocia los iones Mg^{2+} , Na^+ , Ca^{2+} , HCO_3^- y Ca^{2+} (Gaillardet *et al.*, 1999). En los planteos resultantes, se puede observar que las muestras presentan una alineación entre los procesos que involucran interacción con evaporitas, silicatos y carbonatos, con una gran dispersión (Fig. 7.2.1c, d). En las relaciones $\text{Mg}^{2+}/\text{Na}^+$ y $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$, las muestras que se hallan próximas a las evaporitas comprenden mayormente a las descargas geotermales, aunque también se encuentran las muestras del arroyo Aguas Calientes aguas abajo de estas últimas. La mayor parte de los cursos superficiales muestreados aguas arriba de las descargas geotermales, están asociadas a interacción con silicatos y algunos presentan una tendencia a interactuar con carbonatos. Los mallines de cabeceras están próximos a los carbonatos, mientras que los mallines de cuenca baja se asocian a las descargas geotermales (Fig. 7.2.1c). Con respecto a las relaciones $\text{HCO}_3^-/\text{Na}^+$ y $\text{Ca}^{2+}/\text{Na}^+$, se identifica una tendencia similar a lo descripto anteriormente, pero la distribución es aún más dispersa. Los cursos de agua superficial en nacientes se superponen con los silicatos y también con los carbonatos, al igual que los mallines de cabeceras, mientras que los cursos de agua superficial aguas abajo de las descargas geotermales alcanzan al campo de las evaporitas (Fig. 7.2.1d). Por otro lado, las muestras planteadas en el gráfico Cl^- vs. $\delta^{18}\text{O}$, en donde se muestra la curva de mezcla entre aguas meteóricas y magmáticas (Giggenbach, 1992), no presentan un enriquecimiento significativo del isótopo ni aumento en la concentración de Cl^- del orden de las aguas magmáticas, por lo que indica un origen meteórico para los mallines y las descargas geotermales. A su vez, esta misma tendencia fue identificada en las muestras tomadas de los cursos de agua superficial de la literatura disponible (Panarello *et al.*, 1992). Se destaca que las muestras de mallines de cabeceras y de cursos de agua superficial se disponen de manera similar, en tanto que las descargas geotermales se agrupan en valores de entre 1000 y 2000 mg/L de Cl^- , con una ubicación intermedia para el caso de los mallines de cuenca baja (Fig. 7.2.1e).

Adicionalmente, se realizaron diagramas de estabilidad de silicatos y aluminosilicatos para los sistemas minerales con Na^+ , Ca^{2+} , K^+ , en donde también se vinculan las condiciones de pH (Fig. 7.2.2). En estos diagramas se indica que los feldespatos estables con las aguas estudiadas corresponden a aquellos de extremos sódicos y potásicos (albita y microclino, respectivamente), aunque una de las muestras se encuentra en el límite de estabilidad con arcillas (montmorillonita sódica) (Fig. 7.2.2a, b). A diferencia de lo anterior, la plagioclasa cálcica (anortita) resulta ser inestable y en su lugar, para este sistema composicional, el campo de equilibrio se atribuye a las arcillas (montmorillonita cálcica) (Fig. 7.2.2c).

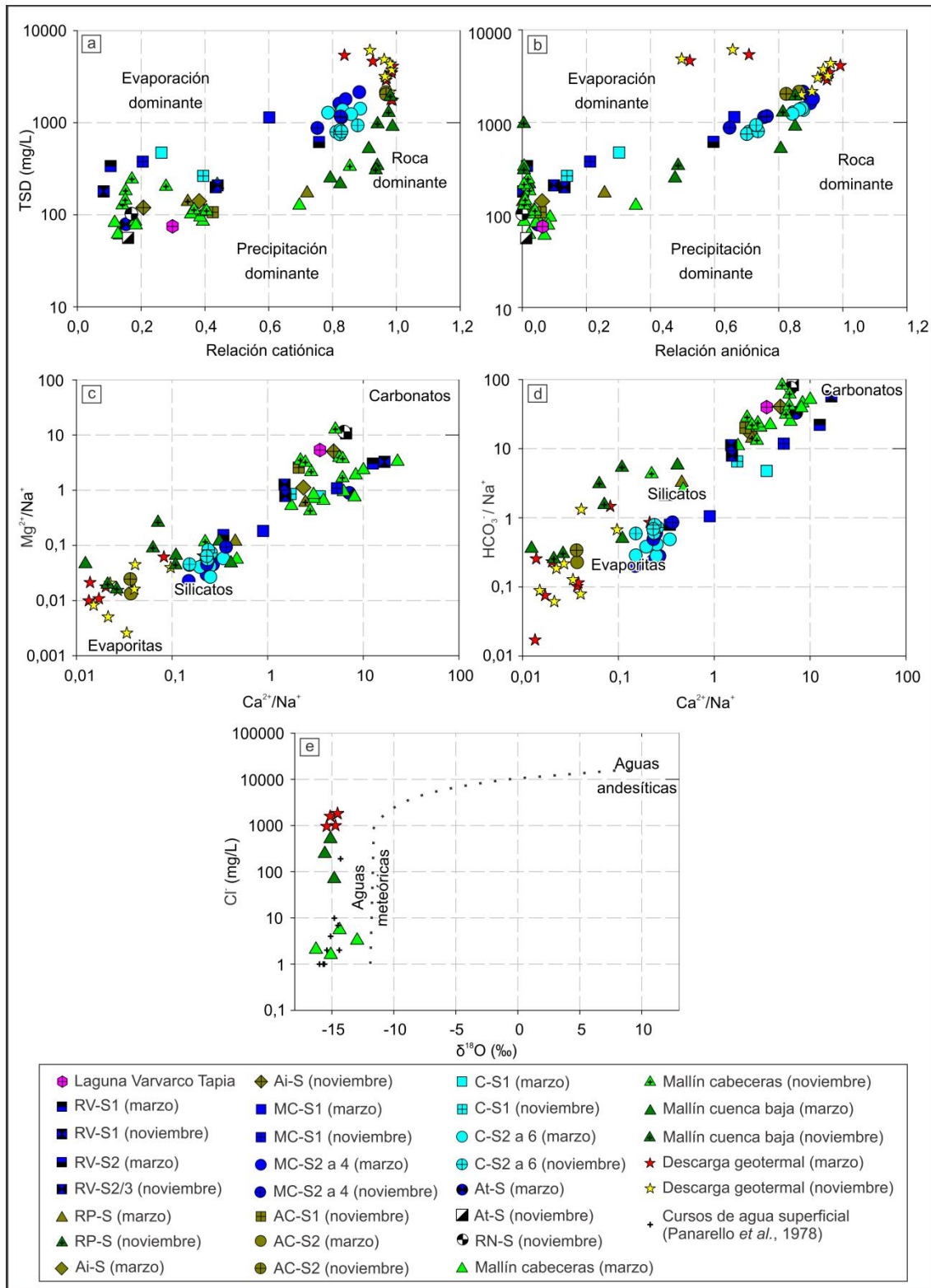


Figura 7.2.1. Gráficos entre total de sólidos disueltos (TSD) y relaciones catiónicas (a) y aniónicas (b) (Gibbs, 1970); y relaciones molares (c, d) (Gaillardet *et al.*, 1999) de todas las muestras estudiadas. Relación del contenido de cloruro e isótopo de oxígeno (e) (Giggenbach *et al.*, 1992) para muestras de mallines y descargas geotermales tomadas en marzo. En (e), también se incluyeron muestras de cursos de agua superficial que corresponden a un muestreo durante noviembre de 1985, reportadas por Panarello *et al.* (1992). Relación catiónica: $[(Na+K)/(Na+K+Ca)]$; relación aniónica: $[Cl/(Cl/HCO_3)]$.

Asimismo, con respecto a las especies magnesianas, la estabilidad se vincula a la caolinita (Fig. 7.2.2d). Lo desarrollado estaría asociado a procesos de alteración mineral que ocurren durante la interacción agua – roca, cuyo mecanismo más relevante sería la disolución incongruente de feldespatos con la consecuente generación de arcillas, y la liberación de cationes que se incorporan a la fase acuosa y conducen al incremento de iones en la solución (e. g., Appelo y Postma, 2005; González-Abraham *et al.*, 2012).

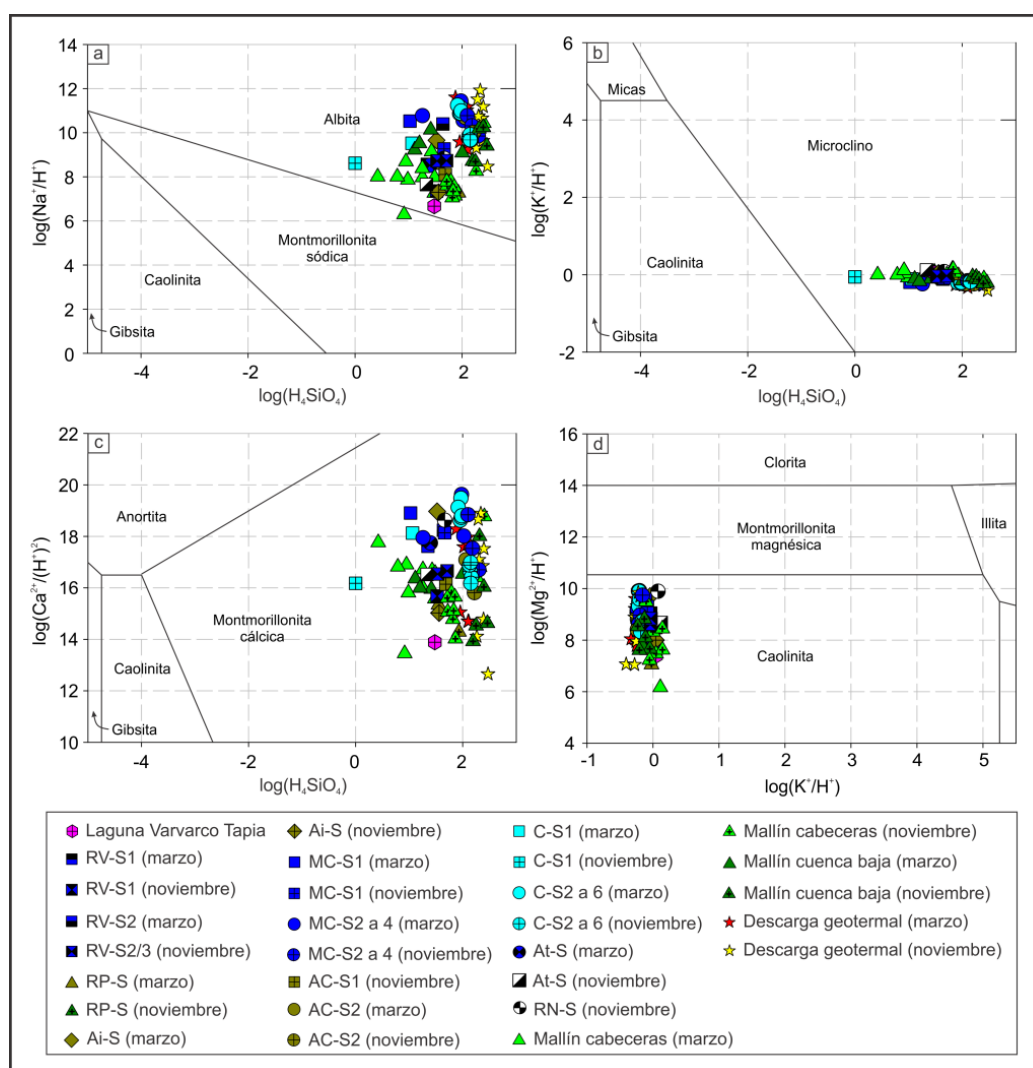


Figura 7.2.2. Diagramas de estabilidad de minerales compuestos por silicatos de Na^+ , (a), K^+ (b), Ca^{2+} (c) y K^+ y Mg^{2+} (d), vinculados al pH. Tomado de Tardy (1971) (a, b, c) y Henderson (1984) (d).

Finalmente, con el objeto de estimar los procesos que resultan en el quimismo de las aguas, se determinaron los índices cloro-alcálinos para inferir procesos de intercambio catiónico (CAI, por sus siglas en inglés) (Ravikumar *et al.*, 2015). Los CAI mayores a cero sugieren el aporte de iones Mg^{2+} y Ca^{2+} desde las rocas al agua, y en su lugar, la incorporación de Na^+ y K^+ en las rocas. Esto ocurriría luego de que el agua meteórica adquiriera los iones monovalentes, probablemente por la contribución atmosférica y meteorización de sustrato, para

que, luego de la circulación del agua, ocurra dicho proceso de alteración entre la fase acuosa y mineral (Harmon *et al.*, 2016). En líneas generales, el mencionado intercambio catiónico, predomina en las muestras recolectadas durante marzo ($CAI > 0$), mientras que las muestras de noviembre registran valores negativos (Fig. 7.2.3). Esto indicaría que el aporte de iones divalentes al agua tendría mayor significancia en marzo, lo cual resulta consistente ya que la concentración de los mismos se ve acrecentada en dicho periodo de muestreo.

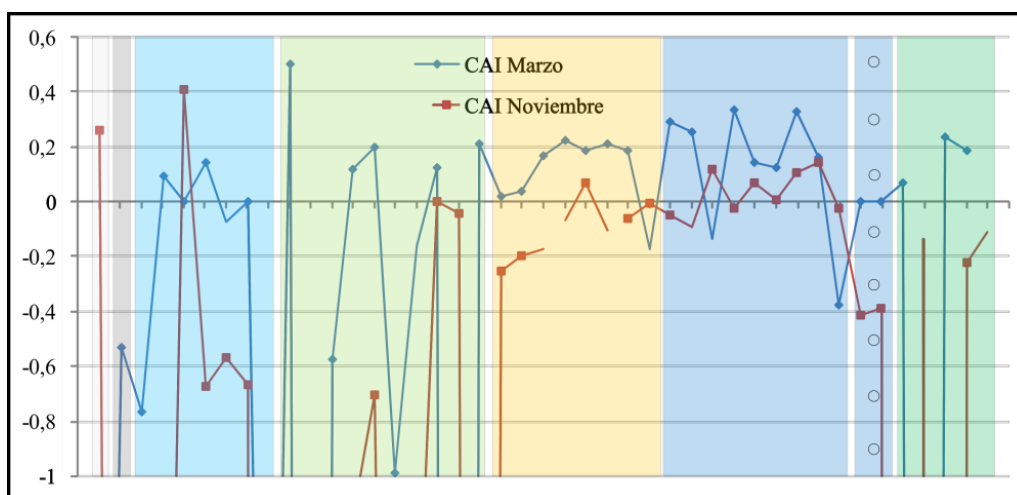


Figura 7.2.3. Valores de índices cloro-alcálidos (CAI, por sus siglas en inglés), determinados en las muestras (eje horizontal) de marzo y noviembre (Ravikumar *et al.*, 2015). En recuadros con transparencia se encuadran los distintos tipos de muestras. De izquierda a derecha se encuentran las muestras de Laguna Varvarco (gris claro), río Varvarco aguas arriba del campo geotermal (gris oscuro), cursos de agua superficial en nacientes (celeste), mallines de cabecera (verde claro), descargas de agua geotermal (naranja), cursos de agua superficial aguas abajo de las descargas geotermales (azul), río Varvarco aguas abajo del campo geotermal (celeste con círculos) y mallines de cuenca baja (verde). Las líneas cortadas indican falta de muestra. CAI: $[Cl-(Na+K)]/Cl$.

7.3 Influencia de las descargas geotermales en otras fuentes de aguas

Los cálculos de miembros extremos utilizando el Cl^- como ion conservativo, permitieron estimar la contribución de agua geotermal en las demás fuentes de agua del campo geotermal Domuyo y adyacencias. Inicialmente, se evaluaron las contribuciones termal dentro del campo geotermal. Los cursos de agua superficial aguas abajo de las descargas geotermales, recibieron un 41 y 24% de contribución geotermal en marzo y noviembre, respectivamente, en comparación con las muestras de nacientes. Los mallines de cuenca baja

presentaron un 15% en marzo y 29% en noviembre de aporte geotermal en relación a los mallines de cabeceras (Fig. 7.3.1). Posteriormente, se determinó que el río Varvarco, aguas abajo del campo geotermal, recibió un aporte termal del 8% en marzo y de 0,01% en noviembre, con respecto a la muestra recolectada aguas arriba. A partir de estos porcentajes estimados, el efecto dilución interpretado previamente, fundamentalmente en relación a los iones constituyentes de las aguas estudiadas (capítulo 6), estaría en concordancia con las características climáticas en ambas fechas de muestreo. En marzo, la carga de soluto de las aguas es mayor que en noviembre dado que este último mes se encuentra dentro del semestre húmedo, los excesos de precipitaciones son de gran proporción (entre 150 y 310 mm), y donde el agua meteórica de deshielo es incorporada al sistema hidrológico y tiende a diluir las soluciones acuosas.

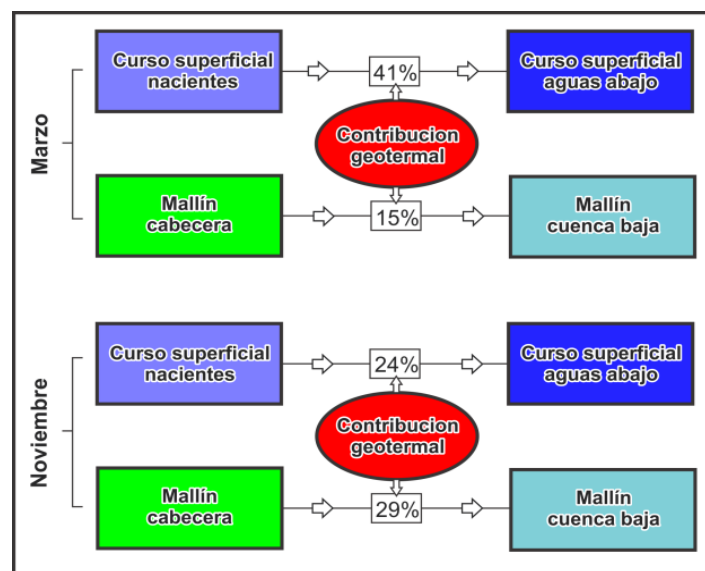


Figura 7.3.1. Esquema que refleja los aportes porcentuales de las descargas de agua geotermal en los cursos de agua superficial y en los mallines. Los valores fueron obtenidos a partir del cálculo de miembros extremos utilizando el ión cloruro.

7.4 Funcionamiento hidrológico conceptual

El comportamiento subterráneo del sistema hidrotermal podría reflejarse según el esquema presentado en la figura 7.4.1. En esta última, se señala una zona de recarga de agua meteórica en las altas cumbres, hacia la región oriental, mientras que en sentido occidental predominan procesos de descarga de agua. En la primer zona mencionada, se identifica un importante control estructural ocasionado por la falla de primer orden reconocida como “Manchana Covunco” (e. g., [Miranda et al., 2006](#)), en tanto que hacia occidente el control sería

geomorfológico (Villalba *et al.*, 2020). La recarga, ocurriría a través del medio fisurado, generado probablemente por los esfuerzos tectónicos propios de la región (e. g., Folguera *et al.*, 2007). También, las volcanitas no consolidadas, muchas inclusive con disyunción columnar así como planos de estratificación y/o de contacto presentes en sedimentitas con porosidad secundaria, constituirían una importante fuente de ingreso de agua al sistema subterráneo (Villalba *et al.*, 2020). Una vez que el agua circula en profundidad, entra en contacto con un foco ígneo conformado por un cuerpo ígneo intrusivo en proceso de cristalización o de una cámara magmática fundida (e. g., Llambías *et al.*, 1978). Esta fuente calórica impulsa al agua geotermal hacia la zona de descarga en forma de manifestaciones geotermales tales como géiseres, piletas burbujeantes, fumarolas, entre otros. Estas aguas ascienden y descargan en superficie mediante las fallas que se disponen de manera coincidente con los principales arroyos del campo geotermal denominadas fallas El Humazo y Covunco, aunque fundamentalmente a través de la falla Manchana Covunco, donde tienen lugar las manifestaciones más efusivas del campo geotermal (El Humazo y Los Géiseres) (Villalba *et al.*, 2019a). Estas descargas de agua geotermal constituyen un aporte a los cursos de agua superficial que conforman los arroyos del Campo Geotermal Domuyo, o bien a los humedales de tipo mallín, en donde domina el control geomorfológico previamente mencionado. Por su parte, los mallines ubicados en cabeceras, se desarrollan sobre un sustrato de relativamente poco espesor, con un área acotada y sobre relieves con alta pendiente. En estos humedales, la influencia de agua geotermal no es significativa, ya que no recibe este tipo de descargas, sino que se sustentan a partir de la circulación subsuperficial somera de agua proveniente de las precipitaciones y deshielo. Por otro lado, los mallines ubicados en cuenca baja, se desarrollan sobre un sustrato de mayor espesor, de áreas más extendidas y menor relieve, en donde la afectación de parte de las descargas geotermales es más directa por estar en su zona de influencia.

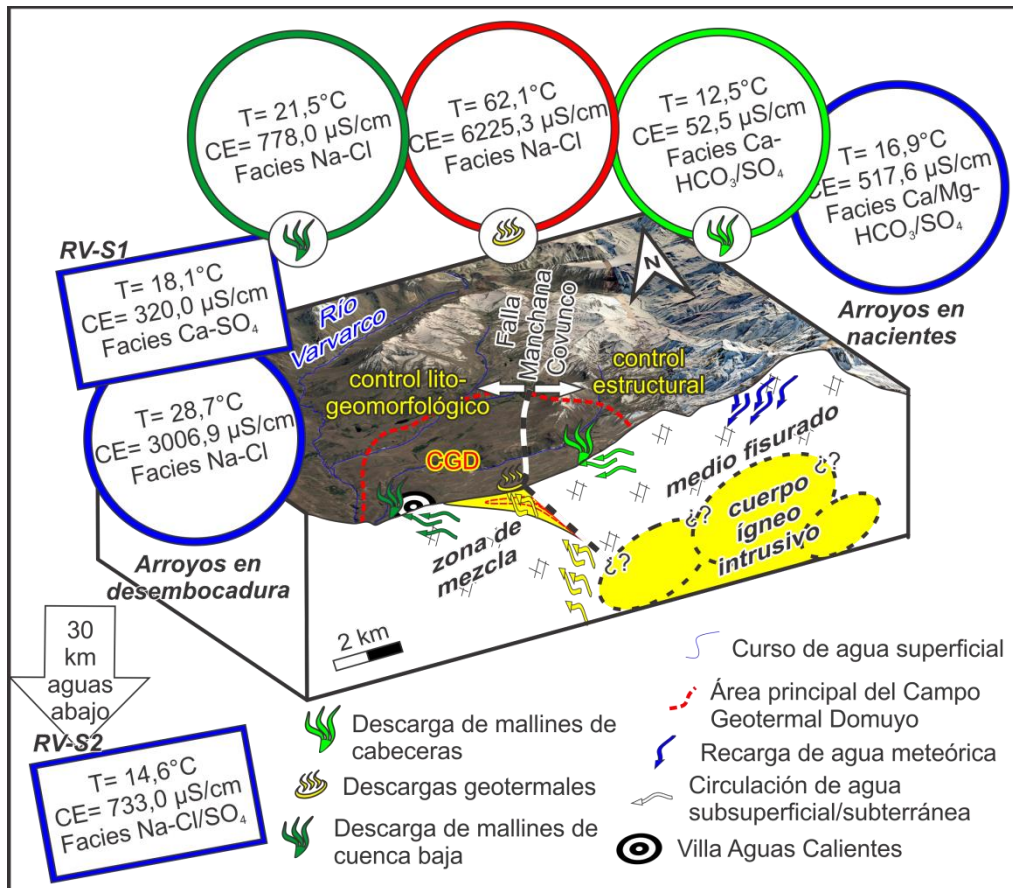


Figura 7.4.1. Modelo de funcionamiento subterráneo del sistema hidrotermal, con valores promedio de temperatura (T), conductividad eléctrica (CE) y facies hidroquímica de cada grupo de muestras estudiadas. Los recuadros con RV-S1 y RV-S2, corresponden a las muestras del río Varvarco tomadas aguas arriba y aguas abajo del campo geotermal, respectivamente.

Por su parte, el estudio de las rocas presentes en el Campo Geotermal Domuyo, conjuntamente con los resultados hidroquímicos, responden a los procesos que tienen lugar producto de la interacción agua – roca. La composición de las aguas se halla fuertemente asociada a la meteorización de rocas aflorantes o sedimentos en el caso de los cursos de agua superficial y mallines, así como procesos de alteración en caso de las descargas geotermales (Fig. 7.4.2). Los procesos más relevantes que otorgan las características químicas de las aguas refieren fundamentalmente a procesos de disolución de silicatos, cuyas especies minerales más relevantes incluye a plagioclasas, feldespatos alcalinos, piroxenos y micas.

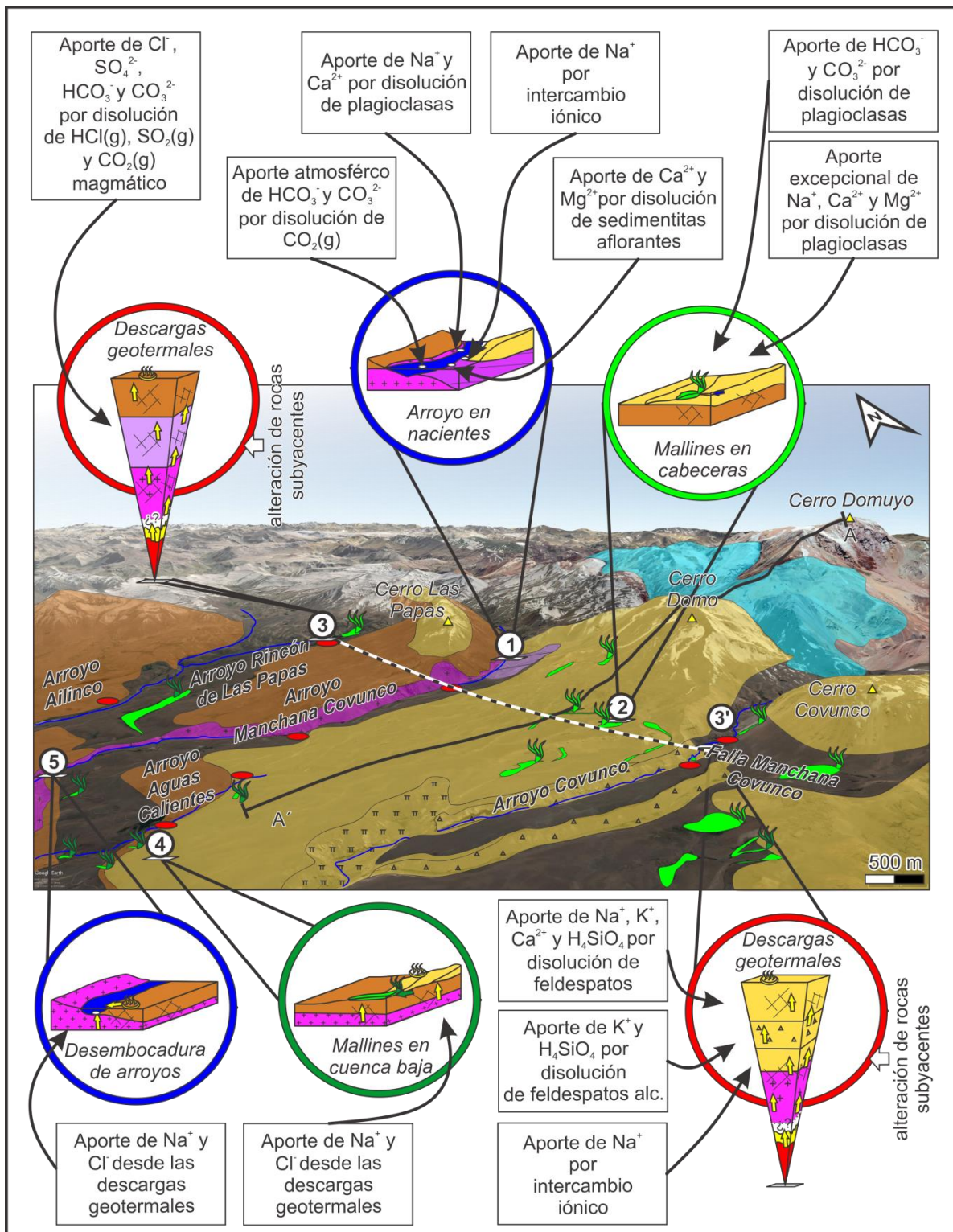


Figura 7.4.2. Imagen satelital en perspectiva con principales litologías, junto con esquemas del funcionamiento hidrológico y fuentes que originan los distintos tipos de agua en el área de estudio. 1: Agua de cursos superficiales en nacientes; 2: mallines en cabeceras; 3 y 3': descargas de agua geotermal; 4: mallines en cuenca baja; y 5: cursos de agua superficial en desembocadura.

7.5 Aspectos geotérmicos

Las temperaturas de reservorio en el Campo Geotermal Domuyo han sido objeto de numerosos estudios por su potencialidad energética (e. g., Brousse y Pesce, 1982; JICA, 1983; Chiodini *et al.*, 2014). Sobre la base de las determinaciones analíticas de iones mayoritarios realizados en este trabajo, se han estimado las temperaturas de reservorio utilizando geotermometría iónica o también conocida como de soluto. Los resultados de dichas estimaciones varían tanto por el método utilizado como por el sitio de descarga geotermal y la fecha de muestreo. En el caso del diagrama ternario Na-K-Mg (Giggenbach, 1988), se establecieron condiciones de aguas inmaduras en la mayor parte de las muestras. Aquellas muestras que presentaron estados de equilibrio con las rocas encajantes fueron las tomadas durante noviembre en Ailincó, El Humazo, Las Olletas y Los Géiseres, con T entre 240° y 340° C (Fig. 7.5a). Por otro lado, según el método de Na/K mejorado (Díaz-González *et al.*, 2008), se hallaron T entre 104,5 (Ai-G) y 247,0° C (LG-G) para marzo, y T entre 88,7 (RP-G) y 198,0° C (LG-G), para noviembre (Fig. 7.5b). De acuerdo a estas determinaciones geotermométricas se reconoce que el campo geotermal presenta temperaturas que en la mayoría de las descargas supera los 150° C, por lo cual responde a un sistema de alta entalpía (Muffler y Cataldi, 1978; Nicholson, 1993). Esto resulta prometedor en cuanto a las perspectivas como recurso energético, ya que representa una elevada potencialidad (e. g., JICA, 1983; 1984; Chiodini *et al.*, 2014).

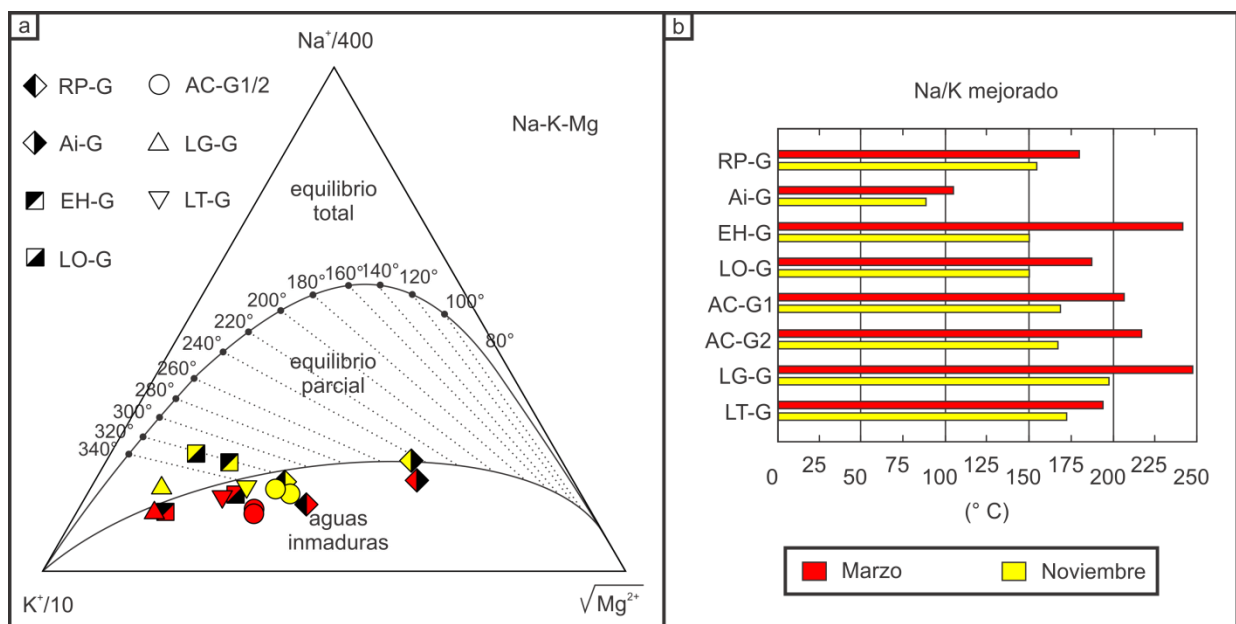


Figura 7.5. Temperaturas de reservorio determinadas en base a la geotermometría de soluto en descargas geotermales recolectadas en las dos fechas de muestreo. Se realizó el diagrama ternario Na-K-Mg

propuesto por [Giggenbach \(1988\)](#) (a), y en gráfico de barras se muestran las temperaturas obtenidas por los geotermómetros de Na/K mejorado de [Díaz-González \(2008\)](#) (b).

7.6 Calidad de aguas para abastecimiento

Como se expuso inicialmente en este trabajo, las distintas fuentes de agua analizadas responden químicamente a los procesos de interacción agua – roca. Dichos procesos involucran principalmente la meteorización/lixiviación de rocas de manera exógena (cursos de agua superficial y mallines) y alteración (aguas geotermales). En las aguas recolectadas de arroyos aguas abajo de las descargas geotermales o los mallines de cuenca baja, también se han evidenciado procesos de mezcla con aguas geotermales. Las aguas con menor grado de interacción, como los mallines de cabeceras, presentan composiciones tendientes a asemejarse al agua de deshielo. Por el contrario, las aguas que se hallan en cuenca baja o en desembocadura, así como las descargas geotermales, que presentan una circulación y posiblemente un tiempo de residencia mayor que el agua de deshielo, favorece el intercambio de especies químicas entre la roca y las aguas. Por un lado, en base a los parámetros de salinidad recomendados para consumo (1500 mg/L; [CAA, 2021](#)), no se recomienda para abastecimiento los arroyos Manchana Covunco, Aguas Calientes y mallines de cuenca baja (muestra AC-M3 en noviembre), además de las descargas geotermales. En cuanto al pH, acorde a la normativa (6,5 a 8,5; [CAA, 2021](#)), se observan limitaciones en el arroyo Ailenco, una de las muestras de mallines de cabeceras (D-M1) y dos muestras de mallín de cuenca baja (Ai-M, AC-M1), además de las descargas geotermales. Por otro lado, la evaluación de elementos trazas permitió identificar los elementos que revisten mayor problemática desde un enfoque con miras al recurso hídrico. En este contexto, el As supera con creces el límite permisible de 0,01 mg/L ([CAA, 2021](#)), en las descargas geotermales, cursos de agua superficial aguas debajo de estas últimas y los mallines ubicados en cuenca baja. También el Mn sobrepasa la referencia de 0,1 mg/L ([CAA, 2021](#)), sólo en las descargas geotermales, y el Fe supera el valor límite de 0,3 mg/L en todos los tipos de muestras (Fig. 7.6a).

La mayor parte del abastecimiento de agua en las proximidades del Campo Geotermal Domuyo es mediante cursos de agua superficial aguas abajo de las descargas geotermales o de mallines de cuenca baja. Es por esto que sería de suma importancia dar a conocer los resultados arribados a las autoridades locales, a los parajes y a poblados que utilizan estas aguas como recurso hídrico, ya que reviste interés público debido a que gran parte de estas aguas pueden

constituir un grave riesgo a la salud si se utiliza para abastecimiento. Es por lo expuesto, que realizar monitoreos regulares, así como diseñar un plan de manejo y tratamiento (e. g., tanques de adsorción en serie: [Soto et al., 2013](#); ósmosis inversa: [Páez et al., 2016](#)) de las aguas, constituye un factor clave en la gestión del recurso hídrico en pos de salvaguardar el bienestar de los habitantes de la zona.

A priori, una propuesta de resolución sencilla de muy baja inversión, podría consistir en el desarrollo de tuberías de captación que se ubiquen próximo a las altas cumbres y que recolecten agua directa de deshielo. Eventualmente, ante las posibles demandas debido al desarrollo de las condiciones socio-económicas de la región, también se podría implementar la potabilización de las aguas mediante el sistema de adsorción a través de tanques conectados en serie y paso por membranas semipermeables de ósmosis inversa, como fue citado con anterioridad.

Por otra parte, con intenciones de aportar conocimiento sobre las capacidades agrícolas para los pobladores locales, se clasificaron las muestras según sus características para riego, para lo cual se relacionó la peligrosidad de alcalinización del suelo (SAR) y salinización (Fig. 7.6b). En ella, se identificó que las muestras de cursos superficiales aguas arriba de las descargas geotermales así como de los mallines, presentan buena calidad para uso agrícola. Por su parte, las muestras de cursos de aguas superficiales aguas abajo de las descargas geotermales, así como los mallines de cuenca baja disminuyen su calidad en este aspecto pasando por calidad moderada a mala. Finalmente, los resultados obtenidos acerca de las salinidades también se utilizaron para hacer comparaciones con los parámetros (STD) para uso ganadero. En tal sentido, no se observaron limitantes para la cría de cerdos, ovinos y caprinos (parámetro de 3000 - 11000 mg/L), pero sí en aves de corral (límite estimado en 1500 mg/L) en la mayor parte de las aguas de cursos superficiales aguas abajo de las descargas geotermales como de mallines de cuenca baja mostraron limitantes.

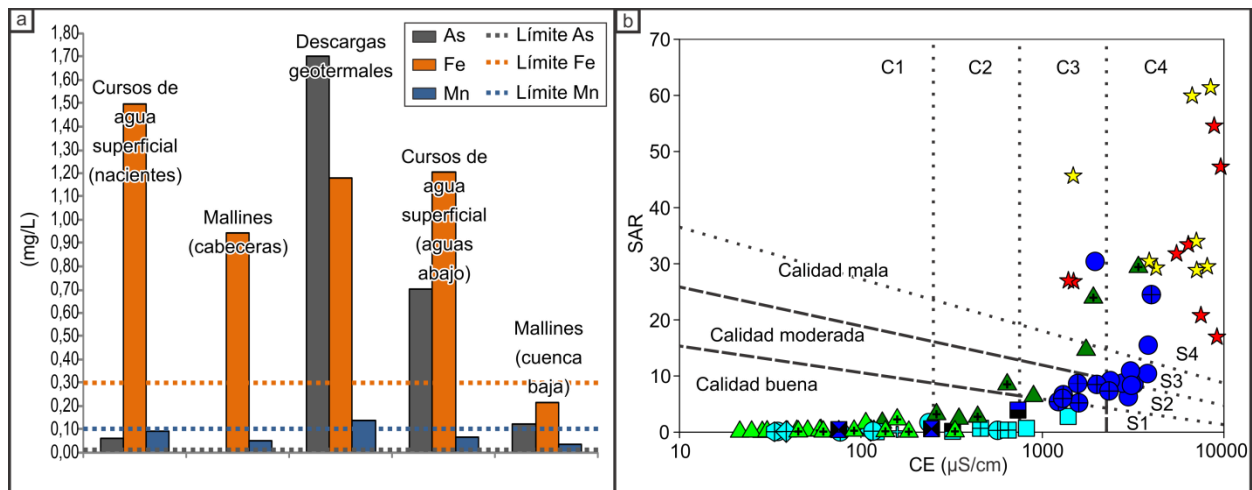


Figura 7.6. Gráfico de barras con la concentración promedio de elementos trazas en mg/L, que superan los límites permisibles para consumo humano (CAA, 2021) (a). También se muestra el diagrama de clasificación de aguas para uso agrícola (modificado de Richards, 1954), cuyos ploteos responden a las referencias de las figuras 7.2. $SAR = Na^+/\sqrt{[(Ca^{2+}+Mg^{2+})/2]}$.

7.7 Conclusiones finales

A través del análisis conjunto de la geomorfología, del estudio de los precipitados y rocas de alteración hidrotermales, y de la química de las aguas, se modeló conceptualmente el funcionamiento hidrológico del Campo Geotermal Domuyo. A modo de síntesis, se pudo concluir que:

- Las particularidades geomorfológicas del área de estudio permitieron inferir un control lito-geomorfológico hacia el oeste del campo geotermal, y otro control de tipo estructural predominante hacia el este. El primero está dado principalmente por el sustrato de los depósitos gravitacionales y la variación de permeabilidad por cambio litológico, que rige el desarrollo del sistema hidrológico subsuperficial y superficial. El segundo influye fundamentalmente en la recarga, circulación y descarga del acuífero geotermal subterráneo.
- A partir del estudio de los precipitados y productos de alteración hidrotermales, se lograron identificar los procesos más relevantes que los originan, como la desgasificación en los precipitados, y la disolución mineral en las alteraciones. Los precipitados estarían involucrados en la co-precipitación y/o adsorción de elementos químicos transportados en solución por las descargas geotermales (e. g., Mg, Al, Cl, Na, As), mientras que como resultado de la alteración de las rocas pre-existentes ocurriría la liberación de soluto (iones mayoritarios, elementos traza) que dichas aguas transportan.

- La composición de las aguas evidencian diferentes procesos de interacción agua – roca que provocan la adquisición de iones y elementos traza en las aguas. Entre los procesos más relevantes, destaca la disolución, el cual concuerda con los signos de alteración hidrotermal registrados.
- Los procesos naturales influyen en el recurso hídrico y resultan en la contaminación geogénica de las aguas, que produce por ejemplo, el incremento de la salinidad, así como también el aumento significativo de elementos altamente nocivos.
- Las fuentes de abastecimiento que se hallan en los sectores de cuenca baja (aguas abajo de las descargas geotermales o del campo geotermal), ya sea que provengan de cursos de agua superficial o mallines de cuenca baja, revisten un peligro significativo a la salud poblacional, dado que para algunos elementos superan los límites de potabilidad, como ocurre con el As.
- Asimismo, el agua para uso ganadero y cultivos domésticos a pequeña escala, se encuentra afectada negativamente por los procesos de mezcla con las descargas geotermales e interacción agua – roca.
- La información provista en este Trabajo de Tesis Doctoral constituye un aporte significativo respecto al conocimiento hidrológico y la calidad de aguas en el Campo Geotermal Domuyo.

Referencias

- Aguilar-Ramírez, C. F., Camprubí, A., Fitz-Díaz, E., Cienfuegos-Alvarado, E., y Morales-Puente, P. (2017). Variación en la composición isotópica del agua meteórica a lo largo de la sección centro-noreste de la Sierra Madre Oriental. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 69(2), 447-463. <https://doi.org/10.18268/bsgm2017v69n2a9>
- Agusto, M. R. (2011). Estudio geoquímico de los fluidos volcánicos e hidrotermales del Complejo Volcánico Copahue – Caviahue y su aplicación para tareas de seguimiento. [Tesis de Doctorado, Universidad de Buenos Aires]. Biblioteca Digital FCEN-UBA.
- Agusto, M., Caselli, A., Tassi, F., Dos Santos Afonso, M., y Vaselli, O. (2012). Seguimiento geoquímico de las aguas ácidas del sistema volcán Copahue-Río Agrio: Posible aplicación para la identificación de precursores eruptivos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 69(4), 481-495.
- Agusto, M., Tassi, F., Caselli, A., Vaselli, O., Rouwet, D., Capaccioni, B., y Darrah, T. (2013). Gas geochemistry of the magmatic-hydrothermal fluid reservoir in the Copahue–Caviahue Volcanic Complex (Argentina). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 257, 44–56. <http://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.03.003>
- Agusto, M., y Varekamp, J. (2016). The Copahue volcanic-hydrothermal system and applications for volcanic surveillance. En F. Tassi, O. Vaselli, A. T. Caselli (Eds.), *Active volcanoes of the world* (pp. 199-238). Springer.
- Alexandratos, V. G., Elzinga, E. J., y Reeder, R. J. (2007). Arsenate uptake by calcite: macroscopic and spectroscopic characterization of adsorption and incorporation mechanisms. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71(17), 4172-4187. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2007.06.055>
- Ali, H., Khan, E., y Sajad, M. A. (2013). Phytoremediation of heavy metals-concepts and applications. *Chemosphere*, 91(7), 869-881. <https://doi.org/10.1016/j.chemosphere.2013.01.075>
- Allen, R.G., Pereira, L. S., Raes, D. y Smith, M. (1998). *Crop evapotranspiration. (guidelines for computing crop water requirements)*. FAO Irrigation and drainage Paper.

- American Public Health Association (APHA) (1998). *Standard Methods for the Examination of Water and Wastewater*. (20th ed). American Water Works Association, Water Environment Federation.
- Angermann, D., Klotz, J. y Reigber, C. (1999). Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector. *Earth and Planetary Science Letters*, 171, 329-334. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(99\)00173-9](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(99)00173-9)
- Appelo, C. y Postma, D. (2005). *Geochemistry, groundwater and pollution*. (2nd ed.). A. A. Balkema Publishers.
- Aquater (1981). *Exploración geotérmica área del C° Tuzgle, Provincia de Jujuy, República Argentina. Estudio de prefactibilidad*. Secretaría de Energía, Buenos Aires. Inédito.
- Arancibia, G., Cembrano, J., y Lavenu, A. (1999). Transpresión dextral y partición de la deformación en la Zona de Falla Liquiñe-Ofqui, Aisén, Chile (44-45°S). *Revista geológica de Chile*, 26(1), 03-22. <http://dx.doi.org/10.4067/S0716-02081999000100001>
- Arnorsson, S., y Stefansson, A. (1999). Assessment of feldspar solubility constants in water in the range of 0 degrees to 350 degrees C at vapor saturation pressures. *American Journal of Science*, 299(3), 173-209. <https://doi.org/10.2475/ajs.299.3.173>
- Autoridad Interjurisdiccional de las Cuencas de los ríos Limay, Neuquén y Colorado (AIC) (2015). *Monitoreo de arsénico en aguas superficiales de la cuenca del río Neuquén*. Unidad de Gestión de Calidad del Agua, Secretaría de Gestión Ambiental.
- Ballantyne, C. K., y Harris, C. (1994). *The periglaciation of Great Britain*. Cambridge University Press.
- Barbieri, M., Nigro, A., Petitta, M. (2017) Groundwater mixing in the discharge area of San Vittorino Plain (Central Italy): geochemical characterization and implication for drinking uses. *Environmental Earth Sciences*, 76:393. <https://doi.org/10.1007/s12665-017-6719-1>
- Baysal, R. T., y Gunduz, O. (2016). The impacts of geothermal fluid discharge on surface water quality with emphasis on arsenic. *Water, Air, & Soil Pollution*, 227, 1-16. <https://doi.org/10.1007/s11270-016-2866-3>
- Benjamin, M. M., y Honeyman, B. D. (1992). 15 Trace Metals. *International Geophysics*, 50, 317-352.

- Brousse, R., y Pesce, A. H. (1982). *Cerro Domo: un volcán cuaternario con posibilidades geotérmicas, Provincia de Neuquén, Argentina*. V Congreso Latinoamericano de Geología, Buenos Aires, Argentina.
- Burckhardt, C. (1900). Profils géologiques transversaux de la Cordillere Argentinochilene. *Anales del Museo de La Plata*, 2, 1-136.
- Caminos, R. (1972). Cordillera Frontal. En A. F. Leanza (Ed.), *Geología Regional Argentina* (pp. 305-343). Academia Nacional de Ciencias.
- Campbell, I. A. (1989). Badlands and badland gullies. En D. S. G. Thomas (Ed.), *Arid Zone* (1st ed., 159-183). Geomorphology, Belhaven Press.
- Capezzuoli, E., Gandin, A., y Pedley, M. (2014). Decoding tufa and travertine (fresh water carbonates) in the sedimentary record: the state of the art. *Sedimentology*, 61(1), 1-21.
- Carrica, J. C. (1993). *Balshort: Un programa de balance hidrológico diario del suelo aplicado a la región sudoccidental pampeana*. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, (4), 243-248. Mendoza, Argentina.
- Cembrano, J., Beck, M. E., Burmester, R. F., Rojas, C., Garcia, A., y Hervé, F. (1992). Paleomagnetism of Lower Cretaceous rocks from east of the Liquiñe-Ofqui fault zone, southern Chile: Evidence of small in-situ clockwise rotations. *Earth and Planetary Science Letters*, 113(4), 539-551. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(92\)90130-N](https://doi.org/10.1016/0012-821X(92)90130-N)
- Cembrano, J., Hervé, F., y Lavenu, A. (1996). The Liquiñe Ofqui fault zone: a long-lived intra-arc fault system in southern Chile. *Tectonophysics*, 259(1-3), 55-66. [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(95\)00066-6](https://doi.org/10.1016/0040-1951(95)00066-6)
- Chamberlin, T. C. (1909). Diastrophism as the ultimate basis of correlation. *The Journal of Geology*, 17(8), 685-693.
- Chiodini, G., Liccioli, C., Vaselli, O., Calabrese, S., Tassi, F., Caliro, S., Caselli, A.T., Agosto, M., y D'Alessandro, W. (2014). The Domuyo volcanic system: an enormous geothermal resource in Argentina Patagonia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 274, 71-77. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2014.02.006>
- Clark, I. (2015). *Groundwater geochemistry and isotopes* (1st ed.). CRC Press.
- Cócola, M. A., López, N. A., Mas, G. R., y Bengochea, L. A. (2010). *Zeolitas de la Serie Heulandita-Clinoptilolita presente en la manifestación geotermal Los*

- Tachos, Volcán Domuyo, Argentina. X Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Río cuarto, Argentina.*
- Código Alimentario Argentino (CAA) (2021). *Capítulo XII. Bebidas hídricas, aguas y agua gasificada*. Administración Nacional de Medicamentos Alimentos y Tecnología Médica. https://www.argentina.gob.ar/sites/default/files/anmat_caa_capitulo_xii_aguas_actualiz_2021-08.pdf
- Compagnucci, R. H., y Araneo, D. C. (2005). Identificación de áreas de homogeneidad estadística para los caudales de ríos andinos argentinos y su relación con la circulación atmosférica y la temperatura superficial del mar. *Meteorológica*, 30(1-2), 41-53. <http://www.scielo.org.ar/pdf/meteoro/v30n1-2/v30n1-2a03.pdf>
- Cotton, C. A. (1950). Tectonic scarps and fault valleys. *Geological Society of America, Bulletin*, 61, 717-758.
- Craig, H. (1961). Isotopic variations in meteoric waters. *Science*, 133(3465), 1702-1703.
- Dansgaard, W. (1964). Stable isotopes in precipitation. *Tellus*, 16, 436-468. <https://doi.org/10.1111/j.2153-3490.1964.tb00181.x>
- Debye, P. y Hückel, E. (1923). The theory of electrolytes. I. Lowering of freezing point and related phenomena. *Physikalische Zeitschrift*, 24, 185-206.
- D'Elia, L., Páez, G., Hernando, I. R., Petrinovic, I. A., López, L., Kürten, G., y Vigiani, L. (2020). Hydrothermal eruptions at El Humazo, Domuyo geothermal field, Argentina: Insights into the eruptive dynamics and controls. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 393, 106786. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2020.106786>
- Dellapé, D. A., Pando, G. A., Uliana, M. A. y Musacchio, E. A. (1978). *Foraminíferos y ostrácodos del Jurásico en las inmediaciones del arroyo Picún Leufú y la ruta 40 (provincia del Neuquén, Argentina), con algunas consideraciones sobre la estratigrafía de la Formación Lotena*. VII Congreso Geológico Argentino, Neuquén, Argentina.
- Demoustier, A., Castroviejo, R., y Charlet, J. M. (1998). Clasificación textural del cuarzo epitermal (Au-Ag) de relleno filoniano del área volcánica de Cabo de Gata, Almería. *Boletín geológico y minero*, 109(5-6), 449-468.
- Deza, M. A. (1988). *Reconocimiento geológico y muestreo orientativo en el área de las lagunas de Epulauquen, departamento Minas, Neuquén* (9 p.). Corporación Minera del Neuquén. (Inédito).

- Díaz-González, L., Santoyo, E., y Reyes-Reyes, J. (2008). Tres nuevos geotermómetros mejorados de Na/K usando herramientas computacionales y geoquimiométricas: aplicación a la predicción de temperaturas de sistemas geotérmicos. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 25(3), 465-482. <https://www.scielo.org.mx/pdf/rmcg/v25n3/v25n3a7.pdf>
- Dickinson, W. R., Snyder, W. S., y Matthews, V. (1978). Plate tectonics of the Laramide orogeny. En V. Matthews (Ed.) (pp. 355 – 366). Geological Society of America.
- Dietz, A. C., y Schnoor, J. L. (2001). Advances in phytoremediation. *Environmental health perspectives*, 109(1), 163-168. <https://doi.org/10.1289/ehp.01109s1163>
- Digregorio, J. H. (1972). Neuquén. En A. F. Leanza (Ed.), *Geología Regional Argentina* (pp. 439 – 506). Academia Nacional de Ciencias.
- Dinka, M. O., Loiskandl, W., y Ndambuki, J. M. (2015). Hydrochemical characterization of various surface water and groundwater resources available in Matahara areas, Fantalle Woreda of Oromiya region. *Journal of Hydrology: Regional Studies*, 3, 444-456. <http://dx.doi.org/10.1016/j.ejrh.2015.02.007>
- Dogdu, M. S., y Bayari, C. S. (2005). Environmental impact of geothermal fluids on surface water, groundwater and streambed sediments in the Akarcay Basin, Turkey. *Environmental Geology*, 47(3), 325-340. <http://doi.org/10.1007/s00254-004-1154-5>
- Drake, R. E. (1976). The chronology of Cenozoic igneous and tectonics events in the central Chilean Andes, Latitudes 35°30' to 36°S. *Journal Volcanology Geotherm Resources*, 1(1), 265-284. [https://doi.org/10.1016/0377-0273\(76\)90011-1](https://doi.org/10.1016/0377-0273(76)90011-1)
- Echeveste, H. (2005). Travertinos y jasperioides de Manantial Espejo, un ambiente Hot Spring Jurásico: Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz, Argentina. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis*, 12(1), 33-48. <http://www.scielo.org.ar/pdf/lajsba/v12n1/v12n1a04.pdf>
- Elderfield, H. R., Upstill-Goddard, R., y Sholkovitz E. R. (1990). The rare earth elements in rivers, estuaries and coastal sea waters: processes affecting crustal input of elements to the ocean and their significance to the composition of seawater. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 54, 971-991. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(90\)90432-K](https://doi.org/10.1016/0016-7037(90)90432-K)
- Envoutou, H. C., Ketchemen Tandia, B., Ngo Boum Nkot, S., Ebonji, R. C. S., Nlend, Y. B., Ekodeck, G. E., Stumpp, C., Maloszewski, P., y Faye, S. (2018). Geologic

- factors controlling groundwater chemistry in the coastal aquifer system of Douala/Cameroon: implication for groundwater system functioning. *Environmental earth sciences*, 77, 1-23. <https://doi.org/10.1007/s12665-018-7400-z>
- Falaschi, D., Masiokas, M. H., Tadono, T., y Couvreur, F. (2016). ALOS-derived glacier and rock glacier inventory of the Volcán Domuyo region (~36° S), southernmost Central Andes, Argentina. *Zeitschrift Fur Geomorphologie*, 60(3), 195-208. <https://doi.org/10.1127/zfg/2016/0319>
- Ferrer, J. A., Irisarri, J. A. y Mendiá, J. M. (1990). *Estudio regional de suelos de la provincia de Neuquén*. Consejo Federal de Inversiones, Argentina.
- Folguera, A., Ramos, V. A., y Melnick, D. (2002). Partición de la deformación en la zona del arco volcánico de los Andes neuquinos (36°-39° S) en los últimos 30 millones de años. *Revista geológica de Chile*, 29(2), 227-240. <http://dx.doi.org/10.4067/S0716-02082002000200005>
- Folguera, A., Ramos, V.A., Hermanns, R.L., y Naranjo, J. (2004). Neotectonics in the foothills of the southernmost central Andes (37°-38°S): Evidence of strike-slip displacement along the Antinir-Copahue fault zone, *Tectonics*, 23, 5, 1-23. <https://doi.org/10.1029/2003TC001533>
- Folguera, A., Ramos, V. A., Zapata, T., y Spagnuolo, M. G. (2007). Andean evolution at the Guañacos and Chos Malal fold and thrust belts (36° 30'-37° S). *Journal of Geodynamics*, 44(3-5), 129-148. <https://doi.org/10.1016/j.jog.2007.02.003>
- Folguera, A., Bottesi, G., Duddy, I., Martín-González, F., Orts, D., Sagripanti, L., Rojas Vera, E., y Ramos, V. A. (2015). Exhumation of the Neuquén Basin in the southern Central Andes (Malargüe fold and thrust belt) from field data and low-temperature thermochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, 64, 381-398. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.08.003>
- Food and Agriculture Organization (FAO) (2015). *Informe de diagnóstico de los principales valles y áreas con potencial agrícola de la Provincia del Neuquén*. (Documento de trabajo N° 2. Aspectos físicos: suelo, clima y agua). Desarrollo institucional para la inversión.
- Fragoso, A. S., Ferrari, L., y Norini, G. (2017). Geology and Conceptual Model of the Domuyo Geothermal Area, Patagonia, Argentina. *Journal of Volcanology Research*, 420, 1-23. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107396>

- Gaillardet, J., Dupré, B., Louvat, P., y Allegre, C. J. (1999). Global silicate weathering and CO₂ consumption rates deduced from the chemistry of large rivers. *Chemical Geology*, 159(1-4), 3-30. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(99\)00031-5](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(99)00031-5)
- Galetto, A., García, V., y Caselli, A. (2018). Structural controls of the Domuyo geothermal field, southern Andes (36° 38' S), Argentina. *Journal of Structural Geology*, 114, 76-94. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2018.06.002>
- Gallina, H. (2019). Caracterización de los domos y coladas dómicas del Complejo Volcánico Domuyo, Provincia de Neuquén, Argentina. [Tesina de grado, Universidad Nacional de La Plata]. Inédito.
- Gansser, A. (1973). Facts and theories on the Andes. *Journal of the Geological Society of London*, 129, 93-131. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.129.2.0093>
- García Morabito, E., y Folguera, A. (2005). El alto de Copahue-Pino Hachado y la fosa de Loncopué: un comportamiento tectónico episódico, Andes neuquinos (37°-39°S). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60(4), 742-761. <https://revista.geologica.org.ar/raga/article/view/1231>
- Geiger, R. (1954). Klassifikation der Klimate nach W. Köppen. En G. J. J. Bartels y P. ten Bruggencate (Eds.), *Landolt-Börnstein – Zahlenwerte und Funktionen aus Physik, Chemie, Astronomie, Geophysik und Technik* (pp. 603-607). Springer.
- Gerth, E. (1928). La estructura geológica de la Cordillera argentina entre el río Grande y el río Diamante, en el sud de la provincia de Mendoza. *Actas de la Academia Nacional de Ciencias*, 10, 122-170.
- Gibbs, R. (1970). Mechanisms controlling world water chemistry. *Science*, 170, 1088-1090. <https://www.science.org/doi/10.1126/science.170.3962.1088>
- Giggenbach, W. F. (1988). Geothermal solute equilibria. derivation of Na-K-Mg-Ca geosensors. *Geochimica et cosmochimica Acta*, 52(12), 2749-2765. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(88\)90143-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(88)90143-3)
- Giggenbach, W. F. (1992). Isotopic shifts in waters from geothermal and volcanic systems along convergent plate boundaries and their origin. *Earth and planetary science letters*, 113(4), 495-510. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(92\)90127-H](https://doi.org/10.1016/0012-821X(92)90127-H)
- Giggenbach, W. F. (1997). The origin and evolution of fluids in magmatic-hydrothermal systems. En Barnes, H. L. (Ed.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits* (3rd. ed.) (pp. 737-796). Wiley.

- Gonfiantini, R. (1978). Standards for stable isotope measurements in natural compounds. *Nature*, 271(5645), 534-536. <https://doi.org/10.1038/271534a0>
- Gonfiantini, R., Roche, M. A., Olivry, J. C., Fontes, J. C., y Zuppi, G. M. (2001). The altitude effect on the isotopic composition of tropical rains. *Chemical Geology*, 181(1-4), 147-167. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(01\)00279-0](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(01)00279-0)
- González-Abraham, A., Fagundo-Castillo, J. R., Carrillo-Rivera, J. J., y Rodríguez-Estrella, R. (2012). Geoquímica de los sistemas de flujo de agua subterránea en rocas sedimentarias y rocas volcanogénicas de Loreto, BCS, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 64(3), 319-333. <https://www.scielo.org.mx/pdf/bsgm/v64n3/v64n3a5.pdf>
- González Díaz, E. F. (1979). La edad de la Formación Ventana, en el área al norte y este del lago Nahuel Huapi. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 34(2), 113-124.
- González Díaz, E. F. (1998). *Mapa Geomorfológico de la Hoja Geológica «Las Ovejas» (3772-II), Provincia del Neuquén, escala 1:250000*. Dirección de Geología Ambiental y Aplicada, SEGEMAR. (Inédito).
- González Díaz, E. F. (2001). *Mapa inventario de los grandes deslizamientos y avalanchas de rocas del norte de la provincia de Neuquén*. Dirección de Geología Ambiental y Aplicada, SEGEMAR. (Inédito).
- González Díaz, E. F., Costa, C. H., y Giaccardi, A. D. (2003). El complejo deslizamiento de Ailenco-Cerro Papas-Las Olletas (Departamento Minas, norte del Neuquén, Argentina). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 58(2), 194-200. <http://www.scielo.org.ar/pdf/raga/v58n2/v58n2a05.pdf>
- González Díaz, E. F., Folguera, A., Costa, C. H., Wright, E., y Ellisondo, M. (2006). Los grandes deslizamientos de la región septentrional neuquina entre los 36°–38° S: una propuesta de inducción sísmica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 61(2), 197-217. <https://revista.geologica.org.ar/raga/article/view/1151>
- Groeber, P. (1929). *Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes*. Ministerio de Agricultura, Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, SEGEMAR.
- Groeber, P. (1946). Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. Hoja Chos Malal. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 1(2), 177-208. <https://revista.geologica.org.ar/raga/article/view/41>

- Groeber, P. (1947). Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. Hojas Domuyo, Mari Mahuida, Huarhuarco y parte de Epulauken. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 2(4), 347-433. <https://revista.geologica.org.ar/raga/article/view/71>
- Gulisano, C. A., Gutiérrez Preimling, A. R. y Digregorio, R. E. (1984). *Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica del oeste de la Provincia del Neuquén*. IX Congreso Geológico Argentino, San Carlos de Bariloche, Argentina.
- Gulisano, C. A. (1988). *Análisis estratigráficos y sedimentológicos de la Formación Tordillo en el oeste de la Provincia de Neuquén, Cuenca Neuquina* [Tesis de doctorado, Universidad de Buenos Aires]. Biblioteca Digital FCEN-UBA.
- Gunnarsson, I., y Arnórsson, S. (1999). New data on the standard Gibbs energy of H_4SiO_4 and its effect on silicate solubility. En H. Ármannsson (Ed.), *Geochemistry of the earth's surface* (pp. 449-452). A. A. Balkema.
- Gutscher, M. A. (2002). Andean subduction styles and their effect on thermal structure and interplate coupling. *Journal of South American Earth Sciences*, 15, 3-10. [https://doi.org/10.1016/S0895-9811\(02\)00002-0](https://doi.org/10.1016/S0895-9811(02)00002-0)
- Hargreaves, G. H., y Samani, Z. A. (1985). Reference crop evapotranspiration from temperature. *Applied Engineering in Agriculture*, 1(2), 96-99. <https://doi.org/10.13031/2013.26773>
- Harmon, R. S., Wörner, G., Goldsmith, S. T., Harmon, B. A., Gardner, C. B., Lyons, W. B., Ogden, F. L., Pribil, M. J., Long, D. T., Kern, Z., y Fórizs, I. (2016). Linking silicate weathering to riverine geochemistry – A case study from a mountainous tropical setting in west-central Panama. *Bulletin*, 128(11-12), 1780-1812. <https://doi.org/10.1130/B31388.1>
- Hedenquist, J., Arribas, A., y Gonzalez-Urien, E. (2000). Exploration for Epithermal Gold Deposits. En S. G.Hagemann, y P. E. Brown (Eds.), *Gold in 2000* (pp. 245-277). Society of Economic Geologists.
- Henderson, T. (1984). *Geochemistry of ground-water in two sandstone aquifer systems in the northern Great Plains in parts of Montana, Wyoming, North Dakota, and South Dakota*. United States Geological Survey, 7, 84. <https://doi.org/10.3133/pp1402C>
- Hernando, I. R., Llambías, E. J., González, P. D., y Sato, K. (2012). Volcanic stratigraphy and evidence of magma mixing in the Quaternary Payún Matrú

- volcano, Andean backarc in western Argentina. *Andean Geology*, 39(1), 158-179. <https://doi.org/10.5027/andgeoV39N1-a08>
- Hervé, M., Suárez, M., y Puig, A. (1984). The Patagonian Batholith S of Tierra del Fuego, Chile: timing and tectonic implications. *Journal of the Geological Society*, 141(5), 909-917. <https://doi.org/10.1144/gsjgs.141.5.0909>
- Hervé, F. (1994). The Southern Andes between 39° and 44°S Latitude: the geological signature of a transpressive tectonic regime related to a magmatic arc. En K. J Reutter, E. Scheuber y P. J. Wigger (Eds.), *Tectonics of the Southern Central Andes* (pp. 249-261). Springer Verlag. https://doi.org/10.1007/978-3-642-77353-2_17
- Hochstein, M. P., y Browne, P. R. L. (2000). Surface manifestations of geothermal systems with volcanic heat sources. En B. F. Houghton, S. R. McNutt, H. Rymer, J. Stix (Eds), *Encyclopedia of volcanoes* (pp. 835-855). Academic Press.
- Hoke, G. D., Aranibar, J. N., Viale, M., Araneo, D. C., y Llano, C. (2013). Seasonal moisture sources and the isotopic composition of precipitation, rivers, and carbonates across the Andes at 32.5-35.5° S. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 14(4), 962-978. <https://doi.org/10.1002/ggge.20045>
- Holdren Jr, G. R., y Berner, R. A. (1979). Mechanism of feldspar weathering—I. Experimental studies. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 43(8), 1161-1171. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(79\)90109-1](https://doi.org/10.1016/0016-7037(79)90109-1)
- Hurley, M. (2019). *Geología y estructura de un sector andino comprendido entre los 36° 10' y 36° 42' de latitud sur: evolución tectónica del norte de la cordillera neuquina* [Tesis de Doctorado, Universidad de Buenos Aires]. Biblioteca Digital FCEN-UBA.
- Instituto Nacional de Prevención Sísmica (INPRES). (2012). *Mapa de sismicidad en Argentina*. Ministerio de Obras Públicas. <http://contenidos.inpres.gob.ar/sismologia/sismicidad>
- Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria (INTA). (2018). *Calidad de agua para bebida de animales*. Secretaría de Agricultura, Ganadería y Pesca.
- Inventario Nacional de Glaciares. (2018). *Informe de la subcuenca del río Neuquén Norte. Cuenca del río Neuquén Norte*. Instituto Argentino de Nivología, Glaciología y Ciencias Ambientales. Ministerio de Desarrollo Sustentable de la Nación.

- Isacks, B. L. (1988). Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research*, 93(B4), 3211-3231. <https://doi.org/10.1029/JB093iB04p03211>
- Japan International Cooperation Agency (JICA). (1983). *Argentine Republic. Interim report on the northern Neuquén geothermal development Project. First-second phase survey*. Inédito.
- Japan International Cooperation Agency (JICA). (1984). *Argentine Republic. Final Report on the Northern Neuquen Geothermal Development Project. Third Phase Survey*. Inédito.
- Japan International Cooperation Agency (JICA). (1991). *The feasibility study of the Northern Neuquén Geothermal Development Project. Interim Report*. Inédito.
- Jones, M., y Willey, L. (2018). *Eastern Alpine guide: natural history and conservation of mountain tundra east of the Rockies*. University Press of New England. Autores.
- Jordan, T. E., Isacks, B. L., Allmendinger, R. W., Brewer, J. A., Ramos, V. A., y Ando, C. J. (1983). Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin*, 94(3), 341-361. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1983\)94<341:ATRTGO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1983)94<341:ATRTGO>2.0.CO;2)
- Jordan, T. E., Burns, W. M., Veiga, R., Pángaro, F., Copeland, P., Kelley, S., y Mpodozis, C. (2001). Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics*, 20(3), 308-324. <https://doi.org/10.1029/1999TC001181>
- Kara, H., Yetis, A. D., y Kalkan, S. (2022). The impact of geothermal fluid discharge on drainage water and groundwater quality in terms of toxic contaminants in the agricultural Harran Plain, Turkey. *Geothermics*, 105, 102502. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2022.102502>
- Kay, S. M., Mpodozis, C., Ramos, V. A., y Munizaga, F. (1991). Magma source variations for mid-late Tertiary magmatic rocks associated with a shallowing subduction zone and a thickening crust in the central Andes (28 to 33° S). En R. S. Harmon y C. W. Rapela (Eds.), *Andean Magmatism and its Tectonic Setting* (pp. 113-137). Geological Society of America Special Paper.
- Kay, S. M., Mpodozis, C., y Coira, B. (1999). Neogene Magmatism, Tectonism, and Mineral Deposits of the Central Andes (22 to 33° S Latitude). En B. J. Skinner

- (Ed.), *Geology and Ore Deposits of the Central Andes* (pp. 27-59). Society of Economic Geology Special Publication.
- Kay, S. M., Godoy, E., y Kurtz, A. (2005). Episodic arc migration, crustal thickening, subduction erosion, and magmatism in the south-central Andes. *Geological Society of America Bulletin*, 117(1-2), 67-88. <https://doi.org/10.1130/B25431.1>
- Keidel, J. (1927). Sobre las relaciones geológicas entre la Puna y la Cordillera Principal o Cordillera de Los Andes. Academia Nacional de Ciencias. *Boletín*, 30, 295-307.
- Kietzmann, D. A., y Vennari, V. V. (2013). Sedimentología y estratigrafía de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano-Berriasiano) en el área del cerro Domuyo, norte de Neuquén, Argentina. *Andean Geology*, 40(1), 41-65. <http://dx.doi.org/10.5027/andgeoV40n1-a02>
- Köppen, W. (1900) Versuch einer Klassifikation der Klimate, vorzugsweise nach ihren Beziehungen zur Pflanzenwelt. *Geograph. Zeitschrift*, 6, 593–611, 657–679.
- Kozlowski, E., Mancada, R. y Ramos V. A. (1993). *Estructura*. En V. A. Ramos (Ed.), *Geología y recursos naturales de la provincia de Mendoza*. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mendoza, Argentina.
- Kozlowski, E. E., Cruz, C. E. y Sylwan, C. A. (1996). *Geología estructural de la zona de Chos Malal, cuenca Neuquina, Argentina*. XIII Congreso Geológico Argentino y III congreso de Exploración de Hidrocarburos, Buenos Aires, Argentina.
- Kubier, A., Wilkin, R. T., y Pichler, T. (2019). Cadmium in soils and groundwater: a review. *Applied Geochemistry*, 108, 104388. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2019.104388>
- Lacoste, E. N., Maidana, N. I. y Vigna, M. S. (1983). Notas Algológicas. VII. Algas de las termas del Domuyo (Neuquén, Argentina). *Lilloa*, 36, 159-163.
- Lara, L., Rodríguez, C., Moreno, H., y Pérez de Arce, C. (2001). Geocronología K-Ar y geoquímica del volcanismo plioceno superior-pleistoceno de los Andes del sur (39-42° S). *Revista geológica de Chile*, 28(1), 67-90. <http://dx.doi.org/10.4067/S0716-02082001000100004>
- Lara, L. E., y Folguera, A. (2006). The Pliocene to Quaternary narrowing of the Southern Andean volcanic arc between 37 and 41 S latitude. En S. M. Kay y V. A. Ramos (Eds.), *Evolution of an Andean Margin: A Tectonic and Magmatic*

- View from the Andes to the Neuquen Basin (35°-39°S lat)* (pp. 27-59). Geological Society of America.
- Lara, L. E., Lavenu, A., Cembrano, J., y Rodríguez, C. (2006). Structural controls of volcanism in transversal chains: resheared faults and neotectonics in the Cordón Caulle–Puyehue area (40.5° S), Southern Andes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 158(1-2), 70-86. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.04.017>
- Leanza, H.A. (1972). Acantholissonia, nuevo género de ammonites del Valanginiano de Neuquén, Argentina, y su posición estratigráfica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 17 (4): 63-70. <http://repositorio.segemar.gov.ar/308849217/900>
- Leanza, H. A. (1992). Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico anterior a los Movimientos Intermálmicos en la comarca del cerro Chachil, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45(3-4), 272-299. <http://naturalis.fcnym.unlp.edu.ar/repositorio/documentos/sipeyt/bfa005183.pdf>
- Leanza, H. A. y Hugo, C. A. (1997). *Hoja Geológica 3969-III, Picún Leufú, provincias del Neuquén y Río Negro*. SEGEMAR. <https://repositorio.segemar.gov.ar/handle/308849217/1541>
- Lechler, A. R., y Niemi, N. A. (2012). The influence of snow sublimation on the isotopic composition of spring and surface waters in the southwestern United States: Implications for stable isotope-based paleoaltimetry and hydrologic studies. *Bulletin*, 124(3-4), 318-334. <https://doi.org/10.1130/B30467.1>
- Legarreta, L. y Gulisano, C.A. (1989). Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior). En G. A. Chebli y L. A. Spalletti (Eds.), *Cuencas sedimentarias argentinas* (pp. 221-243). Universidad Nacional de Tucumán, Instituto Superior de Correlación Geológica, Serie Correlación Geológica.
- Legarreta, L. (2002). *Eventos de desecación en la Cuenca Neuquina: depósitos continentales y distribución de hidrocarburos*. V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Buenos Aires, Argentina.
- Lisjak, M. (2007). *Geología, estratigrafía y estructura de las nacientes del arroyo Manchana Covunco, Área del cerro Domuyo, Neuquén* [Trabajo final de licenciatura, Universidad de Buenos Aires]. Biblioteca Digital FCEN-UBA.

- Llambías, E., Danderfer, J., Palacios, M. y Brogioni, N. (1978). *Las rocas ígneas Cenozoicas del Volcán Domuyo y aéreas adyacentes*. VII Congreso Geológico Argentino, Neuquén, Argentina.
- Llambías, E. J., y Rapela, C. W. (1989). Las volcanitas de Collipilli, Neuquén (37° S) y su relación con otras unidades paleógenas de la cordillera. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 44(1-4), 224-236.
- Llambías, E. J., Kleiman, L. E., y Salvarredi, J. A. (1993). El magmatismo gondwánico. V. A. Ramos (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza* (pp. 53-64). XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Mendoza, Argentina.
- Llambías, E. J. y Stipanovic, P. N. (2002). Grupo Choiyoi. En: P. N. Stipanovic y C. Marsicano (Eds.), *Léxico Estratigráfico de la Argentina, volumen 7, Triásico* (pp. 89-91). Asociación Geológica Argentina.
- Llambías, E. J., y Leanza, H. A. (2005). Depósitos laháricos en la Formación Los Molles en Chacabuco, Neuquén: evidencia de volcanismo jurásico en la cuenca neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60(3), 552-558. <http://www.scielo.org.ar/pdf/raga/v60n3/v60n3a10.pdf>
- Llambías, E. J., Leanza, H. A., y Carbone, O. (2007). Evolución tectono-magmática durante el Pérmico al Jurásico temprano en la Cordillera del Viento (37°05'S-37°15'S): Nuevas evidencias geológicas y geoquímicas del inicio de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 62(2), 217-235. <http://www.scielo.org.ar/pdf/raga/v62n2/v62n2a06.pdf>
- Loewy, S. L., Connelly, J. N., y Dalziel, I. W. D. (2004). An orphaned basement block: The Arequipa-Antofalla Basement of the central Andean margin of South America. *Geological Society of America Bulletin*, 116(1), 171-187. <https://doi.org/10.1130/B25226.1>
- López-Escobar, L., Cembrano, J., y Moreno, H. (1995). Geochemistry and tectonics of the Chilean Southern Andes basaltic Quaternary volcanism (37-46° S). *Andean geology*, 22(2), 219-234. <http://www.andangeology.cl/index.php/revista1/article/view/1485>
- Lynne, B. Y., Boudreau, A., Smith, I. J., y Smith, G. J. (2019). Silica accumulation rates for siliceous sinter at Orakei Korako geothermal field, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Geothermics*, 78, 50-61. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2018.11.007>

- Malumián, N., Nullo, F., y Ramos, V. A. (1983). *The Phanerozoic Geology of the World*. En B. M. Moullade y A. E. M. Nalrn (Eds.). Elsevier Scientific Publishing Co.
- Marín Ratto, S., Caselli, A. T., y Mas, L. C. (2017). *Análisis estratigráfico del Complejo Volcánico Domuyo (Fase Extrusiva), zona suroeste al cerro Domuyo, Provincia de Neuquén, Argentina*. XX Congreso Geológico Argentino, Tucumán, Argentina.
- Mariot, M. C. (2008). *Geología y estructura del Cerro Domuyo, Provincia de Neuquén*. [Tesis de Licenciatura, Universidad de Buenos Aires]. Biblioteca Digital FCEN-UBA.
- Mas, G. R., Bengochea, L., y Mas, L. C. (2000). *Hydrothermal alteration at El Humazo geothermal area, Domuyo volcano, Argentina*. Proceedings of the World Geothermal Congress, Tohoku, Japón. <https://www.geothermal-energy.org/pdf/IGAstandard/WGC/2000/R0211.PDF>
- Mas, G., Bengochea, L., Mas, L. C., y López, N. (2009). *Hydrothermal explosion due to seal effect in el humazo geothermal manifestation, Domuyo Vn., Neuquén, Argentina*. Thirty-fourth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford, Estados Unidos.
- Marshall, R. R. (1961). Devitrification of natural glass. *Geological Society of America Bulletin*, 72(10), 1493-1520. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1961\)72\[1493:DONG\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1961)72[1493:DONG]2.0.CO;2)
- Mazzoni, M. M. (1986). *Procesos y Depósitos Piroclásticos*. Asociación Geológica Argentina.
- McLennan, S. M. (1989). Rare earth element in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. En B. R. Lipin y G. A. McKay (Eds.), *Geochemistry and Mineralogy of rare earth elements, reviews in mineralogy* (pp. 169-200). Mineralogical Society of America.
- McLennan, S. M. (2001) Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochemistry Geophysics Geosystems* 2(4), 2000GC000109. <https://doi.org/10.1029/2000GC000109>
- Mediavilla Pérez, M. J. (2014). Meteorización química. *Revistes Catalanes amb Accés Obert*, 22(3), 230-238.

- Mégard, F. (1987). Cordilleran Andes and Marginal Andes: a Review of Andean Geology North of the Arica Elbow (18° S). *Geodynamics Series*, 71-95. <https://doi.org/10.1029/GD018p0071>
- Méndez, V., Zanettini, J. C. y Zappettini, E. O. (1995). *Geología y metalogénesis del orógeno andino central*. Subsecretaría de Minería de la Nación. Dirección Nacional del Servicio Geológico. <https://repositorio.segemar.gov.ar/handle/308849217/2959>
- Millero, F., y Pierrot, D. (2002). Speciation of Metals in Natural Waters. En A. Gianguzza, E. Pelizzetti y S. Sammartano (Eds.), *Chemistry of Marine Water and Sediments, Environmental Science*. Springer.
- Miranda, F., Folguera, A., Leal, P., Naranjo, y J., Pesce, A. (2006). Upper Pliocene to lower Pleistocene volcanic complexes and Upper Neogene deformation in the south-central Andes (36°30"-38°S). En S. M. Kay y V. A. Ramos (Eds.), *Evolution of an Andean Margin* (pp. 287-298). Geological Society of America.
- Morales-Simfors, N., Bundschuh, J., Herath, I., Inguaggiato, C., Caselli, A. T., Tapia, J., Choquehuayta, F. E. A., Armienta, M. A., Ormachea, M., Joseph, E., y López, D. L. (2020). Arsenic in Latin America: A critical overview on the geochemistry of arsenic originating from geothermal features and volcanic emissions for solving its environmental consequences. *Science of the Total Environment*, 716, 135564. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2019.135564>
- Moore, D.M., y Reynolds, R.C. (1997). *X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals* (2nd ed.). Oxford University Press.
- Moreira, P., Carlini, M., La Camera, A., y Fernandez, R. (2017). *Alteraciones hidrotermales en el sector Nidos, proyecto minero El Puesto, Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz*. XX Congreso Geológico Argentino.
- Mpodozis, C. y Ramos, V. A. (1989). The Andes of Chile and Argentina. En G. E. Ericksen, Cañas Pinochet, M. T. y J. A. Reinemund (Eds.), *Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources* (pp. 59-90). Circum Pacific Council Publications.
- Mpodozis, C., y Kay, S. M. (1992). Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: Evidence from Chilean Frontal Cordilleran batholiths (28° S to 31° S). *Geological Society of America Bulletin*, 104(8), 999-1014. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1992\)104<0999:LPTTEO>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1992)104<0999:LPTTEO>2.3.CO;2)

- Muffler, P., y Cataldi, R. (1978). Methods for regional assessment of geothermal resources. *Geothermics*, 7(2-4), 53-89. [https://doi.org/10.1016/0375-6505\(78\)90002-0](https://doi.org/10.1016/0375-6505(78)90002-0)
- Muñoz, J., y Niemeyer, R. (1984). *Geología de la Hoja Laguna del Maule, regiones del Maule y del Bío Bío*. Carta del Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Narciso, V., G. Santamaría y Zanettini, J. C. M. (2004). *Hoja Geológica 3769-I, Barrancas. Provincias de Mendoza y Neuquén*. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. <https://repositorio.segemar.gov.ar/handle/308849217/98>
- Naseem, S., Hamza, S., Nawaz-ul-Huda, S., Bashir, E., y Ul-Haq, Q. (2014). Geochemistry of Cd in groundwater of Winder, Balochistan and suspected health problems. *Environmental Earth Sciences*, 71, 1683-1690. <http://doi.org/10.1007/s12665-013-2572-z>
- Nathan, Y., Benalioulhaj, N., Prévôt, L., y Lucas, J. (1996). The geochemistry of cadmium in the phosphate-rich and organic-rich sediments of the Oulad-Abdoun and Timahdit basins (Morocco). *Journal of African Earth Sciences*, 22(1), 17-27. [https://doi.org/10.1016/0899-5362\(95\)00124-7](https://doi.org/10.1016/0899-5362(95)00124-7)
- Nelson, E., Forsythe, R., y Arit, I. (1994). Ridge collision tectonics in terrane development. *Journal of South American Earth Sciences*, 7(3-4), 271-278. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(94\)90013-2](https://doi.org/10.1016/0895-9811(94)90013-2)
- Nicholson, K. (1993). Geothermal Systems. En K. Nicholson (Ed.), *Geothermal Fluids* (pp. 1-18). Springer.
- Niemeyer, R. y Muñoz, J. (1983). *Geología de la Hoja Laguna de la Laja, Región del Bío Bío*. Carta del Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Nordstrom, D. K., Ball, J. W., y McCleskey, R. B. (2005). Ground water to surface water: chemistry of thermal outflows in Yellowstone National Park. En W. Inskeep y T. R. McDermott (Eds.), *Geothermal biology and geochemistry in Yellowstone National Park* (pp. 73-94). Montana State University.
- Páez, G. N., D'Elia, L., Hernando, I., Petrinovic, I., Villarosa, G., Borzi, G., y Varela, S. S. (2014). *Evolución y dinámica eruptiva del Complejo Volcánico Domuyo, provincia de Neuquén, Argentina*. XIX Congreso Geológico Argentino, Córdoba, Argentina.
- Páez, P. A., Retamal, K. A., Gorordo, M. F., Inostroza, N. H., Ramírez, N. S., y Pérez, M. A. (2016). *Propuesta de re-diseño de planta de ósmosis inversa para*

- producción de agua calidad farmacéutica*. VI Congreso Argentino de la Sociedad de Toxicología y Química Ambiental de Argentina, Córdoba, Argentina.
- Palacios, M. y Llambias, J. E. (1978). *Las fuentes termales del Volcán Domuyo, Provincia del Neuquén*. VII Congreso Geológico Argentino, Neuquén, Argentina.
- Palacios, D., y Andrés, N. (2006). *El significado geográfico de la nieve en la dinámica natural de la Sierra de Guadarrama*. Grupo de Investigación en Geografía Física de Alta Montaña. Universidad Complutense de Madrid.
- Palacios, P. R., Bustamante, A., Romero-Gómez, P., y González, J. C. (2011). Kinetic study of the thermal transformation of limonite to hematite by X-ray diffraction, μ -Raman and Mössbauer spectroscopy. *Hyperfine Interactions*, 203(1), 113-118. <http://doi.org/10.1007/s10751-011-0352-2>
- Panarello, H., Sierra, J. L., Pedro, G., y D'Amore, F. (1992). Isotopic and geochemical study of the Domuyo geothermal field, Neuquén, Argentina. En *Estudios geotérmicos con técnicas isotópicas y geoquímicas en America Latina* (pp. 31-56). Organismo Internacional de Energía Atómica.
- Papadopoulos, P., y Rowell, D. L. (1988). The reactions of cadmium with calcium carbonate surfaces. *Journal of Soil Science*, 39(1), 23-36. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2389.1988.tb01191.x>
- Parkhurst, D. L., y Appelo, C. A. J. (2013). *Description of input and examples for PHREEQC version 3. A computer program for speciation, batch-reaction, one-dimensional transport, and inverse geochemical calculations*. U. S. Geological Survey Techniques and Methods.
- Parsons, A. J. (1988) *Hillslope Form*. Routledge.
- Pentecost, A., y Viles, H. (1994). A review and reassessment of travertine classification. *Géographie physique et Quaternaire*, 48(3), 305-314. <https://doi.org/10.7202/033011ar>
- Pentecost, A. (2003). Cyanobacteria associated with hot spring travertines. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 40(11), 1447-1457. <https://doi.org/10.1139/e03-075>
- Pesce, A. H. (1981). *Estratigrafía de las nacientes del río Neuquén y Nahuever, Provincia del Neuquén*. VIII Congreso Geológico Argentino, San Luis, Argentina.

- Pesce, A. H. (1987). Evaluación Geotérmica del “Area Cerro Domuyo”: Síntesis Estratigráfica, Vulcanológica, Estructural y Geoquímica - Modelo Geotérmico Preliminar, provincia del Neuquén, República Argentina. En *Proceedings International Meeting on Geothermics and Geothermal Energy, Sao Paulo, Brazil* (pp. 283-299). Revista Brasileira de Geofísica.
- Piper, A. M. (1944). A graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analyses. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 25(6), 914-928. <https://doi.org/10.1029/TR025i006p00914>
- Poma, S. y Ramos, V.A. (1994). *Las secuencias básicas iniciales del Grupo Choiyoi, Cordón del Portillo, Mendoza: sus implicancias tectónicas*. VII Congreso Geológico Chileno, Concepción, Chile.
- Queralt I., Martí J., Solé A., y Plana, F. (1989). Zeolitización de rocas andesíticas. *Estudios Geológicos*, 45, 293-298. <https://doi.org/10.3989/egcol.89455-6501>
- Rabassa, J. (1979). *Mapa geomorfológico de la cuenca del Río Manso superior, provincia de Río Negro, Argentina*. Universidad Nacional del Comahue.
- Ramos, V. A. (1978). *Estructura*. En E. O. Rolleri (Ed.), *Geología y recursos naturales de la Provincia del Neuquén* (pp. 99-118). VII Congreso Geológico Argentino, Neuquén, Argentina.
- Ramos, V. A. (1988). The tectonics of the Central Andes, 30° to 33° S latitude. En S. Clark y D. Burchfiel (Eds.), *Process in Continental Lithospheric Deformation* (pp. 31-54). Geological Society of America.
- Ramos, V. A. (1999a). Plate tectonic setting of the Andean Cordillera. *Episodes*, 22(3), 183-190. <https://doi.org/10.18814/epiiugs/1999/v22i3/005>
- Ramos, V. A. (1999b). Rasgos estructurales del territorio argentino: Evolución tectónica de la Argentina. En R. Caminos (Ed.), *Geología Argentina* (pp. 715-784). Instituto de Geología y Recursos Minerales.
- Ramos, V. A. (2000). The Southern Central Andes. En U. G. Cordani, E. J. Milani, A. Thomas Filho, D. A. Campos (Eds.), *Tectonic Evolution of South America* (pp. 561-604). Brazilian Academy of Science.
- Ramos, V. A. y Aleman, A. (2000). Tectonic evolution of the Andes. En U. G. Cordani, E. J. Milani, A. Thomaz Filho, D. A. Campos (Eds.), *Tectonic Evolution of South America* (pp. 635-685). Brazilian Academy of Science.
- Ramos, V. A. y Folguera, A. (2005a). Tectonic Evolution of the Andes of Neuquén: Constrains derived from the magmatic arc and foreland deformation. G. D.

- Veiga, L. A. Spalletti, J. A. Howell y E. Schwartz (Eds.), *The Neuquén Basin: A case Study in sequence stratigraphy and basin dynamics* (pp. 15-35). The Geological Society.
- Ramos, V. A. y Folguera, A. (2005b). *Structural and magmatic responses to steepening of a flat subduction, Southern Mendoza, Argentina*. VI International Symposium on Andean Geodynamics, Barcelona, España.
- Ramos, V. A. y Folguera, A. (2005c). *Los Andes Australes: una evolución tectónica excepcional entre el sur de Mendoza y el Norte de Neuquén*. VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, Argentina.
- Ramos, V. A. (2009). Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle. En *Backbone of the Americas: Shallow Subduction, Plateau Uplift, and Ridge and Terrane Collision* (pp. 31-65). The Geological Society of America.
- Ramos, V. A., Mosquera, A., Folguera, A., y García Morabito, E. (2011). *Evolución tectónica de los Andes y del Engolfamiento Neuquino adyacente*. En L. Leanza (Ed.), *Relatorio de la provincia de Neuquén* (pp. 335-348). XVIII Congreso Geológico Argentino, Neuquén, Argentina.
- Randall, S. R., Sherman, D. M., Ragnarsdottir, K. V., y Collins, C. R. (1999). The mechanism of cadmium surface complexation on iron oxyhydroxide minerals. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 63(19-20), 2971-2987. [https://doi.org/10.1016/S0016-7037\(99\)00263-X](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(99)00263-X)
- Rapela, C. W., y Llambías, E. J. (1985). Evolución magmática y relaciones regionales de los complejos eruptivos de La Esperanza, provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 40(1-2), 4-25.
- Ravikumar, P., Somashekar, R. K., y Prakash, K. L. (2015). Suitability assessment of deep groundwater for drinking and irrigation use in the parts of Hoskote and Malur Taluks, Karnataka (India). *Environmental Research, Engineering and Management*, 71(1), 15-26. <https://doi.org/10.5755/j01.erem.71.1.9809>
- Rebolledo, U. A., Páez-Osuna, F., y Fernández, R. (2021). Single and mixture toxicity of As, Cd, Cr, Cu, Fe, Hg, Ni, Pb, and Zn to the rotifer *Proales similis* under different salinities. *Environmental Pollution*, 271, 116357. <https://doi.org/10.1016/j.envpol.2020.116357>
- Richards, L. A. (1954). *Diagnosis and Improvement of Saline and Alkali Soils*. Soil Science.

- Rodgers, K. A., Browne, P. R. L., Buddle, T. F., Cook, K. L., Greatrex, R. A., Hampton, W. A., Herdianita, N. R., Holland, G. .R., Lynne, B. Y., Martin, R., Newton, Z., Pastars, D., Sannazarro, L. K. y Teece, C. I. A. (2004). Silica phases in sinters and residues from geothermal fields of New Zealand. *Earth-Science Reviews*, 66(1-2), 1-61. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2003.10.001>
- Rojas Vera, E., Folguera, A., Spagnuolo, M., Gímenez, M., Ruiz, F., Martínez, P., y Ramos, V. A. (2009). La neotectónica del arco volcánico a la latitud del volcán Copahue (38°S), Andes de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65(1), 204-214. <https://revista.geologica.org.ar/raga/article/view/920/1193>
- Rolleri, E.O., y Criado Roque, P. (1969). *Geología de la provincia de Mendoza*. IV Jornadas Geológicas Argentinas, Mendoza, Argentina.
- Roy, S., Kumar, B., Chowdhury, A., Singh, U. K., y Ray, S. (2018). Characterization of hydrogeochemical process and evaluation of water quality of seven geothermal springs, Bakreswar, India. *Arabian journal of Geosciences*, 11, 1-11. <https://doi.org/10.1007/s12517-018-3662-8>
- Sadiq M., Bledsoe B. E., y Enfield C. G. (1980) Solubility relationships of silica in soils. *Communications in Soil Science and Plant Analysis*, 11(3), 317-326. <https://doi.org/10.1080/00103628009367038>
- Sagripanti, L., Colavitto, B., Jagoe, L., Folguera, A. y Costa, C. (2017). A review about the quaternary upper-plate deformation in the Southern Central Andes (36-38° S): A plausible interaction between mantle dynamics and tectonics. *Journal of South American Earth Sciences*, 87, 221-231. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2017.11.008>
- Sala, S. E., Sar, E. A. y Ferrario, M. E. (1998): Review of materials reported as containing *Amphora Coffeaeformis* (Agardh) Kützing in Argentina, *Diatom Research*, 13:2, 323-336. <https://doi.org/10.1080/0269249X.1998.9705454>
- Salcedo, A. P., y Solorza, N. R. (2010). La degradación de tierras mediante análisis fisiográfico y la aplicación de técnicas de teledetección en la cuenca del Río Guañacos, Departamento Minas, Neuquén. *Boletín Geográfico*, 32, 23-54. <https://revele.uncoma.edu.ar/index.php/geografia/article/view/88>
- Schultz, L.G. (1964). Quantitative Interpretation of Mineralogical Composition From X-Ray and Chemical Data for the Pierre Shale. *U. S. Geological Survey Profesional Paper*, 391-C. <https://doi.org/10.3133/pp391C>

- Sébrier, M., y Soler, P. (1991). Tectonics and magmatism in the Peruvian Andes from late Oligocene time to the present. En S. H. Russel y C. W. Rapela (Eds.), *Andean magmatism and its tectonic setting* (pp. 259-278). The Geological Society of America Special Paper.
- Shaji, E., Santosh, M., Sarath, K. V., Prakash, P., Deepchand, V., y Divya, B. V. (2021). Arsenic contamination of groundwater: A global synopsis with focus on the Indian Peninsula. *Geoscience Frontiers*, 12(3), 101079. <https://doi.org/10.1016/j.gsf.2020.08.015>
- Shukla, A., Maniar, K., Pillai, A., Siddiqui, S., Bambhrolia, M., Shah, M., y Panchal, J. (2022). Geothermal water in Bakreshwar-Tantoli region in West Bengal, India: implications on water quality for irrigation and drinking purposes. *Groundwater for Sustainable Development*, 18, 100773. <https://doi.org/10.1016/j.gsd.2022.100773>
- Sillitoe, R. H. (2015). Epithermal paleosurfaces. *Mineralium Deposita*, 50, 767-793. <https://doi.org/10.1007/s00126-015-0614-z>
- Smith, D. J., Jenkin, G. R. T., Petterson, M. G., Naden, J., Fielder, S., Toba, T., y Chenery, S. R. N. (2011). Unusual mixed silica–carbonate deposits from magmatic–hydrothermal hot springs, Savo, Solomon Islands. *Journal of the Geological Society*, 168(6), 1297-1310. <https://doi.org/10.1144/0016-76492011-003>
- Simmons, S., White, N. C., y John, D. A. (2005). Geological Characteristics of Epithermal Precious and Base Metal Deposits. En *Economic Geology* (pp. 485-522). Society of Economic Geologists.
- Soto, E. L., González, M. J., Thomas, H. J., Schalamuk, B. I., y Botto, I. L. (2013). Eliminación de Arsénico en aguas subterráneas: diseño tecnológico para su aplicación en zonas rurales. *Revista Electrónica de los Comités Agua, Energía y Medioambiente*, 5, 109-119. <http://revistas.unlp.edu.ar/index.php/domus/issue/current/showToc>
- Spalletti, L. A. (1983). Paleogeografía de la Formación Ñirihua y sus equivalentes en la región occidental de Neuquén, Río Negro y Chubut. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 8(3-4), 454-468.
- Spalletti, L. A., Arrondo, O. G., Morel E., y Ganuza, D. G. (1991). Evidencias sobre la edad triásica de la Formación Lapa en la región de Chacaico (Provincia del Neuquén). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 46(3-4), 167-172.

- Stern, C. R. (2004). Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista geológica de Chile*, 31(2), 161-206. <http://dx.doi.org/10.4067/S0716-02082004000200001>
- Stiff Jr, H. A. (1951). The interpretation of chemical water analysis by means of patterns. *Journal of petroleum technology*, 3(10), 15-3. <https://doi.org/10.2118/951376-G>
- Stipanovic, P. N. y Mingramm, A. (1953). Triásico, Jurásico. En *Geografía de la República Argentina* (2, 1ra. Parte, pp. 143-347). Sociedad Argentina de estudios Geográficos.
- Stipanovic, P. N. (1965). El Jurásico de la Vega de la Veranada (Neuquén). El oxfordiense y el diastrofismo divesiano (Agasiz – Yaila) en Argentina. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 20(4), 403-475.
- Stipanovic, P. N., Rodrigo, F., Baulies, O. L. y Martínez, C. G. (1968). Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 23(2), 367-388.
- Strahler, A. N. (1957). Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 38(6), 913-920. <https://doi.org/10.1029/TR038i006p00913>
- Streckeisen, A. (1980). Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks IUGS Subcommittee on the Systematics of Igneous Rocks: Recommendations and suggestions. *Geologische Rundschau*, 69(1), 194-207. <http://doi.org/10.1007/BF01869032>
- Stumm, W., y Morgan, J. J. (1996). Aquatic chemistry. Chemical Equilibria and rates in natural waters. (3rd ed). Autor.
- Summerfield, M. A. (2014). *Global geomorphology*. Routledge.
- Tardy, Y. (1971). Characterization of the principal weathering types by the geochemistry of waters from some European and African crystalline massifs. *Chemical Geology*, 7(4), 253-271. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(71\)90011-8](https://doi.org/10.1016/0009-2541(71)90011-8)
- Tassara, A., y Yáñez, G. (2003). Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47° S). *Revista geológica de Chile*, 30(2), 159-186. <http://dx.doi.org/10.4067/S0716-02082003000200002>
- Tassi, F., Liccioli, C., Agosto, M., Chiodini, G., Vaselli, O., Calabrese, S., Pecoraino, G., Tempesti, L., Caponi, C., Fiebig, J., Caliro, S., y Caselli, A. (2016). The

- hydrothermal system of the Domuyo volcanic complex (Argentina): a conceptual model based on new geochemical and isotopic evidences. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 328, 198-209. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2016.11.003>
- Teruggi, M. E., Mazzoni, M. M., Spalletti L. A., y Andreis R. R. (1978). Rocas piroclásticas: interpretación y sistemática. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 5, 1-58.
- Thorntwaite C. y Mather J. (1955). The water balance. *Climatology*, 8, 1–37.
- Uliana, M.A., Dellapé, D., y Pando, G. (1973). *Estratigrafía, estructura y posibilidades petroleras del Noroeste de la Provincia de Neuquén*. Informe interno Yacimientos Petrolíferos Fiscales.
- United States Environmental Protection Agency (US EPA). (1973). *Water Quality Criteria*. Agricultural Uses of Water.
- Varekamp, J., Ouimette, A., Herman, S., Flynn, K., Bermudez, A., y Delpino, D. (2009). Naturally acid waters from Copahue volcano, Argentina. *Applied Geochemistry*, 24, 208-220. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2008.11.018>
- Velazquez, V. G. (2019). *Distribución del arsénico en el agua de la provincia de Neuquén* [Tesis de grado, Universidad Nacional del Comahue]. Repositorio Digital Institucional. <http://rdi.uncoma.edu.ar/handle/uncomaid/13929>
- Vengosh, A., Helvacı, C., y Karamanderesi, İ. H. (2002). Geochemical constraints for the origin of thermal waters from western Turkey. *Applied Geochemistry*, 17(3), 163-183. [https://doi.org/10.1016/S0883-2927\(01\)00062-2](https://doi.org/10.1016/S0883-2927(01)00062-2)
- Villalba, E., Borzi, G. E., Tanjal, C. V., Carol, E. S. y Páez G. N. (2018). *Influencia de la descarga subterránea geotermal sobre la hidroquímica de los arroyos del Campo Geotermal Domuyo, Neuquén, Argentina*. XIV Congreso Latinoamericano de Hidrogeología, X Congreso Argentino de Hidrogeología y VIII Seminario Hispano-Latinoamericano sobre temas actuales de Hidrología Subterránea. Salta, Argentina.
- Villalba, E., Borzi, G. E., Santucci, L., y Tanjal, C. V. (2019a). *Hidroquímica y uso de geotermómetros en fluidos hidrotermales del Campo Geotermal Domuyo*. VII Congreso de Ciencias Ambientales – COPIME 2019, Buenos Aires, Argentina.
- Villalba, E., Borzi, G. E., Santucci, L., Tanjal, C. V., Páez, G. N., y Carol, E. S. (2019b). *Contenido de arsénico en descargas geotermales y travertinos*

- asociados en el Sistema Domuyo, Neuquén*. V Reunión Argentina de Geoquímica de la Superficie, La Plata, Argentina.
- Villalba, E., Tanjal, C. V., Borzi, G. E., Páez, G. N., y Carol, E. S. (2020). Geogenic arsenic contamination of wet-meadows associated with a geothermal system in an arid region and its relevance for drinking water. *Science of The Total Environment*, 720, 137571. <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2020.137571>
- Villalba, E., Misseri, L. E., Carretero, S. C., y Lajoinie, M. F. (2021). *Cuantificación de caudales medios en los arroyos principales del Campo Geotermal Domuyo, Norte de la provincia de Neuquén*. IX Jornadas de Jóvenes Investigadores y Extensionistas, La Plata, Argentina.
- Villalba, E., Santucci, L., Borzi, G. E., Pasquini, A. I., Páez, G. N., y Carol, E. S. (2022). Geothermal Influence on the Hydrochemistry of Surface Streams in Patagonia Neuquina. A. I. Torres y V. A. Campodonico (Eds.), *Environmental Assessment of Patagonia's Water Resources* (pp. 57-73). Springer International Publishing.
- Wasana, H. M. S., Perera, G. D. R. K., Gunawardena P. D. S., Fernando P. S., y Bandara, J. (2017). WHO water quality standards Vs Synergic effect(s) of fluoride, heavy metals and hardness in drinking water on kidney tissues. *Scientific Reports*, 7, 42516. <http://doi.org/10.1038/srep42516>
- Weaver, C. (1931). *Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of west central Argentina*. University of Washington Press.
- Wohletz, K., y Heiken, G. (1992). *Volcanology and geothermal energy*. University of California Press.
- World Health Organization (WHO) (2008). Guidelines for Drinking-water Quality. (3rd ed.). Autor.
- Yrigoyen, M. (1972). Cordillera Principal. En A. F. Leanza (Ed.), *Geología Regional Argentina* (pp. 345-364). Academia Nacional de Ciencias.
- Zaidi, F. K., Al-Bassam, A. M., Kassem, O. M., Alfaifi, H. J., y Alhumidan, S. M. (2017). Factors influencing the major ion chemistry in the Tihama coastal plain of southern Saudi Arabia: evidences from hydrochemical facies analyses and ionic relationships. *Environmental Earth Sciences*, 76, 1-16. <http://doi.org/10.1007/s12665-017-6817-0>
- Zalazar, L. V., Ferri Hidalgo, L., Castro, M. A., Gargantini, H., Giménez, M. M., Pitte, P. M., Ruiz, L., Masiokas, M., y Villalba, R. (2017). Glaciares de Argentina:

- resultados preliminares del Inventario Nacional de Glaciares. *Revista de Glaciares y Ecosistemas de Montaña*; 2, 13-22.
https://issuu.com/inaigem/docs/versi_n_final_revista_no.2
- Zamora Valcarce, G., Zapata, T., Del Pino, D. y Ansa, A., (2006). Structural Evolution and Magmatic characteristics of the Agrio fold and thrust belt. En S. M. Kay y V. A. Ramos (Eds.), *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquen Basin (35°-39° S lat)* (pp. 125-147). Geological Society of America.
- Zanettini, J. C. M. (1987). Esquema estratigráfico y alteración hidrotermal en el Cajón de Los Chenques, Provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 42(1-2), 24-31.
- Zanettini, J. C. M., Santamaría, G. R., y Leanza, H. (2001). *Hoja Geológica 3772-II, Las Ovejas. Provincia del Neuquén*. Servicio Geológico Minero Argentino, Instituto de Geología y Recursos Minerales.
<https://repositorio.segemar.gov.ar/handle/308849217/151>
- Zapata, T., Brisson I. y Dzelalija, F. (1999). La estructura de la faja plegada y corrida andina en relación con el control de basamento de la Cuenca Neuquina. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 60(2), 112-121.
- Zapata, T. y Folguera, A. (2005). Tectonic evolution of the Andean Fold and Thrust Belt of the southern Neuquen Basin, Argentina. *Geological Society*, 252, 37-56.
<http://doi.org/10.1144/GSL.SP.2005.252.01.03>
- Zappettini, E. O., Méndez, V. y Zanettini, J. C. M. (1987). Metasedimentitas mesopaleozoicas en el noroeste de la Provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 42(1-2), 206-207.
<https://revista.geologica.org.ar/raga/article/view/814>
- Zhou, Y., Li, L., Yang, K., Xing, G., Xiao, W., Zhang, H., Xiu, L., Yao, Z., y Xie, Z. (2020). Hydrothermal alteration characteristics of the Chating Cu-Au deposit in Xuancheng City, Anhui Province, China: Significance of sericite alteration for Cu-Au exploration. *Ore Geology Reviews*, 127, 103844.
<https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2020.103844>