



DOCTORADO EN GEOLOGÍA

UNCA

TESIS DOCTORAL

**“Origen y Evolución del Sistema Geotermal del
Bolsón de Fiambalá, Provincia de Catamarca”**

Virginia Valeria Reinoso Carbonell

Tesis doctoral dirigida por:

Director: Pablo H. Alasino

Co-Director: Santiago Maza

2023



UNIVERSIDAD NACIONAL DE CATAMARCA
FACULTAD DE TECNOLOGÍA Y CIENCIAS APLICADAS

DOCTORADO EN GEOLOGÍA

TESIS DOCTORAL

**“Origen y Evolución del Sistema Geotermal del Bolsón de
Fiambalá, Provincia de Catamarca”**

Doctoranda: Virginia Valeria Reinoso Carbonell

Director: Pablo H. Alasino

Co-Director: Santiago Maza

2023

**VIRGINIA VALERIA REINOSO
CARBONELL**

**“ORIGEN Y EVOLUCIÓN DEL
SISTEMA GEOTERMAL DEL
BOLSÓN DE FIAMBALÁ,
PROVINCIA DE CATAMARCA”**

Tesis de Doctorado

La reproducción total o parcial de este libro en forma idéntica o modificada, escrita a máquina o por el sistema “multigraph”, mimeógrafo, impreso, etc., no autorizada por los editores, viola derechos reservados.

Cualquier utilización debe ser previamente solicitada.

©2023 by Centro Editor Universidad Nacional de Catamarca.

Hecho el depósito que marca la ley.

I.S.B.N. N° xxx-xxx-xxx-x

*A mi familia, amigas y amigos,
pilares en el recorrido.*

*En memoria de mis abuelitas,
Elvira y Orfa.*

Gracias, gracias, gracias a

La Universidad Nacional de Catamarca, Facultad de Tecnología y Ciencias Aplicadas, Secretaría de Posgrado. Al Doctorado en Geología, a su Directora Académica Dra. Nancy Eugenia Nievas, por su acompañamiento y predisposición a la hora de resolver consultas y dar apoyo en la realización de mi doctorado.

La Universidad Nacional de La Rioja, Dpto. de Ciencias y Tecnologías Aplicadas a la Producción, Ambiente y Urbanismo, a la carrera de Geología, docentes y compañeros estudiantes. Por ser mi casa de formación académica y de vida hasta el día de hoy.

Los miembros del Jurado Evaluador, Dras. Roquet y Peralta Arnold y Dr. Ulacco, por su tiempo invertido en dar lectura al trabajo y brindar sugerencias que aportaron en gran medida al enriquecimiento de esta tesis doctoral.

Mi director, Dr. Pablo H. Alasino, por su confianza, constante acompañamiento, apoyo y enseñanza de las ciencias geológicas y del “ser” investigador durante mi formación académica de grado y en la realización de este doctorado.

Mi Co-Director, Dr. Santiago Maza, por su confianza, conocimientos y apoyo en la tesis doctoral.

CONICET, por otorgarme una beca doctoral para realizar mi doctorado. CRILAR, por el espacio brindado para desarrollar mi investigación. Compañeros de Geociencias y del instituto en general.

Las Dras. Gilda Collo y Verena Campodónico, por brindarme su apoyo, acompañamiento y conocimientos durante la realización de esta tesis.

Marcos Macchioli Grande, Cecilia Wunderlin, Gimena Uran, Cinthia Vallejos, Lea Leuzinger, Sebastián Rocher, Mariano Larrovere, compañeros que me brindaron sus conocimientos, colaboración y apoyo en la realización de este trabajo.

La Dra. Adriana Niz, por su apoyo y acompañamiento durante su rol como Directora del Doctorado. A la Dra. Alicia Leiva, coordinadora del Doctorado en la UNLAR, por su predisposición a la hora de resolver consultas.

La Universidad de El Salvador, la UNU-GTP, LaGeo, Diplomado en Geotermia para América Latina, docentes y compañeros estudiantes, por la oportunidad de formar parte de su programa de Formación Permanente en Geotermia, otorgándome herramientas necesarias para realización de este trabajo.

Lucy y Franklin, mamá y papá, por su apoyo y escucha inquebrantable y sus consejos acertados y preguntas técnicas a resolver. Mis hermanos, Ulises, Gilbert, Nery, por ser apoyo y acompañamiento. Reinoso's y Noriega's, ¡gracias!

Omar, mi compañero de vida, por su cariño, apoyo, acompañamiento, escucha y paciencia, por bancarme, brindarme confianza y ánimo en este trayecto de formación doctoral.

Mi familia del corazón, mis amigos, siempre con predisposición a bancarme y apoyarme en lo que necesite, confiando en mí y brindándome su cariño y acompañamiento. Las amistades de toda la vida, Beta, Flor, Karen, Marita, Matias, Nicolett; las que me concedió

la geología, Cinthia, Roberto, José, Gisel, Yami, Agustina, Pitter, Ceci; las que me brindó el CRILAR “Les cualesquieres” y, en especial, a “Las distintas” (Sergio, Thamy, Gime, Leyla). Gracias por tantos momentos de aprendizajes juntas, de crecimiento personal y profesional, de espacios de escucha y catarsis.

Las Familias Dias y Pinto-Quintero, las hermanas y los hermanos del Señor del Milagro, por su cariño, confianza, acompañamiento, sus oraciones y calidez.

Jorge Mengia por la foto de portada.

A Dios siempre mi agradecimiento por ser mi fuente de alegría y confianza en todos los procesos que transito.

Resumen

El “Sistema Geotermal del Bolsón de Fiambalá” (SGBF), se ubica en el SO de la provincia de Catamarca, entre los 27°45' y 28°30' (S) y los 67° y 67°45' (O), en la zona de transición entre las provincias geológicas de las Sierras Pampeanas Septentrionales y de la Puna Sur; en la transición entre la subducción horizontal chileno-pampeana y la subducción normal. Presenta manifestaciones termales representadas por las vertientes: 1) Saujil (VS), aflorante al norte del bolsón, con temperaturas ~23 °C; 2) Fiambalá (VF), aflorante al oeste del bolsón, con temperaturas que superan los 50 °C; 3) La Aguadita (VLA), aflorante al sur del bolsón, con temperaturas que rondan los 30 °C. En esta tesis se realizó un estudio de prospección geotérmica en el SGBF que incluye: 1. Su contextualización geológica y análisis estructural mediante trabajos de campo e imágenes satelitales. 2. Muestreo de las unidades neógenas que conforman la cuenca de Fiambalá (Fms. Tambería, Guanchín y Punaschotter), su análisis petrográfico y de las asociaciones de minerales de arcillas mediante difracción de rayos X y microscopía de barrido electrónico, a fin de buscar una relación térmica con el SGBF. 3. Análisis de la geoquímica de las litologías a las cuáles están asociadas las vertientes termales. Se presentan los primeros datos geoquímicos (hasta el momento) de las unidades neógenas mencionadas. 4. Estudio geoquímico de las aguas superficiales y subterráneas (de pozos para riego y consumo y de las vertientes termales) del SGBF, analizando su composición química (elementos mayoritarios y minoritarios), las concentraciones de los isótopos estables de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ y del isótopo radiogénico ^{222}Rn (gas radón). Integrando los resultados obtenidos, se construyó un modelo preliminar del SGBF, caracterizando los reservorios del sistema, sus zonas de recarga y descarga, tipos de fluidos y principales controles estructurales y litológicos. Las áreas de descarga están principalmente controladas por las características estructurales de la zona de estudio. El agua que alimenta las vertientes aprovecha lineamientos estructurales antiguos reactivados por la tectónica andina para su ascenso. La VF se asocia a lineamientos profundos, relacionados con el levamiento de las Sierras Pampeanas. Las VS y VLA se asociarían a las estructuras más superficiales. De acuerdo a las características hidroquímicas e isotópicas de los fluidos, por lo menos dos tipos de acuíferos conforman el SGBF: uno profundo y otro superficial. El acuífero profundo (que alimenta la VF) se aloja en las rocas cristalinas del Precámbrico-Paleozoico (metamorfitas y granitos), a partir de una profundidad de 500 m. Es un acuífero fracturado que permite que el agua fluya y se almacene. Geoquímicamente, estas rocas, se destacan por concentraciones relativamente altas de flúor, aportadas por el granito carbonífero Los Árboles (LA), y de uranio, proveniente, principalmente, de yacimientos de U_3O_8 . A estas concentraciones

se asociarían los contenidos de F^- del agua de la VF (7,44 mg/L) superior al de VS, VLA y el pozo de agua PRAM (0,57 mg/L, 1,49 mg/L y 1,0 mg/L, respectivamente) y las concentraciones de gas radón que superan los 45.000 Bq/m³. El acuífero superficial (que alimenta las VS y VLA y los pozos de agua de la zona) se aloja en las rocas sedimentarias permeables de edad cuaternaria y presenta espesores heterogéneos a lo largo del bolsón. De norte a sur, se aprecia una evolución en las características químicas del agua. En la VS, el agua se clasifica como bicarbonatada-sódica y tiene una conductividad eléctrica (CE) alrededor de 480 μ S/cm, mientras que el agua de la VLA es clorurada-sódica con una CE alrededor de los 1.200 μ S/cm. Los isótopos de δ^2H y $\delta^{18}O$ demuestran que todas las aguas tendrían un origen meteórico, sin evidencia de influencia de aguas andesíticas. Sin embargo, el agua de la VF presenta concentraciones más empobrecidas en los isótopos pesados de δ^2H y $\delta^{18}O$ (entre -55‰ y -44‰ de δ^2H y entre -7,5‰ y -7‰ de $\delta^{18}O$), mientras que VS y VLA y PRAM, presentan concentraciones entre de -29‰ a -28‰ de δ^2H y de -5,6‰ a -4,4‰ de $\delta^{18}O$. Debido a la afinidad con las aguas superficiales, la recarga para VS, VLA y PRAM provendría de los ríos de la zona y/o directamente de las precipitaciones serranas. Por otro lado, en la zona del volcán Cerro Blanco (~4.000 m.s.n.m., norte del SGBF) las precipitaciones nivales poseen una concentración isotópica que se encuentra en el rango de la VF. El deshielo e infiltración de esta agua, aprovechando las estructuras regionales hasta niveles profundos, podría ser la recarga del acuífero de VF. Ya que esta recarga podría estar asociada al volcán Cerro Blanco, es posible que las altas concentraciones de SO_4^{2-} y de ^{222}Rn del agua de descarga de la VF estén también vinculadas con la disolución de gases de origen volcánico. A partir de los contenidos de Si_2O , Na^+ , K^+ , Ca^{2+} y Mg^{2+} se calcularon temperaturas aproximadas de los reservorios. En este caso, sólo se consideraron coherentes los valores de los geotermómetros arrojados para VF. Así, el fluido en el reservorio alcanzaría temperaturas entre 69 y 125 °C a una profundidad alrededor de los 4 km. Los análisis de las asociaciones de minerales de arcilla indican que no existe una relación térmica con el SGBF para el Neógeno. Sin embargo, se llevaron a cabo estudios paleoambientales y paleoclimáticos que corroboraron un ambiente alcalino asociado a un clima árido durante la depositación y entierro de las unidades neógenas. También, a partir de la única fase autigénica identificada (esmectita), se proponen, para el Mioceno de la cuenca de Fiambalá, gradientes geotérmicos entre 13-18 °C/Km y, entre 8-11 °C/Km, considerando espesores de la secuencia sedimentaria de ~4.000 m y de ~6.000 m, respectivamente. Se concluye que el SGBF sería tipo conductivo-dominante con la imposición de una variable convectiva. La información disponible no evidenció anomalías termales, sin embargo, no se descarta una posible influencia térmica dada por un cuerpo magmático en profundidad.

Abstract

The “Bolsón de Fiambalá Geothermal System” (BFGS) is located in the southwest of the province of Catamarca, between 27°45' and 28°30' (S) and 67° and 67°45' (W). Given its location, it is in the transition zone between the Northern Sierras Pampeanas and the Southern Puna, and it is in the transition between the Pampean-Chilean flat-slab subduction and normal subduction. The BFGS presents thermal manifestations represented by the hot springs: i) Saujil (VS), upwelling to the north of the BFGS, with temperatures ~23 °C; ii) Fiambalá (VF), upwelling to the west of the BFGS, with temperatures above 50 °C; iii) La Aguadita (VLA), upwelling to the south of the BFGS) with temperatures around 30 °C. A geothermal prospecting study in the BFGS was carried out in this thesis. The study includes a geological contextualization of the BFGS and structural analysis through field work and satellite images. In order to establish (or not) a thermal relationship between the clay minerals and the BFGS, sampling of the Neogene units of the Fiambalá basin (Fms. Tambería, Guanchín and Punaschotter), petrographic analysis and clay mineral assemblages by X-ray diffraction and scanning electron microscopy, were carried out. A review of the geochemistry of the main lithologies to which the thermal springs are associated and the first geochemical data of the mentioned Neogene units, were presented. The geochemistry of surface and groundwater (from wells for irrigation and consumption and thermal springs) that make up the SGBF was also studied. The chemical composition of the water (majority and minority elements) and the concentrations of stable isotopes ($\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$) and the radiogenic isotope ^{222}Rn (radon gas) were analyzed. With the integration of the results obtained, a preliminary model of the BFGS was built, where the reservoirs of the system, the recharge zones, the types of fluids, the main structural and lithological controls are characterized. The discharge zones of the BFGS are controlled by the structural characteristics of the study zone (mainly). Considering the geological-structural context of VS, VF and VLA, the water that feeds them would take advantage of ancient structural lineaments reactivated by Andean tectonics for its discharge. The VF is related with deep lineaments, associated with the uplift of the Sierras Pampeanas. The VS and VLA would be associated with the more superficial structures. According to the hydrochemical and isotopic characteristics of the BFGS fluids, at least two types of aquifers would make up the system: a deep one (which feeds the VF) and a superficial one that feeds the VS and VF, and groundwater wells from the study area. The deep aquifer is housed in the crystalline Precambrian-Paleozoic rocks (metamorphites and granites), from a depth of 500 m. These rocks have a permeability given by an important fracture that allows water to flow and be stored. Geochemically, the rocks stand out for their relatively high concentrations of fluoride, contributed by the Los Árboles (LA) carboniferous granite, and uranium associated with both U_3O_8 mineralizations (mainly). The VF water F^- contents (7.44 mg/L) are associated with the

rocks concentrations and are much higher than VS, VLA and PRAM waters (with 0.57 mg/L, 1.49 mg/L and 1.0 mg /L, respectively) and the high concentrations of radon gas (above 45.000 Bq/m³) is associated with the radioactive decay of the uranium presents in the system. The superficial aquifer is housed in permeable sedimentary rocks of Quaternary age and presents heterogeneous thicknesses throughout the study zone. From north to south, an evolution can be seen in the chemical characteristics of the water. The VS has a chemical composition that classifies it as bicarbonate-sodium, with an electrical conductivity (EC) around 480 μ S/cm, while the water that emerges in the VLA is chloride-sodic and presents an EC around 1.200 μ S/cm. The concentrations of $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$ show that all the waters have a meteoric origin, without evidence of influence of andesitic waters. However, the VF waters present more depleted concentrations of the heavy isotopes of $\delta^2\text{H}$ and $\delta^{18}\text{O}$ (values between -55‰ to -44‰ for $\delta^2\text{H}$ and between -7.5‰ to -7‰ for $\delta^{18}\text{O}$), while VS, VLA and the PRAM well, present concentrations between -29‰ to -28‰ of $\delta^2\text{H}$ and -5.6‰ to -4.4‰ of $\delta^{18}\text{O}$. Due to the affinity with surface waters, the recharge for the VS, VLA and PRAM would come from the rivers of the area and/or directly from mountain rainfall. On the other hand, the snowfall in the Cerro Blanco volcano zone (~ 4.000 masl, north of the BFGS) has an isotopic concentration that is in the range of the VF. The melting and rapid infiltration of this water, taking advantage of regional structures to deep levels, could be the recharge of the VF aquifer. Furthermore, from the Si₂O contents and the Na⁺, K⁺, Ca²⁺, Mg²⁺ cations, approximate temperatures of the reservoirs were calculated. In this case, only the values of the geothermometers thrown for VF were considered coherent. Thus, the fluid in the reservoir would reach temperatures between 69 and 125 °C and would be found at a depth around of 4 km. Analyzes of the clay mineral assemblages indicate that there is no thermal relationship with the BFGS for the Neogene. However, it was possible to carry out paleoenvironmental and paleoclimatic studies, corroborating an alkaline-type environment associated to arid climate during the deposition and burial of the Neogene units. Also, from the only identified authigenic phase (smectite), geothermal gradients between 13-18 °C/Km and between 8 -11 °C/Km are proposed for the Miocene of the Fiambalá basin, considering thicknesses of the sedimentary sequence of ~ 4.000 m and ~ 6.000 m, respectively. It is concluded that the SGBF would be a conductive-dominant type with the imposition of a convective variable. Although with the available information no evidence of thermal anomalies was found, a possible thermal influence given by a magmatic body at depth is not ruled out.

Résumé

Le “Système Géothermique Bolsón de Fiambalá” (SGBF) est situé au sud-ouest de la province de Catamarca, entre 27°45' et 28°30' (S) et entre 67° et 67°45' (W), dans la zone de transition entre les provinces géologiques des Sierras Pampeanas Nord et la Puna du Sud, et dans la transition entre la subduction horizontale Chilienne-Pampa et la subduction normale. Elle présente des manifestations thermiques représentées par les sources : i) Saujil (VS), affleurant au nord de le SGBF, avec des températures ~23 °C ; ii) Fiambalá (VF), affleure à l'ouest de le SGBF, avec des températures supérieures à 50 °C ; iii), La Aguadita (VLA), affleure au sud de le SGBF, avec des températures autour de 30 °C. Dans cette thèse, une étude de prospection géothermique a été réalisée dans le SGBF, qui comprend : 1. Sa contextualisation géologique et son analyse structurale à travers des travaux de terrain et des images satellite. 2. Échantillonnage des unités néogènes qui composent le bassin de Fiambalá (formations Tambería, Guanchín et Punaschotter), leur analyse pétrographique et des associations de minéraux argileux au moyen de la diffraction des rayons X et de la microscopie électronique à balayage, afin de rechercher une relation thermique avec le SGBF. 3. L'analyse de la géochimie des lithologies auxquelles les sources thermales sont associées. Les premières données géochimiques des unités du Néogène mentionnées sont présentées. 4. Étude géochimique des eaux de surface et souterraines (des puits d'irrigation et de consommation et des sources thermales) de le SGBF, en analysant sa composition chimique (éléments majoritaires et minoritaires) et les concentrations des isotopes stables de $\delta^2\text{H}$ et $\delta^{18}\text{O}$ et l'isotope radiogénique ^{222}Rn (gaz radon). Intégrant les résultats obtenus, un modèle préliminaire du SGBF a été construit, caractérisant les réservoirs du système, leurs zones de recharge, les types de fluides, les principaux contrôles structuraux et lithologiques. Les zones de décharge sont principalement contrôlées par les caractéristiques structurelles de la zone d'étude. L'eau qui alimente les sources profiterait d'anciennes directives structurelles réactivées par la tectonique andine pour son ascension. La VF est liée aux linéaments profonds, associés au soulèvement des Sierras Pampeanas. La VS et la VLA seraient associées aux structures plus superficielles. Selon les caractéristiques hydrochimiques et isotopiques des fluides SGBF, deux types d'aquifères composeraient le système : un profond et un superficiel. L'aquifère profond (qui alimente la VF) est logé dans les roches cristallines du Précambrien-Paléozoïque (métamorphites et granites), à partir d'une profondeur de 500 m. C'est un aquifère fracturé qui permet à l'eau de s'écouler et d'être stockée. Sur le plan géochimique, ces roches se distinguent par leurs concentrations relativement élevées de fluorure, apportées par le granite carbonifère Los Árboles (LA), et d'uranium provenant principalement de gisements U_3O_8 . Ces concentrations sont associées à des teneurs en F de l'eau VF (7,44 mg/L) supérieures à celles des puits VS, VLA et PRAM (0,57 mg/L, 1,49 mg/L et 1,0 mg/L, respectivement) et fortes concentrations de gaz radon

supérieures à 45.000 Bq/m³ (associées à la décroissance radioactive de l'uranium). L'aquifère superficiel (qui alimente la VS et la VF, et des puits souterrains issus) est logé dans des roches sédimentaires perméables d'âge quaternaire et présente des épaisseurs hétérogènes tout au long de la zone d'étude. Du nord au sud, on observe une évolution des caractéristiques chimiques de l'eau. L'eau du VS est bicarbonatée sodique, avec une conductivité électrique (CE) autour de 480 µS/cm. L'eau du VLA est chlorurée sodique et présente une CE environ 1.200 µS/cm. Les concentrations de δ²H et δ¹⁸O montrent que toutes les eaux ont une origine météorique, sans évidence d'influence des eaux andésitiques. Cependant, les eaux VF présentent des concentrations plus appauvries en isotopes lourds de δ²H et δ¹⁸O (entre -55‰ à -44‰ pour δ²H et -7,5‰ à -7‰ pour δ¹⁸O), tandis que VS, VLA et PRAM, présente des concentrations comprises entre -29‰ à -28‰ de δ²H et -5,6‰ à -4,4‰ de δ¹⁸O. Cette différence pourrait impliquer que les aquifères ont des recharges différentes. Du fait de l'affinité avec les eaux de surface, la recharge des VS, VLA et du PRAM proviendrait des cours d'eau de la zone et/ou directement des précipitations de montagne. D'autre part, les chutes de neige dans la région du volcan Cerro Blanco (au nord du SGBF) ont une concentration isotopique qui se situe dans la gamme de la concentration VF, ce qui pourrait signifier que la fonte et l'infiltration rapide de cette eau, profitant des structures régionales aux niveaux profonds, pourrait être la recharge de l'aquifère VF. Puisque cette recharge pourrait être associée au volcan Cerro Blanco, il est possible que les fortes concentrations de SO₄²⁻ et ²²²Rn dans les eaux de rejet de VF soient également liées à la dissolution des gaz d'origine volcanique présents dans la zone de recharge. Aussi, à partir des teneurs en Si₂O, Na⁺, K⁺, Ca²⁺ et Mg²⁺, des températures approximatives des réservoirs ont été calculées. Dans ce cas, seules les valeurs des géothermomètres lancés pour VF ont été considérées comme cohérentes. Ainsi, le fluide du réservoir atteindrait des températures comprises entre 69 et 125 °C et se retrouverait à une profondeur d'environ 4 km. Les analyses des associations de minéraux argileux indiquent qu'il n'y a pas de relation thermique avec le SGBF pour le Néogène. Cependant, des études paléoenvironnementales et paléoclimatiques ont pu être menées, corroborant un environnement de type alcalin associé à un climat aride lors du dépôt et de l'enfouissement des unités néogènes. Aussi, à partir de la seule phase authigène identifiée (smectite), des gradients géothermiques entre 13-18 °C/Km et entre 8-11 °C/Km sont proposés pour le Miocène du bassin de Fiambalá, en considérant des épaisseurs de la séquence sédimentaire de ~ 4000 m et ~ 6000 m, respectivement. En conclusion, le SGBF serait un type conducteur-dominant avec l'imposition d'une variable convective. Bien qu'avec les informations disponibles aucune preuve d'anomalies thermiques n'ait été trouvée, une éventuelle influence thermique donnée par un corps magmatique en profondeur n'est pas exclue.

Índice de Contenidos

CAPÍTULO 1. Introducción	1
1.1. Introducción General	1
2.2. Marco Teórico	3
1.3. Sistemas Geotermales de Argentina	4
1.3.1. Ubicación y características geotérmicas de la zona de estudio	5
1.4. Objeto de estudio e hipótesis de trabajo	7
1.5. Objetivos	7
1.5.1. Objetivo general	7
1.5.2. Objetivos específicos	7
1.6. Relevancia	8
1.7. Organización del Texto de Tesis	8
CAPÍTULO 2. Antecedentes	11
2.1. Marco Geológico	11
2.1.1. Geología Regional: Sierras Pampeanas	11
2.1.2. Geología Local: Bolsón de Fiambalá	14
2.1.2.i. Sierra de Fiambalá	15
2.1.2.ii. Sierras de Narváez-Las Planchadas (extremo septentrional del Famatina)	16
2.1.2.iii. Región de la Puna Austral	17
2.1.2.iv. Relleno sedimentario del Bolsón de Fiambalá	19
2.2. Estudios hidrológicos-hidrogeológicos	21
2.3. Geotermalismo	25
2.4. Geofísica en la zona de estudio	25
CAPÍTULO 3. Metodología de estudio	27
3.1. Materiales: Introducción	27
3.1.1. Muestras de rocas	27
3.1.2. Muestreo de Aguas	30
3.2. Metodología: Introducción	32
3.2.1. Petrografía	32
3.2.2. Roca Total por Fluorescencia de Rayos X (FRX)	33

3.2.3. Difracción de Rayos X (DRX)	34
3.2.4. Microscopía electrónica de barrido-Espectrometría de Rayos X (SEM-EDS, por sus siglas en inglés).	36
3.2.5. Análisis de rutina in situ de aguas	38
3.2.6. Análisis químico de aguas	39
3.2.7. Análisis Isotópicos en agua	40
3.2.7.i. Isótopos estables $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$	40
3.2.7.ii. Isótopo radiogénico ^{222}Rn	41
CAPÍTULO 4. Análisis estructural del SGBF	44
4.1. Introducción	44
4.2. Antecedentes sobre las principales estructuras geológicas del SGBF	45
4.2.1. Nivel Regional	45
4.2.2. Nivel Local	46
4.4. Marco teórico y método de estudio del presente capítulo	47
4.5. Resultados	49
4.6. Discusiones y conclusión	55
CAPÍTULO 5. Mineralogía de arcillas de los depósitos neógenos del SGBF	57
5.1. Introducción	57
5.2. Marco Teórico y Método de Estudio	60
5.4. Resultados	64
5.4.1. Revisión de la composición mineralógica de las probables fuentes de los depósitos neógenos de la cuenca de Fiambalá	64
5.4.2. Análisis Petrográficos	65
5.4.3. Análisis por difracción de rayos X (DRX)	66
5.4.3.i. Mineralogía de roca total en muestras de grano fino	67
5.4.3.ii. Mineralogía de arcilla ($< 2 \mu\text{m}$)	67
5.4.4. Análisis SEM-EDS	70
5.4.4.i. Estudio textural	70
5.4.4.ii. Composición química de las esmectitas y el vidrio volcánico	74
5.5. Integración de resultados y discusiones	77
5.5.1. Análisis del origen de los minerales de arcilla presentes. Discriminación de fases detríticas y autigénicas.	77

5.5.2. Minerales de arcillas como indicadores paleoambientales	79
5.5.3. Registro de la historia paleotermal en los minerales de arcilla	82
5.6. Conclusiones de esta sección	85
CAPÍTULO 6. Geoquímica de las principales unidades litológicas del SGBF	87
6.1. Introducción	87
6.2. Características químicas de las rocas que componen las sierras que limitan el SGBF	88
6.3. Características geoquímicas de los afloramientos neógenos	91
6.4. Implicancias en la composición química de las aguas del SGBF	95
CAPÍTULO 7. Geoquímica de las aguas del SGBF	98
7.1. Introducción	98
7.2. Marco Teórico	99
7.2.1. Hidroquímica	99
7.2.2. Isotopía	100
7.2.2.i. Isótopos estables del agua	101
7.2.2.ii. Isótopo radiogénico ²²² Radón	102
7.2.3. Geotermómetros	103
7.2.3.i. Diagrama triangular Na-K-Mg	105
7.3. Resultados	106
7.3.1. Aguas Superficiales	106
7.3.1.i. Características físico-químicas	109
7.3.2. Aguas Subterráneas	114
7.3.2.ii. Características físico-químicas	115
7.3.3. Índices de saturación	126
7.3.4. Concentraciones isotópicas	128
7.3.4.i. Isótopos estables de δ ¹⁸ O y δ ² H	128
7.3.4.ii. Isótopo radioactivo Radón-222 (²²² Rn)	129
7.3.5. Cálculo de geotermómetros	131
7.4. Interpretaciones y Discusiones	133
7.4.1. Análisis de la composición química de las aguas del Bolsón de Fiambalá	133
7.4.1.i. Mezcla de aguas superficiales	133
7.4.1.ii. Análisis de las aguas a partir de diagramas bivariantes	136

7.4.1.iii. Análisis de las aguas a partir de las concentraciones isotópicas	142
7.6.5. Temperatura y profundidad probables de los acuíferos del SGBF	144
7.5. Integración y conclusiones de esta sección	148
CAPÍTULO 8. Modelo Conceptual del Sistema Geotermal del Bolsón de Fiambalá	150
8.1. Introducción	150
8.2. Marco teórico	151
8.3. Elementos del SGBF	153
8.4. Discusión del modelo conceptual del SGBF	155
8.4.1. Permeabilidad y zonas de recarga y descarga del SGBF	155
8.4.2. Fluido y reservorio geotérmico	157
8.4.3. Sello del sistema	160
8.4.4. Fuente de calor	160
8.5. Alcance del modelo del SGBF	162
CAPÍTULO 9. Clasificación del SGBF y conclusiones finales	164
9.1. Introducción	164
9.2. Tipos de sistemas geotérmicos	164
9.3. Conclusiones y clasificación del SGBF	166
Referencias	168
Enlaces Web	193
Anexos	194
Tablas	194
Figuras	207
Índice Remisivo	210

Índice de Tablas

Tabla 3.1. Ubicación de las muestras de rocas obtenidas en este trabajo con el detalle de los análisis llevados a cabo sobre ellas.	27
Tabla 3.2. Ubicación de las muestras de aguas obtenidas en este trabajo con el detalle de los análisis llevados a cabo sobre ellas.	31
Tabla 3.3: Referencias utilizadas para el análisis composicional de Illita y Esmectita mediante EDS.	38
Tabla 4.1. Datos estructurales de contactos litológicos (afloramientos neógenos y Sierra de Fiambalá).	51
Tabla 4.2. Datos estructurales de planos estratigráficos (Neógeno).	51
Tabla 4.3. Datos estructurales de diques y venillas (Sierra de Fiambalá).	52
Tabla 4.4. Datos estructurales de foliaciones metamórficas (Sierra de Fiambalá).	53
Tabla 4.5. Datos estructurales de fallas y pligüe sinclinal.	53
Tabla 5.1: Características principales de las unidades neógenas de la cuenca de Fiambalá.	58
Tabla 5.2. Proporciones de fases minerales en roca total identificadas a partir de DRX.	67
Tabla 5.3. Composición mineral en la fracción arcilla.	68
Tabla 5.4. Fórmulas estructurales para Sme y Ms/Ilt a partir de EDS.	72
Tabla 5.5. Composiciones representadas en óxidos de los vidrios volcánicos según EDS.	74
Tabla 5.6. Gradientes paleogeotermales de la cuenca de Fiambalá calculados a partir de los minerales de arcilla presentes en los depósitos neógenos que la componen.	84
Tabla 6.1. Datos representativos de elementos mayoritarios y trazas en roca total de los depósitos Neógenos de la cuenca de Fiambalá.	91
Tabla 7.1. Características físicas de las aguas superficiales del Bolsón de Fiambalá.	109
Tabla 7.2. Análisis químicos e isotópicos de las aguas superficiales del Bolsón de Fiambalá.	112
Tabla 7.3. Características físicas de las aguas subterráneas del Bolsón de Fiambalá: pozos de agua.	116
Tabla 7.4. Análisis químicos e isotópicos de las aguas subterráneas del Bolsón de Fiambalá: pozos de agua.	119
Tabla 7.5. Características físicas de las aguas subterráneas del Bolsón de Fiambalá: vertientes termales.	121
Tabla 7.6. Análisis químicos e isotópicos de las aguas subterráneas del Bolsón de Fiambalá: vertientes termales.	124

Tabla 7.7. Índices de saturación para las aguas superficiales y subterráneas del Sistema Geotermal del Bolsón de Fiambalá	127
Tabla 7.8. Concentraciones de ^{222}Rn en aguas superficiales y subterráneas del Bolsón de Fiambalá.	130
Tabla 7.9. Cálculo de geotermómetros para las aguas analizadas en esta tesis.	132
Tabla 7.10. Cálculo de geotermómetros para las aguas de pozos.	133
Tabla A.1. Factores de referencia (RIR y MIF) utilizados en la semicuantificación de los análisis DRX.	194
Tabla A.2. Lineamientos estructurales del Bolsón de Fiambalá determinados a partir de imagen con sombreado multidireccional.	195
Tabla A.3. Datos estructurales de foliaciones magmáticas del Granito Los Árboles.	197
Tabla A.4. Datos representativos en roca total de elementos mayoritarios y trazas de las rocas carboníferas de la sierra de Fiambalá de Dahlquist et al. (2010).	201
Tabla A.5. Geoquímica de roca total de las rocas de la Sierra de Fiambalá de DeBari (1994).	203
Tabla A.6. Ecuaciones de los geotermómetros utilizados en esta Tesis	206

ÍNDICE DE FIGURAS

- Figura 1.1.** Mapa de ubicación del área de estudio. 6
- Figura 2.1.** Marco geológico de la zona de estudio. **a.** Mapa geológico regional de las Sierras Pampeanas. **b.** Mapa geológico del Bolsón de Fiambalá. AC: Aconquija; Am: Ambato; An: Ancasti; BF: Bolsón de Fiambalá; Ca: Capillitas CC: Cumbres Calchaquies; Ch: Chepes; Ci: Cachi; CL: Cumbres de Luracatao; Co: Córdoba; Cp: Copacabana; Ct: Catamarca; Fa: Famatina; Fi: Fiambalá; LL: Los Llanos; Ma: Maz; Mo: Molinos; N-P: sierras de Narvárez-Las Planchadas; PP: Pie de Palo; Qu: Quilmes; SB: Sierra Brava; SL: San Luis; TN: Toro Negro; Ul: Ulapes; Um: Umango; Ve: Velasco; VF: Valle Fértil. VS: Vertiente Localidad de Saujil; VF: Vertiente Localidad de Fiambalá; VL: Vertiente Localidad de La Aguadita. A-A': sección transversal de la Figura 3.2.A. 18
- Figura 2.2. a.** Sección transversal esquemática del Bolsón de Fiambalá (ver Figura 2.1). BC: Sierra de Fiambalá; FS: Formación Suri; GN: Granitoide Narvárez; FAC: Formación Agua Colorada; FLC: Formación La Cuesta; FT: Formación Tambería; FG: Formación Guanchín; FP: Formación Punaschotter (Modificada de Rubiolo et al., 2009). **b.** Estratigrafía simplificada de la Cuenca de Fiambalá. Mrl: margas; fs: areniscas finas; mS: arenisca fina; mcg: microconglomerado; cgl: conglomerado. (Modificado de Carrapa et al., 2008). 21
- Figura 2.3.** Representación de las subcuencas de Guanchín o Chaschuil y Fiambalá o Aguas Negras con los accidentes, lugares y datos variados. Modificado de Gómez y Delle Chiaie (1972). 23
- Figura 2.4.** Corte geofísico-geológico 4-4' que atraviesa la localidad de Fiambalá. Modificado de Torres et al. (2013). 25
- Figura 2.5.** Representaciones gráficas de los resultados obtenidos a partir de tomografía telesísmica; a: trazos de las secciones transversales de estudio; b: sección transversal C de la Figura a. Los círculos a lo largo de las líneas de perfil en la Figura a están espaciados cada 100 km. Los datos de movimientos sísmicos fueron extraídos a una distancia de hasta 150 km en el perfil. SPMB: Cuerpo Magmático de la Puna Sur; SPB: Bloque de las Sierras Pampeanas. Modificado de Bianchi et al. (2013). 26
- Figura 3.1. a:** lineamiento que pone en contacto al granito carbonífero Los Árboles (LA) con la roca de caja en el área de las Termas de Fiambalá; **b,c:** vistas panorámicas del contacto intrusivo entre la facies porfírica del granito LA y la roca de caja; **d:** diques intruidos en el granito Los Árboles; **e:** foliación magmática en la facies porfírica del granito LA; **f:** deformación milonítica de la roca de caja. 29
- Figura 3.2. a, b, c:** Afloramientos de las formaciones Tambería, Guanchín y Punaschotter (o Rodados de la Puna, RDP), respectivamente. 29
- Figura 3.3.** Fotografías de las muestras de mano obtenidas de las unidades neógenas de la cuenca de Fiambalá. a: Fm. Tambería, fracción pelítica; b: Fm. Guanchín, fracción arenítica; c: matriz de la Fm. RDP; d: intraclasto pelítico de la Fm. RDP. 30

- Figura 3.4. a, b, c:** Muestreo de aguas superficiales y subterráneas para análisis químico e isotópico. 32
- Figura 3.5. a:** lavado químico (con peróxido de hidrógeno y ácido clorhídrico) de muestras sedimentarias; **b:** muestras agitadas mediante agitador magnético; **c:** secado al aire de muestras de arcilla de la fracción menor a 2 μm . 35
- Figura 3.6. a, b, c:** determinación in situ de parámetros físicos (temperatura, pH y conductividad eléctrica). 39
- Figura 3.7. a:** determinación in situ de gas radón en aguas superficiales; **b:** determinación in situ de gas radón en aguas subterráneas. 43
- Figura 4.1.** Niveles de despegue de los bloques del basamento de las Sierras Pampeanas. Tomado de Ramos et al. (2002). 46
- Figura 4.2. a.** Lineamientos determinados a partir de un mapa de sombras Multidireccional del Bolsón de Fiambalá. **b.** Diagrama de rosetas para los lineamientos estructurales obtenidos por imagen satelital. 50
- Figura 4.3. a.** Sector Oeste del Bolsón de Fiambalá. **b.** Sector Este del Bolsón de Fiamablá. En ambos casos se mapearon resultados representativos de los datos de campo relevados en esta tesis. **c.** Diagramas de rosetas obtenidos para los datos estructurales relevados en campo: 1. Contactos entre unidades sedimentarias neógenas; 2. Orientación de estratos sedimentarios; 3. Contactos intrusivos; 4. Orientación de diques; 5. Foliaciones metamórficas; 6. Orientación de fallas y eje de pliegue. 54
- Figura 5.1. a:** Sierras Pampeanas del NO de Argentina. El recuadro azul indica las unidades morfoestructurales que delimitan la cuenca de Fiambalá. **b:** Unidades morfoestructurales que limitan el área de estudio (el recuadro rojo indica el área de estudio). VS: Vertiente Saujil; VF: Vertiente Fiambalá; VLA: Vertiente La Aguadita. **c:** Mapa geológico del área de estudio: transecto del río Guanchín en la cuenca de Fiambalá (modificado de Safipour et al., 2015, y Deri et al., 2021c). Los círculos naranjas representan muestras de este estudio. Los círculos azules, gris y turquesa corresponden a la ubicación de las muestras de U-Pb en zircón. 60
- Figura 5.2.** Orígenes de los minerales de arcilla e información que pueden aportar en cada caso. Modificado de Hillier, 1995 61
- Figura 5.3.** Fotomicrografías representativas de **a:** limolita; **b:** arenisca; **c:** pelita; **d:** matriz del conglomerado. Op, granos opacos; Qz, cuarzo; LF, fragmento lítico; Bt, biotita; Pl, plagioclasa; Kfs, K-feldespato; Chl, clorita. Abreviaturas minerales siguiendo a Warr, 2021. 66
- Figura 5.4. a:** Ubicación de las muestras analizadas en la columna estratigráfica. **b:** Variación de las proporciones de las fases minerales, en roca total y en la fracción $<2 \mu\text{m}$, en relación a las unidades estratigráficas neógenas de la cuenca de Fiambalá. 69
- Figura 5.5.** Imágenes SEM de las muestras de arenisca (**a, b, c, d**) y de la toba (**e, f, g, h**); los puntos de color indican el número de espectro (ver Tablas 3 y 4). Abreviaturas minerales siguiendo a Warr, 2021. 71

- Figura 5.6. a:** Espectro 101 (Tabla 4) correspondiente a la composición química de la esmectita. **b:** Espectro 96 (Tabla 5) correspondiente a la composición química del vidrio volcánico; los espectros están señalados en la Figura 4.b. 72
- Figura 5.7.** Gráfico $^{VI}Al + Fe$ vs ^{VI}Mg para esmectitas que muestra los campos correspondientes a los caracteres Dioctaédrico, Trioctaédrico e Intermedio. Los microanálisis se obtuvieron mediante SEM-EDS (informado en la Tabla 5.4). 75
- Figura 5.8.** Relación entre la sumatoria de la intercapa con cada catión que la conforma. Los microanálisis se obtuvieron mediante SEM-EDS (informados en la Tabla 5.4). 75
- Figura 5.9. a:** Diagrama ternario de los principales cationes octaédricos que componen las esmectitas dioctaédricas analizadas (Güven, 1991). Los microanálisis se obtuvieron mediante SEM-EDS (informado en la Tabla 5.4). **b:** Gráfico ^{VI}Mg vs ^{IV}Al para las esmectitas analizadas mostrando los campos correspondientes a Montmorillonita y Beidelita. Los microanálisis se obtuvieron mediante SEM-EDS (informado en la Tabla 5.4). 76
- Figura 5.10.** Gráfico ternario de las proporciones, en óxidos de Fe, Al y Mg de los materiales analizados. Sm, esmectitas; Ms, muscovita; I/M, illita/muscovita; V.V., vidrio volcánico. 77
- Figura 6.1.** Diagramas de clasificación de rocas ígneas según la composición química. **a:** Diagrama de Na_2O+K_2O vs. SiO_2 (Wilson et al., 1989). **b:** Diagrama de Na_2O+K_2O-CaO vs SiO_2 (Frost et al. 2001). Modificados de Dahlquist et al., (2010) y Alasino et al., (2017). Los datos se reportan en la Tabla A.6 y A.7 del Anexo. 90
- Figura 6.2.** Diagrama de clasificación geoquímica de rocas sedimentarias propuesto por Herrón (1988). 93
- Figura 6.3.** Diagrama ternario (Co-Th-Zr/10) de discriminación de ambientes tectónicos según Bhatía y Cook (1986). Mp: Margen Pasivo; MCA: Margen Continental Activo; AIC: Arco de Isla Continental; AIO: Arco de Isla Oceánica. 94
- Figura 6.4.** Diagrama de flujo de agua subterránea y su evolución físico-química. (Tomado y modificado de Thót, 2000). 97
- Figura 7.1.** Mapa geológico del Bolsón de Fiambalá. *Modificado de Torres et al. (2013) y Rubiolo et al. (2003)*. Ríos Norte: AN, Aguas Negras; RG, Grande. Ríos Norte-Noreste: MZ, Mesada de Zárate; AC, Arroyo La Ciénaga; RA, Antinaco; G-T, Grande-Tatón. Ríos Centro: RM, Medanitos. Ríos Oeste: RC, Chaschuil. Ríos Sur: RT, La Troya; EP, El Puesto. Vertientes termales: VS, vertiente Saujil; VF, vertiente Fiambalá; VLA, vertiente La Aguadita. 108
- Figura 7.2.** Diagrama de Piper para las aguas superficiales. Los campos de colores representan los resultados de otros autores, los símbolos representan los datos propios. 114
- Figura 7.3.** Diagrama de Piper para las aguas subterráneas. Los campos de color verde-grisáceo representan la información otorgada por la SRHC (2010), mientras que el símbolo representa la muestra tomada en este trabajo. 118
- Figura 7.4.** Diagrama de Piper para las aguas termales del Bolsón de Fiambalá. Los campos de colores representan las muestras de Pesce y Miranda (2003), y los símbolos representan

las muestras tomadas en esta Tesis. VS, Vertiente Saujil; VF, Vertiente Fiambalá; VLA, Vertiente La Aguadita. 123

Figura 7.5. Índices de saturación (IS) para las aguas superficiales y subterráneas del SGBF con respecto a los minerales en equilibrio y sobresaturados. RC2: río Chaschuil (Oeste); RG: Río Grande (Norte); VLA: Vertiente La Aguadita; VS: Vertiente Saujil; VF: Vertiente Fiambalá; PRAM: Pozo La Ramadita. 126

Figura 7.6. Diagrama binario $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ donde se han representado las muestras de aguas superficiales y subterráneas del Bolsón de Fiambalá. Los campos de colores corresponden a concentraciones isotópicas publicadas por otros autores (Pesce y Miranda, 2003 y Ostera et al., 2005). Los símbolos representan las muestras tomadas en este trabajo. VS, vertiente Saujil; VF, vertiente Fiambalá; VLA, vertiente La Aguadita; PRAM, pozo de agua subterránea La Ramadita; N, ríos que drenan el Norte del bolsón (río Grande); O, ríos que drenan el Oeste del bolsón (río Chaschuil). La línea punteada representa la línea meteórica preliminar para los Andes centrales de la Provincia de Mendoza (LMM). La línea entrecortada representa la línea meteórica local para la provincia de Salta (LMS). VCB, muestra isotópica de nieve del volcán Cerro Blanco (Chiodi et al., 2019). 129

Figura 7.7. Concentraciones de ^{222}Rn para las aguas del Bolsón de Fiambalá. Los ríos y la vertiente Saujil presentan una sola medición. Las restantes aguas subterráneas presentan dos mediciones, una para el año 2019 y otra para el año 2020. 131

Figura 7.8. Diagrama ternario $\text{SO}_4^{2-}\text{-Cl}^-\text{-HCO}_3^-+\text{CO}_3^{2-}$ (modificado de Giggenbach, 1988) para la clasificación general de aguas de la zona de estudio de acuerdo a su origen. Las líneas punteadas indican posibles tendencias composicionales de mezcla de aguas entre los componentes identificados con círculos. 134

Figura 7.9. Relaciones de concentraciones (mg/L) de iones mayoritarios y minoritarios con respecto a la concentración de Cl^- (mg/L) en las aguas del Bolsón de Fiambalá. Las referencias se presentan en la figura. **a:** Na^+ vs. Cl^- ; **b:** K^+ vs. Cl^- ; **c:** Ca^{2+} vs. Cl^- ; **d:** $\log(\text{Mg})$ vs. Cl^- ; **e:** SO_4^{2-} vs. Cl^- ; **f:** HCO_3^- vs. Cl^- ; **g:** SiO_2 vs. Cl^- ; **h:** F^- vs. Cl^- . 137

Figura 7.10. Relaciones estequiométricas. **a:** Na^+ vs. Cl^- ; **b:** Ca^{2+} vs. HCO_3^- ; **c:** Ca^{2+} vs. SO_4^{2-} . 140

Figura 7.11. a: Diagrama binario $\log(\text{SiO}_2)$ vs. $\log(\text{K}^2/\text{Mg})$ (Giggenbach et al., 1994); **b:** Diagrama triangular $\text{Na-K-Mg}^{0.5}$ (Giggenbach, 1986). Se han representado las aguas termales muestreadas en esta Tesis y el pozo La Ramadita del SGBF. 146

Figura 8.2. Elementos del SGBF vistos en planta. MC: perfil representativo del modelo conceptual del SGBF de la Figura 8.2. Ríos Norte: AN, Aguas Negras; RG, Grande. Ríos Norte-Noreste: MZ, Mesada de Zárate; AC, Arroyo La Ciénaga; RA, Antinaco; G-T, Grande-Tatón. Ríos Centro: RM, Medanitos. Ríos Oeste: RC, Chaschuil. Ríos Sur: RT, La Troya; EP, El Puesto. Vertientes termales: VS, vertiente Saujil; VF, vertiente Fiambalá; VLA, vertiente La Aguadita. 154

Figura 8.2. Representación 2D del SGBF en la zona de la vertiente Fiambalá. 163

Figura A.1. Difractogramas obtenidos a partir del análisis de Difracción de Rayos X para las unidades neógenas de la cuenca de Fiambalá. **A.** Fracción <2µm. **B.** Roca total. Para más detalles ver Tablas 5.2 y 5.3, Capítulo 5. Anh, Anhidrita; Anl, analcima; Cal, calcita; Chl, clorita; Hem, hematita; Hul, heulandita; Ilt, illita; Kfs, k-feldespato; Kln, caolinita; Phyl, filosilicatos; Pl, plagioclasa; Qz, cuarzo; Sme, esmectita. Abreviaturas de minerales siguiendo a Warr, 2021 (a excepción de Phyl). 207

Figura A.2. Diagrama de clasificación TAS (Total Alkali Silica; Le Bas et al. 1986) para los vidrios volcánicos analizados en la muestra G3t (toba) y G2a (arenisca) de la Fm. Guanchín. 209

Nomenclatura Utilizada

Å	amstrongs	CaO	óxido de calcio
~	aproximado	CO₃²⁻	ión carbonato
°C	grados centígrados	CE	conductividad eléctrica
°C/km	grados centígrados por kilómetro	Chl	clorita
²H	isótopo de Hidrógeno-2	Cl⁻	ión cloruro
¹⁸O	isótopo de Oxígeno-18	Co	cobalto
²²²Rn	isótopo de Radón-222	Cr	cromo
AC	Arroyo La Ciénaga	C/S	clorita-esmectita
AFT	trazas de fisión de apatita	D	deuterio
AHe	Helio en Apatita	DEM	modelos digitales de elevación
Al	aluminio	Dol	dolomita
Al₂O₃	óxido de aluminio	DRX	Difracción de Rayos X
Amp	anfíbol	E	este
Anh	anhidrita	etc.	etcétera
Anl	analcima	F	flúor
A-P	pozos de agua de las zonas La Aguadita-El Puesto	F⁻	ión fluoruro
a.p.f.u.	átomos por fórmula unidad	Fe	hierro
aprox.	aproximadamente	Fe₂O₃	óxido férrico
Azi	azimut	FeO	óxido ferroso
Ba	bario	Fm.	Formación
Bq/m³	Bequerelios por metros cúbicos	FRX	Fluorescencia de Rayos X
Bt	biotita	granito LA	granito Los Árboles
Bz	buzamiento	G-T	río Grande-Tatón
Ca	calcio	HCO₃⁻	ión bicarbonato
Cal	calcita	Hem	hematita
Ca²⁺	ión calcio	Hul	heulandita
		Hf	hafmio
		Illt	illita

IS	índice de saturación	Na⁺	ión sodio
I/S	illita-esmectita	Na₂O	óxido de sodio
K	potasio	Nb	niobio
K⁺	ión potasio	NH₄⁺	ión amonio
Kfs	feldespatos potásicos	Ni	níquel
Kln	caolinita	NO₃⁻	ión nitrato
km	kilómetros	NO₂⁻	ión nitrito
K₂O	óxido de potasio	NOA	Noroeste Argentino
LMG	Línea Meteorica Global	P	fósforo
LMM	Línea Meteorica Mendoza	p.ej.	por ejemplo
log	logaritmo	pH	potencial de hidrógeno
m	metros	Phyl	filosilicatos
m³/s	metros cúbicos por segundo	Pl	plagioclasa
mg/L	miligramos por litro	P₂O₅	óxido fosfórico
Ma	millones de años	ppm	partes por millón
Mg	magnesio	PRAM	pozo de agua subterránea
Mg²⁺	ión magnesio		La Ramadita
MgO	óxido de magnesio	Qz	cuarzo
mm	milímetros	Rb	rubidio
mm/y	milímetros por año	RA	río Antinaco
Mn	manganeso	RC, RC-2	Río Chaschuil
MnO	óxido de manganeso	RDP	formación Rodados de la
Ms	muscovita		Puna o Punaschotter
M-S-F-A	pozos de las zonas de	RG-AN	Río Grande-Aguas Negras
	Medanitos, Saujil, Fiambalá y Anillaco	RIR-MIF	relaciones de índices de
m.s.n.m.	metros sobre el nivel del		intensidad
	mar	RT	río La Troya
MZ	río Mesada de Zárate	S	sur
N	norte	SEM-EDS	Microscopía electrónica de
Na	sodio		barrido-Espectrometría de Rayos X

SEV	Sondeo eléctrico vertical	UH3	Unidad Hidrogeológica 3
SGBF	Sistema Geotermal del Bolsón de Fiambalá	U₃₀₈	octóxido de triuranio
SGP	sistemas geotermales pasivos	U-Pb	edad uranio plomo
SGV	sistemas geotermales viables	V	vanadio
Si	sílice	VLA	Vertiente La Aguadita
SiO₂	óxido de silicio	VF	Vertiente Fiambalá
Sme	esmectita	VS	Vertiente Saujil
SO₄²⁻	ión sulfato	vs.	Versus
Sr	estroncio	Y	itrio
SRHC	Secretaría de Recursos Hídricos de la provincia de Catamarca	Zr	circonio
STD	sólidos totales disueltos	ZVS	Zona Volcánica Sur
T	temperatura	ZVC	Zona Volcánica Central
TFZ	trazas de fisión en zircones	ZD	circones detícticos
Th	torio	A	alfa
Ti	titanio	β	beta
TiO₂	óxido de titanio	δ	delta
UH1	Unidad Hidrogeológica 1	θ	theta
UH2	Unidad Hidrogeológica 2	μm	micrones
		μS/cm	microSiemens por centímetro
		Σ	sumatoria

CAPÍTULO 1. Introducción

1.1. Introducción General

En el mundo, el desarrollo de la energía geotérmica se ha incrementado en las últimas décadas, logrando hacia finales de 2022 una capacidad total instalada de generación de energía geotérmica de 16.127 MW (fines del año 2022), lo que se traduce en un incremento de 286 MW con respecto al año 2021 (Llamosa Ardilla, 2023). Este incremento se debe a las iniciativas que numerosos países están llevando a cabo para cumplir con el objetivo del Acuerdo de París 2015 de limitar el aumento de la temperatura media de la Tierra a 1,5 °C y lograr la neutralización del carbono para el año 2050. Adicionalmente, se está avanzando en las tecnologías de explotación que permiten el desarrollo de proyectos geotérmicos de media a baja entalpía (Moeck, 2014). En suma, por medio de estos factores, a la hora de pensar y generar una transición energética en pos de un desarrollo energético sustentable y amigable con el medio ambiente, la geotermia toma un importante protagonismo.

En América, existen numerosas plantas de generación de energía eléctrica a partir de la explotación geotérmica como Cerro Prieto en México, Geysers en E.E. U.U., Ahuachapán y Berlín en El Salvador, entre otros (Gutiérrez-Negrín y Quijano León, 2004; Martínez Henao, et al., 2018; Think Geoenergy, 2019). De la misma manera, existen proyectos en acción donde se utiliza el calor interno de la tierra de una manera directa, tanto en el aprovechamiento desde un punto de vista turístico y, cada vez más, como un recurso de calor en la producción de alimentos de diferente índole (invernaderos, pasteurización de alimentos, desecación de productos agrícolas, etc.) y climatización de espacios (Garzón Valencia, 1997; Pesce y Miranda, 2003; Minyety y García Santos, 2017; Lund y Toth, 2021; Rivera Delgado et al., 2021; Muñoz Morales et al., 2022).

En la mayoría de los casos, los sistemas geotérmicos con potencial para la energía eléctrica en América, están ubicados sobre el Cinturón de Fuego del Pacífico (o asociados a este), en donde tanto las características tectónicas como magmáticas propician el desarrollo de sistemas geotérmicos con recursos de media a alta entalpía (Gutiérrez-Negrín, 2019; Masum y Ali Akbar, 2019; Solís Salguero y Meneses Rioseco, 2020; Latelier et al., 2021).

En América del Sur, actualmente, la única planta de generación de energía eléctrica a partir de la explotación geotérmica en operación se encuentra en Chile. Esta planta tiene una capacidad total instalada de 48 MWe (Morata et al., 2021) y se ubica en el campo geotérmico Cerro Pabellón en la Región de Antofagasta. En Colombia, en el último año, empezó a operar una planta piloto de generación de energía eléctrica a partir de la descarga de fluidos de pozos de petróleo y gas mediante el uso del Ciclo Orgánico de Rankine (ORC, por sus siglas en inglés) (Céspedes et al., 2022).

En Argentina, entre los años 1988 y 1997, estuvo operativa la primera planta de generación de energía eléctrica de América del Sur, ubicada en el campo geotérmico Copahue, provincia de Neuquén. Era una central piloto que operaba mediante ciclo binario con una potencia de 67 kW nominales (González et al., 2019). Actualmente, el interés por la explotación y desarrollo de proyectos geotérmicos está puesto sobre determinadas zonas en el país, como la región de la Puna con una actividad volcánica reciente con recursos geotérmicos considerados, generalmente, de media a alta entalpía (Chiodi et al., 2020, Conde Serra y Johanis, 2021) y potencial adecuado para la generación de energía eléctrica.

Por otro lado, el estudio del potencial de sistemas geotérmicos en Argentina cuyas manifestaciones termales son consideradas de baja entalpía (que representarían temperaturas de reservorio inferiores a los 100 °C), son más escasos ya que sólo son aprovechados de manera directa, principalmente, para fines turísticos. Algunos ejemplos de estos sistemas se encuentran en el ámbito de las Sierras Pampeanas (por ejemplo las Termas de Santa Teresita en la provincia de La Rioja, o las Termas Quebrada de Hualfin y San Martín, en la provincia de Catamarca) donde, por lo general, se trata de aguas meteóricas que luego de infiltrarse y por circulación profunda favorecida por una alta permeabilidad secundaria (fallas regionales, principalmente), adquieren elevadas temperaturas por procesos conductivos (Chiodi et al., 2014; Leiva et al., 2017; Tálamo et al., 2017 y referencias allí citadas). Dentro de este grupo se encuentra el sistema geotermal del Bolsón de Fiambalá (SGBF), objeto de estudio de esta tesis que, sin poseer estudios de detalle, sólo ha sido caracterizado como un sistema de baja entalpía debido a que sus manifestaciones (aguas termales en las localidades de Saujil, Fiambalá y La Aguadita) poseen temperaturas por debajo de los 80 °C y son aprovechadas para fines recreativos (Pesce y Miranda, 2003).

2.2. Marco Teórico

Un sistema geotérmico puede definirse como cualquier entorno geológico desde donde se pueda extraer energía térmica de fluidos natural o artificialmente circulantes y, esta energía, pueda ser transportada hasta un punto de uso (Moeck, 2014). Al hablar de “cualquier entorno geológico”, es indudable que el desarrollo de los sistemas geotérmicos se puede presentar en diferentes configuraciones geológico-estructurales, donde también juegan un rol muy importante, la litología, circulación de fluidos, la distribución de la temperatura (tanto en profundidad como en forma lateral), la geoquímica tanto de los fluidos como de las rocas (Huenges, 2010; Moeck, 2014). Por este motivo es que la clasificación de los sistemas geotérmicos basada sólo en la temperatura de los fluidos que los conforman (es decir, clasificándolos como sistemas de baja, media o alta entalpía) no es suficiente para caracterizarlo.

El origen de las características geológicas de un sistema geotérmico dependerá de la geodinámica dominante de acuerdo a las diferentes configuraciones que se pueden presentar en los límites de las placas tectónicas y áreas más estables. Las zonas asociadas a límites de placas, como la generación de rifts oceánicos o continentales por expansión o en las zonas de arcos insulares o márgenes continentales relacionados a subducción, se consideran activas. En ellas se presentan áreas con flujo de calor de altas magnitudes que generan gradientes geotérmicos locales muy por encima del normal. En cambio, el estado térmico en entornos tectónicamente inactivos, con un comportamiento considerado estable como el que presentan las plataformas continentales, los flujos de calor corresponden a gradientes entre los 30 y 50 °C/Km de profundidad (Pesce y Miranda, 2003; Moeck, 2014).

Así mismo, los sistemas geotérmicos, por lo general, están dominados por un régimen de transferencia de calor por convección o conducción. Cuando se trata de un régimen por convección, el calor es transportado por el movimiento de material caliente. Globalmente, la convección conduce a una difusión anisótropa del calor, donde el movimiento del material caliente, mayormente, es controlado por la permeabilidad de la corteza (Huenges, 2010). Un sistema geotérmico dominado por convección se desarrolla en los márgenes de las placas tectónicas o en entornos de tectonismo y vulcanismo activo. Estos se denominan sistemas geotérmicos viables (SGV) o activos debido a que albergan recursos de alta entalpía y se caracterizan por las rápidas velocidades de flujo de fluidos (en comparación con las de los

recursos de baja temperatura) donde el control estructural juega un papel relevante al generar importantes vías de flujo en el sistema (Moeck, 2014).

En contraste, la conducción es el principal mecanismo de transporte de calor en la corteza continental. En este régimen, el calor se transfiere a través del material desde una zona más caliente a una zona más fría y la factibilidad e intensidad de la transferencia está relacionada con las propiedades térmicas del material (por ejemplo, de los minerales que constituyen una roca), es decir, su conductividad térmica. Como la corteza continental es bastante heterogénea, las conductividades térmicas no serán homogéneas debido a las superposiciones de capas con diferentes conductividades (Huenges, 2010). En este caso, los sistemas geotermales dominados por un régimen conductivo principalmente se encuentran ubicados en los entornos pasivos de las placas tectónicas, donde el tectonismo y el vulcanismo no es significativo. Debido a que no presentan flujo convectivo rápido de fluidos, sino que domina un sistema de flujo gravitatorio, se denominan sistemas geotermales pasivos (SGP) y, por lo general, albergan recursos de media o baja entalpía que pueden encontrarse a mayor profundidad (debido a que predomina un gradiente geotérmico promedio) que los sistemas dominados por convección (Moeck, 2014).

1.3. Sistemas Geotermales de Argentina

La posición geográfica de Argentina, asociada a una gran variedad de ambientes tectónicos, lleva a que presente recursos geotérmicos asociados tanto a regímenes convectivos como conductivos. De estos, los primeros (denominados sistemas geotermales viables, SGV), por lo general, contienen recursos de alta entalpía, por lo que son los que más han llamado la atención a lo largo de los años y, por ende, los más estudiados y mejor caracterizados hasta el momento.

En Argentina, los SGV (estudiados hasta ahora) se encuentran en zonas vinculadas a actividad volcánica activa o reciente, tanto en la Zona Volcánica Sur (ZVS, en la cordillera de los Andes), y hacia el NOA, en la Zona Volcánica Central (ZVC), en la Puna Central (Chiodi et al., 2020 y referencias allí citadas). En la ZVS hay instalada una región magmática en profundidad que se conecta parcialmente con niveles medios de la corteza donde, por encima, se encuentran los edificios volcánicos de la región. Debido a esto y, a la intensa

Introducción

actividad neotectónica, esta zona presenta un potencial geotérmico de importancia económica. Aquí se destaca el sistema geotérmico asociado al volcán Copahue (Provincia de Neuquén) por ser el mejor caracterizado en la actualidad, desde su geometría hasta, incluso, su potencial, ya que posee numerosos estudios geológicos, geomorfológicos, geoquímicos y geofísicos (p.ej., Melnick et al., 2006; Agosto et al., 2013; Mas y Mas, 2015; Agosto y Varekamp, 2016; Pechuan et al., 2020; Barcelona et al., 2021).

El geotermalismo del NOA, particularmente en la región de la Puna, estaría vinculado a la evolución de un arco volcánico de margen andino y a un proceso de delaminación cortical que modula el gradiente geotérmico a gran escala (p.ej., Kay y Mahlburg Kay, 1993; Bianchi et al., 2013). Dentro de este ámbito, se destacan los sistemas geotermales de Tuzgle y Tocomar, ubicados en una zona cuyo gradiente geotérmico local es de ~ 130 °C/km asociado a la actividad volcánica cuaternaria, caracterizado por temperaturas de reservorio próximas a los 200 °C (Giordano et al., 2016; Filipovich et al., 2022).

Los sistemas geotermales de tipo conductivos se encuentran principalmente asociados a cuencas sedimentarias profundas, como el sistema termal Paranense, en la Cuenca Chaco-Paraná o los acuíferos profundos con altas temperaturas de la Cuenca del Golfo y la Cuenca Austral.

1.3.1. Ubicación y características geotérmicas de la zona de estudio

El área de estudio, conocida como Bolsón de Fiambalá o Valle de Fiambalá, se encuentra ubicada en el sector suroeste de la Provincia de Catamarca (Figura 3.1), dentro del Departamento Tinogasta, cuya cabecera la constituye la ciudad homónima.

Territorialmente, la zona de estudio se sitúa entre los 27°45' y 28°30' de latitud sur y entre los 67° y 67°45' de longitud oeste. Al Norte se encuentra limitada por la sierra de San Buenaventura que la separa del departamento Antofagasta de la Sierra; hacia el Este, tiene como límite las líneas de cumbres de la Sierra de Fiambalá que la separa de las localidades de Belén y Pomán; al Sur con el límite interdistrital con la localidad de Tinogasta y por el Oeste con las sierras de Narvaez y de las Planchadas que la separan del valle de Chaschuil.

El Bolsón de Fiambalá dista a 320 km de la ciudad de San Fernando del Valle de Catamarca (capital de la provincia), desde donde se accede a través de la ruta nacional N° 38 que, a la altura de la localidad de Chumbicha, empalma con la ruta nacional N° 60 hasta la ciudad de

Tinogasta, a partir de allí se recorren 55 km hasta la ciudad de Fiambalá (esta ruta comunica también con la República de Chile, a través del Paso de San Francisco).

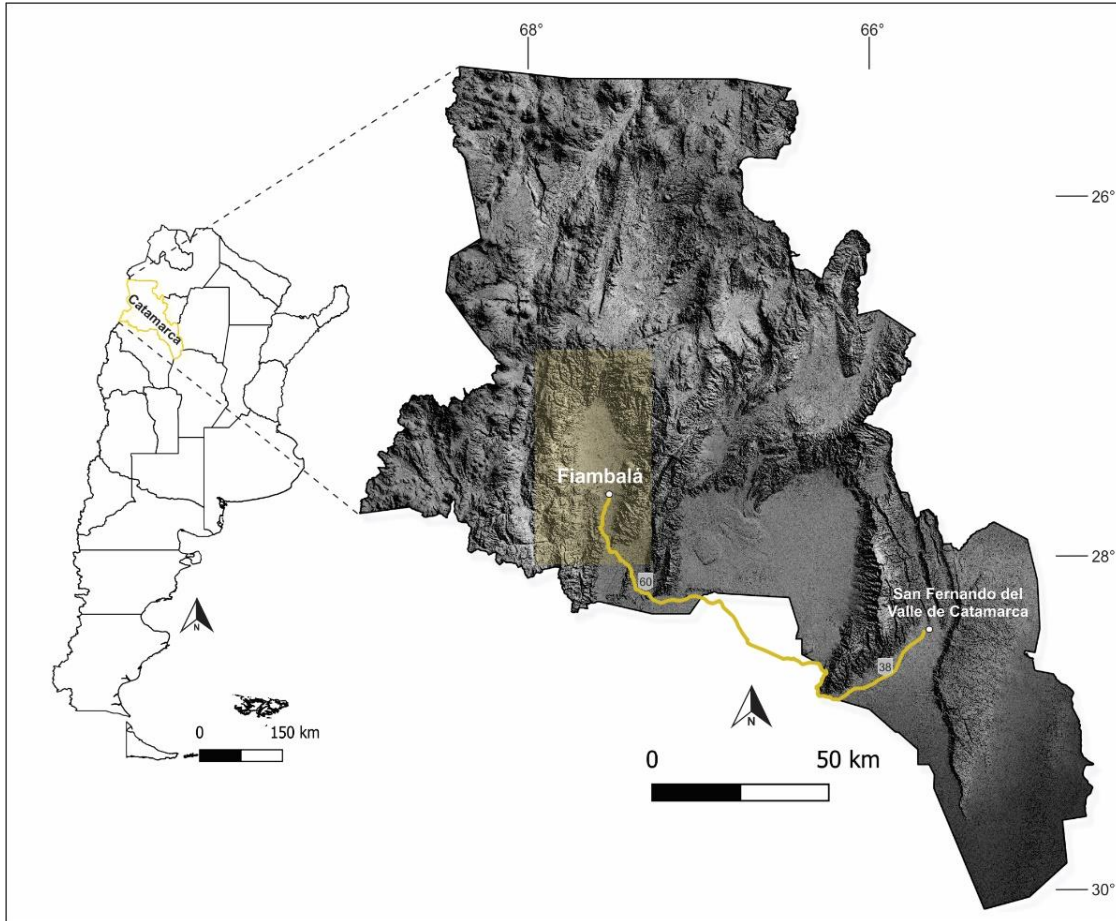


Figura 1.1. Mapa de ubicación del área de estudio.

Geológicamente, el Bolsón de Fiambalá se encuentra sobre la zona de transición de la subducción plana al Sur y la subducción normal chileno-pampeana al Norte, i.e., entre las Sierras Pampeanas Septentrionales y el sur del plateau de la Puna. Estructuralmente, la zona corresponde a una cuenca de antepaís fracturado cuyo arreglo estructural, principalmente, está asociado a fajas plegadas y corridas, de piel fina (hacia el Oeste del bolsón) y de piel gruesa (abarcando el basamento de las Sierras Pampeanas, representado por la Sierra de Fiambalá) hacia el Oeste (Jordan et al., 2001; Dávila y Astini, 2007; Carrapa et al., 2008; Hain et al., 2011; Pingel et al., 2013; Arnous et al., 2020).

En el Bolsón afloran aguas termales alineadas en sentido general N-S, en las localidades de Saujil, Fiambalá y La Aguadita, cuyas temperaturas en superficie no superan los 60° C, razón

Introducción

por la cual, ha sido clasificado como un sistema geotérmico de baja entalpía (Pesce y Miranda, 2003 y referencias allí citadas). Tal como ocurre en otras regiones del país, el sistema geotermal del Bolsón de Fiambalá (SGBF) sólo cuenta con estudios preliminares publicados en Pesca y Miranda (2003). Estos, corresponden a informes sobre hidroquímica e isótopos estables de los manantiales termales que datan de la década de los 40', 50 y, algunos pocos, de los 80'. Debido a las nuevas tecnologías, tanto en la exploración como en la explotación de los recursos geotérmicos, es necesario llevar a cabo nuevos estudios, de mayor detalle y multidisciplinarios, que permitan lograr una caracterización más profunda de los sistemas considerados de baja entalpía.

1.4. Objeto de estudio e hipótesis de trabajo

El presente trabajo de tesis se focaliza en el estudio geoquímico de las aguas termales del SGBF, y su relación-interacción con las diferentes litologías que forman parte del sistema como así también, con los rasgos estructurales que lo caracterizan.

Para este trabajo se plantea la hipótesis de que el SGBF, debido a su ubicación asociada a una cuenca de antepaís andina con presencia de un magmatismo registrado en profundidad y surgencias termales, puede presentar un gradiente geotérmico anómalo aprovechable como recurso energético.

1.5. Objetivos

1.5.1. Objetivo general

El objetivo general de la presente tesis es elaborar un modelo conceptual del sistema geotermal del bolsón de Fiambalá (SGBF). El mismo será, principalmente descriptivo y contendrá los principales elementos que conforman el sistema y sus características, de manera tal que se brinde una primera clasificación del SGBF.

1.5.2. Objetivos específicos

Los objetivos específicos son:

- Reconocer (en campo y mediante imágenes satelitales) las principales relaciones estructurales a escalas locales y regionales, en conjunto con las relaciones de contacto entre las principales unidades litológicas de la zona de estudio.
- Obtener una caracterización geoquímica de las principales unidades litológicas de la zona de estudio.
- Analizar a detalle las rocas sedimentarias neógenas de la cuenca de Fiambalá, principalmente, la mineralogía de arcilla, a fin reconocer su origen y relación con el SGBF.
- Caracterizar geoquímicamente las aguas del SGBF, haciendo énfasis en las aguas de las vertientes termales de las localidades de Saujil, Fiambalá y La Aguadita, clasificándolas desde un punto de vista químico e isotópico ($\delta^2\text{H}$, $\delta^{18}\text{O}$ y ^{222}Rn).
- Determinar las posibles zonas de recarga del SGBF y analizar la evolución de las aguas termales durante su circulación.
- Estudiar las relaciones entre los sistemas hídricos (superficial y subterráneo) y las características estructurales de la zona de estudio como así también, con las principales unidades litológicas de la zona.

1.6. Relevancia

La presente tesis constituye una actualización de lo conocido hasta ahora sobre el sistema geotermal del Bolsón de Fiambalá, brindando una base geoquímica-geológica-estructural para posteriores estudios a mayor detalle en un camino a reevaluar el potencial del recurso geotérmico asociado a zonas de subducción plana.

1.7. Organización del Texto de Tesis

El texto de esta tesis se organiza por capítulos. En cada uno se brinda breve introducción y marco teórico y/o método de estudio específico relacionados a la temática que se abordará, así como un análisis los resultados logrados a partir de la integración de la información obtenida de la bibliografía y la obtenida a partir del procesamiento de datos propios. A continuación, se presentan una breve descripción de cada capítulo.

Introducción

Capítulo 1. Introducción: corresponde a este capítulo de la tesis, donde se lleva a cabo una introducción al tema “Sistemas geotermales” desde un punto de vista teórico como así también, al estado del arte en la temática en Argentina. A partir de allí, se describe el problema a resolver y los objetivos que se plantean lograr con este trabajo de investigación.

Capítulo 2. Antecedentes: se desarrolla la geología local y general asociada al SGBF, como así también la información disponible hasta el momento, sobre la hidrología e hidrogeología, geofísica y geotermalismo de la zona de estudio.

Capítulo 3. Metodología de estudio: se presenta una descripción de los materiales objeto de estudio de esta tesis (rocas y aguas) que forman parte del SGBF y los métodos de análisis desde un punto de vista técnico. En cada capítulo siguiente a este, se desarrolla un breve marco teórico acerca de los métodos de estudio que se aplican.

Capítulo 4. Análisis estructural del SGBF: se definen las principales estructuras reconocidas en campo y a partir del análisis de imágenes satelitales, y sus posibles relaciones.

Capítulo 5. Mineralogía de arcillas de los depósitos neógenos del SGBF: se presenta información acerca de los resultados obtenidos a partir del análisis de la mineralogía de arcillas mediante petrografía, difracción de rayos X y microscopía de barrido electrónico y sus implicancias geológicas.

Capítulo 6. Geoquímica de las unidades litológicas del SGBF: se presenta una descripción geoquímica de las principales unidades litológicas del SGBF teniendo como base, principalmente, lo disponible en la bibliografía. Así mismo, se brinda una primera aproximación sobre las implicancias geoquímicas de las aguas que drenan el SGBF como consecuencia de la interacción agua-roca.

Capítulo 7. Geoquímica de las aguas del SGBF: se presentan los resultados obtenidos a partir del análisis químico e isotópico (isótopos de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ y ^{222}Rn) de las aguas superficiales y subterráneas del SGBF, la integración con la información disponible en la bibliografía y las

interpretaciones a las que se logró abordar. Así mismo, se calculan las posibles temperaturas en profundidad de las aguas de las vertientes termales.

Capítulo 8. Modelo conceptual del SGBF: se desarrolla la integración de los resultados obtenidos en los capítulos anteriores y se presenta un modelo conceptual preliminar del SGBF.

Capítulo 9. Clasificación del SGBF y conclusiones finales: se describen las características puntuales del SGBF y se propone una clasificación preliminar para el mismo.

CAPÍTULO 2. Antecedentes

2.1. Marco Geológico

2.1.1. Geología Regional: Sierras Pampeanas

Desde el Cámbrico hasta el presente, el margen occidental de Gondwana fue parte de un orógeno de acreción activo (Cawood, 2005) que experimentó múltiples episodios de deformación y magmatismo.

En el sector occidental andino, una oblicuidad variable de la convergencia relativa entre las placas y sitios locales de acreción de características oceánicas engrosadas (mesetas oceánicas, montes submarinos y crestas asísmicas) han determinado una fuerte segmentación del margen de subducción (James y Sacks, 1999; Gutscher et al., 2000; Lamb y Davis, 2003; Yáñez y Cembrano, 2004; Kay y Coira, 2009; Ramos V. A., 2009; Martinod et al., 2010). En particular, la subducción plana chileno-pampeana se ha vinculado a la zona de antepaís fracturada y a una expansión hacia el oriente del vulcanismo entre los 27°S y 33°S (Barazangi & Isacks, 1976; Jordan, y otros, 1983). Trabajos recientes basados en sismica muestran que las terminaciones norte (27°S) y sur (33°S) de la placa de Nazca son fuertemente abruptas y coinciden con los sitios de inicio de las crestas de Copiapó (inicialmente definida como línea de Pascua por Bonatti et al., 1977) y Juan Fernández (respectivamente) y, por lo tanto, ambas controladas por la colisión de estas crestas en forma simultánea (Contreras-Reyes y Carrizo, 2011; Mulcahy et al., 2014).

Las Sierras Pampeanas constituyen una unidad morfotectónica que aflora desde los 26° hasta los 33° de latitud sur (aprox. 900 km en sentido N-S y unos 400 km en sentido E-O, Figura 2.1.a). Constituyen parte del actual antepaís del orógeno Andino y su exposición y nivel de erosión están vinculados con la posición sub-horizontal del segmento de la placa de Nazca en el actual margen de subducción (Jordan et al., 1983; Isacks, 1988; Ramos et al., 2002). La forma y posición de la subducción de la placa de Nazca ha sido determinada observando las posiciones de los hipocentros de terremotos del manto dentro de la “zona de Wadati-Benioff” (Cahill y Isacks, 1992). Así, en la región de los Andes centrales, donde la subducción es profunda hay asociado vulcanismo, una meseta ancha y deformación de piel fina a piel gruesa, mientras que en la zona de flat-slab existe un arco magmático estrecho, donde la

deformación presenta un estilo de tectónica de bloques basculados, limitados en su flanco occidental por fallas inversas cenozoicas, que dan lugar a la formación de serranías orientadas en sentido N-S y separadas por depresiones o valles con rellenos de sedimentos del Neógeno y Cuaternario.

La evolución geológica de las Sierras Pampeanas, desde el Neoproterozoico a la actualidad, ha sido subdividida en cuatro Ciclos Orogénicos principales denominados: Pampeano, Famatiniano, Gondwánico y Andino (Pankhurst y Rapela, 1998).

El Orógeno Pampeano (en el lado Este de Argentina) está compuesto por una secuencia metasedimentaria (Formación Puncoviscana) del Ediacariano al Cámbrico temprano, cuya edad fue limitada por trazas de fósiles y edades U-Pb de tobas sin-sedimentarias y circones detríticos coetáneos con rocas volcánicas de arco y rocas graníticas que intruyen la secuencia (Durand y Aceñolaza, 1990; Escaloya et al. 1996, 2011; Casquet et al., 2018 y referencias allí citadas). En la parte sur del orógeno, en la latitud del segmento de subducción plana, las rocas magmáticas y metamórficas de alto grado del Cámbrico temprano se han considerado equivalentes de la corteza media de las rocas del sector norte, ya que muestran deformaciones coetáneas, magmatismo y el mismo patrón de circones detríticos que las rocas metasedimentarias (Rapela et al., 1998; Von Gosen y Prozzi, 2010; Iannizzotto et al., 2013). La etapa orogénica de este ciclo estaría vinculada con la aproximación y finalmente colisión de un fragmento litosférico, el "Terreno Pampeano" (o actualmente denominado MARA por Casquet et al., 2012), con el borde occidental del supercontinente de Gondwana (Rapela et al., 1998).

Siguiendo la orogenia pampeana cámbrica temprana, que marca el ensamblaje final del SO de Gondwana (552-520 Ma, Casquet et al., 2018), el siguiente episodio importante a lo largo del margen protoandino fue el magmatismo mayor del Ordovícico temprano (Orógeno Famatiniano), que se extiende desde Venezuela hasta el noreste de la Patagonia (Pankhurst et al., 2006; Chew et al., 2007; Alasino et al., 2016; García-Ramírez et al., 2017). En muchos lugares a lo largo del cinturón magmático hay evidencia de fuerte deformación ordovícica, metamorfismo y cizallamiento, por lo que el término Orógeno Famatiniano se ha invocado a menudo. En el ámbito de las Sierras Pampeanas, este ciclo se caracteriza por el desarrollo de un importante arco magmático principal, con un metamorfismo de baja presión sin-plutónico. Al este del arco principal, se reconoce la formación de un arco magmático interno,

Antecedentes

desarrollado sobre el antepaís pampeano y, entre ambos, la formación de una cuenca de retroarco, con magmatismo máfico-ultramáfico y metamorfismo de alto grado (Rapela et al., 1998). En el Ordovícico Superior-Silúrico Inferior se desarrollan importantes fajas de deformación milonítica de extensión regional (Larrovere et al., 2017 y referencias allí citadas). La evolución del ciclo Famatiniano estaría ligada a la aproximación oblicua y posterior anexión al borde continental del Terreno "Precordillera" (Astini et al., 1996) o Cuyania, una versión ampliada del terreno Precordillera (Ramos V. A., 2004; Van Staal et al., 2001, y referencias en el mismo). La Precordillera es un bloque tectónico enigmático formado por una gruesa plataforma carbonato-siliciclástica del Cámbrico Temprano al Ordovícico Medio que, supuestamente, se originó al sur de la plataforma de los Apalaches durante el Cámbrico Temprano, viajó como un bloque aislado y se amalgamó con Gondwana en el Ordovícico Medio a Tardío (p.ej., Astini et al. 1995; Thomas & Astini, 1996).

A partir del Carbonífero se inició un magmatismo de arco en el margen occidental de Gondwana (Llambías E., 1999) y se implantó un régimen tectónico distensivo en el antepaís pampeano, magmatismo anorogénico, peneplanización del basamento y depósitos marinos como los de la subcuenca de Río Blanco (en la región de Precordillera Occidental y Cordillera Frontal), como así también rellenos esencialmente continentales como el Grupo Paganzo (en la región del actual antepaís fragmentado) (López-Gamundi et al., 1994; Astini et al., 2011; Alasino et al. 2012).

Durante el amalgamamiento final de Pangea y el inicio de su fragmentación, el borde suroccidental de Gondwana fue afectado por un importante evento magmático caracterizado por el emplazamiento y extrusión de grandes volúmenes de rocas mayormente silíceas (Mpodozis y Kay, 1992; Llambías E., 1999; Kleiman y Japas, 2009; Rocher et al., 2015) que constituyen la provincia geológica Choiyoi. Este magmatismo fue emplazado con posterioridad (aunque en algunas regiones de manera parcialmente sincronica; cf. Kleiman y Japas, 2009) a la fase compresiva San Rafael que deformó las secuencias marino-transicionales del Carbonífero-Pérmico temprano de las cuencas de retroarco y del antepaís del Oeste de Argentina (Azcu y Caminos, 1987; Ramos V., 1988). Esta deformación fue interpretada como consecuencia de la somerización de la subducción de la placa Paleopacífica en el margen activo del suroeste de Gondwana (Kleiman y Japas, 2002, 2009; Martínez et al., 2006; Ramos y Folguera, 2009; Astini et al., 2009). Rapela y Llambías,

(1999) indican la conveniencia de utilizar el término Ciclo Gondwánico para reunir los eventos geológicos acaecidos a partir de la finalización del Ciclo Famatiniano (340-310 Ma) y hasta la apertura del Océano Atlántico Sur (127 Ma).

Durante el Triásico, el borde occidental de Gondwana comienza a experimentar un período de rift que se extiende hasta el Cretácico, culminando con una etapa compresiva que permanece hasta la actualidad (Ciclo Orogénico Andino). Esta última fase da lugar al alzamiento de las Sierras Pampeanas en el Eoceno-Mioceno Inferior (Ramos, 1999).

El Ciclo Andino generó una importante reestructuración del basamento de las Sierras Pampeanas, que fue elevado mediante la reactivación de antiguas fallas directas de dirección norte-sur, a través de sistemas de fallas inversas y paralelas de alto ángulo, generando una inversión tectónica configurada por bloques asimétricos alineados con vergencia occidental. Además, se desarrolló un sistema transtensivo subordinado con direcciones conjugadas NO y NE que controlaron morfoestructuras de segundo orden en el basamento (Heredia et al., 1999 y referencias allí citadas). La inclinación de alto ángulo ($> 45^\circ$) de las fallas, es considerada por Martino et al. (1995) como debida a un “apilamiento de bloques deformados con una inclinación decreciente hasta llegar a un bajo ángulo de corte en profundidad (30° a 40°)”. También a este ciclo se le atribuye la deformación en fajas plegadas y corridas de la Cordillera Frontal y Sierras Subandinas de piel gruesa y piel fina respectivamente. El ascenso tectónico de una parte del antiguo cinturón orogénico pericratónico, determinó un nuevo ciclo erosivo que degradó altos topográficos y rellenó valles, hasta alcanzar las geoformas actuales.

2.1.2. Geología Local: Bolsón de Fiambalá

El Bolsón de Fiambalá, ubicado al suroeste de la provincia de Catamarca, Argentina (entre 27° - 28° S y 68° - 67° O), es una cuenca intermontana enmarcada en la Provincia Geológica de las Sierras Pampeanas Occidentales, limitada por el extremo sur de la meseta de la Puna al Norte, la Sierra de Fiambalá al Este y las Sierras de Las Planchas-Narváez al Oeste (Figura 2.1.B).

La cuenca de Fiambalá se considera parte de una cuenca de antepaís única y continua que comenzó a formarse con la Orogenia Andina hace aproximadamente 20 Ma, con una extensión de 100 km a lo largo de los Andes Centrales del Sur incluyendo áreas en el norte de la Cordillera Oriental y sur de las Sierras Pampeanas (Carrapa et al., 2008, Goddar et al,

Antecedentes

2020). Entre 20-12 Ma, la fragmentación de esta gran cuenca habría comenzado debido al aplanamiento de la subducción de la placa de Nazca por debajo de la placa Sudamericana, y aproximadamente hacia los 6 Ma, debido a la canibalización de la gran cuenca de antepaís y su fragmentación como consecuencia de la instauración de fajas plegadas y corridas, se habría formado la cuenca de Fiambalá. Actualmente, la región se caracteriza por deformación de piel gruesa y piel fina con segmentación de la cuenca del antepaís contiguo en pequeñas cuencas asimétricas delimitadas por fallas inversas típicas del dominio actual de las Sierras Pampeanas (Jordan et al., 2001; Dávila y Astini, 2007; Carrapa et al., 2008; Hain et al., 2011; Pingel et al., 2013; Arnous et al., 2020).

2.1.2.i. Sierra de Fiambalá

La Sierra de Fiambalá (Figura 2.1.B) se elevó, principalmente, durante la tectónica andina desde el Mioceno al Holoceno por una falla inversa, profunda y de alto ángulo, a lo largo de su lado oriental que ocasionó que el basamento, compuesto predominantemente por rocas metamórficas del Cámbrico y Ordovícico (comúnmente milonitizadas) y rocas graníticas paleozoicas (DeBari, 1994; Grissom et al., 1998), se apoyara sobre los depósitos sedimentarios neógenos que componen la cuenta de Fiambalá. Dentro de la sierra hay dos bloques estructurales principales, denominados informalmente bloque norte y bloque sur (Grissom et al., 1998; Höckenreiner et al., 2003), separados entre sí por el plutón Los Árboles y una falla inversa de tendencia N-S en el lado noroeste del mismo. El mapeo de campo en conjunto con datos estructurales, metamórficos y geocronológicos de la Sierra de Fiambalá realizados por Grissom et al. (1998) permitió identificar tres eventos tectono-térmicos importantes: (1) intrusión, migmatización, deformación y metamorfismo en el Cámbrico temprano, (2) intrusión máfica, deformación y metamorfismo en el Cámbrico tardío al Ordovícico, y (3) recalentamiento, retroceso y emplazamiento de granitos post-tectónicos en el Carbonífero; y tres unidades estructural-estratigráficas: (1) gneis y migmatitas precámbricas en el lado este del bloque norte, (2) esquistos paleozoicos en el lado oeste del bloque norte y (3) rocas metasedimentarias del bloque sur.

En particular, durante el Carbonífero, se produjo la intrusión de varios granitoides post-orogénicos y epizonales en esta sierra: plutones Los Arboles (Plutón Los Ratones para (Grissom et al., 1998), Cuestanzune, La Florida, El Salto y Ayacucho (Grissom et al., 1991;

Page et al., 1992; Fogliata et al., 2005). Las modas minerales revelan una composición predominantemente de monzogranito, transicional a granodiorita para las rocas graníticas de la Sierra de Fiambalá (Dahlquist et al., 2010, 2013).

El plutón Los Árboles (el principal en relación de tamaño), es un granito metaluminoso tipo A (Dahlquist et al., 2010; Alasino et al., 2012; Dahlquist et al., 2018; y referencias allí citadas) con asociación de Amp-Bt que resultaron en una reelaboración dominante de material de la corteza en el retroarco (Dahlquist et al., 2013) y la mineralización de uranio asociado a un greissen rico en flúor relacionado al emplazamiento del plutón (Morello, 1990; Morello et al., 1996, 2011; Morello y Rubindtein, 2002). Los estudios de campo indican que este plutón está constituido por dos unidades (Hongn et al., 2010; y referencias allí citadas): (1) la “unidad occidental” (facies porfídica de Arros pide, 1985), que es una roca granodiorítica a monzogranítica, porfírica con fenocristales de microclino, típicamente presenta color naranja y se encuentra principalmente en la región occidental del plutón y (2) la “unidad del este” (facies equigranular de Arros pide, 1985) que intruye la primera (González Bonorino, 1972; Arros pide, 1985), es un monzogranito biotítico equigranular de grano grueso con variaciones porfídicas hacia el contacto con la unidad occidental, color blanco, reconocido en la región centro-noreste (Dahlquist et al., 2010).

2.1.2.ii. Sierras de Narváez-Las Planchadas (extremo septentrional del Famatina)

La unidad morfoestructural de la Sierra de Famatina, con rumbo general N-S, se extiende a lo largo de casi 400 km entre los 27° y 31° de latitud S, abarcando la provincia de La Rioja y parte sur de la provincia de Catamarca. Si bien esta región comparte una historia paleozoica superior-cenozoica con otras regiones a lo largo del antepaís andino difiere en su historia geológica temprana, caracterizada por potentes secuencias cambro-ordovícicas marinas con actividad magmática asociada reflejando niveles muy someros en este período. Esta unidad ha sido enmarcada dentro del antepaís fragmentado andino, donde el basamento participa de la deformación, desarrollándose sobre una faja de subducción de bajo ángulo. La Sierra de Famatina presenta elevaciones superiores a los 6000 m de altura por encima del nivel del mar. Constituye así una de las regiones con tasa de alzamiento más elevadas de la cadena andina central (Dávila y Astini, 2007, y referencias allí citadas).

Antecedentes

Las Sierras de Narv ez-Las Planchadas (Figura 2.2.B) corresponden a las estribaciones septentrionales de la sierra de Famatina, limitando el borde Oeste de la Cuenca de Fiambalá. En ellas afloran principalmente unidades meta-sedimentarias y magmáticas del Paleozoico. Las sucesiones de edad ordovícica est n representadas por registros volcánicos-sedimentarios, principalmente en la sierra de Las Planchadas, y granitoides que intruyen a reducidos depósitos volcánicos-sedimentarios con metamorfismo de bajo grado en la sierra de Narv ez. Contienen una graptofauna que permite ubicarlos en el Tremadociano temprano. Los depósitos volcánicos-sedimentarios en la sierra de Las Planchadas fueron incluidos en las formaciones Suri y Las Planchadas. En ellos se reconocieron restos de faunas del Arenigiano (graptolitos, trilobites, conodontes y braquiópodos) (Cisterna et al., 2010; Alasino et al., 2017, y referencias allí citadas).

2.1.2.iii. Región de la Puna Austral

La estructura de la Puna Austral (segmento comprendido entre los 25  y 27  S, Fig. 2.1.A) está caracterizada por fallas inversas cenozoicas de doble vergencia con rumbo general N que limitan las serranías que emergen del nivel de base hasta alcanzar altitudes generalmente superiores a 4.500 m.s.n.m. La principal fase de deformación, activa durante el Mioceno medio y Plioceno, estuvo dominada por corrimientos que produjeron acortamiento horizontal NO-SE y extensión subvertical. Fallas inversas produjeron la elevación de los altos topográficos en la región que ya habían empezado a exhumar desde el Paleógeno (Carrapa et al., 2008; Montero-López et al., 2010; y referencias allí citadas).

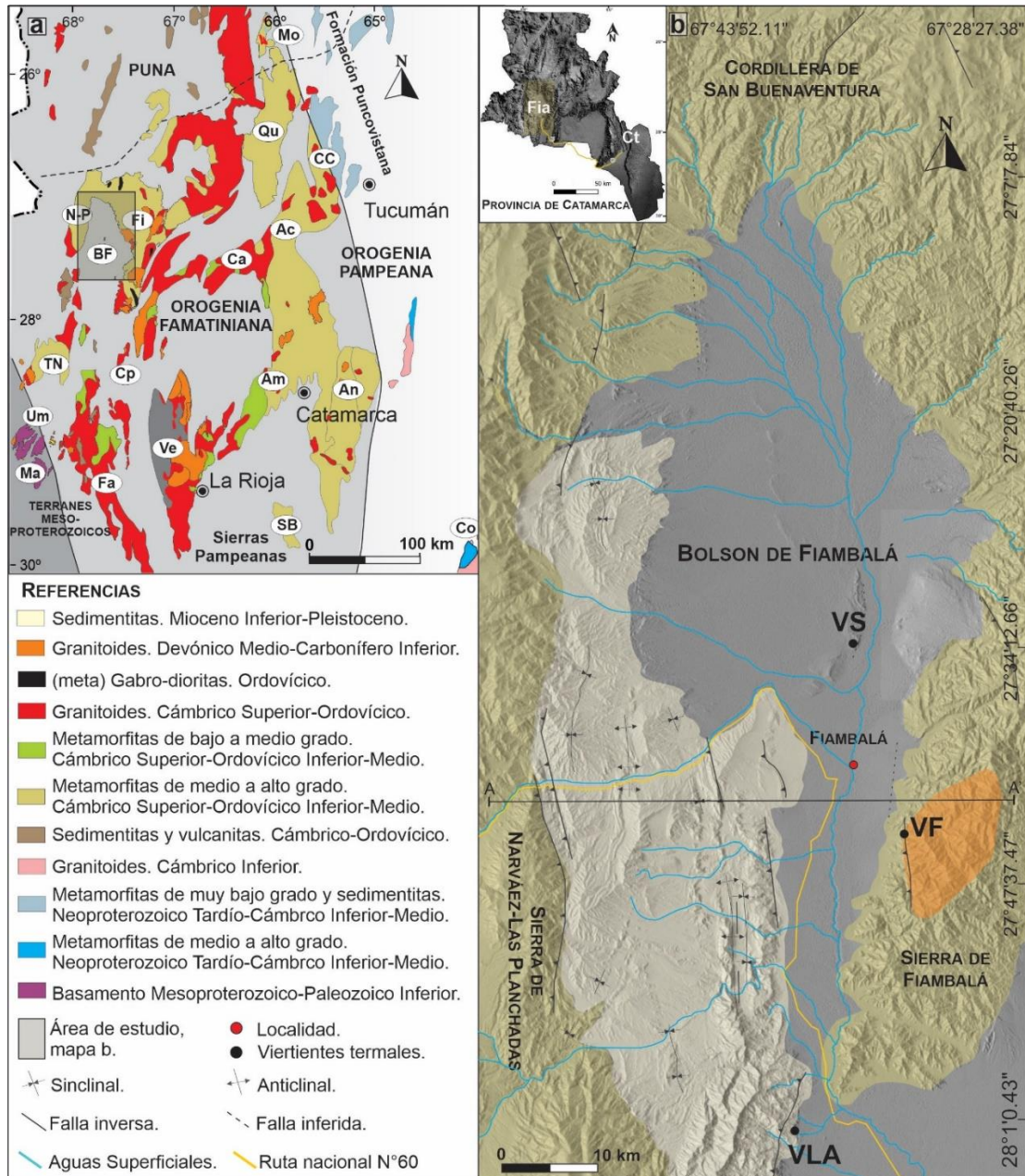


Figura 2.1. Marco geológico de la zona de estudio. **a.** Mapa geológico regional de las Sierras Pampeanas. **b.** Mapa geológico del Bolsón de Fiambalá. AC: Aconquija; Am: Ambato; An: Ancasti; BF: Bolsón de Fiambalá; Ca: Capillitas CC: Cumbres Calchaquíes; Ch: Chepes; Ci: Cachi; CL: Cumbres de Luracatao; Co: Córdoba; Cp: Copacabana; Ct: Catamarca; Fa: Famatina; Fi: Fiambalá; LL: Los Llanos; Ma: Maz; Mo: Molinos; N-P: sierras de Narváez-Las Planchadas; PP: Pie de Palo; Qu: Quilmes; SB: Sierra Brava; SL: San Luis; TN: Toro Negro; Ul: Ulapes; Um: Umango; Ve: Velasco; VF: Valle Fértil.VS: Vertiente Localidad de Saujil; VF: Vertiente Localidad de Fiambalá; VL: Vertiente Localidad de La Aguadita. A-A': sección transversal de la Figura 3.2.A.

Antecedentes

En esta región los primeros registros de actividad volcánica son del Eoceno tardío evidenciados por la presencia de delgadas capas piroclásticas intercaladas en depósitos sedimentarios en la región del salar de Antofalla. En el Mioceno se construyeron numerosos edificios volcánicos y se produjo la erupción de importantes volúmenes de ignimbritas de afinidad calcoalcalina con composiciones riolítica (principalmente) y andesítica. El volcanismo mioceno-cuaternalio está representado por centros monogenéticos máficos, muchos de los cuales se encuentran asociados a lineamientos transversales, ignimbritas riolíticas y rocas volcánicas de composición intermedia. El desarrollo de un volcanismo bimodal en este sector sur de la Puna, fue vinculado por diversos autores a un proceso de delaminación litosférica seguido de un evento de deformación extensional (Montero-López et al., 2010; y referencias allí citadas).

2.1.2.iv. Relleno sedimentario del Bolsón de Fiambalá

La cuenca de Fiambalá tiene una exposición de ~6,4 kilómetros de depósitos sinorogénicos neógenos dominados por ambientes fluviales coetáneos con depósitos volcánicos de tipo andesíticos-dacíticos. (Figura 2.3) (Carrapa et al., 2006; 2008; Deri et al., 2021). La estratigrafía del Neógeno (Fig. 2.2.B) se compone principalmente de tres unidades: (i) Formación Tambería (Mioceno superior), (ii) Formación Guanchín (Mioceno superior-Plioceno Inferior), (iii) Formación Punaschotter o Rodados de la Puna (Plioceno). Deri et al., (2021) propone un nuevo esquema estratigráfico de la secuencia neógena de la cuenca de Fiambalá y una posible correlación a escala regional. Así, propone que la Fm. Tambería se habría empezado a depositar ~23 Ma y la subdivide en 3 miembros informales. Un miembro inferior (equivalente a los miembros uno y dos de Turner, 1967 y al miembro A de Carrapa et al., 2008) posee un espesor de 1430 m, predominantemente arenoso con intercalaciones de conglomerados y pelitas, de un ambiente de interacción fluvio-eólico. Hacia los 16 Ma se habría empezado a depositar el miembro medio (equivalente al miembro cuatro de Turner, 1967 y al miembro B de Carrapa et al., 2008 y Safipour et al., 2015), con un espesor de 1135 m, es principalmente conglomerádico e interpretado como producto de sistemas fluviales entrelazados. A partir de los ~8,2 Ma comienza a depositarse el miembro superior (equivalente a los miembros cinco y seis de Turner 1967 y parte del miembro B de Carrapa et al., 2008 y Safipour et al., 2015). Presenta un espesor de 1070 m y está compuesto

por proporciones variables de depósitos areno-conglomerádicos y pelíticos de sistemas fluviales multicanalizados predominantemente arenosos, en menor medida conglomerádicos, con desarrollo de planicies de inundación areno-pelíticas, similares a los sistemas fluviales anastomosados. La Fm. Guanchín habría comenzado a depositarse hacia los 6 Ma y la subdivide en 2 miembros informales. El miembro inferior (incluye a los miembros uno a tres de Turner, 1967) tiene un espesor mínimo de 1060 m y está marcado por frecuentes niveles de toba que se intercalan con areniscas y corresponden a sistemas fluviales arenosos, pobremente canalizados. El miembro superior (incluye al cuarto y último miembro de Turner, 1967) tiene un espesor de 1170 m, es areno-conglomerádico con escasos niveles tobáceos, representando el desarrollo de sistemas fluviales multicanalizados permanentes, con canales arenosos y areno-conglomerádicos. La Fm. Rodados de la Puna (RDP) o Punaschotter habría comenzado a depositarse aprox. a los 1,8 Ma. Tiene un espesor de ~600 m (Carrapa et al., 2008) y consiste en una sucesión de conglomerados polimícticos clasto-soportados depositados como abanicos o bajada aluvial dominada por flujos fluidos.

2.1.2.iv.1. Geocronología de U-Pb y termocronología

La Formación Tambería ha sido datada en ~9.0 Ma con base a datos magnetoestratigráficos, en 5.9-5.7 Ma y 8-5,7 Ma a partir de trazas de fisión de apatita (AFT) en circones, considerando una temperatura máxima de entierro de aproximadamente 60°C para la sección superior de la formación; y una edad de 8.2 ± 0.3 Ma con el método U-Pb en circón (Carrapa et al., 2006, 2008; y referencias allí citadas). Con base en estudios de Helio en Apatita (AHe), se determinó una edad aproximada de 9.3 Ma para la Formación Tambería Inferior y aproximadamente 2.4 Ma para el miembro superior, considerando una temperatura mínima de entierro de 80°C (Safipour et al., 2015).

La Formación Guanchín fue datada mediante trazas de fisión de apatita en circones en 3.6 ± 0.8 Ma, 5.23 ± 0.30 Ma y, mediante el método de U-Pb en circones de muestras de tobas de la sección superior de la formación en 5.9 ± 0.2 Ma (Carrapa et al., 2006, 2008; y referencias allí citadas)

La Formación Punaschotter se ha datado en 3.77-3.69 Ma a partir del análisis de trazas de fisión de apatita en circones y en $3,7 \pm 0,1$ Ma mediante el análisis de U-Pb en circones de muestras de tobas (Carrapa et al., 2006, 2008; y referencias allí citadas).

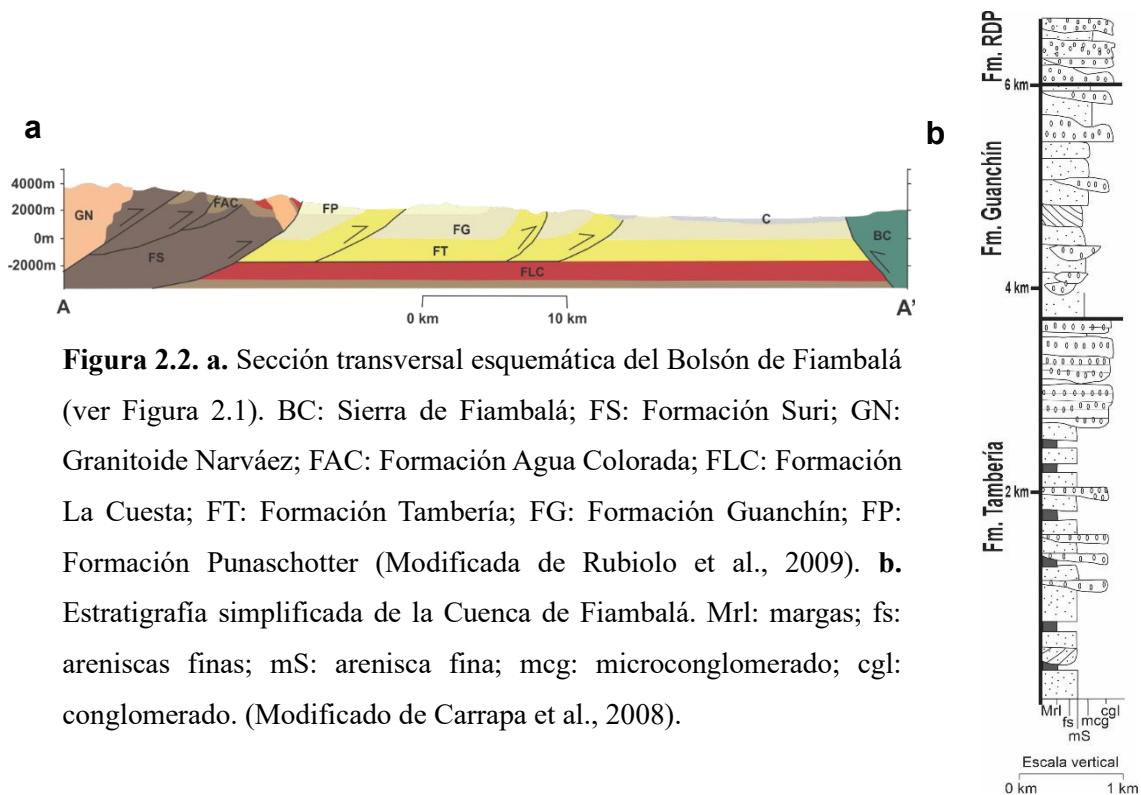


Figura 2.2. a. Sección transversal esquemática del Bolsón de Fiambalá (ver Figura 2.1). BC: Sierra de Fiambalá; FS: Formación Suri; GN: Granitoide Narvárez; FAC: Formación Agua Colorada; FLC: Formación La Cuesta; FT: Formación Tambería; FG: Formación Guanchín; FP: Formación Punaschotter (Modificada de Rubiolo et al., 2009). **b.** Estratigrafía simplificada de la Cuenca de Fiambalá. Mrl: margas; fs: areniscas finas; mS: arenisca fina; mcg: microconglomerado; cgl: conglomerado. (Modificado de Carrapa et al., 2008).

2.2. Estudios hidrológicos-hidrogeológicos

El bolsón de Fiambalá es de tipo semiendorreico, alimentado por la Cuenca del Río Abaucán. Esta cuenca es alimentada por dos ríos principales: Río Guanchín o Chaschuil y Río Grande-Aguas Negras (RG-AN). El Río Chaschuil es alimentado por las aguas de los Ríos Las Lozas (cuyas nacientes están ubicadas a más de 4000 m de altura en los picos Ojo del Salado, de las Lozas, Incahuasi, el Fraile, etc) y Cazadero (Gómez y Delle Chiale, 1972). Se estima que las aguas del Río Las Lozas son, principalmente, producto del deshielo. Se infiltra en la zona de Agua del Médano y surge nuevamente a unos 12-15 km donde, a corta distancia, pasa el río Cazadero, sin régimen permanente (Gómez y Delle Chiale, 1972). La unión de ambos conforma el Río Chaschuil o Río Guanchín, cuyo caudal medio anual de 1,21 m³/s (Paoli, 2002), y químicamente sus aguas se clasifican como mixtas-sódico-potásicas (Ostera et al., 2005; Ortiz et al., 2020). Posee una señal isotópica con tendencia a un enriquecimiento en isótopos pesados $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ por el alto grado de evaporación que se registra en el área, pero con un origen exclusivamente meteórico (Ostera et al., 2005). El RG-AN tiene sus nacientes en la Cordillera de San Buenaventura con diferentes brazos que drenan hacia el bolsón. Se

infiltra en algún sector del cauce, variando la zona considerablemente de acuerdo a la época del año, y vuelve a surgir al Norte de la localidad de Saujil. A partir de este punto se denomina Río Fiambalá o Saujil (Gómez y Delle Chiale, 1972). Químicamente, las aguas del RG-AN se clasifican como mixtas tanto desde el punto de vista aniónico como catiónico y, con respecto a la concentración de isótopos estables, este río también presenta una señal isotópica que indica alta evaporación (Ostera et al., 2005). El Río Fiambalá o Saujil (llamado Río Abaucán a partir de la localidad de Fiambalá); fluye de norte a sur, con un caudal medio anual de 2,54 m³/s (medido en el Río Abaucán; Paoli, 2002). Químicamente sus aguas son bicarbonatadas-sódico-potásicas (Ortiz et al., 2020). En la Figura 2.3 se representan los diferentes ríos que drenan el bolsón de Fiambalá en conjunto con las zonas de infiltración y surgencia.

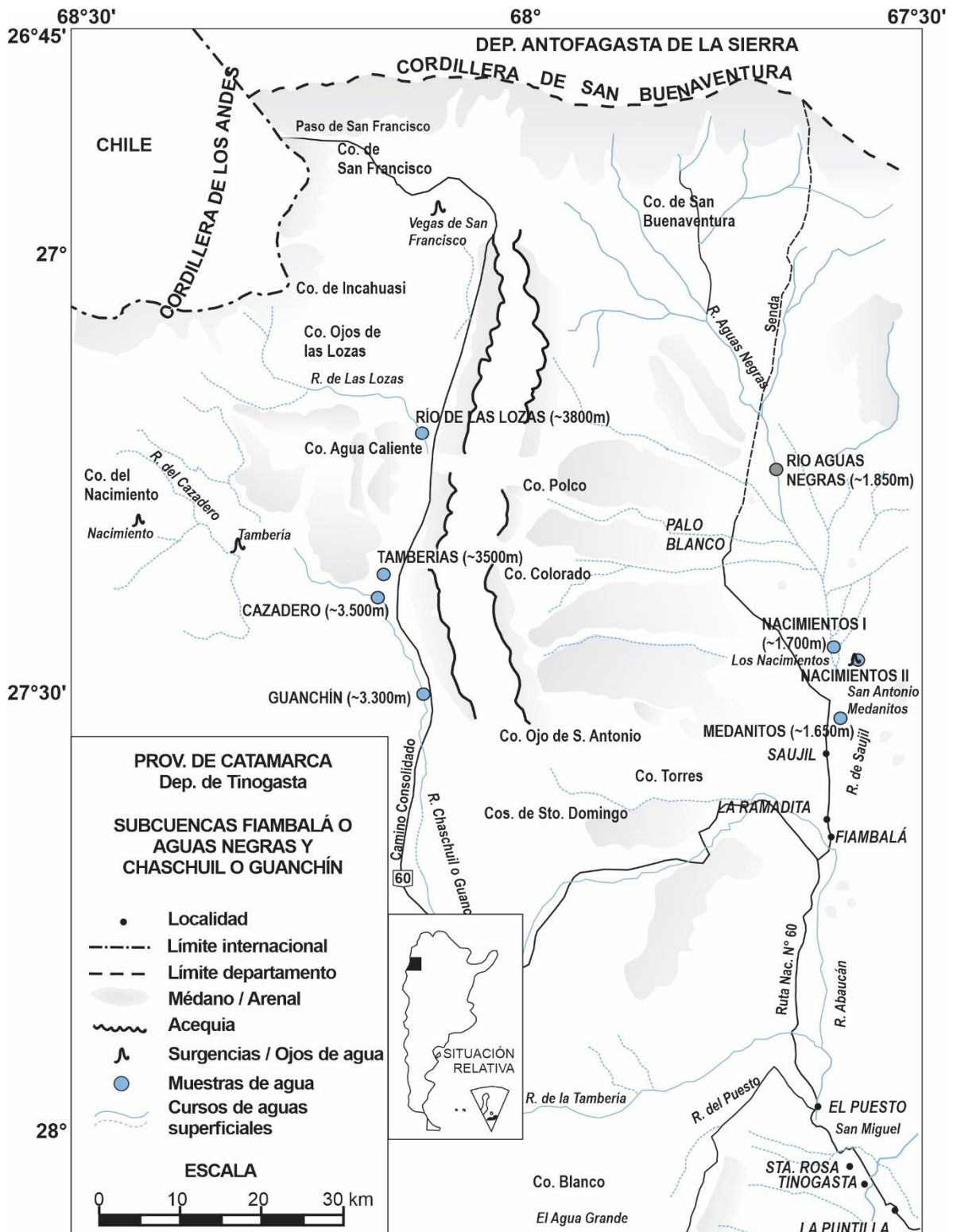


Figura 2.3. Representación de las subcuencas de Guanchín o Chaschuil y Fiambalá o Aguas Negras con los accidentes, lugares y datos variados. Modificado de Gómez y Delle Chiale (1972).

A partir de estudios geoelectricos realizados en el bolsón se determinaron tres unidades hidrogeológicas (Torres et al., 2013). Unidad Hidrogeológica 1 (UH1): se agrupan rocas ígneas y metamórficas precámbricas-carboníferas y reducidos afloramientos de rocas volcánicas terciarias. A esta unidad se la correlaciona con un basamento resistivo detectado con método geoelectrico a una profundidad mayor a 500 m en la zona de Medanitos, disminuyendo hacia el Sur. Presenta porosidad y permeabilidad secundaria debido a fallas y diaclasas donde el agua puede ser almacenada y circular. Unidad Hidrogeológica 2 (UH2): se agrupan rocas sedimentarias terciarias-cuaternarias inferior y se la correlaciona con un relleno conductivo que indica un paleorelieve irregular, aflorante-subaflorante al NE y SO de Saujil-Medanitos, con profundidades máximas de 360 m al N de Medanitos y S de Fiambalá. Contiene acuíferos de menor calidad y rendimiento a los contenidos en la UH3. Unidad Hidrogeológica 3 (UH3): se agrupan materiales sueltos (bloques, gravas, arena, limo-arcilla) cuaternarios y se la correlaciona con un relleno resistivo que contiene una zona superior no saturada y una inferior saturada. Este relleno presenta espesores máximos de 360 m hacia el N de Medanitos, aflora como escurrimiento superficial (Río Fiambalá) en la zona de Medanitos-Los Nacimientos. En Fiambalá, la UH3 presenta un espesor entre 220-260 m. La representación de un corte geofísico realizado por estos autores se puede ver en la Figura 2.4.

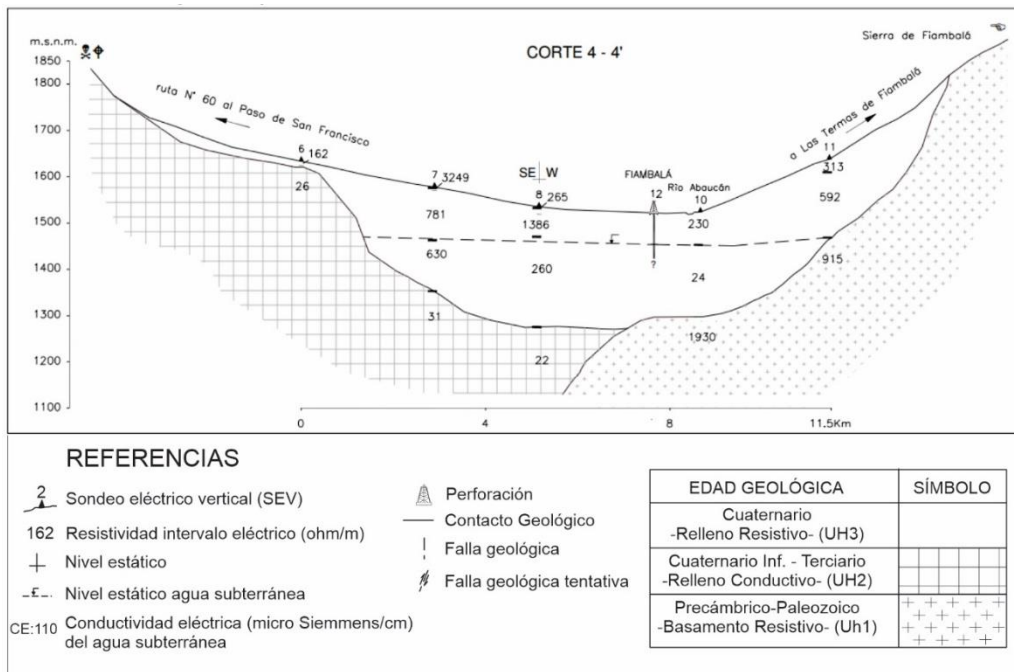


Figura 2.4. Corte geofísico-geológico 4-4' que atraviesa la localidad de Fiambalá. Modificado de Torres et al. (2013).

2.3. Geotermalismo

En el bolsón existen diferentes vertientes de aguas termales con temperaturas por encima de la media anual del área en la que se encuentran. En este sentido, de norte a sur (Fig. 3.1.B) se encuentran la vertiente de Saujil con temperaturas aproximadas a los 20°C, la vertiente de Fiambalá con temperaturas que oscilan entre 53° y 60°C, y la vertiente La Aguadita con temperaturas alrededor de los 30°C. Químicamente, las vertientes de Saujil y La Aguadita se clasificaron como sulfatadas-cloruradas y la vertiente de Fiambalá como sulfatada-bicarbonatada (Pesce y Miranda, 2003). En conjunto, las aguas superficiales y las vertientes, conforman el Sistema Geotermal del Bolsón de Fiambalá (SGBF), clasificado como un recurso de media a baja temperatura (Pesce y Miranda, 2003). Según Tálamo et al. (2017), las manifestaciones termales en el oeste de Catamarca podrían estar vinculadas a una geología que tuvo una intensa actividad volcánica durante el Neógeno, incluso hasta tiempos cuaternarios que, asociada a particulares situaciones estructurales (como fallas regionales, neotectónica), pueden explicar las manifestaciones termales en esta zona.

2.4. Geofísica en la zona de estudio

Estudios de imágenes tomográficas sísmicas (Bianchi et al., 2013) han permitido identificar que existe una buena correlación entre la distribución de anomalías de baja velocidad sísmica y la posición de los centros volcánicos jóvenes en la región de la meseta de la Puna. Particularmente, el sector de la meseta de la Puna Sur sería relativamente caliente en comparación a la parte norte, como sugirieron Whitman et al. (1992, 1966) y Heit et al. (2008) debido al efecto térmico producido por la presencia de un cuerpo cortical caliente a 35 km aproximadamente de profundidad en la región. Este cuerpo, denominado por Bianchi et al. (2013) como Cuerpo Magmático del Sur de la Puna (SPMB por sus siglas en inglés), fue delimitado a partir de su respuesta sísmica de baja velocidad contrastante con anomalías de alta velocidad circundantes (correspondientes a una corteza gruesa como bloques en la región de la Caldera del Cerro Galán), concentrándose, principalmente, en los 27°S y 67°O,

extendiéndose entre el volcán Cerro Peinado, la caldera Cerro Blanco, Farallón Negro al Este y la cuenca de Fiambalá hacia el Sur.

De la misma forma, se detectó que existe una clara anomalía de baja velocidad en la corteza donde se encuentran los centros volcánicos potencialmente activos Ojos del Salado y Tres Cruces.

Así, se puede observar que, el lineamiento Ojos del Salado-Tres Cruces-San Buenaventura, próximo al Bolsón de Fiambalá (región con aguas termales y actividad hidrotermal) coinciden con zonas de actividad magmática en profundidad evidenciados por respuestas sísmicas anómalas de baja velocidad sísmica (Figura 2.5; Bianchi et al., 2013).

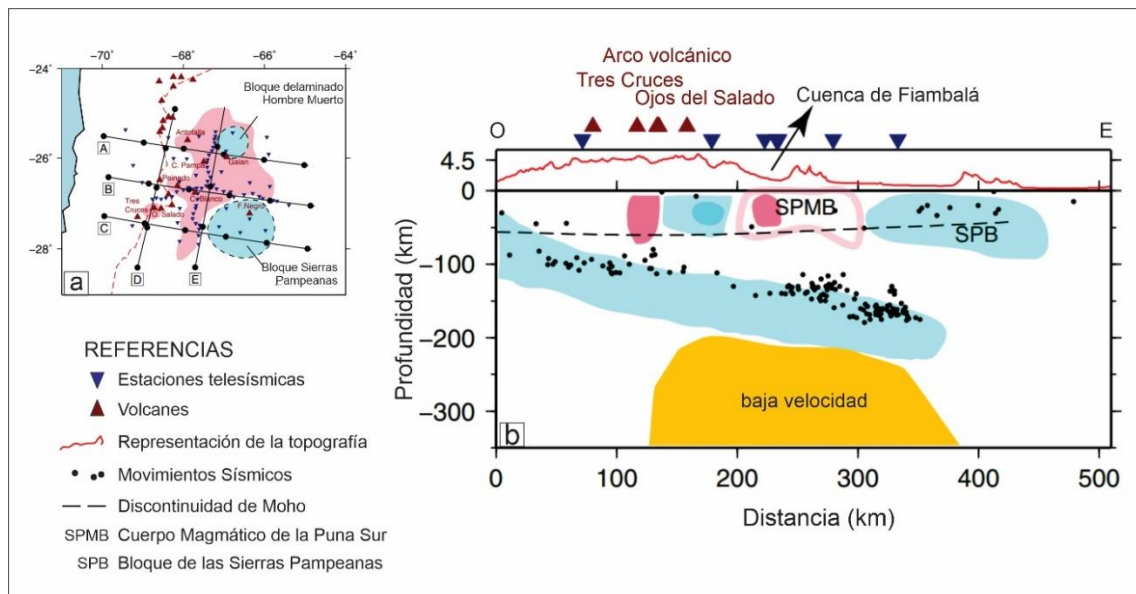


Figura 2.5. Representaciones gráficas de los resultados obtenidos a partir de tomografía telesísmica; a: trazos de las secciones transversales de estudio; b: sección transversal C de la Figura a. Los círculos a lo largo de las líneas de perfil en la Figura están espaciados cada 100 km. Los datos de movimientos sísmicos fueron extraídos a una distancia de hasta 150 km en el perfil. SPMB: Cuerpo Magmático de la Puna Sur; SPB: Bloque de las Sierras Pampeanas. Modificado de Bianchi et al. (2013).

CAPÍTULO 3. Metodología de estudio

3.1. Materiales: Introducción

En esta sección del capítulo se lleva a cabo una breve descripción de las principales características de las muestras utilizadas para el desarrollo de este trabajo de tesis. Ellas son: tipo de muestra, obtención, ubicación y propósito de uso.

3.1.1. Muestras de rocas

Se realizó un muestreo de los depósitos sedimentarios neógenos de la cuenca de Fiambalá (Tabla 3.1) y el levantamiento de datos estructurales tanto en la cuenca como en la sierra homónima con el fin de buscar si existen indicadores térmicos que pudieran estar relacionados con el SGBF y de esta manera determinar la influencia del factor litológico en la química y evolución de los fluidos termales, así mismo, determinar la influencia de las estructuras de la zona de estudio en sistema.

Tabla 3.1. Ubicación de las muestras de rocas obtenidas en este trabajo con el detalle de los análisis llevados a cabo sobre ellas.

Unidad Geológica	Muestra	Latitud (S)	Longitud (O)	Petrografía	FRX	DRX	SEM-EDS
Formación RDP o Punaschotter	P3p	27°37'28.34"	67°42'57.71"	X	X	X	
	P3m			X	X		
	P1p	27°37'31.95"	67°43'01.72"			X	
Formación Guanchín	G4p ₁	27°36'46.61"	67°42'26.06"	X		X	
	G4p	27°36'40.88"	67°42'24.19"	X		X	
	G3t	27°38'9.38"	67°41'23.97"			X	X
	G2p	27°38'6.85"	67°41'20.50"	X	X	X	X
	G2a			X	X		
	G1p	27°38'06.25"	67°41'19.23"			X	
	G1a			X			
	G6p	27°41'12.15"	67°47'53.12"			X	
	G7p	27°40'47.72"	67°46'43.19"	X		X	

	T8p	27°40'00.94"	67°45'53.27"	X		X
Formación Tambería	T5p	27°42'06.20"	67°52'01.05"	X	X	X
	T5a			X		
	T6p	27°42'02.86"	67°51'26.03"	X	X	X

El trabajo en la Sierra de Fiambalá se realizó durante una campaña entre enero/febrero de 2018. Se realizó el levantamiento de datos estructurales (foliaciones, fallas, diaclasas) y de relaciones de contacto entre unidades litológicas (roca de caja y el granito carbonífero Los Árboles) (Figura 3.1).



Metodología de estudio

Figura 3.1. **a:** lineamiento que pone en contacto al granito carbonífero Los Árboles (LA) con la roca de caja en el área de las Termas de Fiambalá; **b,c:** vistas panorámicas del contacto intrusivo entre la facies porfírica del granito LA y la roca de caja; **d:** diques intruidos en el granito Los Árboles; **e:** foliación magmática en la facies porfírica del granito LA; **f:** deformación milonítica de la roca de caja.

El muestreo en la zona de la cuenca de Fiambalá se realizó durante una campaña en septiembre de 2018. Se muestrearon rocas sedimentarias de edad neógena aflorantes (Figuras 3.2.a, b, c) a lo largo de la traza de la Ruta Nacional 60 que comunica el Valle de Fiambalá con el Paso Internacional San Francisco. Se trató de obtener una muestra representativa de cada granulometría presente en cada punto de muestreo (Figuras 3.2.d, e, f, g). A las muestras recolectadas se les realizaron análisis petrográfico, roca total, difracción de rayos X y SEM-EDS.



Figura 3.2. **a, b, c:** Afloramientos de las formaciones Tambería, Guanchín y Punaschotter (o Rodados de la Puna, RDP), respectivamente.

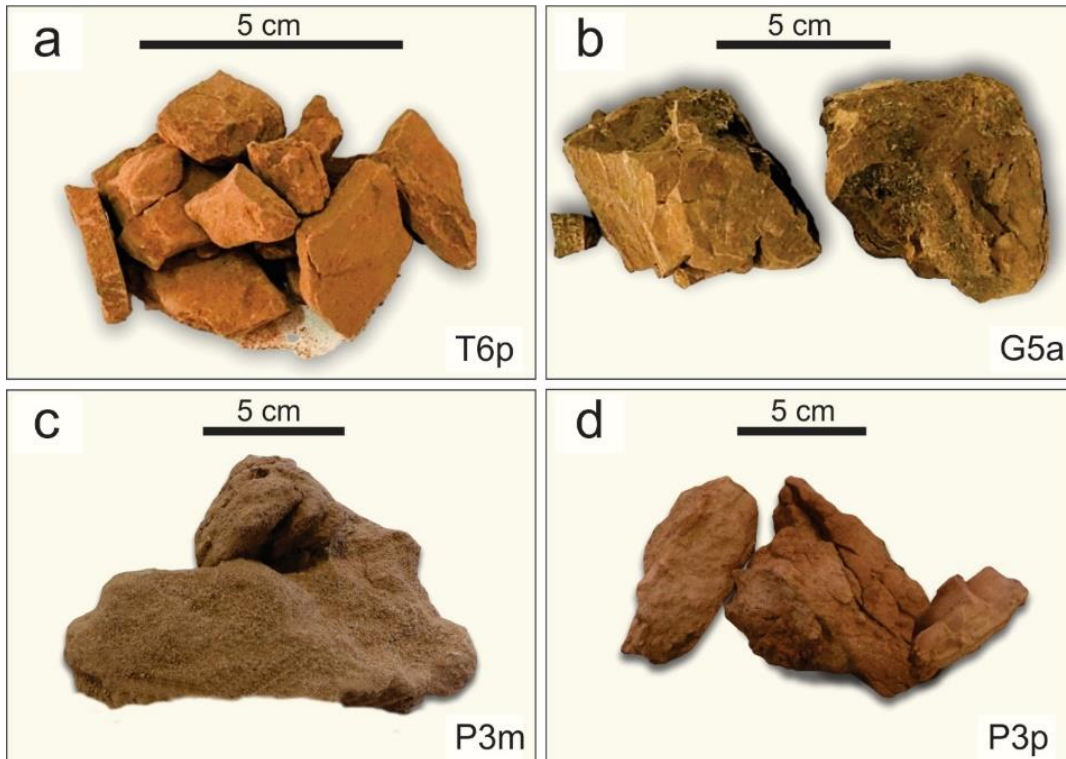


Figura 3.3. Fotografías de las muestras de mano obtenidas de las unidades neógenas de la cuenca de Fiambalá. a: Fm. Tambería, fracción pelítica; b: Fm. Guanchín, fracción arenítica; c: matriz de la Fm. RDP; d: intraclasto pelítico de la Fm. RDP.

3.1.2. Muestreo de Aguas

A fin de caracterizar química e isotópicamente las aguas del Bolsón de Fiambalá, se llevó a cabo un muestreo de aguas superficiales y subterráneas (vertientes termales y de un pozo de agua para consumo) en la zona de estudio.

El muestreo se llevó a cabo durante dos campañas en el mes de febrero del año 2019 y 2020. Se obtuvieron muestras en el Río Grande-Aguas Negras (RG) y en el Río Chaschuil (RC2), en las vertientes de las localidades de Saujil (VS), Fiambalá (VF) y La Aguadita (VLA), y en un pozo de agua denominado La Ramadita (PRAM) en la localidad de Fiambalá. La localización de cada punto de muestreo fue registrada con GPS (Tabla 3.2).

Tabla 3.2. Ubicación de las muestras de aguas obtenidas en este trabajo con el detalle de los análisis llevados a cabo sobre ellas.

Tipo	Ubicación	Muestra	Latitud (S)	Longitud (O)	Química 2019	¹⁸ O y ² H 2019	² H 2020	²²² Rn 2019	²²² Rn 2020
Aguas superficiales	Río Chaschuil	RC2	27°42'11.1"	67°52'36.6"	X	X	X	X	
	Río Grande	RG	27°11'27.4"	67°44'21.1"	X	X	X	X	
Pozo de agua	La Ramadita	PRAM	27°40'01.1"	67°37'03.3"	X	X	X	X	
	Saujil	VS	27°34'08.2"	67°37'15.3"	X	X	X	X	
Vertientes termales	Fiambalá	VF	27°44'33.2"	67°32'55.3"	X	X	X	X	X
	La Aguadita	VLA	28°01'49.11"	67°40'03.3"	X	X	X	X	X

El proceso de muestreo consistió en el lavado previo de cada envase (tres enjuagues por envase) con el agua a muestrear en el sitio seleccionado. De esta manera, se extrajeron un (1) litro de agua de cada punto para análisis químico, cien (100) mililitros de agua en cada punto para análisis de la concentración de los isótopos estables $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ (en este caso, los envases plásticos constan de tapas y contratapas para evitar el fraccionamiento isotópico de las muestras) (Figuras 3.4.a, b). Así mismo, in situ, en cada punto de muestreo se llevaron a cabo análisis de rutina para la determinación de los parámetros físico-químicos (temperatura, T; conductividad eléctrica; CE, grado de acidez o alcalinidad del agua, pH; Baird, et al., 2012) y mediciones de concentración de ²²²Rn, colectando el agua en botellas de vidrio de docientos (250) mililitros (Figuras 3.4.c).

Es importante aclarar que, debido a la pandemia a causa del COVID-19, no se pudo realizar el análisis químico de las muestras obtenidas en la segunda campaña.

Todos los datos obtenidos, sumados al día y hora de muestreo, se registraron en planillas confeccionadas para tal fin.

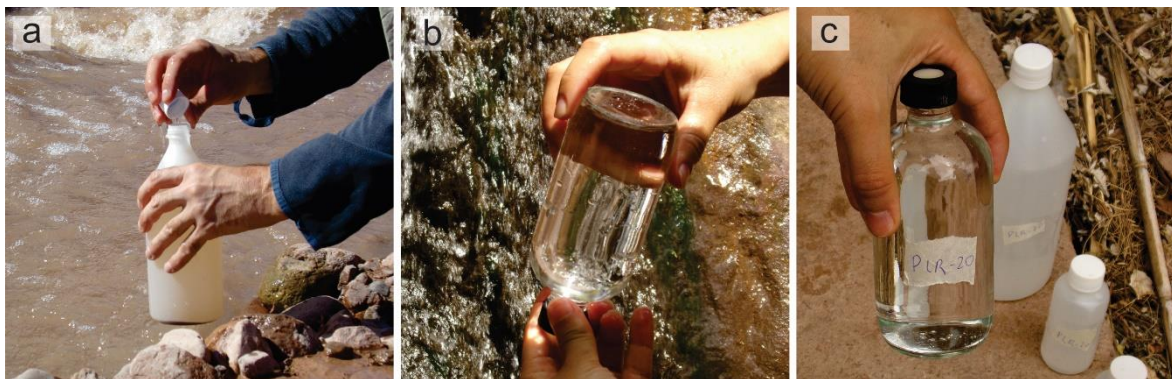


Figura 3.4. a, b, c: Muestreo de aguas superficiales y subterráneas para análisis químico e isotópico.

3.2. Metodología: Introducción

En esta sección del capítulo se brinda una descripción general (desde un punto de vista técnico) de los métodos analíticos aplicados para el desarrollo de este trabajo de tesis. Empezando por los análisis de las muestras de rocas (petrografía, roca total, DRX, SEM-EDS) y continuando por los análisis llevados a cabo en las aguas del Bolsón de Fiambalá (análisis de rutina in situ, análisis químicos, análisis de isótopos estables de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ y del isótopo radiogénico ^{222}Rn).

3.2.1. Petrografía

La petrografía forma parte de los estudios petrológicos que permiten la descripción y clasificación de las rocas mediante la observación microscópica de láminas delgadas obtenidas a partir de muestras de rocas. Por medio de un microscopio petrográfico es posible clasificar la textura y composición mineralógica de las rocas, lo que permite caracterizarlas con base en las propiedades evaluables de los cristales que la componen y la relación que existe entre ellos.

La preparación de cortes delgados fue realizada por el personal técnico del CRILAR, siguiendo la técnica de reducción de muestra (cuando se trató de rocas cristalinas) con una cortadora de rocas Petrothin y, en el caso de las rocas sedimentarias que se desgranaban con facilidad, se unieron los sedimentos con resina epoxi. La pieza lograda consistió en un prisma de unos cuatro (4) centímetros de largo por dos (2) centímetros de ancho. Una de las caras de cada muestra se pulió y se pegó en portamuestras con resina epoxi, se dejó secar en horno

Metodología de estudio

eléctrico a 40 °C y después se cortó nuevamente para lograr un espesor de muestra de trescientos (300) micrones. A continuación, de forma mecánica y luego manual, utilizando distintas granulometrías de desbastaje (desde una gruesa a una más fina), se redujo su espesor a treinta (30) micrones.

El análisis petrográfico se llevó a cabo en CRILAR y en el laboratorio de microscopía del InGeRen-CENIIT-UNLaR. En particular, para las muestras sedimentarias, se determinó la composición mineralógica de doce muestras correspondientes a las unidades que componen la secuencia estratigráfica del Neógeno de la cuenca de Fiambalá y la obtención de microfotografías representativas.

3.2.2. Roca Total por Fluorescencia de Rayos X (FRX)

La técnica de FRX es un método de emisión atómica, por lo que permite medir la longitud de onda y la intensidad de la "luz" (rayos X en este caso) emitida por átomos energizados en la muestra. Particularmente, cuando se trata de FRX, la irradiación por un haz de rayos X primario procedente de un tubo de rayos X provoca la emisión de rayos X fluorescentes con energías discretas características de los elementos presentes en la muestra. Esta técnica analítica se utiliza para determinar la composición química tanto de sólidos, líquidos, lodos, polvos sueltos, etc., pudiendo medir elementos mayoritarios como trazas en concentraciones a niveles sub-ppm.

Los análisis mediante FRX (mayores y trazas) fueron realizados en el laboratorio del Instituto de Geología y Minería de la Universidad Nacional de Jujuy con un equipo Rigaku FX 2000 con tubo de Rh. Las muestras fueron molidas y homogeneizadas y posteriormente fundidas con tetraborato de Li para la determinación de los elementos mayoritarios. Las determinaciones de Ba, Sr, Rb, Zr, Nb, Hf, Y, Th y U fueron realizadas sobre pellets de polvo de roca aglutinados con metacrilato de metilo y prensadas a 20 tn. Las condiciones de operación fueron 50 Kv y 45 mA. La determinación de las concentraciones de los elementos en proporciones mayores como trazas fueron analizados por el método empírico usual, preparando curvas de calibrado con patrones del US Geological Survey y Japan Geological Survey.

3.2.3. Difracción de Rayos X (DRX)

El método de Difracción de Rayos-X (DRX) permite conocer la estructura interna de la materia de forma detallada y así determinar la fase cristalina en el estado sólido de materiales particulados, arcillas y otros minerales. A través de esta técnica se puede analizar la muestra o el material sin destruirlo ni alterarlo. Esta técnica es muy útil para la identificación de fases de grano fino que son difíciles de observar por otros métodos como la microscopía óptica.

El proceso de preparación de las muestras se llevó a cabo en el Laboratorio de Minerales de Arcilla de CICTERRA, consistió en dos partes (siguiendo las recomendaciones de Moore y Reynolds, 1997): molienda de una cantidad aproximada de 4 gr de cada muestra en mortero de Agatha, para el análisis de roca total y, tratamiento físico-químico para la separación de la fracción menor a dos (2) micrones para el análisis de los minerales de arcillas. Para el tratamiento físico-químico, se dejaron las muestras sumergidas en peróxido de hidrógeno y ácido clorhídrico durante veinticuatro (24) horas y bajo campana para la eliminación de materia orgánica y carbonatos (Figura 3.5.a). Finalizado el tratamiento químico, se llevaron a cabo lavados con agua mili Ro. A continuación, a cada muestra se le añadió el dispersante hexametáfosfato de sodio 0,01 M, se agitó durante cinco (5) minutos y, mediante centrifugación, se separó la fracción menor a dos (2) μm . A partir de este punto, se montó cada fracción sobre dos vidrios portaobjeto (muestra original y duplicado) y se dejaron secar al aire (Figuras 3.5.b, c). Mediante esta técnica las arcillas se sedimentan lentamente, adquiriendo una orientación preferencial según el plano (001) (Moore y Reynolds, 1989).

El análisis de difracción de rayos X (DRX) se realizó en un difractor PANalytical X'Pert PRO en la Facultad de Ciencias Químicas de la Universidad Nacional de Córdoba (Argentina). Los datos de difracción se analizaron utilizando el software HighScore Plus acoplado a una base de datos del Centro Internacional de Datos de Difracción (ICDD, por sus siglas en inglés). Se realizaron corridas de muestra a 40 kV y 40 Ma con una radiación Cu-K α . Para roca total, se realizaron mediciones entre los ángulos 8° y $61^\circ 2\theta$ con paso cada $0,02^\circ$ y tiempo por paso de 21,675 segundos. En el caso de la fracción menor a 2 μm , las muestras se analizaron entre los ángulos 4° y $35^\circ 2\theta$ con un paso cada $0,02^\circ$ y tiempo por paso 17,625 segundos, en cada etapa (muestras secadas al aire, glicoladas y calcinadas).



Figura 3.5. **a:** lavado químico (con peróxido de hidrógeno y ácido clorhídrico) de muestras sedimentarias; **b:** muestras agitadas mediante agitador magnético; **c:** secado al aire de muestras de arcilla de la fracción menor a 2 μm .

La mineralogía de la roca total se determinó a partir de polvos orientados aleatoriamente montados directamente sobre portamuestras de aluminio (sin tratamiento químico mediante), compactados de manera tal que se obtuvo una superficie lisa y regular para ser expuesta a los Rayos X, de seis (6) muestras. La identificación de las fases minerales presentes se realizó a partir de las intensidades más altas de los picos principales de los patrones de: filosilicatos (de ahora en adelante Phyl) (pico a 4,5 Å), cuarzo (Qz) (pico a 3,34 Å), plagioclasa (Pl) (picos a 3,20-3,19 Å), feldespato (Kfs) (pico a 3,24 Å), calcita (Cal) (pico a 3,02 Å), anhidrita (Anh) (pico a 3,49 Å), analcima (Anl) (pico a 3,43 Å), heulandita (Hul) (pico a 8,9 Å), hematita (Hem) (pico a 2,70 Å) (abreviaturas minerales siguiendo a Warr, 2021, a excepción de la abreviatura para filosilicatos). La caracterización y semicuantificación de la mineralogía de roca total se llevó a cabo con base en el método "método de la relación de índices de intensidad" (RIR, por sus siglas en inglés; cf. Hillier, 2000).

Las fases minerales del tamaño de la arcilla se identificaron mediante DRX en fracciones <2 micrones (μm) de doce (12) muestras seleccionadas tratadas química y físicamente. La identificación de las fases arcillosas se realizó de acuerdo con la posición de los reflejos basales de los patrones de DRX (utilizando los criterios de More y Reynolds, 1997) de: a) muestras secadas al aire (AD), es decir las originales obtenidas luego de la centrifugación, b) muestras solvatadas con etilenglicol (EG), a las muestras originales se las expuso a una atmósfera de etilenglicol a 50 °C durante doce (12) horas. Este compuesto, al tener moléculas de gran tamaño, son absorbidas por la arcilla expansible del grupo de la esmectita y, de esta manera, su espaciado basal aumenta de forma tan evidente que permite una mejor identificación en los difractogramas, c) muestras calentadas a 500 °C durante 2 horas (H).

El calentamiento provoca diferentes efectos según el tipo de mineral de arcilla presente, destruyendo la estructura cristalina, ocasionando cambios en el espaciado basal o, bien, no genera ningún cambio estructural. La esmectita (Sme) se identificó por el cambio de picos de $\sim 15 \text{ \AA}$ (en la muestra AD) a $16.8\text{-}17.5 \text{ \AA}$ en la EG y 5 \AA (en la muestra AD) a 5.6 \AA en la EG (Moore y Reynolds, 1997). La illita (Illt) se identificó por las reflexiones de $9,9$ a $10,1 \text{ \AA}$, $4,9 \text{ \AA}$ y $3,33 \text{ \AA}$ en las preparaciones de AD, que no se desplazan después de los tratamientos con EG y H. La clorita (Chl) se identificó por las reflexiones de $\sim 14,7$ y $3,53 \text{ \AA}$ en muestras de AD y EG y la caolinita (Kln) se identificó por las reflexiones de $\sim 7,2$ y $3,58 \text{ \AA}$ en AD y EG y su colapso después del calentamiento (abreviaturas minerales siguiendo a Warr, 2021). El análisis para estimar los porcentajes relativos de cada mineral de arcilla se realizó con base en el método propuesto por Moore y Reynolds (1997) que utiliza una relación entre el área de cierta reflexión de la fase mineral y su correspondiente MIF. Los factores MIF que no aparecen entre las listas de (Moore y Reynolds (1997), fueron calculados con el software Newmod (Reynolds y Reynolds III, 1996) con base en las razones de intensidad de los minerales arcillosos referenciados a la reflexión 003 de la illita, propuesto por Moore y Reynolds (1997). Tanto los valores RIR y MIF de referencia se muestran en la Tabla A.1 del anexo.

3.2.4. Microscopía electrónica de barrido-Espectrometría de Rayos X (SEM-EDS, por sus siglas en inglés).

Este método se basa en la detección y espectroscopia de radiación secundaria (rayos X) que es emitida cuando un haz de electrones de alta intensidad incide en los materiales situados en su trayectoria.

La microscopía electrónica de barrido permite la observación visual a escala micro y nanoscópica de un área de interés a simple vista.

En los microscopios electrónicos de barrido convencionales se genera un haz de electrones (mediante un cañón) que se hace incidir sobre la muestra. Al interactuar ambos componentes, se genera la emisión de los diferentes haces de electrones secundarios cuyas intensidades dependen fuertemente del ángulo de incidencia sobre la superficie. De esta manera se obtienen diferentes imágenes topográficas de la muestra, donde las más empleadas son los

Metodología de estudio

formadas mediante la emisión de electrones secundarios y electrones retrodispersados que proporcionan abundante información morfológica sobre el área que se examina al instante. La espectroscopía de rayos X (EDS) del distribuidor de energía permite obtener resultados básicos cualitativos y semi-cuantitativos respecto a la composición elemental de la muestra sobre lugares de interés específicos.

El análisis SEM-EDS se llevó a cabo con un Microscopio FE-SEM Sigma de alta resolución en el Laboratorio de Microscopía Electrónica y Análisis de Rayos X (LAMARX), de la Facultad de Matemáticas, Astronomía y Física (FAMAF, Universidad Nacional de Córdoba, Argentina). Se obtuvieron imágenes de electrones retrodispersados y análisis de dispersión de rayos-X de dos (2) secciones delgadas y pulidas de muestras correspondientes al nivel superior de la Fm. Guanchín: G2a (arenisca) y G3t (toba volcánica). La definición o resolución de la imagen fue del orden de 0,01 μm . Las relaciones de concentración atómica obtenidas, de características semicuantitativas, se convirtieron en fórmulas de acuerdo con la estequiometría (número de oxígenos en las fórmulas teóricas de minerales). Para las esmectitas e illitas, las fórmulas estructurales se obtuvieron considerando 11 oxígenos (Tabla 3.3). En el caso de aquellas esmectitas con una suma de cationes en el octaedro mayor a 2,10, una parte del Mg se transfirió a la intercapa (en estos casos, la suma octaédrica se limitó a 2). Se supuso que todo el hierro era férrico.

Las condiciones de operación fueron 15.00 keV, con una distancia de trabajo de aproximadamente 8.5 mm y un tiempo de conteo de 60 s. La corrección de los efectos de la matriz se realizó mediante el algoritmo ZAF. Los estándares utilizados fueron cuarzo (Si), Al metálico (Al), hierro (Fe), magnesio (Mg), manganeso (Mn), titanio (Ti), potasio (K), albita (Na), wollastonita (Ca). Se produce una limitación importante al intentar identificar minerales muy finos (como la esmectita autigénica) porque el haz de electrones es lo suficientemente potente como para penetrar el mineral fino hasta los granos detríticos subyacentes. Por lo tanto, para identificar correctamente los minerales, se tomaron mediciones en áreas más gruesas y se identificaron los sectores donde las mediciones pudieron haber sido influenciadas por los granos subyacentes. No se tuvieron en cuenta los análisis con sospecha de contaminación o mezcla de fases.

Tabla 3.3: Referencias utilizadas para el análisis composicional de Illita y Esmectita mediante EDS.

	O (a.p.f.u.)	Si (a.p.f.u.)	Σ Tet (Si+Al) (a.p.f.u.)	Σ oct. (a.p.f.u.)	Σ int. (a.p.f.u.)	Fórmula estructural teórica
Esmectita	11	2,05-4	4	1,8- 2,1	<0,6	A0.3D2-3[T4O10]Z2 · nH2O D=2
Illita	11	2,05-4	4	1,8-2,1	0,8-1,1	K0.65Al2.0[Al0.65Si3.35O10](O H)2

3.2.5. Análisis de rutina in situ de aguas

Los análisis de rutina de aguas consisten en medir in situ el pH, la conductividad eléctrica y la temperatura en la zona donde se colecta la muestra. Esto se realiza in situ ya que los parámetros previamente mencionados pueden ser afectados por los cambios de temperatura, la oxidación química/biológica, conservación y transporte. Por lo que el dato obtenido en campo constituye una información representativa y puntual del agua en su estado natural

El pH indica el nivel de acidez o alcalinidad del agua, por lo que su medición es de gran importancia, ya que permite caracterizar la calidad del agua y definir sus posibles usos, como así también, cuando se combinan con otros datos, hacer inferencias acerca los procesos físico-químicos del fluido en estudio.

La conductividad se define como la capacidad del agua para conducir una corriente eléctrica a través de los iones disueltos. Debido a que la salinidad es una medida de la cantidad de sales disueltas en el agua, conductividad y salinidad se relacionan ya que un aumento en la cantidad de sales trae como consecuencia aguas con una mayor conductividad. Al igual que el pH, la conductividad de gran importancia para caracterizar el agua, ya que varía en función, por ejemplo, de la fuente de agua que se está analizando como así también de los procesos físico-químicos que se llevan a cabo en la interacción agua-roca.

Para obtener los valores de pH y conductividad eléctrica (CE) se llevaron a cabo mediciones con un medidor digital PH-208 Lutron perteneciente al Grupo de Geoquímica del CICTERRA (Figuras 3.6.a, b, c). Este equipo posee una resolución de 0,01 pH y 1 Mv y tiene dos electrodos de vidrio, uno para medir pH, que presenta además un sensor de temperatura incorporado, y otro para medir CE. Previo a cada campaña, este equipo se calibró con soluciones buffer de pH 4, 7 y 10.

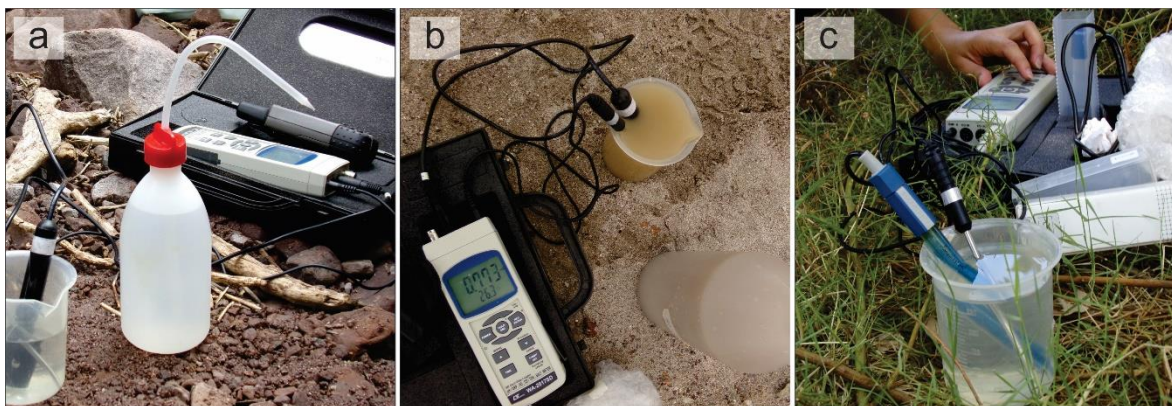


Figura 3.6. a, b, c: determinación in situ de parámetros físicos (temperatura, pH y conductividad eléctrica).

3.2.6. Análisis químico de aguas

La composición química del agua permite caracterizarla y calificarla con base en los aniones y cationes mayoritarios que la componen. De esta manera, se pueden hacer inferencias de la fuente de agua como así también de los posibles procesos físico-químicos en las diferentes interacciones con el medio. La determinación de la composición química del agua de las muestras de esta tesis se realizó por medio del método Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado Inductivamente (ICP-MS), que constituye una técnica de análisis multielemental que permite determinar y cuantificar la mayoría de los elementos químicos. El plasma es una nube de argón a altas temperaturas parcialmente ionizado en la que se introduce la muestra en forma de aerosol (utilizando un nebulizador), allí el solvente de la muestra se evapora y los compuestos químicos se descomponen en sus respectivos átomos que son ionizados casi completamente. Los iones son separados en el espectrómetro de acuerdo a su relación masa/carga así, la concentración de los elementos (determinada mediante una curva de calibración) será proporcional al número de iones detectados.

El análisis químico de las muestras de aguas de este trabajo fue realizado en el Laboratorio de Servicios Ambientales del Instituto Regional de Planificación, Control y Servicios Ambientales de la provincia de La Rioja. Los mismos se llevaron a cabo siguiendo el método “Standard Methods for the Examination of Water and Wasterwater” (SM) 23th. Edición A.P.H.A. – A.W.W.A. W.E.F 2017, con un equipo de ICP-MS Perkin Elmer-Nexion 350x

(límite de detección 1ppb = 1µg/l = 0,001 mg/Kg). Se obtuvieron las concentraciones en mg/L de Carbonato de Calcio, Calcio, Cloruro, Dureza Total, Bicarbonato, Carbonato, Fluoruro, Carbonato de Magnesio, Nitrato, Nitrito, Potasio, Sodio, Sulfatos, Sílice de dos (2) correspondientes a aguas superficiales, tres (3) provenientes de vertientes termales y una (1) de un pozo de agua para consumo.

La concentración de los cationes Ca y Mg se determinó a partir del cálculo con base en los carbonatos correspondientes.

3.2.7. Análisis Isotópicos en agua

La utilización de los isótopos como trazadores ha tenido un amplio desarrollo en la geología en los últimos años. Los isótopos son átomos de un elemento que poseen igual número atómico, pero diferentes masas atómicas. La diferencia en la masa atómica se debe a una cantidad de neutrones en el núcleo por encima o por debajo del elemento original. Pueden presentarse elementos con un solo isótopo o más (hasta ocho). La notación de los isótopos es nE , donde “n” es igual a la suma de neutrones y protones, y “E” el elemento del que se trata.

3.2.7.i. Isótopos estables $\delta^{18}O$ y δ^2H

Dentro de los isótopos mayormente utilizados como trazadores se encuentran los relacionados al ciclo hidrológico: ^{18}O y 2H (D). Estos isótopos son considerados estables ya que sus variaciones no son radiogénicas, sino que son producidas con mayor frecuencia por reacciones de intercambio, reacciones cinéticas en sistemas biológicos, o procesos físico-químicos como la evaporación o la difusión.

El estudio de estos isótopos estables en el agua es una herramienta muy útil para determinar el origen de la misma y los diferentes procesos que pudieron darse durante el ciclo hidrológico, por lo que su correcta determinación depende de un muestreo cuidadoso.

La medición de la concentración de estos isótopos se lleva a cabo por medio de espectrometría láser. En este caso, el análisis se llevó a cabo con la técnica de medición Off-Axis Integrated Cavity Output Spectroscopy (OA-ICOS). Esta, es una técnica de espectroscopía intensificada por extinción anular en cavidad que permite la medición de trazas de gas y composiciones isotópicas a alta sensibilidad. La técnica se basa en la utilización de una cavidad óptica de alta finura como una celda de absorción que actúa como

Metodología de estudio

una trampa de absorción efectiva de los fotones del láser, de modo que hace miles de pasos antes de salir de la celda. Como resultado, la longitud efectiva del camino óptico puede ser de varios miles de metros en los espejos de alta reflectividad y, por lo tanto, la absorción de la luz medida después de que pasa a través de la cavidad óptica es significativamente alta (Porras et al., 2018).

Para este trabajo, las muestras de agua se analizaron en el Laboratorio de Hidrogeoquímica e Hidrología Isotópica de la Universidad de Mar del Plata con un instrumento de medición Los Gatos Research 45-EP. La precisión analítica del equipo es de 0,12‰ para $\delta^{18}\text{O}$ y 1 ‰ para $\delta^2\text{H}$.

Los valores de concentración son relativos, expresados con la notación δ obtenidos a partir de la relación:

$$\delta_{\text{pesado}} = \frac{\frac{\text{pesado}}{\text{liviano}_{\text{muestra}}} - \frac{\text{pesado}}{\text{liviano}_{\text{estandar}}}}{\frac{\text{pesado}}{\text{liviano}_{\text{estandar}}}} \times 1000\text{‰}$$

El valor delta (δ) es un término común para expresar la composición isotópica. ‰ = ppt (partes por mil) o per mil. Un valor positivo indica enriquecimiento del isótopo pesado en la muestra en relación con el estándar. Un valor negativo indica agotamiento.

El estándar que se utiliza es el V-SMOW, el cual está constituido por agua destilada con una composición isotópica muy similar al estándar original SMOW (agua hipotética con una composición isotópica muy similar al agua promedio del océano sin tratar; Craig, 1961) distribuido por la OIEA (Organismo Internacional de Energía Atómica). El V-SMOW tiene una relación D / H que es más alta que la mayoría de las muestras naturales en la Tierra, por lo que los valores de δD en la literatura son generalmente negativos.

3.2.7.ii. Isótopo radiogénico ^{222}Rn

En el caso del isótopo radiogénico ^{222}Rn , producto de la desintegración del radio (^{226}Ra), de la cadena radiactiva del uranio (^{238}U) (García-Vindas et al., 2000), posee un semiperíodo de aproximadamente 3,8 días. El análisis de este isótopo en el agua en los últimos años se ha venido aplicando cada vez con más frecuencia. En geotermia, su análisis se asocia con el control de la actividad volcánica (cuando el sistema geotérmico se asocia a este tipo de ambientes) midiendo emanaciones de gases asociadas a fumarolas, manantiales aguas

termales o como gas difuso en el suelo (García-Vindas et al., 2002, Rodríguez et al, 2014), ya que su presencia en superficie indica una conexión directa con una fuente magmática. Adicionalmente, anomalías en la concentración de ^{222}Rn se toman como precursoras de eventos sísmicos (García-Vindas et al., 2000). Estudiarlo como un gas disuelto en aguas permite también, diferenciar entre tipos de aguas de una misma cuenca, ya que la concentración de radón en aguas subterráneas depende en gran medida de la superficie de las rocas que rodean el acuífero, y es proporcional a la concentración de uranio en las rocas adyacentes (Torgersen et al., 1990; Kuo et al., 2006).

La medición de la concentración del ^{222}Rn se llevó a cabo con el método RAD-H₂O, el cual emplea un esquema de aireación de circuito cerrado: en este circuito el volumen de aire y el volumen de agua son constantes e independientes del caudal. El aire recircula a través del agua embotellada (250 mililitros) y extrae continuamente el radón hasta que se desarrolla un estado de equilibrio (las muestras de agua de vertientes y pozo se colectaron en botellas especiales y se midieron en el momento; las aguas superficiales extrajeron con bomba de achique directamente de los ríos y se las hizo circular por el circuito de aireación cerrado; Figuras 3.7.a, b). El sistema RAD-H₂O alcanza este estado de equilibrio en aproximadamente 5 minutos, después de lo cual no se puede extraer más radón del agua. Las mediciones se realizan in situ o muy próximo al momento del muestreo para reducir los efectos de desgasificación y pérdida del gas radón y se utilizó un equipo RAD-7 (DurrIDGE Co.), un monitor portátil continuo de radón en el aire modificado para el radón en el agua que determina la actividad de ^{222}Rn contando las emisiones alfa que genera (^{218}Po y/o ^{214}Po). El RAD-7 utiliza un campo eléctrico alto con un detector de semiconductores de silicio a potencial de tierra para atraer a las partículas de polonio cargadas positivamente. En el caso de las aguas recolectadas en botellas, se tuvo el extremo cuidado de que no quedaran burbujas de aire dentro del recipiente debido a que la interacción aire-agua altera la muestra para este fin.

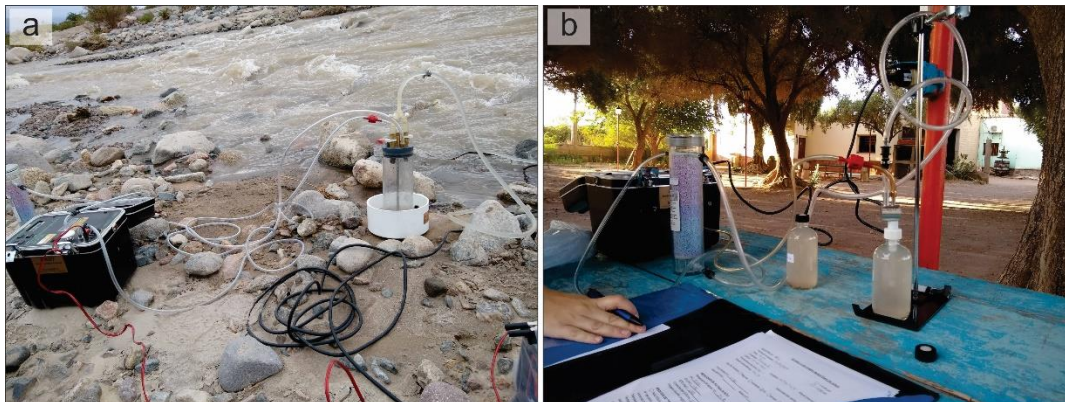


Figura 3.7. a: determinación in situ de gas radón en aguas superficiales; **b:** determinación in situ de gas radón en aguas subterráneas.

CAPÍTULO 4. Análisis estructural del SGBF

4.1. Introducción

La actividad tectónica de una región tiene una especial influencia en los sistemas geotermales y es un rasgo que, dependiendo la escala de estudio, puede ser analizado a través de imágenes satelitales, fotos aéreas y en el terreno mismo. El estudio de una zona de interés desde un punto de vista estructural es de gran importancia para entender el origen y evolución del modelo topográfico que presenta, de esta manera, posee implicancias directas en otorgar cierta "permeabilidad" a la corteza para la circulación de fluidos.

Existen sistemas geotérmicos que pueden estar asociados a zonas volcánicas y/o controlados estructuralmente (entre otros) (Faulds et al., 2010; Moeck, 2014). En ambos tipos, los sistemas geotérmicos para ser considerados como recurso, deberán contar con cuatro elementos básicos: una fuente de calor, un reservorio o acuífero geotérmico, un fluido (el medio que transporta el calor) y una capa sello (p.ej. Barcelona, 2015). Las estructuras geológicas, en todos los casos, juegan un papel muy importante ya que controlan en gran medida la permeabilidad del sistema que permite tanto la recarga como la descarga de los fluidos geotérmicos.

En Argentina, los sistemas geotérmicos asociados a las Sierras Pampeanas, por lo general, pueden clasificarse como sistemas de tipo estructural, donde el agua de descarga (de características termales), adquiere el calor por una circulación profunda (Martín y Palazzo, 2007; Moreno, 2015; Leiva et al., 2017; Tálamo et al., 2017).

El Sistema Geotermal del Bolsón de Fiambalá (SGBF), ubicado en la transición entre las Sierras Pampeanas Noroccidentales y el Plateau de la Puna, si bien ha sido clasificado como un sistema de baja entalpía debido a la circulación profunda de aguas meteóricas (Pesce y Miranda, 2003; Tálamo et al., 2017), no posee un estudio general sobre cuáles y como son las estructuras que se vincularían con el sistema. Por lo que, en este capítulo, se brinda una descripción estructural de la zona de estudio con base en análisis de imágenes satelitales y datos de campo, para determinar a grandes rasgos como la estructura del bolsón está influyendo al sistema geotermal en estudio.

4.2. Antecedentes sobre las principales estructuras geológicas del SGBF

4.2.1. Nivel Regional

Las Sierras Pampeanas están compuestas principalmente de rocas cristalinas ígneas y metasedimentarias expuestas a causa de una importante reactivación de antiguas discontinuidades en el margen oeste de Gondwana debido a la imposición del último ciclo orogénico actuante, el ciclo Andino. A partir del Cenozoico tardío, la compresión andina generó una reestructuración del basamento de las Sierras Pampeanas y levantamiento a través de sistemas de fallas inversas y paralelas de alto ángulo que antiguamente eran normales. La deformación compresional generó una inversión tectónica del basamento configurada por bloques asimétricos alineados con vergencia occidental, controlada por despegues profundos (aprox. de 10 a 20 km) en la zona de transición frágil-dúctil (Fig. 4.1; Ramos et al., 2002). Además, se desarrolló un sistema transtensivo subordinado con direcciones conjugadas NO y NE que controlaron morfoestructuras de segundo orden en el basamento (Heredia et al., 1999 y referencias allí citadas). La inclinación de alto ángulo ($> 45^\circ$) de las fallas (Allmendigers et al., 1983), es considerada por Martino et al. (1995) como debida a un “apilamiento de bloques deformados con una inclinación decreciente hasta llegar a un bajo ángulo de corte en profundidad (30° a 40°)”. Aparejado a esto, en el Mioceno en la región de estudio, debido al arribo de la dorsal asísmica “Juan Fernández” (ca. 18 Ma), se implantó, en la región comprendida entre los 27° S y $33^\circ 30'$ S, un estilo de subducción plana de un segmento de la placa de Nazca por debajo de la Sudamericana (Barazangi e Isacks, 1976). En conjunto, a estos procesos, se les atribuye la deformación en fajas plegadas y corridas de la Cordillera Frontal y Sierras Subandinas de piel gruesa y piel fina respectivamente, falta de vulcanismo activo y la ocurrencia de un antepaís deformado e intensamente fallado. Este ascenso tectónico, determinó un nuevo ciclo erosivo que degradó altos topográficos y rellenó valles, hasta alcanzar las geoformas actuales.

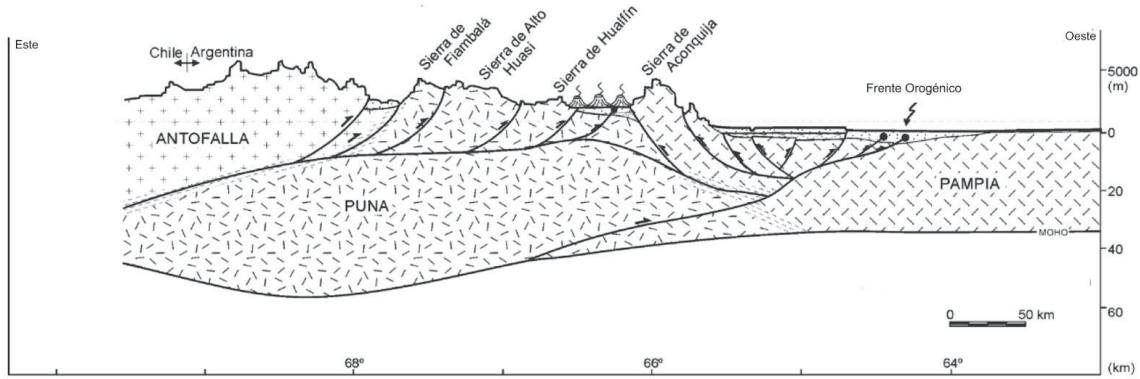


Figura 4.1. Niveles de despegue de los bloques del basamento de las Sierras Pampeanas. Tomado de Ramos et al. (2002).

4.2.2. Nivel Local

El SGBF se encuentra ubicado en el bolsón de Fiambalá, que constituye una cuenca intermontana del antepaís andino en la región de subducción plana (flat-slab) chileno-pampeana, en la zona de transición entre las Sierras Pampeanas, el extremo septentrional del Sistema de Famatina (Sierras de Narvéez-Las Planchadas) y la Puna austral.

Hacia el Este, se encuentra limitado por la Sierra de Fiambalá, perteneciente al sector septentrional de las Sierras Pampeanas. Esta sierra está compuesta por rocas metamórficas e intrusivas que se encuentran cabalgantes sobre sedimentos terciarios mediante una falla inversa buzante hacia el oeste. En la misma, se diferencian dos bloques estructurales principales denominados informalmente bloques norte y sur, separados entre sí por el granito Los Árboles y por una falla inversa con dirección N-S en el lado noroeste del granito Ratones (Grissom et al., 1998). Para este sector de la sierra, Grissom et al. (1998) reporta discontinuidades metamórficas con direcciones dominantes NNO, NE y NNE. El granito Los Árboles no se ve afectado por estas discontinuidades, de hecho, el desplazamiento entre ambos bloques (norte y sur) generó una discontinuidad metamórfica que se traduce en una zona de debilidad por la que se produce la intrusión magmática (Grissom et al., 1998). Para Hong et al. (2010), las heterogeneidades aportadas por las rocas de la sierra como las foliaciones metamórficas, fueron aprovechadas por la reactivación tectónica durante el Carbonífero. Asociado a esto, se habría generado no sólo el emplazamiento del granito Los Árboles y diques, sino también brechas cataclásticas que constituyen las principales

estructuras de ascenso y precipitación de los fluidos mineralizados de uranio, registrando direcciones de orientación N y NE con altos ángulos de buzamiento.

El SGBF, hacia el oeste, se encuentra limitado por las Sierras de Narvárez-Las Planchadas y afloramientos de sedimentos neógenos. Las Sierras de Narvárez-Las Planchadas, constituidas por unidades paleozoicas, han sido afectadas por el fallamiento inverso cenozoico asociado al levantamiento andino, adquiriendo diferentes estilos tectónicos y propiedades petrológicas, pero con una dirección predominante N-S y plegamientos superpuestos (Mon y Hongn, 1991). Los sedimentos neógenos, han sido exhumados durante el Cenozoico tardío debido a la reactivación tectónica generada por el ciclo Andino. Estructuralmente, se trata de una configuración de deformación de faja corrida y plegada de piel fina (Rubiolo et al., 2003). Específicamente, constituyen estructuras de corrimiento con vergencia hacia el oeste y rumbo N-S (Fig. 4.2.A) que ponen en contacto distintas unidades sedimentarias.

El sector de la Puna Austral, específicamente la Cordillera de San Buenaventura, constituye el límite topográfico hacia el norte del SGBF. Está compuesta, principalmente, de un basamento ígneo-metamórfico de edad Neoproterozoico-Eopaleozoico y rocas volcánicas con edades que corresponden al rango Mioceno-Holoceno (Seggiario et al., 2006; Montero-López et al., 2010). Estructuralmente se caracteriza por fallamientos inversos cenozoicos de doble vergencia con rumbo general N. Presenta, principalmente, dos fases de deformación. La primera corresponde al período Mioceno-Plioceno, representada por corrimientos que produjeron acortamiento horizontal NO-SE y extensión subvertical. La segunda, se trata de un régimen activo desde el Plioceno, constituido por fallas normales y de rumbo que acomodan un acortamiento E-O a ENE-OSO y una extensión subhorizontal N-S (Marret et al., 1994; Coutand et al., 2001; Carrapa et al., 2005; Seggiario et al., 2010).

4.4. Marco teórico y método de estudio del presente capítulo

El análisis de la superficie topográfica a partir de imágenes satelitales sumado a los antecedentes descriptos facilita la aproximación a los principales rasgos estructurales existentes en la región de estudio, que luego pueden ser corroboradas con la observación en campo. Este análisis, comúnmente, se realiza con imágenes topográficas 3D obtenidas a partir del procesamiento de modelos digitales de elevación (DEM, por sus siglas en inglés).

Al aplicar sombreado en distintas direcciones al modelo digital de elevación, se obtiene una imagen 3D en escala de grises. Esto permite una visualización del terreno en función del ángulo de una fuente de luz (el sol), y de la pendiente y la orientación de la superficie de elevación. Así, se obtiene una imagen en donde se puede observar, cualitativamente, la topografía (Esri ArcGis Pro, s.f.).

Para este trabajo se obtuvieron cuatro DEM correspondientes a distintos sectores del bolsón de Fiambalá y sierras adyacentes, descargados (de forma gratuita) del sitio web de la NASA. Estas cuatro imágenes se combinaron y cortaron con el software QGIS 3.24.2 para generar un modelo de elevación único que cubriera toda la región de interés.

Una vez que se contó con un DEM único para toda la región, se generó una imagen con sombreado multidireccional para determinar los lineamientos estructurales de la zona de estudio siguiendo el ejemplo de Puma Enriquez et al. (2021). El sombreado multidireccional consiste en una imagen con iluminación homogénea del área de estudio a partir de la combinación de diferentes posiciones (ángulos) de iluminación. Con el sombreado multidireccional se logra un nivel de detalle en las áreas que normalmente se ven afectadas por la sobresaturación y las sombras profundas mayor que con un sombreado único (una sola posición de iluminación) (Esri, ArcGis Pro, s.f.).

A partir de la imagen obtenida (Figura 4.2.A), se marcaron los lineamientos de forma manual y se calcularon las direcciones de los mismos con la calculadora de campo del software QGIS 3.24.2 siguiendo la fórmula:

$$\text{degrees}(\text{azimuth}(\text{start_point}(\$geometry), \text{end_point}(\$geometry)))$$

En la imagen con sombreado multidireccional, también se indican los datos estructurales (rumbo, buzamiento y dirección de buzamiento) relevados en las campañas de campo del año 2018 y 2019 en la Sierra de Fiambalá (este del bolsón) y en los afloramientos neógenos (oeste del bolsón) expuestos en la ruta nacional N° 60 (Figuras 4.3.a y b). Estos corresponden a contactos litológicos, orientación de estratos sedimentarios, fallas, eje de pliegue, diques y foliaciones magmáticas.

Con todos los datos estructurales se construyeron gráficos de rosetas con el software Stereonet versión 11 (Allmendinger et al., 2012) para distinguir, gráficamente, las direcciones

preferenciales de los mismos. En este sentido, cabe aclarar que, si bien en las tablas de datos se presentan valores de azimut, los resultados de los diagramas de rosetas y los histogramas de frecuencias se realizan con base en los cuadrantes N-E y N-W.

También se marcaron, con base a datos de campo propios y los obtenidos de la bibliografía (Rubiolo et al., 2003), direcciones de fallas y ejes de pliegues.

4.5. Resultados

A partir de la imagen de sombreado multidireccional se lograron obtener un total de 340 lineamientos estructurales concentrados en las serranías que limitan el Bolsón de Fiambalá (Figura 4.2.A; Tabla A.2 del anexo). Los mismos presentan dos direcciones principales: NNO y NNE. En la figura 4.2.b, se observa que la mayoría de los datos se encuentran entre los 341° y 350° y entre los 21° y 30° , respectivamente.

Los datos de campo relevados correspondientes a contactos entre las unidades sedimentarias (Tabla 4.1) muestran direcciones entre NNO y NNE, ubicándose la mayoría de los datos entre los 21° y 30° (Figura 4.3.c: 1). En el caso de las direcciones para los contactos intrusivos medidos, estos se ubican en el cuadrante N-E (Figura 4.3.c: 3), siendo predominante la orientación NNE donde la mayor cantidad de datos se encuentra entre 1° y 10° .

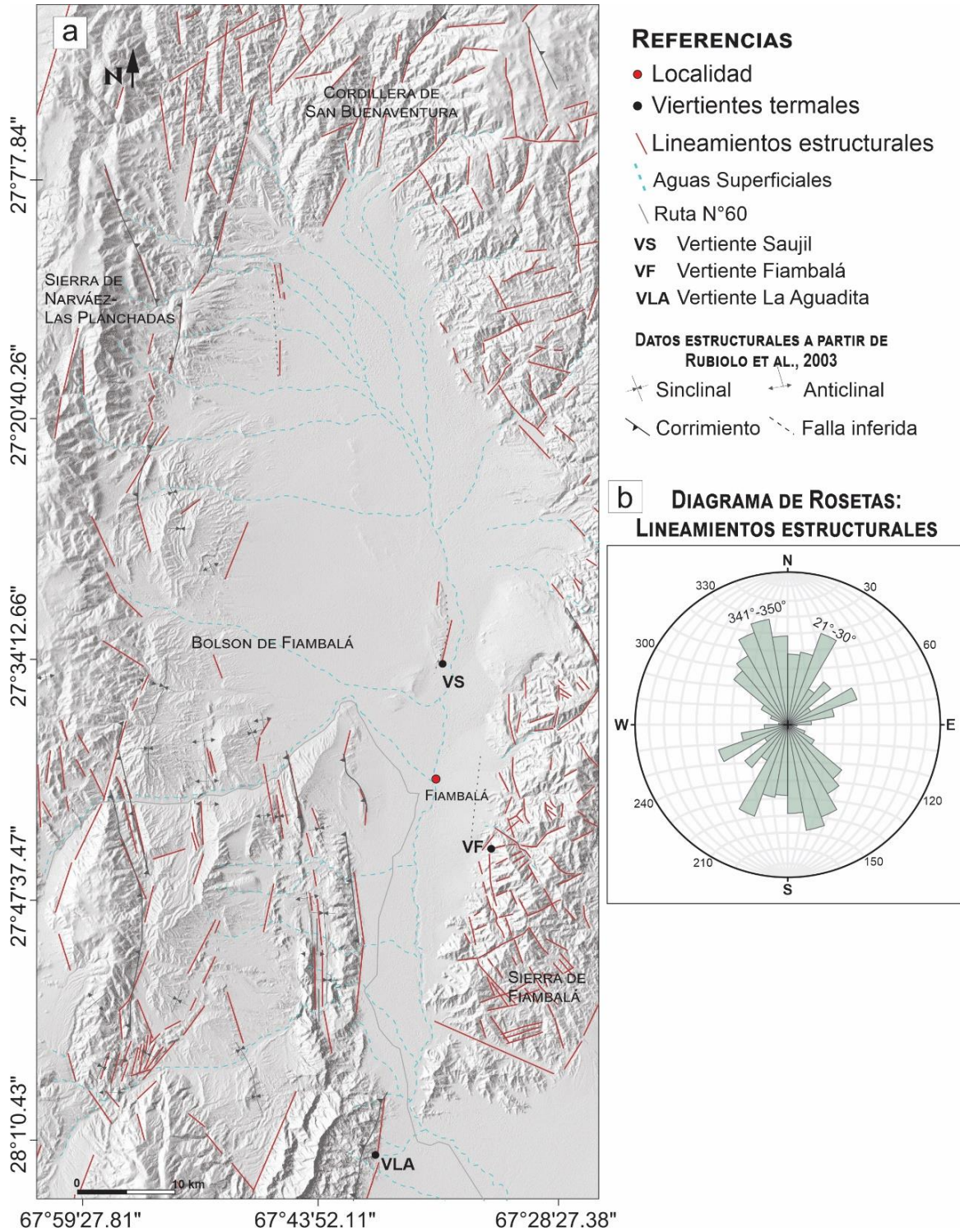


Figura 4.2. a. Lineamientos determinados a partir de un mapa de sombras Multidireccional del Bolsón de Fiambalá. b. Diagrama de rosetas para los lineamientos estructurales obtenidos por imagen satelital.

Tabla 4.1. Datos estructurales de contactos litológicos (afloramientos neógenos y Sierra de Fiambalá).

Identificación	Latitud (S)	Longitud (O)	Azi	Bz
sedi.2	27°38'9.38"	67°41'23.97"	342	23
sedi.2	27°38'9.38"	67°41'23.97"	352	33
sedi.14	27°42'16.80"	67°53'1.33"	20	39
sedi.16	27°42'13.97"	67°52'20.24"	9	51
sedi.19	27°41'46.63"	67°50'52.21"	24	41
intrusivo.r39	27°45'45.82"	67°33'0.64"	5	90
intrusivo.r9.1	27°43'46.01"	67°32'11.25"	60	90
intrusivo.r9.1	27°43'46.01"	67°32'11.25"	40	78
intrusivo.14.1	27°44'32.62"	67°32'55.07"	181	

En los afloramientos sedimentarios se obtuvieron un total de 17 datos de rumbo y buzamiento de los planos estratigráficos (Tabla 4.2). Los mismos muestran, preferentemente, direcciones NNO (Figura 4.3.c: 2).

Tabla 4.2. Datos estructurales de planos estratigráficos (Neógeno).

Identificación	Latitud (S)	Longitud (O)	Azi	Bz
estrato.2	27°38'9.38"	67°41'23.97"	354	24
estrato.3	27°38'6.85"	67°41'20.50"	344	17
estrato.3a	27°36'40.85"	67°42'35.61"	288	46
estrato.4	27°36'58.99"	67°41'33.16"	298	51
estrato.5	27°36'57.03"	67°42'45.02"	332	54
estrato.6	27°37'31.95"	67°43'1.72"	354	41
estrato.7	27°37'35.85"	67°43'9.12"	313	30
estrato.8	27°37'28.34"	67°42'57.71"	339	47
estrato.9	27°37'4.23"	67°42'50.62"	349	60
estrato.15	27°42'15.51"	67°52'38.89"	9	51
estrato.17	27°42'6.20"	67°52'1.05"	5	54
estrato.18	27°42'2.86"	67°51'26.03"	68	63
estrato.20	27°41'46.45"	67°50'31.40"	325	29
estrato.21	27°41'30.76"	67°49'19.07"	335	9
estrato.22	27°41'39.19"	67°48'4.69"	320	9
estrato.24	27°40'54.52"	67°46'58.56"	352	70
estrato.26	27°40'39.32"	67°46'25.91"	2	74

En el sector oeste de la Sierra de Fiambalá, un total de 109 datos de rumbo y buzamiento de foliaciones magmáticas se midieron en cristales de feldespatos correspondientes al plutón Los Árboles (Tabla A.3 del anexo). En la Figura 4.3.c (4) es posible observar que las foliaciones magmáticas presentan tres orientaciones preferenciales: NO, NNE y ENE, donde la mayor concentración de datos se ubica entre los 320° y 330°.

En las cercanías al contacto intrusivo de este plutón con la roca de caja, se obtuvieron 19 datos de rumbo y buzamiento de diques y venillas (Tabla 4.3). Los mismos presentan direcciones variables, siendo más frecuentes los de orientación NNE y ONO, donde la mayor cantidad de datos se ubican entre 350° y 20° y entre 271° y 290°, respectivamente (Figura 4.3.c: 5). En el mismo sector se midieron un total 15 datos de rumbo y buzamiento de foliaciones metamórficas (Tabla 4.4) en la roca de caja. Las mismas presentan una orientación preferencial NNO, donde la mayor cantidad de datos se sitúan entre los 340° y 350° (Figura 4.3.c: 6).

Tabla 4.3. Datos estructurales de diques y venillas (Sierra de Fiambalá).

Identificación	Latitud (S)	Longitud (O)	Azi	Bz
1	27°43'57.63"	67°31'48.52"	354	65
2	27°44'5.87"	67°31'37.57"	0	16
3	27°44'19.22"	67°31'25.19"	286	89
5	27°44'21.49"	67°30'57.04"	56	42
6	27°44'23.69"	67°30'47.18"	0	74
10	27°44'9.93"	67°30'7.24"	284	90
16	27°44'34.26"	67°32'44.57"	30	50
19	27°44'31.51"	67°32'36.42"	10	58
7.1	27°44'27.47"	67°31'18.36"	279	85
10.1	27°44'35.62"	67°31'3.20"	82	66
13.1	27°44'57.01"	67°30'43.01"	15	73
26.1	27°45'20.76"	67°30'33.52"	347	81
30.1	27°45'29.20"	67°30'35.45"	22	81
31.1	27°45'30.62"	67°30'31.66"	338	72
33.1	27°45'34.60"	67°30'30.73"	304	77
54.1	27°46'21.72"	67°32'35.83"	358	70
55.1	27°46'20.92"	67°32'34.01"	91	64

Los datos de rumbo y buzamiento (Tabla 4.7) de 3 fallas observadas en campo en el sector de la Sierra de Fiambalá y de un eje sinclinal medido en los afloramientos sedimentarios se plotearon en conjunto. Estos presentan una orientación preferencial entre NNO (Figura 4.3.c: 7).

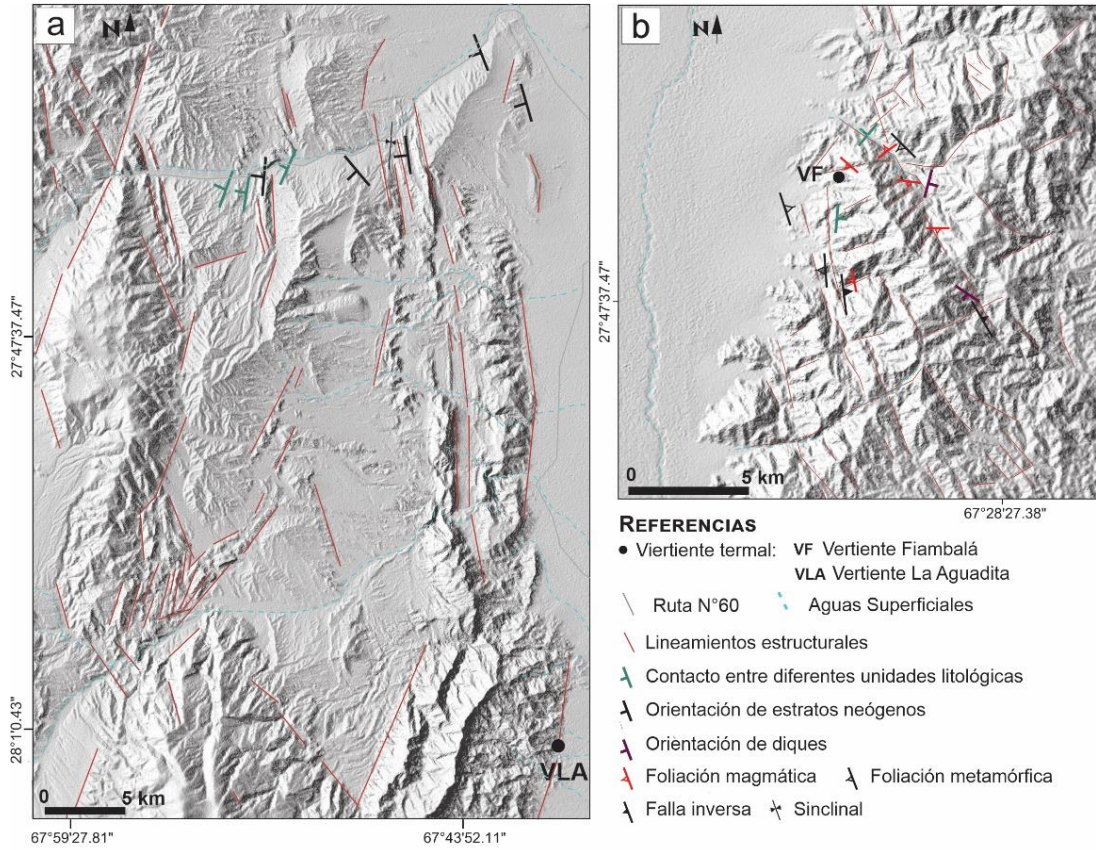
Tabla 4.4. Datos estructurales de foliaciones metamórficas (Sierra de Fiambalá).

Identificación	Latitud (S)	Longitud (O)	Azi	Bz
fomb46	27°44'41.74"	67°33'4.11"	340	84
fomb47	27°46'20.74"	67°33'15.66"	356	85
fomb49	27°46'14.82"	67°33'5.11"	346	71
fomb50	27°46'23.98"	67°32'53.23"	357	88
fomr12.1	27°43'59.56"S	67°31'9.75"W	315	34
fomr31	27°45'32.24"S	67°34'6.86"W	342	56
fomr32	27°45'39.44"S	67°33'59.31"W	345	64
fomr33	27°45'46.34"S	67°33'50.56"W	5	87
fomr34	27°45'48.25"S	67°33'43.60"W	356	84
fomr35	27°45'52.66"S	67°33'27.65"W	4	62
fomr36	27°45'47.08"S	67°33'18.96"W	346	79
fomr37	27°45'37.26"S	67°33'15.36"W	26	71
fom38	27°45'45.42"S	67°33'3.13"W	23	88
fomr39	27°45'45.82"S	67°33'0.64"W	7	85
fomr40	27°45'44.48"S	67°32'56.93"W	26	78

En la mayoría de los casos, los buzamientos obtenidos en campo son de alto ángulo, con valores por encima de los 45°, predominando los valores de ángulos superiores a los 60°. En este caso, las fallas, el pliegue, las foliaciones metamórficas y los contactos intrusivos son los que mayor ángulo de buzamiento presentan, por lo general, por encima de los 80° (Tabla 4.5).

Tabla 4.5. Datos estructurales de fallas y pliegue sinclinal.

Identificación	Latitud (S)	Longitud (O)	Azi	Bz
fab33	27°45'34.60"S	67°30'30.73"W	330	85
fab48	27°46'19.62"S	67°33'13.49"O	353	89
far8.1	27°43'46.01"S	67°32'11.25"W	55	80
ejesinclinalv.25	67°46'43.19"W	27°40'47.72"S	4	84



C DIAGRAMA DE ROSETAS: RELEVAMIENTO DE DATOS DE CAMPO

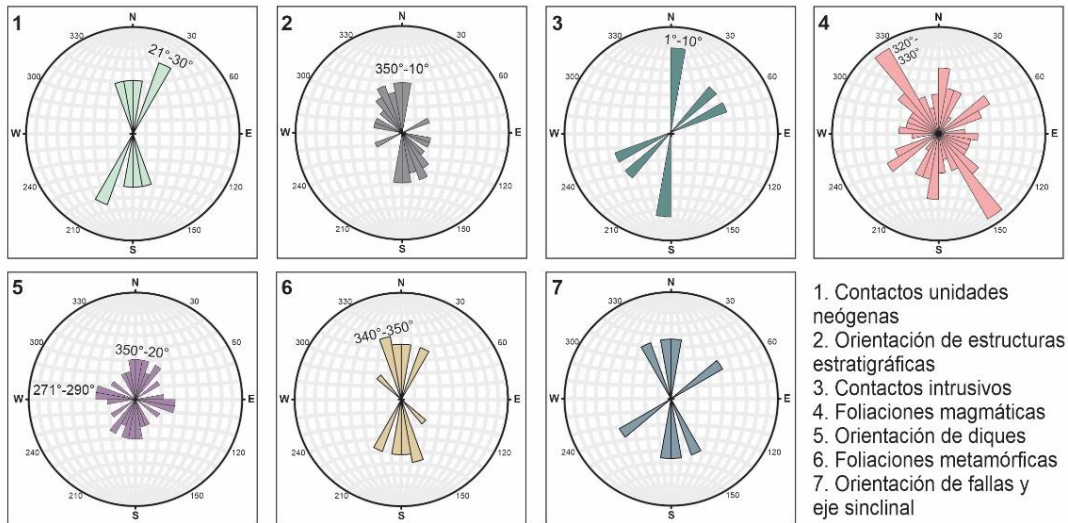


Figura 4.3. a. Sector Oeste del Bolsón de Fiambalá. **b.** Sector Este del Bolsón de Fiamablá. En ambos casos de mapearon resultados representativos de los datos de campo relevados en esta tesis. **c.** Diagramas de rosetas obtenidos para los datos estructurales relevados en campo: 1. Contactos entre unidades sedimentarias neógenas; 2. Orientación de estratos sedimentarios; 3. Contactos intrusivos; 4. Orientación de diques; 5. Foliaciones metamórficas; 6. Orientación de fallas y eje de pliegue.

4.6. Discusiones y conclusión

La obtención de lineamientos estructurales a partir de la imagen multidireccional permite establecer dos tendencias principales para los mismos correspondientes a direcciones NNO y NNE. Estas direcciones coinciden en gran medida con los datos estructurales reportados en distintos estudios en las Sierras de Fiambalá, de Narvárez-Las Planchadas y la Puna Sur (Mon y Hongn, 1991; Marret et al., 1994; Grissom et al., 1998; Carrapa et al., 2005; Coutand et al., 2001; Hong et al., 2010; Seggiaro et al., 2010).

Respecto a los datos obtenidos de los afloramientos neógenos, en la Figura 4.2.a es posible observar que hay una amplia coincidencia entre los datos relevados en campo con los lineamientos estructurales obtenidos a partir del mapa de sombras multidireccional y los adquiridos a partir de la hoja geológica georeferenciada de la zona. En campo, algunas estructuras fueron posibles de relevar, como el eje del pliegue sinclinal y los contactos entre unidades sedimentarias diferentes. En conjunto, esta información con los datos de orientación de las unidades estratigráficas relevadas, muestran una dirección de orientación preferencial casi N-S para este sector del bolsón.

Hacia el sur de donde se tomaron estos datos, aflora la vertiente La Aguadita asociada a los sedimentos neógenos de la Fm. Vinchina (Fauqué y Caminos, 2006). En este sector no se lograron medir datos de rumbo y buzamiento debido a la intensa meteorización. Sin embargo, el análisis del mapa de sombras multidireccional permite observar claramente una estructura que corta en sentido ca. N-S (Fig. 4.3.a), coincidente con las estructuras de corrimientos reportadas por Rubiolo et al. (2003) y Fauqué y Caminos (2006) (Fig. 4.2.a).

Los datos de rumbo relevados en las zonas de contacto entre el granito Los Árboles y la roca metamórfica (intrusión de edad carbonífera) poseen una orientación preferencial entre N y NE, estas direcciones están en concordancia con las foliaciones magmáticas medidas en campo sobre el granito cuya dirección preferencial es NNE. A este proceso intrusivo del Carbonífero se le asocian emplazamientos de diques. En este caso, las tendencias principales de orientación son ONO y NNE. Autores como Hong et al. (2010) establecen que las intrusiones de diques y fluidos hidrotermales mineralizados de uranio habrían aprovechado las foliaciones metamórficas para su emplazamiento y también, antiguas discontinuidades reactivadas durante el Carbonífero. Las foliaciones metamórficas obtenidas en campo

también arrojan una orientación preferencial entre NNO y NNE, por lo que todas las estructuras hasta aquí descriptas tendrían orientaciones comparables.

El levantamiento de la Sierra de Fiambalá es consecuencia de la reactivación de antiguas fallas desde niveles profundos de la corteza, aprox. 10 a 20 km (Ramos et al., 2002). Esta reactivación se debe al ciclo Andino, actualmente vigente. La falla, de carácter regional, posee una orientación N-S y es de alto ángulo ($>45^\circ$, Allmendinger et al., 1983), por lo que los datos estructurales, tanto de rumbo como buzamiento, relevados en campo estarían en concordancia con esta gran estructura regional. El punto de afloramiento de la vertiente Fiambalá se encuentra en la zona de contacto intrusivo entre el granito Los Árboles y la roca metamórfica, cuya orientación es N-S (Tabla 4.1) y muy cerca de la falla regional que levanta el bloque serrano. En sistemas geotermales de la provincia de Salta, se ha registrado que las aguas termales aprovechan antiguas estructuras permeables para su descarga (Chiodi et al., 2015; 2016). En el caso de la vertiente Fiambalá, también su afloramiento sería por causa de un control estructural y, seguramente, la estructura que esté aprovechando este contacto intrusivo carbonífero en superficie, pero asociado en profundidad principalmente a la falla regional.

En el caso de la vertiente Saujil no es clara en campo. Sin embargo, en el análisis estructural a partir de la imagen multidireccional se presume la existencia de lineamientos con orientación N-NNE en la zona por los abruptos cortes que se observan en el terreno (Figura 4.2.a). Con respecto a la vertiente La Aguadita, el afloramiento puede estar asociado al ascenso del agua por medio de las estructuras de corrimientos en el sector con una orientación general NNE y que ponen en contacto los sedimentos neógenos de la Fm. Vinchina con rocas cretácicas-terciarias de la Fm. El Crestón (Fauqué y Caminos, 2006).

En conclusión, el SGBF posee un importante control estructural, donde las surgencias de las aguas termales aprovecharían estructuras de los antiguos lineamientos con posteriores reactivaciones.

CAPÍTULO 5. Mineralogía de arcillas de los depósitos neógenos del SGBF

5.1. Introducción

La determinación de los minerales que conforman la fracción más fina de los depósitos sedimentarios de una cuenca, como así también de los productos de alteración por fluidos hidrotermales o metasomatismo, constituyen una importante herramienta no solo para caracterizar mineralógicamente las rocas, sino también para dilucidar las temperaturas en que se generaron, los posibles ambientes y fluidos que interactuaron durante su formación, además las rocas primarias que les presurgieron y a partir de las cuales se desarrollaron.

El Sistema Geotermal del Bolsón de Fiambalá (SGBF) se desarrolla, en parte, en la cuenca de Fiambalá (Figura 5.1). Esta comprende depósitos sinorogénicos del Neógeno dominados por ambientes fluviales con una importante contribución volcánica (Carrapa et al., 2006, 2008; Deri et al., 2021c; un resumen de la estratigrafía se presenta en la Tabla 5.1). Varios trabajos han propuesto el origen del material sedimentario que la compone, su paleoambiente depositacional (Carrapa et al., 2006; Deri et al., 2019b, 2021a, 2021b) y el gradiente paleogeotérmico del Mioceno utilizando diferentes metodologías como la huella de fisión de apatita (AFT) y helio en apatita (AHe) (Carrapa et al. al., 2006; Safipour et al., 2015; Stevenson Goddard et al., 2018). Esta información es de gran valor para delimitar la historia térmica y evolución de la cuenca de Fiambalá, ya que es similar a otras cuencas miocenas del Antepaís Andino de Argentina. Por ejemplo, estudios termocronológicos en la cuenca de Vinchina, al sur de la cuenca de Fiambalá (Collo et al., 2017; Stevens Goddard et al., 2018; Wunderlin et al., 2021), junto con análisis de procedencia y paleoambiente del relleno sedimentario (p.ej., Limarino et al., 2000; Ciccioli et al., 2014) y estudios de asociaciones de minerales arcillosos (Collo et al., 2011; Wunderlin et al., 2022), permitieron una caracterización paleoambiental, paleoclimática y térmica más completa de la cuenca. Sin embargo, en la cuenca de Fiambalá, los estudios de asociaciones minerales están ausentes, particularmente los de conjuntos de minerales arcillosos, tanto con fines de una reconstrucción paleoambiental como también para determinar si existieron procesos de

alteración hidrotermal que pudieran estar asociados al SGBF. Es por esto que, con el fin de dilucidar los procesos depositacionales y postdeposicionales de la cuenca de Fiambalá, en este capítulo se presenta un estudio detallado de las asociaciones de minerales de arcillas presentes en las unidades estratigráficas neógenas de la cuenca, donde se determinan sus texturas y composiciones químicas.

Tabla 5.1: Características principales de las unidades neógenas de la cuenca de Fiambalá.

Formación	Descripción (siguiendo a Carrapa et. 2008; Deri et al. 2021c)	Edades
Formación Punaschotter o Rodados de la Puna (RDP)	~600 m de espesor. Conglomerados polimícticos clasto-soportados depositados como abanicos o bajada aluvial dominada por flujos fluidos. Contacto erosivo con la unidad subyacente.	3.7±0.1 Ma ¹ (U-Pb en zircón) 4.3 ± 1.1 Ma ² (U-Pb, en ZD). 1.79 ± 0.12 Ma ³ (U-Pb en ZD)
Formación Guanchín	1170 m de espesor. Arena conglomerádica con algunas intercalaciones de niveles tobáceos. Representa sistemas de multicanales fluviales permanente, con canales arenosos y gravo-arenosos. 1060 m de espesor. Frecuentes niveles de toba intercalados con areniscas. Representan sistemas de canales de ríos arenosos. Se encuentra en contacto concordante con la Fm. Tambería a lo largo de la RN60 en el sector de Loro Huasi (Figura 5.1).	3.6 ± 0.8 My ⁴ (TFZ) 5.9 ± 0.2 Ma ¹ (U-Pb en zircón) 5.0 ± 2.0 Ma ² (U-Pb en ZD)
Formación Tambería	1070 m de espesor. Arenas conglomerádicas y lutitas, en menor medida conglomerados. Depositados en Sistemas fluviales multicanales arenosos con llanuras aluviales areno-fangosas, como sistemas fluviales anastomosados. 1135 m de espesor. Principalmente conglomerados depositados in sistemas fluviales tipo braided. 1430 m de espesor. Areniscas con intercalaciones de conglomerados y lutitas depositados en ambiente de interacción fluvial-eólica. Se encuentra en contacto tectónico con la Fm. RDP.	~9.0 My ⁵ (magnetoestratigráfico) 5.9-5.7 My ⁴ (TFZ) 7.73 ± 0.23 Ma ³ (U-Pb en ZD) 8.2 ± 0.3 Ma ¹ (U-Pb en zircón) 16.4 ± 4.6 Ma ² (U-Pb ZD) 23.9 ± 1.0 Ma ² y 23 ± 1.0 Ma ³ (U-Pb en ZD)

¹Carrapa et al., 2008; ²Safipour et al., 2015; ³Deri et al., 2021c; ⁴Tabbutt, 1986; ⁵Reynolds, 1987.

ZD: zircones detríticos; TFZ: trazas de fisión en zircones.

Mineralogía de arcillas de los depósitos neógenos del SGBF

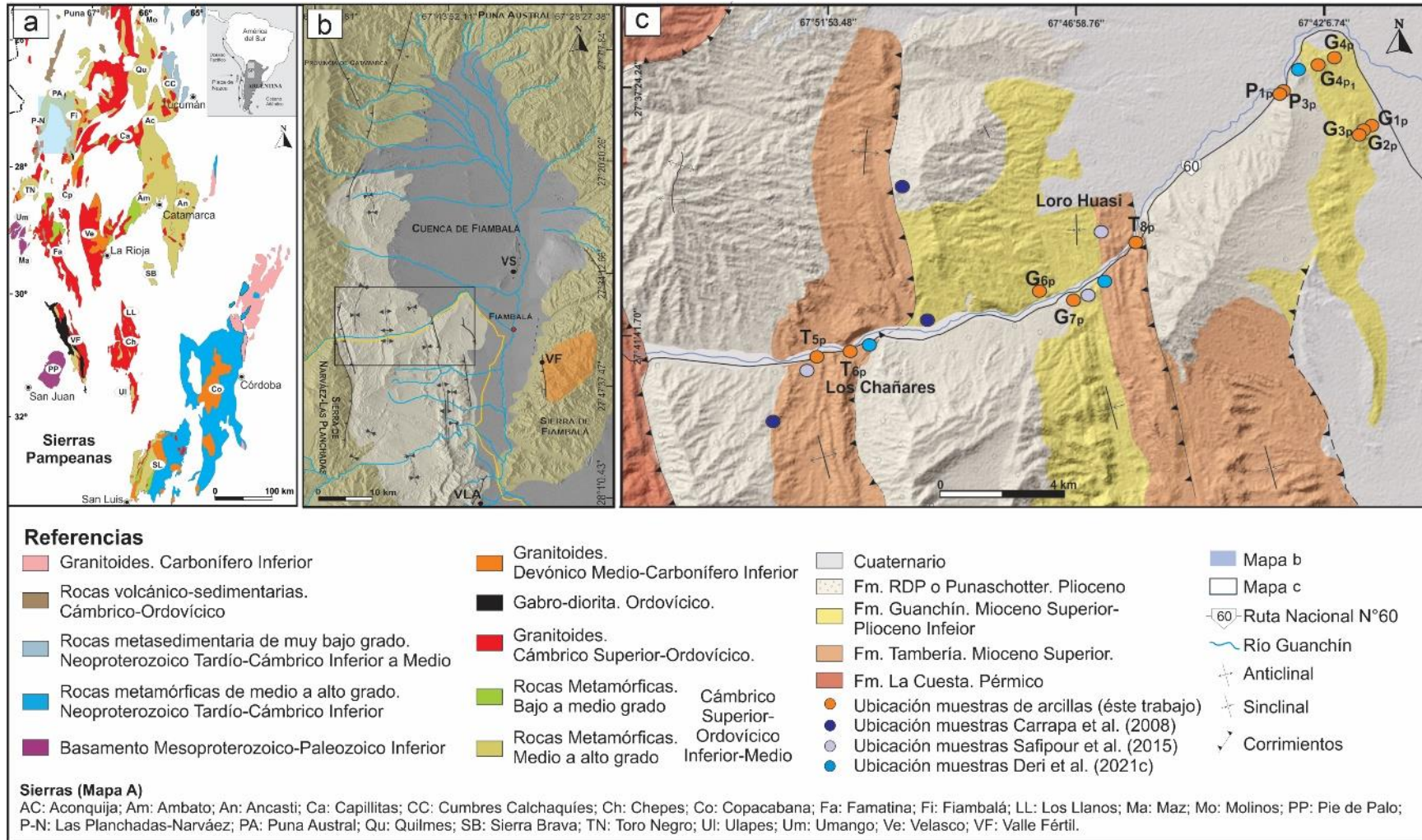


Figura 5.1. a: Sierras Pampeanas del NO de Argentina. El recuadro azul indica las unidades morfoestructurales que delimitan la cuenca de Fiambalá. **b:** Unidades morfoestructurales que limitan el área de estudio (el recuadro rojo indica el área de estudio). VS: Vertiente Suajil; VF: Vertiente Fiambalá; VLA: Vertiente La Aguadita. **c:** Mapa geológico del área de estudio: transecto del río Guanchín en la cuenca de Fiambalá (modificado de Safipour et al., 2015, y Deri et al., 2021c). Los círculos naranjas representan muestras de este estudio. Los círculos azules, gris y turquesa corresponden a la ubicación de las muestras de U-Pb en zircón.

5.2. Marco Teórico y Método de Estudio

Las arcillas ocupan un lugar especial en la investigación científica porque su entorno está constantemente atravesado por la actividad humana. De hecho, en la medida en que se caracterizan los suelos y las rocas alteradas, las arcillas son el centro de las actividades agrícolas y las obras de ingeniería civil; están ampliamente presente como productos de alteración hidrotermal tanto en sistemas geotermales activos como fósiles (Mas et al., 2006; Maza et al., 2018, 2021); se forman en series diagenéticas prospectadas para recursos petroleros (Wenk et al., 2008) como así también en yacimientos minerales de importancia económica (Maydagan et al., 2018). Solo las arcillas forman un mundo entero en el que geólogos, mineralogistas, físicos, ingenieros mecánicos y químicos encuentran temas muy interesantes para la investigación (Meunier, 2005). De ahí es que, según el campo de aplicación, el término “arcillas” varía de uno a otro. En geología, la arcilla es el material formado por partículas inferiores a 2 micrones (μm) de diámetro, que está presente en suelos y depósitos sedimentarios. La mayor parte de las partículas correspondientes a la fracción menor a 2 μm principalmente son filosilicatos, pudiendo existir también otros minerales como cuarzo, feldespatos, óxidos, zeolitas, carbonatos, sulfatos, sulfuros e hidróxidos, como así también sustancias de origen orgánico.

Los minerales arcillosos se forman y transforman en diferentes ambientes asociados con la superficie terrestre (suelos, rocas erosionadas, etc.) o la corteza superior (procesos diagenéticos) (Velde y Meunier, 2008). Su generación puede darse por diversos mecanismos (Figura 5.2): (i) por procesos de alteración (sustitución de minerales preexistentes; ej., Abad et al. 2006), (ii) precipitación directa a partir de soluciones (ej., DoCampo et al., 2018) o (iii) transformación a partir de minerales precursores (ej., Beaufort et al., 2015). Así mismo, la

existencia en un determinado depósito puede ser por un origen detrítico, es decir, heredado directamente del área fuente (ej., Wunderlin et al., 2022). Independientemente del entorno, las soluciones acuosas siempre están presentes e interactúan con las rocas permitiendo el desarrollo de minerales arcillosos. Estas soluciones pueden ser frías (como aguas meteóricas recientemente infiltradas) o muy calientes (como soluciones hidrotermales en campos geotérmicos) y pueden ser diluidas a altamente concentrados (salmueras). En todos los casos, los minerales arcillosos ajustan su composición y estructura cristalina a las condiciones locales donde se forman o transforman (Velde y Meunier, 2008). Las asociaciones entre minerales arcillosos, así como con otras fases minerales coexistentes, permiten hacer inferencias sobre las variables que interactúan en su entorno de formación. Por lo tanto, la litología del área de origen, la geomorfología continental, el control estructural, el ambiente de depositación del sedimento y el paleoclima de formación, la temperatura y presión de entierro/profundidad, el tiempo de interacción fluido-roca (entre otros) pueden estudiarse con base en minerales arcillosos (Chamley, 1989; DoCampo et al., 2010; Collo et al., 2011; Wunderlin et al., 2019; Maza et al., 2018, 2021).

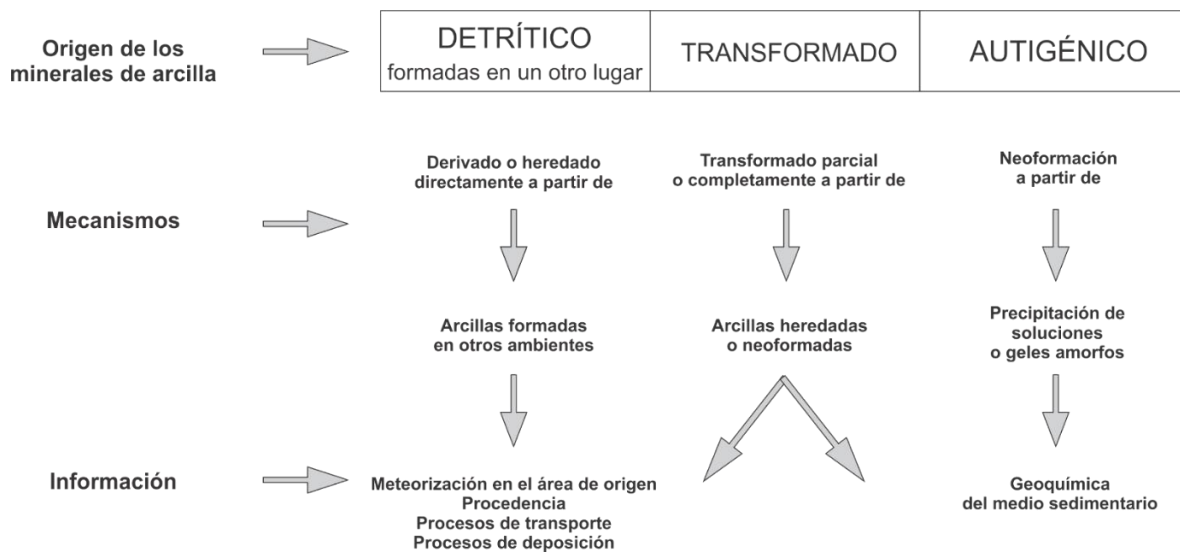


Figura 5.2. Orígenes de los minerales de arcilla e información que pueden aportar en cada caso. Modificado de Hillier, 1995

En los sistemas geotérmicos, la relación estrecha entre los tipos de minerales existentes y la temperatura es común. De hecho, se pueden estimar las temperaturas alcanzadas por los

fluidos hidrotermales a partir de los minerales de arcilla que se generan por la alteración de estos fluidos (Garibia et al., 2014; Maza et al., 2021). Así, en un sistema geotermal, se puede observar claramente el desarrollo de la evolución entre minerales de baja temperatura como la esmectita hacia otros de mayor temperatura como la clorita o illita (Maza et al., 2018). Esto se debe a que, entre estos miembros que, a priori se consideran extremos, conforme aumenta la temperatura (de la mano del aumento de la profundidad) se desarrollan fases intermedias a las cuales se les llama interestratificados de clorita-esmectita (C/S) o illita-esmectita (I/S) (Moore and Reynolds, 1997). Esta evolución se expresa en cambios estructurales y químicos en los minerales de arcilla, y cada fase se genera en un rango de temperatura acotado, de ahí que los minerales de arcillas y las asociaciones entre ellos y con otras fases minerales, permiten una estimación de la temperatura de formación del proceso de alteración (Moore and Reynolds, 1997).

Los conjuntos de minerales de arcilla afectados solo por diagénesis temprana se han utilizado para determinar fuentes de procedencia, paleoambientes e incluso paleoclimas en diversas cuencas del antepaís andino (DoCampo et al., 2010; Wunderlin et al., 2022). Este enfoque es posible de aplicar ya que se puede considerar con gran certeza que estas asociaciones conservan la firma detrítica y la del ambiente deposicional y post-deposicional. Estas condiciones pueden ser inferidas a partir de índices de relaciones de minerales arcillosos como las relaciones caolinita/muscovita-illita (Kln/Ms-Ilt) y esmectita/muscovita-illita (Sme/Ms-Ilt) propuestas por Chamley (1989). La relación Kln/Ms-Ilt es un indicador paleoclimático que tiene en cuenta que los minerales de Ms-Ilt de grano fino son producto de la meteorización predominantemente física (típica de climas secos), mientras que la formación de caolinita se ve favorecida por climas húmedos y temperaturas mínimas de 15° C (Adatte et al., 2002; DoCampo et al., 2014; DoCampo et al., 2018). El índice Sme/Ms-Ilt es un indicador del cambio climático, basado en la idea de que los sedimentos ricos en Ms-Ilt y Sme se forman en condiciones climáticas contrastantes. Por ejemplo, la autigénesis de la esmectita se ve favorecida por un clima cálido con alternancia de estaciones húmedas y áridas (Chamley, 1989) y también es muy favorecida e indicativa de actividad volcánica (Cuadro et al., 1999; DoCampo et al., 2010). Por tanto, el estudio de las asociaciones de minerales arcillosos constituye una valiosa herramienta para desentrañar la evolución de las cuencas sedimentarias continentales.

Para llevar a cabo el análisis de los minerales de arcillas de los depósitos neógenos de la cuenca de Fiambalá, se obtuvieron muestras de rocas de las unidades litoestratigráficas aflorantes (Formaciones Tambería, Guanchín y Punaschotter o Rodados de la Puna) sobre la ruta Nacional N°60 (Figura 5.1.b) que conecta la localidad de Fiambalá con el Paso San Francisco, teniendo en cuenta las ubicaciones de las muestras analizadas por otros autores (Carrapa et al., 2006; Safipour et al., 2015; Deri et al., 2021c). Así mismo, se realizó una revisión bibliográfica acerca de los materiales que componen estos depósitos sedimentarios, la zona de proveniencia de los mismos y sus principales asociaciones minerales con base en los estudios de procedencia realizados por autores como Carrapa et al. (2006, 2008) y Deri et al. (2019b) para comparar con los resultados obtenidos en este trabajo. Sobre las muestras obtenidas se llevaron a cabo análisis petrográficos que permiten identificar a nivel microscópico las texturas y estructura de las rocas, su composición y asociación mineral y escoger las muestras con un mejor criterio para los análisis de mayor detalle. Posteriormente se realizó el análisis de Difracción de Rayos X (DRX) sobre las muestras de grano más fino, este estudio permite la observación y análisis a mayor detalle los minerales de arcillas y otras fases minerales que componen las muestras en su fracción más fina mediante la respuesta espectroscópica de los mismos a los rayos X. Cada fase mineral está conformada por una celda cristalina con espaciados d (Å) que la caracterizan. Estos espaciados se reflejan en el difractograma como un conjunto de reflexiones de diferente intensidad, siendo el análisis de estos espaciados lo que permite la identificación de las especies minerales.

Como paso final, sobre dos muestras de la Formación Guanchín se llevó a cabo el análisis mediante microscopía de barrido electrónico. En este caso, se seleccionaron dos muestras que provienen de la sección media de la unidad estratigráfica. El criterio para su selección se basó en la necesidad de observar a nivel nanoscópico la textura de las muestras para determinar si existe alguna evidencia de autigénesis en las mismas debido a los resultados arrojados mediante el análisis DRX.

5.4. Resultados

5.4.1. Revisión de la composición mineralógica de las probables fuentes de los depósitos neógenos de la cuenca de Fiambalá

Los componentes detríticos de las rocas de la cuenca de Fiambalá indican una procedencia principal de las cadenas montañosas que limitan al oeste de la cuenca (Carrapa et al., 2006; 2008; Deri et al., 2019b). Estas sierras (de Narváez y Las Planchadas) albergan una sucesión volcánica-sedimentaria marina del Ordovícico Inferior (Cisterna et al., 2001; Figuras 1.a, b). Las rocas sedimentarias tienen metamorfismo de muy bajo grado, caracterizado por paragénesis mineral de tremolita + clorita + cuarzo y cuarzo + clorita + muscovita (Cisterna et al., 1994). Las intruyen diferentes unidades plutónicas porfíricas, mostrando una variación composicional desde biotítica-hornbléndica a más ácidas con fenocristales de cuarzo y feldespato (Cisterna et al., 1994). Sus edades varían entre 485-468 Ma (Rubiolo et al., 2002). Alrededor de 6 Ma se suma una nueva fuente de procedencia, la cuenca comienza a recibir detritos de fuentes ubicadas al N y al E de la cuenca de Fiambalá (rocas expuestas en la Meseta de la Puna y en la Sierra de Fiambalá; Figura 1.a, b) debido a una reorganización en el paleodrenaje (Carrapa et al., 2006; 2008). Corresponden principalmente a un complejo intrusivo máfico-ultramáfico cámbrico, al que se le impuso un metamorfismo regional ordovícico de composición y grado variable. Las principales asociaciones minerales presentes en este sector son olivino + ortopiroxeno + clinopiroxeno + anfíbol + ilmenita para rocas ultramáficas (DeBari et al., 1994). Además, también forman parte de este sector pizarras, filitas y cuarcitas con cuarzo + oligoclasa + biotita + muscovita (Rubiolo et al., 2003; Fanning et al., 2004). Esta unidad morfoestructural también incluye migmatitas, gneises y metagranitos con cuarzo + andesina + ortoclasa + biotita + granate + muscovita + sillimanita + apatita (Page et al., 1992). Los granitoides carboníferos post-tectónicos que intruyen estas cadenas montañosas tienen una asociación mineral de microclino + cuarzo + plagioclasa + biotita + muscovita (Grissom et al., 1998).

5.4.2. Análisis Petrográficos

Los análisis petrográficos en las rocas de grano fino (limolitas y areniscas muy finas) de las formaciones Tambería (T6p, T5p, T8p) y Guanchín (G2p, G4p1, G7p, G4p) arrojaron una composición mineralógica similar, compuesta por cuarzo, plagioclasa (a veces seritizada), K-feldespato, calcita, granos opacos, muscovita, clorita (detrítica), biotita cloritizada y algunos fragmentos líticos sedimentarios (Figura 3.a). Las muestras de areniscas (G2a, G1a, T5a) de las dos formaciones mencionadas son del tipo grauvaca con contactos predominantemente tangenciales entre granos, presentan matriz muy fina y cemento escaso (Figura 3.b). Las areniscas de ambas formaciones están compuestas por cuarzo, plagioclasa (a veces seritizada), K-feldespato, biotita (a veces cloritizada), epidoto, muscovita detrítica (en la matriz y también formando parte de fragmentos líticos), y algunos intraclastos pelíticos y fragmentos líticos de características polimícticos.

La Formación RDP o Punaschotter, principalmente es conglomerádica, por lo que las muestras de grano fino obtenidas corresponden a la matriz y a niveles intercalados muy finos (como sedimentos pelíticos) (P3m y P3p, respectivamente). Dentro de las muestras pelíticas fue posible identificar cuarzo, granos opacos, algo de biotita y clorita (Figura 3.c). La matriz es de grano muy fino. Se compone de clastos de cuarzo, plagioclasa, K-feldespato, biotita, fragmentos líticos de areniscas y rocas volcánicas, presentando un cemento anisotrópico (Figura 3.d).

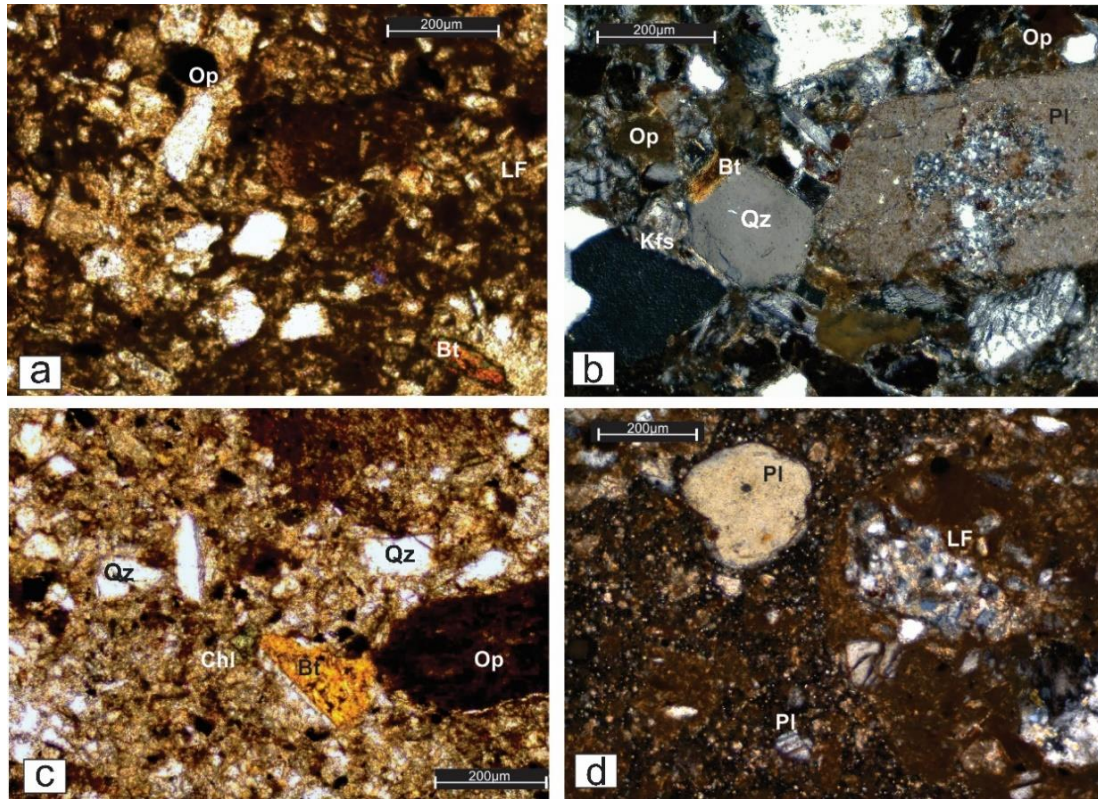


Figura 5.3. Fotomicrografías representativas de **a:** limolita; **b:** arenisca; **c:** pelita; **d:** matriz del conglomerado. Op, granos opacos; Qz, cuarzo; LF, fragmento lítico; Bt, biotita; Pl, plagioclasa; Kfs, K-feldespato; Chl, clorita. Abreviaturas minerales siguiendo a Warr, 2021.

5.4.3. Análisis por difracción de rayos X (DRX)

Para la Formación Tambería en total se analizaron dos muestras de roca total (T6p y T5p) y tres de la fracción menor a 2 µm (T6p, T5p y T8p). En la Formación Guanchín se analizaron 3 muestras de roca total (G1p, G2p y G3t) y siete de la fracción menor a 2 µm (G7p, G6p, G1p, G2p, G3t, G4p y G4p1). La muestra G3t corresponde a un nivel de toba volcánico ubicado en la sección media de la formación. En el caso de la Formación RDP se analizaron dos muestras de roca total y dos de la fracción menor a 2 µm, P1p y P3p en ambos casos. La ubicación de cada muestra en la columna estratigráfica se representa en la Figura 5.4.a en conjunto con el resultado de la semicuantificación lograda (Figura 5.4.b).

5.4.3.i. Mineralogía de roca total en muestras de grano fino

La fase mineral dominante en las muestras de roca total identificadas mediante DRX corresponde al grupo de los filosilicatos (en la muestra T6p, el cuarzo es mayor), con cuarzo y plagioclasa y cantidades subordinadas (o ausencia) de K-feldespato, calcita, anhidrita, analcima y hematita (Tabla 5.2). Estos minerales varían irregularmente en sus proporciones a lo largo de la columna estratigráfica (Figura 5.4.b) pero la relación filosilicatos>cuarzo>plagioclasa se mantiene constante con excepción de T6p y la muestra de toba (G3t) que presenta la mayor proporción de filosilicatos (73 %). La calcita aparece en bajas proporciones (<5%) en la Fm. Tambería y en proporciones superiores al 10% en la Fm. RDP. La anhidrita está presente en toda la columna estratigráfica (con excepción de la muestra G3t), en proporciones iguales o menores al 6%. Solo las formaciones Tambería y Guanchín contienen analcima y algo de hematita, aunque estos minerales están ausentes en la muestra G3t.

Tabla 5.2. Proporciones de fases minerales en roca total identificadas a partir de DRX.

Unidad	Muestra	Fases Minerales (%)									
		Qz	Kfs	Pl	Phyl	Cal	Dol	Hul	Anl	Anh	Hem
Fm. RDP	P3p	25	3	19	36	15	-	?	-	2	0
	P1p	38	1	12	31	12	-	-	-	6	0
Fm. Guanchín	G3t	10	5	12	73	-	-	-	-	-	-
	G2p	30	3	22	39	0	?	0	1	6	-
	G1p	21	4	14	56	-	-	0	1	4	0
Fm. Tambería	T5p	25	6	22	40	4	-	0	2	3	1
	T6p	37	4	31	18	3	-	0	3	3	0

5.4.3.ii. Mineralogía de arcilla (< 2 µm)

Los análisis DRX de la fracción menor a 2 µm en las muestras detríticas permitieron identificar cuatro fases de minerales arcillosos (illita, esmectita, clorita, caolinita) y la presencia de otras fases minerales como cuarzo, k-feldespato, plagioclasa, hematita. posible dolomita, anhidrita y analcima.

Tabla 5.3. Composición mineral en la fracción arcilla.

Unidad	Muestra	Minerales de Arcilla (%)				Otras fases minerales									Kln /Ilt- Ms	Sme/ Ilt- Ms
		Sme	Ilt	Chl	Kln	Qz	Kfs	Pl	Cal	Dol	Hem	Anh	Anl	Hul		
Fm. RDP	P3p	65	32	1	2	x	x	x	x	-	x	?	-	-	0.0 6	2.0
	P1p	56	39	4	1	x	x	x	x	-	x	-	?	-	0.0 3	1.4
Fm. Guanchín	G4p ₁	38	58	4	-	x	x	x	x	?	?	-	?	-	-	0.7
	G4p	31	63	2	4	x	x	x	-	-	x	?	-	-	0.0 6	0.5
	G3t	100	-	-	-	x	-	-	-	-	-	-	?	-	-	-
	G2p	35	62	3	-	x	x	x	-	?	x	-	?	x	-	0.6
	G1p	35	61	4	-	x	x	x	-	-	x	?	-	x	-	0.6
	G6p	47	47	2	4	x	x	x	-	?	?	-	?	-	0.0 9	1.0
	G7p	12	84	4	-	x	x	x	-	-	x	-	-	-	-	0.1
Fm. Tambería	T8p	12	82	2	4	x	x	x	x	-	x	?	-	-	-	0.5
	T5p	32	61	7	-	x	?	x	?	-	x	-	?	-	0.0 5	0.1
	T6p	41	56	2	1	x	?	x	-	-	x	?	?	x	0.0 2	0.7

Las abundancias relativas (Tabla 5.3) de las fases minerales arcillosas varían irregularmente a lo largo de la columna. La illita es más abundante que la esmectita en las formaciones Tambería y Guanchín (Figura 5.4.b), mientras que la clorita y la caolinita se presenta en cantidades subordinadas (a veces ausente). En el caso del nivel de toba volcánica (G3t), el único mineral de arcilla identificado corresponde al grupo de las esmectitas (proporción relativa del 100%), acompañada de cuarzo y posiblemente analcima. En la Fm. RDP la esmectita es más abundante que la illita, con presencia de clorita y caolinita (Figura 5.4.b). En todos los casos, la esmectita generalmente tiene picos anchos y, algunas veces, se superponen con los de illita-mica, mientras que la illita tiene picos algo más nítidos y definidos (ver Anexo, Figura a.1).

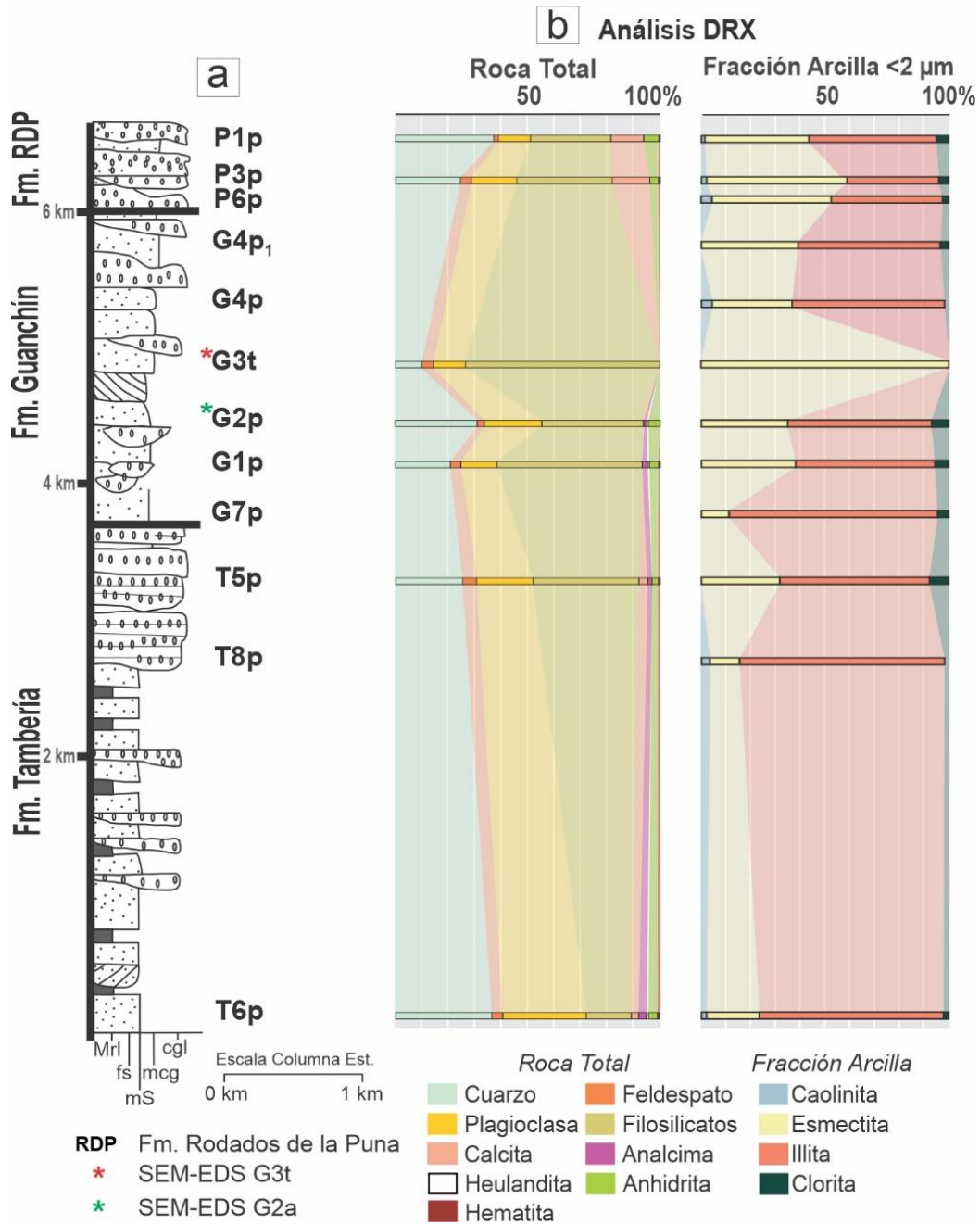


Figura 5.4. a: Ubicación de las muestras analizadas en la columna estratigráfica. **b:** Variación de las proporciones de las fases minerales, en roca total y en la fracción <2 μm, en relación a las unidades estratigráficas neógenas de la cuenca de Fiambalá.

Para esta fracción, además, se calcularon las relaciones $Kln/Ilt-Ms$ y $Sme/Ilt-Ms$ con el fin de sumar herramientas para lograr una discriminación en cuanto al origen de los minerales de arcilla. Es notable que en todas las muestras donde existe caolinita, esta se presenta en

muy bajas proporciones, por lo que la relación $Kln/Ilt-Ms$ en ninguno de los casos alcanza 0,1. Cuando se observan los valores obtenidos para la relación $Sme/Ilt-Ms$ se puede destacar que existe una tendencia general de aumento desde la base de la columna estratigráfica hasta la Fm. RDP.

5.4.4. Análisis SEM-EDS

Se logró analizar dos muestras de la formación Guanchín ubicadas en la sección media de la misma (Figura 5.4.a). Estas corresponden a una arenisca (T2a) obtenida del mismo punto de muestreo que la muestra T2p y a una toba (T3t).

5.4.4.i. Estudio textural

En las imágenes de electrones retrodispersados de la muestra de arenisca (G2a) se observaron abundantes fragmentos detríticos de cuarzo, K-feldespato, vidrio volcánico, en menor medida plagioclasa y muy escasa muscovita/illita (Figura. 5.5. a, b, c). Los clastos presentan variedad de tamaños, que van desde menos de ~ 2 micras (vidrio) hasta aproximadamente ~ 15 micras. Los clastos de cuarzo y vidrio volcánico son anhedrales con bordes redondeados a subangulosos, en el caso del k-feldespatos y plagioclasa, son anhedrales a subhedrales con bordes, principalmente, angulosos. A veces, tanto plagioclasa como algunos fragmentos de vidrio volcánico, presentan bordes difusos que evidencian procesos de alteración. La muscovita tiene forma subhedral a euhedral, con bordes netos, sin signos de alteración. La muscovita/illita identificada tiene aproximadamente ~ 5 micrones, se encuentra en un espacio intersticial, en forma de pequeños listones sin signos de alteración o de estar asociada a la alteración de un mineral precedente (Figura 5.5.a). Se observa, además, biotita con alto contenido de Mg-Fe y con bordes difusos evidenciando alteración (Figura 5.5.a). También se logra identificar esmectita con su típica textura en panal de abeja. Esta se encuentra rellenando poros y ensenadas de granos de vidrio volcánico, y se pudo definir su crecimiento a partir de vidrio volcánico, plagioclasas y biotitas. (Figuras 5.5.a, b, c y d).

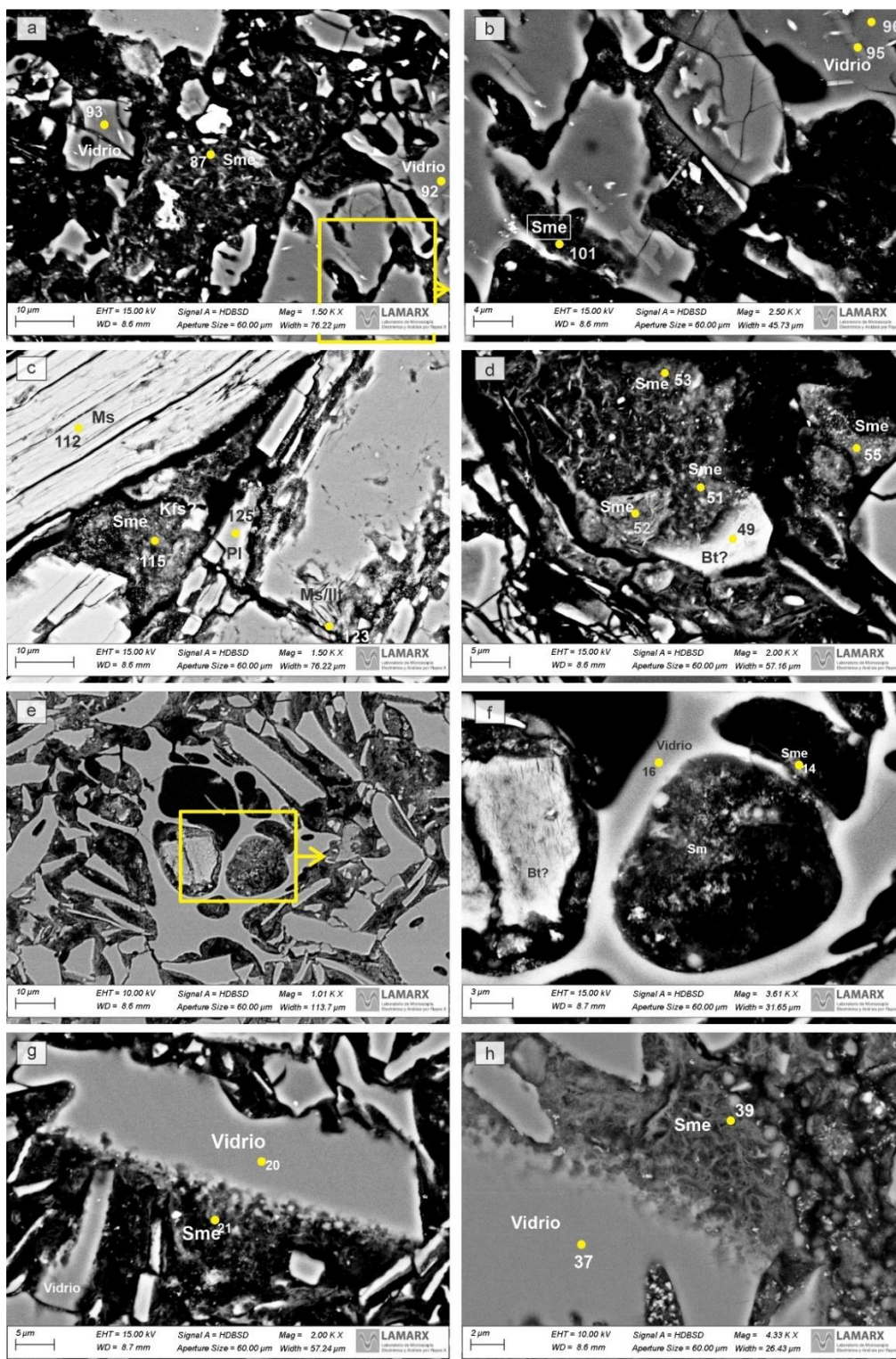


Figura 5.5. Imágenes SEM de las muestras de arenisca (a, b, c, d) y de la toba (e, f, g, h); los puntos de color indican el número de espectro (ver Tablas 3 y 4). Abreviaturas minerales siguiendo a Warr, 2021.

La muestra de toba (G3t) está compuesta fundamentalmente por vidrio volcánico, con tamaños que van desde menos de 3 micras hasta aproximadamente ~ 30 micras. El vidrio se presenta en formas variadas (pared de burbuja, bastones, entre otras), principalmente con bordes angulosos, y algo de trizas vítreas. Algunos granos de vidrio presentan vesículas y, tanto en estas como en los espacios porales de la toba, se identifica abundante desarrollo de esmectitas (con morfología tipo panal de abejas) que se genera a partir de la alteración del vidrio volcánico (Figuras 5.5. e, f, g, h). Se observaron también muy escasos granos de micas detríticas (posiblemente biotita) de hasta 10 micras, subhedral, con bordes netos sin signos de alteración. En la Figura 5.6 se muestran espectros representativos de los análisis EDS de una esmectita y de vidrio volcánico procedentes de la arenisca G2a.

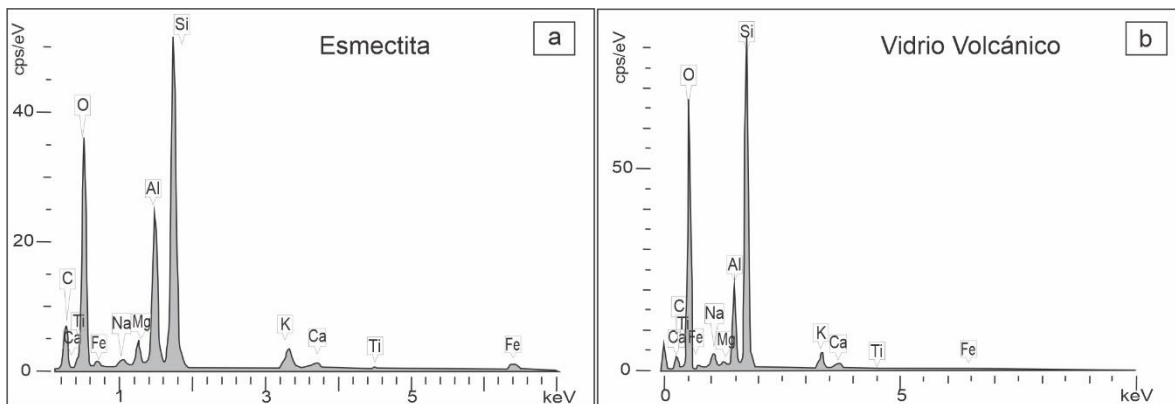


Figura 5.6. a: Espectro 101 (Tabla 4) correspondiente a la composición química de la esmectita. **b:** Espectro 96 (Tabla 5) correspondiente a la composición química del vidrio volcánico; los espectros están señalados en la Figura 4.b.

Tabla 5.4. Fórmulas estructurales para Sme y Ms/Ilt a partir de EDS.

Unidad Estratigráfica	Muestra	N° espectro	Esmectitas Dioctaédricas							Intercapa				Σ int.
			IV		VI			Intercapa		K	Na	Ca	Mg	
Si	AlIV	AlVI	Fe	Mg	Ti	Σ VI								
		51	3.86	0.14	1.26	0.28	0.43*	0.04	2.00**	0.11	0.00	0.04	0.17***	0.32
		52	3.94	0.06	0.95	0.27	0.75*	0.04	2.00**	0.23	0.00	0.05	0.21***	0.50
Fm. Guanchín	G2a	53	3.64	0.36	1.40	0.28	0.28*	0.04	2.00**	0.05	0.00	0.05	0.23***	0.33
		55	3.44	0.56	1.29	0.22	0.48*	0.02	2.00**	0.12	0.13	0.24	0.14***	0.63
		78	3.71	0.29	1.24	0.27	0.45*	0.04	2.00**	0.13	0.00	0.14	0.14***	0.41

Mineralogía de arcillas de los depósitos neógenos del SGBF

	79	3.52	0.48	1.40	0.28	0.30*	0.03	2.00**	0.14	0.00	0.06	0.24***	0.45
	80	3.70	0.30	1.28	0.27	0.42*	0.03	2.00**	0.17	0.00	0.06	0.20***	0.43
	81	3.66	0.34	0.97	0.44	0.55*	0.04	2.00**	0.31	0.00	0.06	0.21***	0.58
	84	3.94	0.06	1.14	0.27	0.56*	0.03	2.00**	0.19	0.00	0.10	0.11***	0.40
	85	3.88	0.12	1.02	0.43	0.51*	0.03	2.00**	0.16	0.00	0.08	0.14***	0.38
	87	3.87	0.13	0.99	0.44	0.60	0.05	2.07	0.24	0.00	0.12	-	0.36
	88	3.65	0.35	1.36	0.26	0.35*	0.03	2.00**	0.14	0.00	0.06	0.20***	0.40
	89	3.85	0.15	1.20	0.31	0.45*	0.04	2.00**	0.16	0.04	0.07	0.11***	0.38
	¹ 101	3.86	0.14	1.46	0.17	0.27	0.03	1.93	0.33	0.12	0.08	-	0.53
	104	4.07	0.00	1.16	0.27	0.47	0.04	2.01	0.18	0.05	0.05	-	0.28
	106	3.76	0.24	1.35	0.30	0.30*	0.05	2.00**	0.10	0.00	0.04	0.16***	0.29
	107	4.06	0.00	1.12	0.30	0.54	0.04	2.07	0.18	0.00	0.03	-	0.21
	110	3.58	0.42	1.42	0.27	0.28*	0.03	2.00**	0.08	0.00	0.02	0.27***	0.38
	111	3.60	0.40	1.35	0.33	0.28*	0.05	2.00**	0.09	0.00	0.02	0.25***	0.36
	115	3.81	0.19	1.28	0.31	0.38*	0.04	2.00**	0.13	0.00	0.02	0.18***	0.33
	116	3.65	0.35	1.11	0.28	0.50	0.04	1.93	0.13	0.03	0.43	-	0.59
	117	3.31	0.69	1.34	0.42	0.17*	0.06	2.00**	0.08	0.00	0.14	0.22***	0.44
	118	4.03	0.00	1.17	0.31	0.49*	0.04	2.00**	0.10	0.00	0.03	0.13***	0.26
	119	3.57	0.43	1.36	0.30	0.30*	0.04	2.00**	0.16	0.04	0.03	0.22***	0.45
	14	3.96	0.04	1.52	0.09	0.09	0.02	1.98	0.18	0.11	0.07	-	0.36
G3t	21	3.38	0.62	1.91	0.07	0.10	0.01	2.10	0.26	0.07	0.05	-	0.37
	39	3.68	0.32	1.54	0.16	0.27*	0.02	2.00**	0.07	0.05	0.07	0.16***	0.35
Muscovita/Illita													
	112	3.09	0.91	1.66	0.22	0.09	0.06	2.03	0.86	0.00	0.00		0.86
Fm. Guanchín	G2a	114	3.53	0.47	1.70	0.12	0.22	0.00	2.04	0.56	0.00	0.00	0.56
		123	3.45	0.55	1.72	0.13	0.23	0.00	2.08	0.55	0.00	0.00	0.55

*Mg recalculado a fines de obtener un octaedro igual a dos (2); **Octaedro recalculado a dos (2). luego de extraer el exceso de Mg. ***Mg excedente en el octaedro. ¹Fig. 5.5.B y 5.6.A.

Tabla 5.5. Composiciones representadas en óxidos de los vidrios volcánicos según EDS.

		Vidrio Volcánico									
Unidad Estratigráfica	Muestra	Nº espectro	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MgO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	CaO
		92	74.48	16.02	1.55	0.12	0.00	2.44	3.27	0.28	1.84
	G2a	93	74.96	15.62	1.39	0.11	0.00	2.42	3.41	0.37	1.72
		196	76.37	14.55	1.46	0.11	0.00	2.08	4.02	0.38	1.03
		8	77.36	14.39	0.88	0.07	0.00	1.80	5.03	0.00	0.47
Fm. Guanchín		9	75.13	15.29	0.92	0.07	0.00	2.76	5.83	0.00	0.00
	G3t	20	74.26	15.94	1.41	0.11	0.00	2.12	4.84	0.39	0.93
		31	76.42	14.43	1.00	0.08	0.00	2.19	5.29	0.00	0.59
		37	77,23	15,44	2,85	0,22	0,20	0,94	2,37	0,00	0,76

¹Fig. 5.5.A y 5.6.B.

5.4.4.ii. Composición química de las esmectitas y el vidrio volcánico

A partir de los análisis de EDS en las muestras G2a y G3t se observa que las arcillas se están generando a partir de la alteración de vidrio volcánico principalmente y, en menor medida de otros clastos detríticos (plagioclasa y biotita). Estas son ricas en Mg con una relación Fe/(Fe+Mg) entre 0.21 y 0.52 (a.p.f.u.) y son clasificadas como esmectitas dioctaédricas (Figura 5.7) con contenido de Al en el octaedro (AlVI) superior a la sumatoria de Fe + Mg + Ti. La mayoría presenta una sumatoria de cationes en el octaedro superior a 2.10 (entre 2.11 y 2.27), por lo que se asume que parte del Mg se encuentra en la intercapa. Con base en esta asunción se recalcularon las fórmulas estructurales (Tabla 5.4). Estas esmectitas presentan K y Ca como cationes dominantes en la intercapa, también Mg y bajas proporciones de Na (en algunos casos ausente). Se observa una relación directa entre los contenidos de K, Na y Ca y la suma interlaminar, y una relación inversa en el caso del Mg (Fig. 6.8).

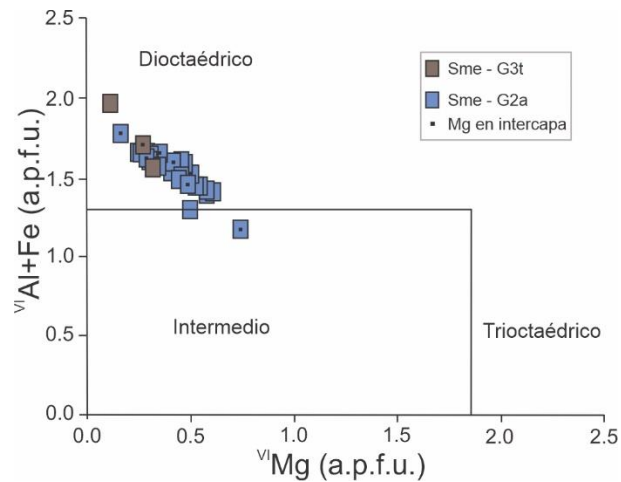


Figura 5.7. Gráfico $VIAl + Fe$ vs $VIMg$ para esmectitas que muestra los campos correspondientes a los caracteres Dioctaédrico, Trioctaédrico e Intermedio. Los microanálisis se obtuvieron mediante SEM-EDS (informado en la Tabla 5.4).

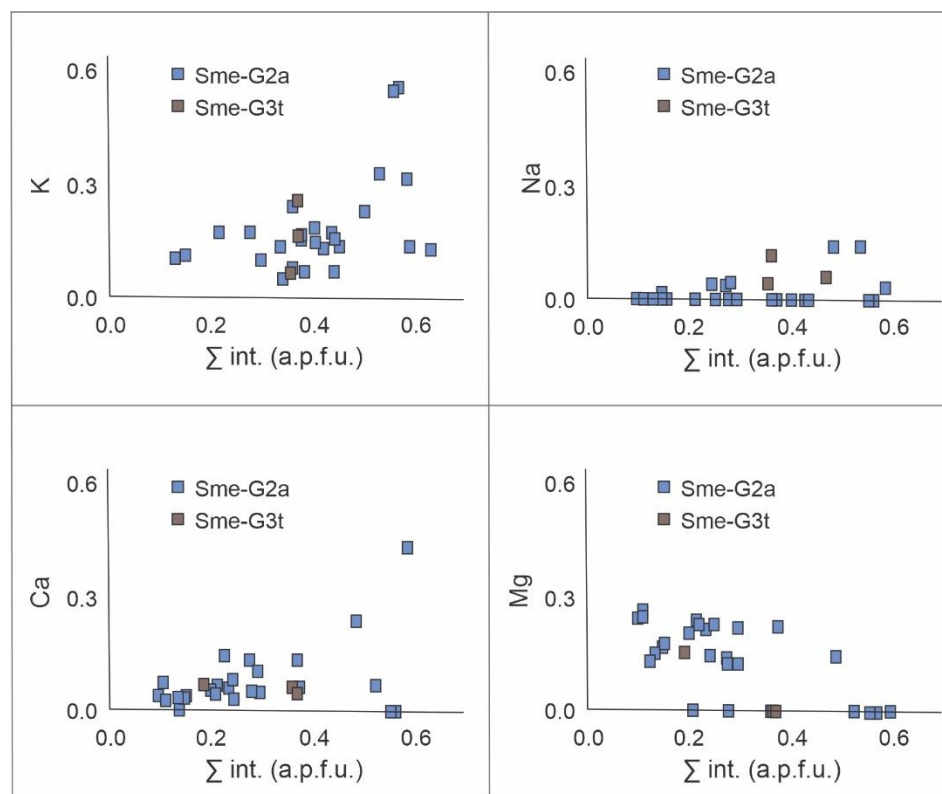


Figura 5.8. Relación entre la sumatoria de la intercapa con cada catión que la conforma. Los microanálisis se obtuvieron mediante SEM-EDS (informados en la Tabla 5.4).

Las esmectitas dioctaédricas analizadas de la Fm. Guanchín a su vez pueden clasificarse como montmorillonitas- beidelitas (Güven, 1991), mostrando una tendencia continua. En el caso de los granos de esmectita procedentes de la toba (G3t) son principalmente beidelitas, con mayor contenido de Al y menor contenido de Mg que las esmectitas de la muestra de arenisca (G2a) (Figura 5.9.a). Siguiendo el criterio de DoCampo et al. (2010) para discriminar entre beidelitas y montmorillonitas (Figura 5.9.b), se puede observar que la mayoría de las esmectitas analizadas en este trabajo corresponden a montmorillonitas como así también que la mayor parte de las que se encuentran en el campo de las beidelitas están muy próximas de la línea que separa los campos, esto implicaría que no existe una brecha composicional entre el conjunto de esmectitas analizadas (DoCampo et al., 2010).

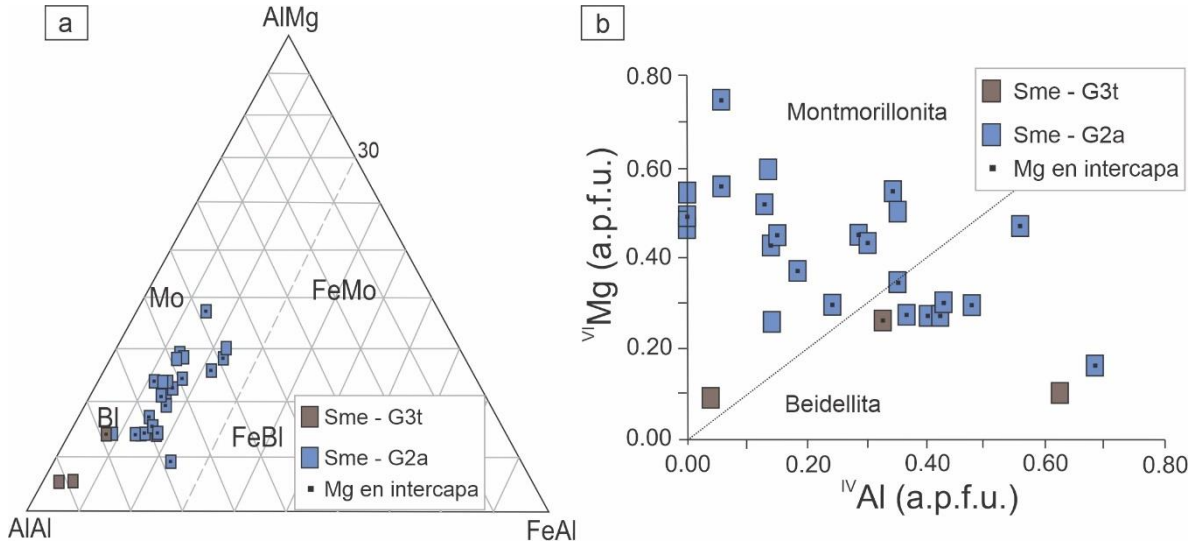


Figura 5.9. a: Diagrama ternario de los principales cationes octaédricos que componen las esmectitas dioctaédricas analizadas (Güven, 1991). Los microanálisis se obtuvieron mediante SEM-EDS (informado en la Tabla 5.4). **b:** Gráfico ^{VI}Mg vs ^{IV}Al para las esmectitas analizadas mostrando los campos correspondientes a Montmorillonita y Beidellita. Los microanálisis se obtuvieron mediante SEM-EDS (informado en la Tabla 5.4).

Con base en los contenidos semicuantitativos de SiO_2 , Na_2O y K_2O , el vidrio volcánico de ambas muestras se clasifica como dacítico-riolítico (Le Bas et al., 1986; Figura A.2 del anexo). Ya que la clasificación en este trabajo siguiendo a Le Bas et al. (1986) es con base en porcentajes obtenidos a partir de datos semicuantitativos, sólo a fines de comparar la composición general de las muestras del Neógeno de Fiambalá analizadas, se construyó un

diagrama ternario del contenido Al-Mg-Fe (Figura 5.10). Así, en la misma se muestran las composiciones (porcentajes en peso de óxido) de las arcillas (Tabla 5.4) y del vidrio volcánico (Tabla 5.5). En este diagrama es posible visualizar el bajo contenido de magnesio (trazas) en el vidrio volcánico y, comparativamente, el mayor contenido en las esmectitas. Además, las esmectitas analizadas en la toba (G3t) tienen mayor contenido de Al y menor contenido de Fe y Mg que las esmectitas de la arenisca (G2a).

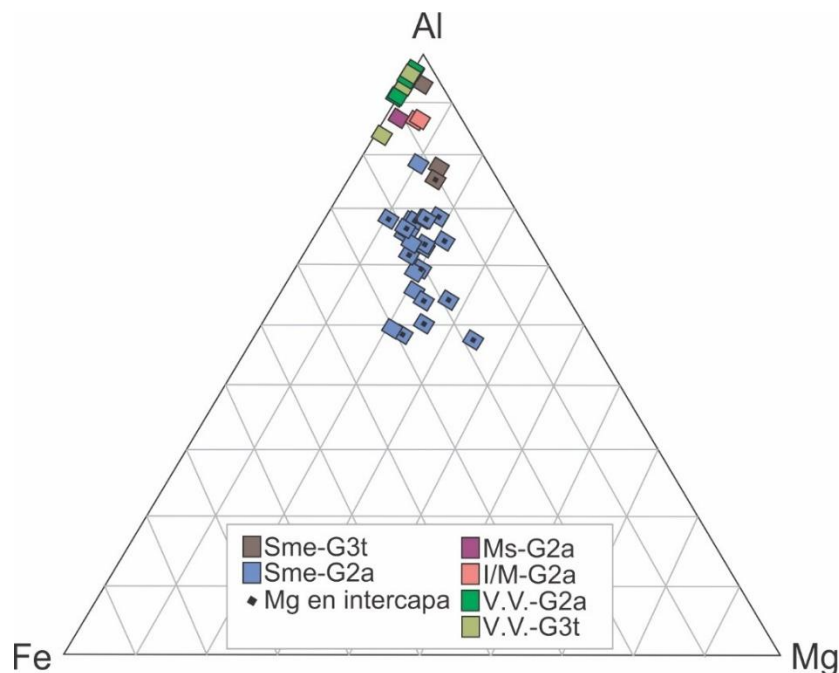


Figura 5.10. Gráfico ternario de las proporciones, en óxidos de Fe, Al y Mg de los materiales analizados. Sm, esmectitas; Ms, muscovita; I/M, illita/muscovita; V.V., vidrio volcánico.

5.5. Integración de resultados y discusiones

5.5.1. Análisis del origen de los minerales de arcilla presentes. Discriminación de fases detríticas y autigénicas.

El alto contenido de filosilicatos en roca total establecido mediante DRX (Figura 5.4.b), en conjunto con minerales félsicos de análisis petrográfico, indicarían una importante incorporación de materiales finos en la cuenca desde el origen de la sucesión neógena (Fm. Tambería). En los análisis de las fracciones <math><2\ \mu\text{m}</math> se destacan la presencia de esmectita, illita y clorita en todas las muestras de arenisca analizadas (Formaciones Tambería, Guanchín y

RDP). Se destaca también la ausencia de las fases interestratificadas de Ill/Sme o Chl/Sme que puedan asociarse a una evolución progrado (Moore y Reynolds, 1997), lo que contrasta con lo registrado para otras cuencas andinas con depósitos neógenos (eg., Collo et al. 2011, Wunderlin et al., 2019), o la interacción de fluidos de altas temperaturas con el medio rocoso como sucede en sistemas geotermales de Chile (Maza et al., 2021). Tanto la ausencia de estas fases intermedias como los análisis texturales, pero también la ausencia de Ill y Chl en la muestra de toba analizada, indican que las fases de clorita e illita identificadas tendrían un origen fundamentalmente detrítico, aunque, considerando que clorita discreta puede generarse a partir de los 40°C (40-120°C para Fe-Chl; Beaufort et al., 2015) no se descarta que parte de la misma sea autigénica como producto de la alteración de biotitas.

Por su parte, los análisis texturales permiten establecer un origen autigénico para las esmectitas, que se presentan fundamentalmente rellenando poros y con evidencias de generación, principalmente, a partir de la alteración del vidrio volcánico. Los eventos volcánicos pueden suministrar material volcanoclástico altamente lábil a una cuenca, que puede transformarse fácilmente en esmectita durante una diagénesis temprana (Cuadros et al., 1999).

En relación a la caolinita, su presencia en muy bajas proporciones en algunas muestras de arenisca, pero presente en todas las unidades, podría tener un origen detrítico y estar asociada a un aporte desde el área fuente. Hacia el oeste de la cuenca de Fiambalá, en la Sierra de Narváez, particularmente en la Formación La Cuesta, se ha registrado la existencia de cemento de caolinita en areniscas (Limarino et al., 2015). Es posible, también, que esta fase sea el producto de la alteración de los aluminosilicatos provenientes de la fuente, a partir de los cuales, en condiciones propicias (climáticas y pH del agua), la caolinita podría generarse por meteorización química (Emery et al., 1990). De todos modos, dada la baja proporción de estos minerales en las muestras analizadas, no se lograron hacer observaciones texturales que permitan confirmar algún origen en particular.

Por último, las zeolitas identificadas (analcima) en los análisis DRX de roca total y, en menor medida en la fracción arcilla, serían una fase autigénica asociada a la alteración del vidrio volcánico ya que este material puede ser muy inestable a temperaturas superiores a las atmosféricas (Barth-Wirsching and Höller 1989), como así también ante la presencia de fluidos en el sistema (Gottardi, 1989).

5.5.2. *Minerales de arcillas como indicadores paleoambientales*

Las fases de minerales de arcilla identificadas como detríticas (illita y clorita) estarían asociadas a la composición del área fuente, es decir, se descarta que hayan sido formadas por autigénesis en la cuenca debido a interacciones con fluidos de altas temperaturas, esperables en un sistema geotérmico. Sin embargo, estas permiten, por un lado, confirmar el aporte desde rocas sedimentarias afectadas por diagénesis profunda a metamorfismo de bajo grado (por ejemplo, la secuencia volcano-sedimentaria marina del Ordovícico inferior de las Sierras de las Planchadas, Figura 5.1; Carrapa et al., 2008; Deri et al., 2019) debido a la asociación mineral de estas rocas (Cisterna et al., 1994). La contribución de estas fuentes en la Fm. Tambería, pudo haber sido relativamente más abundante (debido a la mayor proporción de los contenidos de illita en esta unidad, Figura 5.4.b). Además, la presencia de estas fases detríticas permite hacer inferencias paleoclimáticas sobre la erosión de sus áreas de procedencia: su preservación en las zonas de aporte podría estar asociada a ambientes áridos, donde predomina la meteorización física (Chamley, 1989; Ehrmann, 1998; Wunderlin et al., 2019).

Las esmectitas dioctaédricas identificadas en las areniscas, asociadas texturalmente a la alteración del vidrio volcánico, se interpretan como producto de desvitrificación y autigénesis (Chamley, 1989; 2000; Reinoso Carbonell et al., 2021; Wunderlin et al., 2022) y, en menor medida, producto de la alteración de plagioclasa, biotita y clorita. Solo se observó esmectita autigénica en los análisis SEM. Por lo tanto, se asume que no existe esmectita detrítica dentro de las unidades estudiadas. Así, su ausencia más la baja proporción de caolinita (índice Kln/Ilt entre 0.02 y 0.09, Tabla 5.3) y la persistencia de anhidrita en todos los niveles analizados (con excepción de la toba volcánica, Tabla 5.3) son elementos que confirmarían un clima árido durante la depositación de las unidades estudiadas.

Siguiendo los criterios de DoCampo et al. (2010), el índice $Sme/Ilt-Ms$ podría indicar las variaciones en la proporción de material volcanoclástico disponible a lo largo de la sección de estudio. Se destaca que a partir de la muestra G6p (parte inferior de la Fm. Guanchín) y hacia la parte superior del tramo (incluyendo la Fm. RDP), se produce un incremento en el valor del índice $Sme/Ilt-Ms$. En el caso de la Fm. Guanchín, el alto índice $Sme/Ilt-Ms$ debería estar asociado al aporte más significativo de material volcanoclástico en la base de esta

unidad (que marcó el inicio de la sedimentación de la Fm Guanchín; Deri et al., 2021 y referencias en esto). Por otra parte, el alto índice Sme/Ilt-Ms en la Fm. RDP podría estar asociado a un aporte de material volcánico proveniente del retrabajo de la unidad subyacente (Fm Guanchín; Schoenbohm et al., 2015).

Las esmectitas dioctaédricas autigénicas (como las montmorillonitas y las beidellitas) generalmente se forman por transformación a partir de arcillas precursoras o minerales de silicato (Torrez Ruiz et al., 1994; Mayayo et al., 2000). En el caso de las muestras analizadas, destaca el alto contenido de Mg. Las esmectitas ricas en Mg identificadas se asocian principalmente con una fase precursora de baja proporción de Mg (vidrio volcánico, Figura 5.10). La baja proporción de Mg en la composición química de los vidrios volcánicos analizados es consistente con los reiterados eventos eruptivos registrados en la cuenca de Fiambalá, correspondientes a un vulcanismo de tipo andesítico-dacítico (Grosse et al., 2017). Aunque el magnesio es un elemento fácilmente diluible en agua y por tanto forma parte de la estructura de la esmectita cuando el fluido magnésico interactúa con el vidrio volcánico, se requiere un aporte extra de Mg al sistema. Esmectitas con altos contenidos de Mg (como saponitas y estevensitas) se han asociado con sistemas de lagos alcalinos (Furquim et al., 2008; Dias et al., 2020). El enriquecimiento de cationes como Mg y Si provenientes de fases detríticas suele ser propiciado, entre otras cosas, por la confluencia de lluvias estacionales y la intensa evaporación debida a largos períodos de sequía (Meunier, 2005). Aunque no se han registrado niveles asociados a paleolagos en la cuenca de Fiambalá (a diferencia de otros depósitos del Neógeno en la cuenca de Vinchina; Ciccio et al., 2011), es probable que el Mg pueda estar, en parte, indicando la presencia de fluidos asociados a sistemas alcalinos relacionados con el paleoambiente semiárido registrado (Carrapa et al., 2008; Deri et al., 2018) con un clima posiblemente altamente estacional. Este paleoambiente también está respaldado por la presencia de fases de anhidrita en todas las muestras analizadas (Tablas 5.2 y 5.3; Figura 5.4.b). Sin embargo, aunque no se reconocieron anfíboles o piroxenos en las muestras analizadas, como así tampoco se identificaron illita y clorita en la fracción menor a 2 μm de la muestra de toba (Tabla 5.3; Figura 5.4.b), la generación de esmectitas magnesianas a partir de asociaciones minerales precursoras vinculadas con cuerpos máficos identificados entre el material parental a partir de la depositación de la Fm. Guanchín (rocas expuestas

hacia el Nor-Noreste de la cuenca de Fiambalá, aproximadamente a 40-60 km de distancia; Figura 5.2; Carrapa et al., 2006; Deri et al., 2021a), no puede ser descartada.

En resumen, el carácter dioctaédrico y magnésico de las esmectitas analizadas podría interpretarse como el producto de una combinación de la transformación del material parental detrítico y la presencia de fluidos magnésicos concentrados a través de dinámicas paleoclimático-paleoambientales. Un contexto similar fue propuesto para la cuenca de Vinchina (sur de la cuenca de Fiambalá) por Wunderlin et al. (2022), donde las esmectitas magnésicas son producto de la combinación del material parental y la dinámica de paleoambientes sedimentarios, que controlan la composición de los fluidos del sistema. En este contexto, los menores contenidos de Mg en Mg-esmectitas de la muestra de toba (G3t) (Tabla 5.5) con respecto a la arenisca (Tabla 5.4) probablemente estén relacionados con el menor contenido de material detrítico en comparación con la muestra de arenisca (fracción menor a 2 μm , Figura 5.4.b).

Otro aspecto para tener en cuenta, es que la mayoría de las esmectitas analizadas presentan titanio en el octaedro. Generalmente, este elemento no forma parte de la composición de la esmectita (Welton, 1984). En cambio, forma parte de otros filosilicatos como la illita y la biotita (identificados en este trabajo, Figuras 5.5.c, d, f). El titanio podría ser producto de la contaminación de otras fases minerales presentes, como la illita por su alto porcentaje en la fracción menor a 2 μm en el análisis DRX (Figura 5.4.b). Otra fuente de titanio podría atribuirse a los granos opacos identificados en estudios petrográficos (posiblemente correspondientes a óxidos de titanio, Figura 5.3). Más allá de lo publicado por Welton (1984), existen algunos sitios donde se registraron esmectitas con bajas proporciones de titanio, como en la Na-Montmorillonita de Wyoming (hasta 0,1% de TiO_2) o la Texas Montmorillonita STx-1 (% TiO_2 = 0,22; Van Olphen y Fripiar, 1981). En el caso de las esmectitas de las unidades Neógenas de la Cuenca de Fiambalá tienen contenidos de titanio entre 0,01 y 0,06 (a.p.f.u.), representando entre 0,2 y 0,9% de TiO_2 en términos semicuantitativos (Tabla 5.4). El titanio también está presente en algunos de los vidrios volcánicos medidos (hasta un 0,38 % de TiO_2 , Tabla 5.5). Por lo que la presencia de titanio tanto en las esmectitas como en el vidrio volcánico también puede estar asociada al material parental detrítico.

En cuanto a las zeolitas (analcima y heulandita), a baja temperatura, su generación está principalmente controlada por la alcalinidad del sistema (Gottardi, 1989). De esta forma, las

fases minerales de zeolitas pueden presentar zonaciones donde cada fase de la zonación se asocia a un rango de pH determinado. Así, en depósitos volcanoclásticos, la zonación podría reflejar los cambios de pH del fluido con la profundidad (Iijima, 1980; Gottardi, 1989). Estos cambios de pH son producto de las interacciones entre el agua meteórica, los fluidos de los poros primarios y la lixiviación de material volcanoclástico promovida por el aumento de la temperatura. Por lo tanto, hacia la superficie aparecerían niveles con fluidos más neutros, y en profundidad niveles con fluidos más alcalinos y salinos (considerando una lixiviación salina a partir de la concentración superficial producto de la evaporación) (Iijima, 1980; Gottardi, 1989). Con base en estas evidencias, es posible sugerir que la presencia de zeolitas (analcima y heulandita) en las formaciones Tambería y Guanchín y su ausencia tanto en la toba (muestra Gt3, del nivel superior de la Fm. Guanchín) como en la Fm. RDP (Tablas 5.3 y 5.4, Figura 5.4.b), podría estar apuntando a una zonación de alcalinidad. La alcalinidad pudo haber aumentado hacia la parte basal de la Fm. Guanchín debido al mayor contenido volcanoclástico (Turner, 1967; Carrapa et al., 2006; Deri et al., 2021c) como se describe para sistemas similares por varios autores (e.g., Iijima, 1988; Sheppard y Hay, 2001). Además, en ambientes ricos en álcalis (un contexto posible para la cuenca de Fiambalá), se favorece la alteración de vidrios volcánicos a niveles superficiales, provocando la generación de zeolitas (Gottardi et al., 1989). Sumado a esto, es probable que, además de la existencia de una mayor disponibilidad de material volcanoclástico, las condiciones de alcalinidad fueran más acentuadas durante la deposición de las formaciones Tambería y Guanchín.

5.5.3. Registro de la historia paleotermal en los minerales de arcilla

Los minerales de arcillas son excelentes indicadores de la historia térmica tanto en cuencas sedimentarias como en sistemas geotermales, ya que estos minerales, al ser producto de alteración hidrotermal o secundarios muestran una progresión determinada por la temperatura, particularmente si se complementan a otro tipo de indicadores (Brown, 1984; Camprubi et al., 2003; Garivia et al., 2014; Chuan-Qing et al., 2015; Troche Montiel, 2018; Wunderlin et al., 2022). En el caso de los minerales arcillosos, la evolución post-depositacional se refleja en la evolución de los ensamblajes arcillosos durante la diagénesis, donde el principal factor impulsor del cambio es la temperatura (Hower et al., 1976; Śródoń, 2007), siendo el tiempo de residencia y los fluidos menos influyente (Meunier, 2005). Lo

mismo sucede cuando se trata de sistemas geotermales donde la evolución de las asociaciones de minerales de arcilla principalmente se debe a la alteración hidrotermal (Browne, 1978; 1984).

Con base en estudios de termocronología a partir de AFT realizados en la cuenca de Fiambalá, Carrapa et al. (2006) determinaron que los depósitos neógenos alcanzaron una temperatura máxima de enterramiento de aprox. 90 °C a ~ 20 Ma y la sucesión no habría superado las temperaturas de la zona de reajuste parcial de AFT (~120 °C). Sin embargo, sí habría alcanzado temperaturas que permitieron el reajuste parcial de AHe (~80 °C) según Safipour et al. (2015). Estos resultados son consistentes con los análisis presentados en este trabajo. La presencia y preservación de esmectita autigénica, así como la ausencia de interestratificados (Ill/Sme y/o Chl/Sme), indica que la secuencia sedimentaria no logró superar la etapa de eodiagénesis, por lo que habría estado sometida a temperaturas máximas de enterramiento de alrededor de los 70 °C (Środoń, 2007). Así mismo, ya que las fases de clorita e illita se consideran de origen detrítico, y no se observaron indicios de autigénesis de minerales como feldespato potásico (por ejemplo), la presencia de fluidos hidrotermales asociados al SGBF en la cuenca puede ser descartada. Por lo que, se puede considerar que los minerales de arcilla autigénicos presentes en la cuenca de Fiambalá, principalmente, son consecuencia de la temperatura alcanzada por los depósitos asociada al gradiente geotérmico de la región.

Los gradientes geotérmicos existentes durante el enterramiento de la cuenca se pueden calcular a partir de la combinación de los resultados obtenidos por AFT y los minerales de arcillas autigénicos presentes en la misma (por ejemplo, Wunderlin et al., 2022). Considerando un rango de temperaturas de enterramiento (T_t) entre 70 y 90 °C para la base de la sección, temperaturas superficiales (T_s) del orden de 20 °C, y los espesores de la sucesión estratigráfica (t_d) establecidos por Carrapa et al. (2006) y Deri et al. (2021c), se pueden calcular los gradientes paleogeotérmicos (Tabla 5.6).

Tabla 5.6. Gradientes paleogeotermiales de la cuenca de Fiambalá calculados a partir de los minerales de arcilla presentes en los depósitos neógenos que la componen.

Espesor (m)	Máxima temperatura“ de enterramiento (°C)	Paleogradiente calculado (°C/km)
*4000	70	~ 13
	90	~ 18
**6400	70	~ 8
	90	~ 11

*Espesor de la sucesión estratigráfica reportado por Carrapa et al. (2006). **Espesor de la sucesión estratigráfica reportado por Deri et al. (2021c).

Los paleogradientes calculados se parecen a los establecidos por Carrapa et al. (2006) que llegan hasta los 20 °C/km (es decir, son relativamente bajos). Además, los paleogradientes son consistentes con los reportados para el Mioceno y Plioceno-Pleistoceno de otras cuencas de antepaís en la región de la losa plana pampeana, que están en el orden de 10 y 20 °C/km (Collo et al., 2011; Dávila y Carter, 2013; Wunderlin et al., 2021). Sin embargo, los gradientes calculados en este trabajo son inferiores a los propuestos por Stevens Goddard et al. (2018), quienes al considerar el reajuste total de AFT de algunos cristales de apatita del perfil La Troya (ubicado en el extremo sur de la Cuenca de Fiambalá) y de AHe en el área de estudio (Safipour et al., 2015), establecen gradientes que oscilan entre 24,2 y 36,4 °C/km y entre 26,7 y 30 °C/km, respectivamente. Para la cuenca de Vinchina, Wunderlin et al. (2021) registraron variación local-regional en el régimen térmico debido a diferencias en las edades AFT-AHe. Por lo tanto, es posible que las diferencias en los gradientes térmicos del Mioceno calculados para la cuenca de Fiambalá reflejen variaciones locales en el régimen térmico, como en el caso de la cuenca de Vinchina. Otra explicación para estas diferencias en los valores puede deberse al menor espesor utilizado por estos autores en los cálculos (~ 4000 m; Carrapa et al., 2006) o al mayor espesor informado recientemente por Deri et al. (2021c) para la secuencia estratigráfica neógena de la cuenca de Fiambalá (~ 6400 m). Los gradientes paleogeotérmicos estimados en este trabajo contribuyen a reconstruir el complejo régimen térmico de la región del antepaís andino durante el Mioceno y también constituyen una herramienta útil en el estudio de la dinámica de losas planas.

Por otro lado, aunque la principal causa de la ausencia de progresión de interestratificados I/S y la generación de illita autigénica es el bajo gradiente paleogeotérmico en la zona, no se descarta que, debido a la tasa de sedimentación de los depósitos neógenos (2,5 mm/y para la Fm. Tambería, 0,6 mm/y para la Fm. Guanchín y 0,4 mm/y para la Fm. Punaschotter; Carrapa et al., 2008) se haya producido un efecto “blanketing” que provoque la reducción del flujo térmico en estado estacionario (Husson y Moretti, 2002; Collo et al., 2011).

5.6. Conclusiones de esta sección

Con base en los estudios DRX y SEM-EDS de minerales de arcilla de las unidades neógenas de la cuenca de Fiambalá (formaciones Tambería, Guanchín y RDP), se puede observar que coexisten fases detríticas y autigénicas, sin evidencia de diagénesis profunda y/o la intervención de fluidos hidrotermales. La illita y la clorita se interpretan como detríticas, descartando la interacción de los depósitos sedimentarios de la cuenca con fluidos hidrotermales asociados al SGBF. La persistencia de estas fases minerales desde el área de la fuente hasta su depósito y enterramiento en la cuenca están indicando un contexto donde predomina la meteorización física sobre la química. Sumado a esto, la presencia de anhidrita (que representaría momentos de evaporación en la cuenca junto con la presencia de grietas de desecación registradas en las rocas), y la baja relación caolinita/illita-muscovita, permite reafirmar las condiciones climáticas semiáridas durante el Neógeno (tiempo en que se depositó la secuencia estratigráfica en su totalidad).

Dentro de los conjuntos de minerales de arcilla identificados, se observó que la esmectita (que se encuentra en gran proporción en la fracción menor a 2 μm del análisis DRX) es la única fase autigénica. Se encontró que estaban asociados con la alteración de principalmente vidrio volcánico y, en menor medida, con biotita y plagioclasa. La mayoría de las esmectitas son ricas en magnesio (VIMg entre 0.07-0.75 a.p.f.u.) y tienen contenidos de titanio en el octaedro con valores entre 0.01 y 0.06 (a.p.f.u.). Considerando que el elemento Mg es muy escaso en el vidrio volcánico (principal fase precursora de las esmectitas), este catión se habría incorporado al sistema a partir de la alteración de fases detríticas de magnesio como biotita y clorita y concentrado por dinámicas paleoambientales y paleoclimáticas en un ambiente probablemente alcalino. Dado que en la región prevaleció un clima semiárido, la

confluencia de lluvias estacionales y la intensa evaporación por largos períodos de sequía favorecería el enriquecimiento de cationes como el Mg, permitiendo la generación de las esmectitas magnésicas identificadas en este trabajo.

Además, las proporciones relativamente altas de esmectita/illita-muscovita en las muestras de la Fm. Guanchín y en la Fm. RDP o Punaschotter serían, principalmente, una consecuencia de la abundante disponibilidad de material volcanoclástico en la cuenca. Estas características, junto con un ambiente alcalino, también apoyarían un origen autigénico para las zeolitas (analcima y heulandita).

Finalmente, desde un punto de vista térmico, la preservación de la esmectita y la ausencia de fases interstratificadas permite estimar temperaturas máximas de enterramiento (Tt) entre 70 y 90 °C y gradientes paleo-geotérmicos entre menos de 18 °C/km para el Neógeno de Fiambalá. No obstante, son necesarios más análisis texturales/composicionales, incluyendo las formaciones Tambería y RDP, para obtener un modelo más robusto de la evolución térmica de esta cuenca.

CAPÍTULO 6. Geoquímica de las principales unidades litológicas del SGBF

6.1. Introducción

Para estudiar las rocas desde un punto de vista geoquímico, es necesario llevar a cabo primeramente estudios petrológicos para distinguir los minerales que forman parte de la asociación mineral de la misma. Una vez identificados, estos minerales se analizan desde un punto de vista químico para obtener los elementos químicos que los constituyen.

Las manifestaciones termales del SGBF, si bien se encuentran en diferentes sectores del bolsón, en profundidad, es posible que tengan cierta interacción con rocas sedimentarias cuaternarias y/o neógenas (Torres et al., 2003). Con base en esta consideración, se muestrearon diferentes unidades sedimentarias neógenas aflorantes en la ruta nacional N° 60, entendiendo que ellas conforman gran parte de la cuenca sedimentaria de Fiambalá con un espesor de aproximadamente 6 km (Deri et al., 2021c). Esta secuencia sedimentaria que no ha sido analizada químicamente hasta el momento, conformaría la “Unidad Hidrogeológica 2” de Torres et al. (2003) caracterizada por estar compuesta por rocas terciarias de baja permeabilidad, elevada salinidad, que contienen acuíferos de baja calidad y rendimiento relativos. Adicionalmente, se realiza una recopilación de datos publicados de la geoquímica de las rocas cristalinas de los altos topográficos que limitan el bolsón de Fiambalá.

Ya en el capítulo anterior (5: “Mineralogía de arcillas de los depósitos neógenos del SGBF”) se presentaron los resultados de la composición mineralógica de las unidades sedimentarias de la cuenca de Fiambalá a partir de, principalmente, un análisis de DRX de las fracciones más finas. Así mismo, se estimó semicuantitativamente la composición química de dos fases principales en la fracción arcilla (esmectita y vidrio volcánico). El objetivo de este capítulo es presentar una caracterización geoquímica de las unidades litológicas que interaccionan con las surgencias de agua de la zona de estudio y aportar nuevos datos geoquímicos de las rocas sedimentarias que conforman las unidades sedimentarias neógenas. Esta información permitirá conocer a nivel global la composición química de las rocas que conforman el SGBF

e identificar las posibles relaciones entre las surgencias con los diferentes tipos de material rocoso y así comprender los procesos de interacción agua-roca que existen en el bolsón.

6.2. Características químicas de las rocas que componen las sierras que limitan el SGBF

Las surgencias de las aguas termales del SGBF se encuentran asociadas a diferentes tipos de rocas en superficie. Así, la vertiente Fiambalá aflora entre las rocas cristalinas expuestas en la sierra homónima. Hacia el norte, entre rocas sedimentarias neógenas (particularmente los conglomerados pertenecientes a la Fm. Punaschotter) aflora la vertiente Saujil y, hacia el sur, aflora la vertiente La Aguadita entre rocas sedimentarias del Cretácico-Mioceno Medio-Inferior (Fauqué y Caminos, 2006).

A partir de los datos disponibles en la bibliografía (DeBari, 1994; Dahlquist et al., 2010), en la Sierra de Fiambalá, se pueden reconocer dos unidades ígneas principales: unidad máfica y unidad félsica. La unidad máfica fue estudiada por DeBari (1994) quien determinó que esta unidad se compone, principalmente, por rocas gabroicas (Figura 6.1.a) ordovícicas de tipo cálcicas (Figura 6.1.b) con un contenido de SiO₂ dentro de un bajo rango (46-51 % en peso), moderada a alta concentración de Al₂O₃ (13,5-21,3 % en peso) y un amplio rango de MgO (entre 4,6 y 15% en peso). Para estas rocas, DeBari (1994) compara las variaciones de los óxidos mayoritarios y elementos trazas con el contenido de MgO. En este sentido, el CaO (concentraciones entre 3,15 y 21,51 % en peso) presenta una relación inversa con el MgO, mientras que los contenidos de Na₂O (entre 0,22 y 2,65 % en peso), TiO₂ (entre 0,13 y 4,02 % en peso), Fe₂O₃ (entre 15,39 y 4,23 % en peso), SiO₂ y también de Al₂O₃ se enriquecen con el aumento de MgO. En el caso del K₂O (entre 0,13 y 1,07 % en peso), si bien muestra mayor dispersión, tiende a una relación directa con el MgO. Con respecto a los elementos trazas, estas rocas exhiben un importante contenido en Cr y Ni, cuyas concentraciones se encuentran entre 38 y 2850 ppm y, entre 20 y 913 ppm, respectivamente, relacionándose en forma directa con el contenido en MgO. Los elementos Ba, Zr, Nd e Y presentan una relación indirecta con el aumento en MgO, presentándose en concentraciones entre 12 y 240 ppm, entre 22 y 457,9 ppm, entre 1,8 y 24,31 ppm y, entre 10 y 25, 2 ppm, respectivamente. Los contenidos de Rb y Sr se encuentran entre 5,51 y 161,1 ppm y, entre 53 y 457,9 ppm,

respectivamente, mientras que el Sr se relaciona en forma indirecta con el MgO, el Rb muestra una importante dispersión (DeBari, 1994).

La unidad félsica, siguiendo a Dahlquist et al. (2010), está constituida por los granitos (Figura 5.1.a) carboníferos (plutones Los Árboles y La Florida) que intruyen las unidades más antiguas. Estos son de tipo alcalinos y peraluminosos (Figura 6.1.b). Contienen entre 69,2 y 74,9% en peso de SiO₂ y, entre 11,9 y 12,41 % en peso de Al₂O₃. Los contenidos de CaO se encuentran entre 0,64 y 1,24% en peso, mientras que presentan un enriquecimiento en FeO(t) y TiO₂(t) con respecto al MgO, con contenidos entre 1,45 y 3,69% en peso de FeO(t), entre 0,07 y 0,40 % en peso de TiO₂ y, entre 0,03 y 0,46 % en peso de MgO. Así mismo, los contenidos de álcalis (2,86-3,29 % en peso de Na₂O y 4,82-5,09 % en peso de K₂O) se encuentran enriquecidos en relación al óxido de magnesio. El P₂O₅ se presenta en concentraciones por debajo del 0,15% en peso y, aún más bajo, el MnO con concentraciones iguales o menores al 0,05% en peso. Las concentraciones de los elementos trazas permite caracterizar estas rocas plutónicas como granitos tipo A, donde, con base en la normalización a la composición del manto primitivo, los elementos Ba, Nb, Sr se presentan con valores negativos, con concentraciones entre 31 y 326 ppm, 27 y 68,3 ppm, 9 y 91 ppm, respectivamente. Por otro lado, los elementos Rb, Th y U, cuyas concentraciones se encuentran entre 235 y 650 ppm, 39,9 y 77,1 ppm y entre 7,46 y 20,7 (respectivamente), presentan un enriquecimiento significativo. Por otro lado, el Y presenta un rango de concentraciones entre 54,2-113 ppm, el Zr entre 157-337 ppm, el Hf entre 5,6-9,2 ppm y el V entre 5-18 ppm. Las concentraciones de los metales Cr y Co se encuentran entre 70 y 170 ppm y entre 1 y 5 ppm, respectivamente. Adicionalmente, mediciones de contenidos de flúor en las biotitas que componen estos granitos arrojan un rango entre 1,05 y 1,15 % en peso. Estas concentraciones de flúor son relativamente altas con respecto a las concentraciones del mismo elemento en los estudios de roca total de los granitos ordovícicos de la zona de estudio (Dahlquist et al., 2010). La Sierra de Fiambalá, asociadas a la intrusión carbonífera, contiene importantes mineralizaciones de uranio principalmente alojadas en cataclasitas, con un rango de concentraciones de U₃O₈ entre 0,1 y 9,2 % y altos contenidos de metales pesados (Rubinstein et al., 2001).

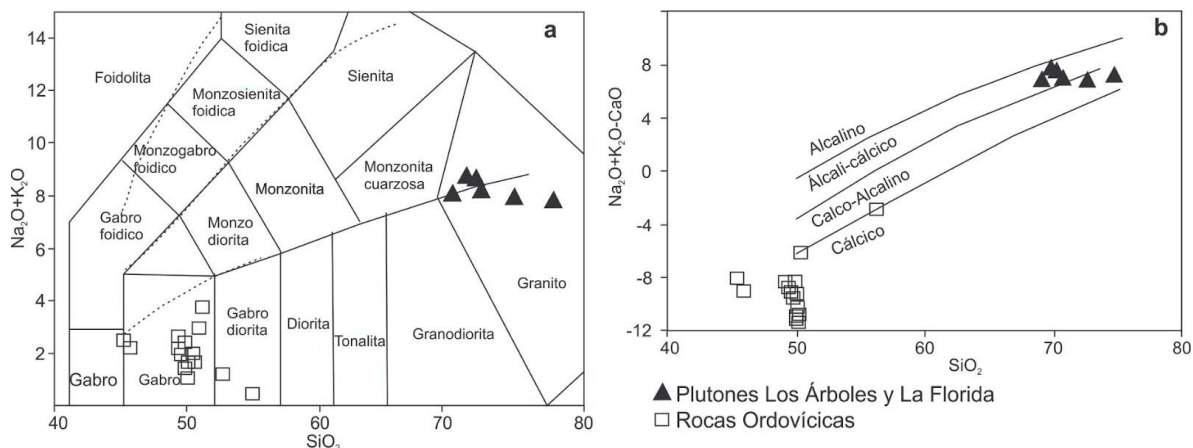


Figura 6.1. Diagramas de clasificación de rocas ígneas según la composición química. **a:** Diagrama de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs. SiO_2 (Wilson et al., 1989). **b:** Diagrama de $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ vs SiO_2 (Frost et al. 2001). Modificados de Dahlquist et al., (2010) y Alasino et al., (2017). Los datos se reportan en la Tabla A.6 y A.7 del Anexo.

Las sedimentitas neógenas a las que se asocia el afloramiento de la vertiente La Aguadita, corresponderían a la Fm. Vinchina, cuya geoquímica fue estudiada por Díaz et al. (2019). Las concentraciones de los elementos mayoritarios indican que la sílice es el óxido más abundante con rangos entre 62,1 y 80,3 % en peso. El CaO presenta valores entre 1 y 7,9 %. Los tenores de K_2O se encuentran entre 1,4 y 2,5% en peso y su presencia está controlada principalmente por la abundancia de feldespatos alcalinos y, en menor medida micas detríticas e illitas autigénicas. La concentración de Na_2O se encuentra entre 2,4 y 3,7 % en peso, asociadas, principalmente, con la presencia de plagioclasas y analcima autigénica. El $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$ presenta tenores relativamente altos con valores entre 2,9 y 5,4 % en peso y sus fuentes están constituidas por minerales ricos en hierro (anfíboles, biotita, minerales opacos, pasta de vulcanitas básicas, hematita). El contenido de Al_2O_3 varía entre 9,6% y 16,7% en peso, concentraciones que podrían estar asociadas con minerales arcillosos autigénicos. El MgO se encuentra entre 0,7 y 2 % en peso y, al igual que el $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{t})$, forma parte de diversos minerales ferromagnesianos como así también de argilominerales tales como clorita, esmectita, illita. Las concentraciones de TiO_2 se encuentran en un rango entre 0,4 y 0,8 % en peso y su fuente más probable la constituirían minerales opacos (posiblemente ilmenita). Los óxidos de P y Mn se encuentran en concentraciones relativamente bajas, alrededor del 0,2 % y del 0,1 %, respectivamente. En cuanto a los elementos traza Ba, Sr y Rb sus

Geoquímica de las principales unidades litológicas del SGBF

proporciones promedio corresponden a 703,58 ppm, 440,58 ppm y 59,67 ppm, respectivamente. En estos casos, el Sr se asociaría, principalmente, al contenido de heulandita en las rocas. El Zr y Nb presentan concentraciones promedio iguales a 169,25 ppm y 6,42 ppm, respectivamente. Las concentraciones de los elementos Y y Hf corresponden a 16,08 ppm y 3,84 ppm, respectivamente. Los metales V, Cr, Co y Ni se encuentran en concentraciones promedio iguales a 75,33 ppm, 126,27 ppm, 6,92 ppm y 20,00 ppm, respectivamente. Los contenidos de los elementos Th y U corresponden a 5,33 ppm y 1,49 ppm, respectivamente. Los elementos Zr, Hf, y Th se asociarían a minerales pesados como circón, monacita y apatita, ya que típicamente se encuentran en altas concentraciones en estos minerales.

6.3. Características geoquímicas de los afloramientos neógenos

Hacia el centro del bolsón de Fiambalá, aflora la vertiente Saujil en las rocas neógenas que conforman la cuenca de Fiambalá. Sobre Estas rocas se llevaron a cabo análisis de roca total en dos muestras de cada unidad estratigráfica que conforma la secuencia estratigráfica (formaciones Tambería, Guanchín, Punaschotter; Tabla 6.1). En este sentido se describirán los contenidos de los elementos (mayoritarios y trazas) para las formaciones Tambería y Guanchín considerando el promedio de dos (2) muestras. En el caso de la formación Punaschotter (o RDP), correspondiente a una roca conglomerádica clasto soportada, se obtuvo un análisis de su matriz y de un nivel pelítico contenido en el conglomerado, por lo que se describirán de forma independiente.

Tabla 6.1. Datos representativos de elementos mayoritarios y trazas en roca total de los depósitos Neógenos de la cuenca de Fiambalá.

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	LOID
	% en peso										
P3m	72,32	0,62	11,01	4,58	0,08	1,29	2,51	3,27	2,32	0,10	1,87
P3p	49,17	0,53	11,32	4,23	0,09	2,30	13,92	2,69	2,44	0,20	13,12
G2a	69,57	0,59	12,84	4,09	0,07	2,23	3,54	3,34	2,30	0,14	1,28
G2p	69,32	0,65	12,77	5,16	0,06	2,38	2,41	0,03	3,05	0,16	4,00
T5p	57,70	0,77	15,57	5,91	0,13	4,21	3,51	1,33	3,43	0,18	7,26

	T6p	61,37	0,67	13,00	4,44	0,09	2,02	6,08	2,63	2,82	0,20	6,69	
Muestra	Ba	Hf	Nb	Zr	Y	Sr	Rb	V	Cr	Co	Ni	Th	U
	ppm												
P3m	497	6	9	185	22	216	77	86	54	18	8	9	3
P3p	200	4	11	155	26	282	89	70	37	3	19	7	<1
G2a	560	5	8	191	17	430	77	92	61	22	10	8	<1
G2p	365	5	10	192	22	542	115	86	43	31	14	13	<1
T5p	277	4	18	146	28	89	140	127	74	15	39	11	4
T6p	471	5	15	190	27	330	102	100	64	4	28	8	2

Hierro total representado como Fe_2O_3 .

Los resultados del análisis químico de los elementos mayoritarios muestran importantes variaciones en los tenores de SiO_2 y de Al_2O_3 principalmente (Tabla 1), y de CaO. Donde la Fm. Tambería presenta un 59,5% y 14,3% en peso de sílice y óxido de aluminio, respectivamente, y un 4,8% de CaO, mientras que la Fm. Guanchín presenta concentraciones mayores de SiO_2 (69,4% en peso) y menores de Al_2O_3 (12,8% en peso) y CaO (2,9% en peso). La Fm. RDP presenta importantes variaciones en cuanto al contenido de sílice y óxido de calcio entre la matriz y el nivel pelítico muestreado, con concentraciones (en % en peso) de 72,32% frente a 49,17% de SiO_2 , respectivamente y, 2,51% y 13,92% de CaO, respectivamente. Los contenidos de Fe_2O_3 y MgO también se encuentran en proporciones mayores en la Fm. Tambería con respecto a las unidades suprayacentes, presentando un promedio del 5,2% en peso de Fe_2O_3 y 3,1% en peso de MgO. Por otro lado, los contenidos relativos de los óxidos de Ti, Mn, P y los álcalis son bastante uniformes en las tres unidades analizadas.

En el diagrama de clasificación geoquímica de rocas silicoclásticas de Herron (1988) (Figura 6.2), donde se confrontan $\log Fe_2O_3/K_2O$ versus $\log SiO_2/Al_2O_3$, la mayoría de las rocas estudiadas se ubica en el campo de las litoarenitas, mientras que las muestras T5p (Fm. Tambería) y P3p (Fm. RDP) se clasifican como grauvacas debido a su contenido relativamente mayor de Al_2O_3 .

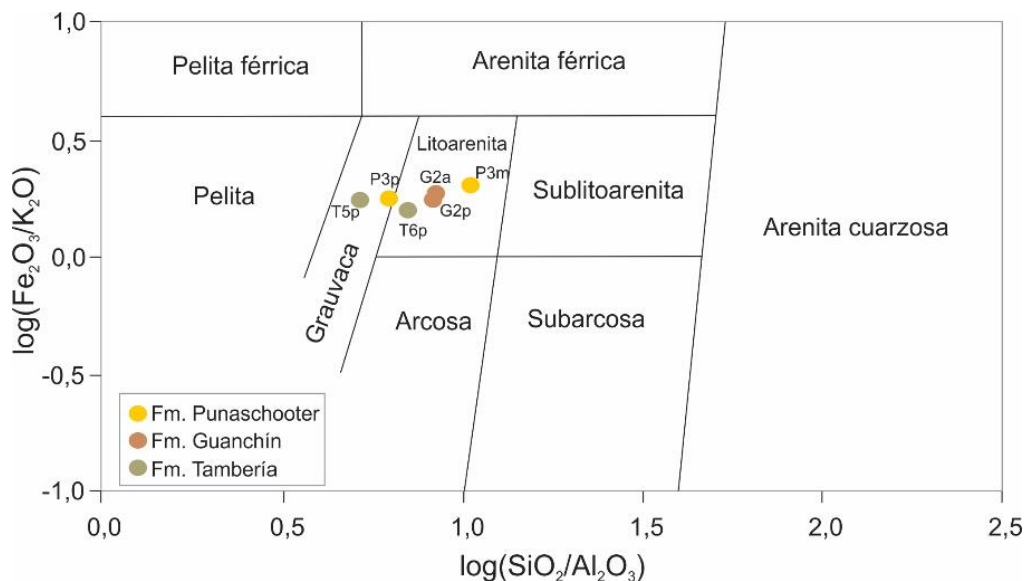


Figura 6.2. Diagrama de clasificación geoquímica de rocas sedimentarias propuesto por Herrón (1988).

En cuanto a los elementos trazas medidos, es evidente que también se presentan variaciones en sus concentraciones entre las unidades estratigráficas (Tabla 5.1). En tal sentido, el Nb se encuentra en mayores proporciones en las Fms. Tambería y RDP, principalmente, en sus componentes de tipo grauvacas. Estas mismas, en cambio, presentan las menores concentraciones de Zr, mientras que el resto de los niveles muestreados no presentan mayores variaciones en este elemento. Los elementos V, Cr y Ni se encuentran en mayores proporciones en la Fm. Tambería, con valores promedio de 114 ppm, 69 ppm y 34 ppm, respectivamente. En el caso del V y el Cr, es clara su disminución conforme más moderna es la unidad estratigráfica. La concentración de Co es mayor en la Fm. Guanchín con una proporción promedio de 27 ppm. En cuanto a las proporciones de Y, Hf y Th, las variaciones de sus proporciones entre las distintas unidades no se consideran significativas. Por su parte, los elementos considerados móviles, Ba, Sr y Rb varían considerablemente. Así, el Ba se presenta en proporciones mayores en las rocas caracterizadas como litoarenitas, principalmente en las correspondientes a la Fm. Guanchín (463 ppm en promedio). El Sr también se encuentra en mayores proporciones en esta formación con una concentración promedio de 486 ppm, mientras que las proporciones de Rb son mayores en las rocas caracterizadas como grauvacas y, en general, en la Fm. Tambería (121 ppm en promedio).

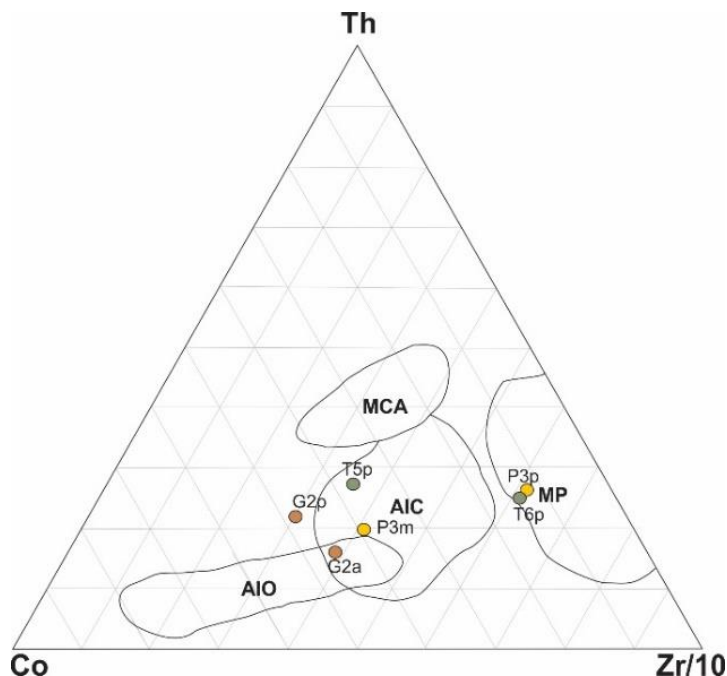


Figura 6.3. Diagrama ternario (Co-Th-Zr/10) de discriminación de ambientes tectónicos según Bhatía y Cook (1986). Mp: Margen Pasivo; MCA: Margen Continental Activo; AIC: Arco de Isla Continental; AIO: Arco de Isla Oceánica.

En el diagrama Co, Th, Zr/10 (Figura 6.2) es posible notar que las concentraciones de las muestras se proyectan en diferentes campos, los que responderían a las rocas fuentes predefinidas por otros autores (Carrapa et al., 2006; 2008, Deri et al., 2019b). Las muestras correspondientes a las Fms. Tambería y Punaschotter se vinculan tanto a márgenes pasivos como a arcos de islas continentales. Mientras que las muestras correspondientes a la Fm. Guanchín son las más enriquecidas en Co y presentan una componente de arco de isla oceánico. Claramente, esta variedad de entornos responde a la variedad mineralógica que presentan las fuentes de procedencia del material sedimentario (Carrapa et al., 2006; 2008, Deri et al., 2019b), en donde se puede observar una mayor participación de elementos máficos en la Fm. Guanchín, lo que es coherente con la adición de fuentes máficas y ultramáficas desde el N-NE de la cuenca cuando comienza su depositación (ver Capítulo 5). Sin embargo, la Fm. Tambería presenta mayores tenores en Cr, Ni y V, elementos relacionados con fuentes máficas. Esta diferencia en las concentraciones podría ser producto del fraccionamiento sedimentario.

Geoquímica de las principales unidades litológicas del SGBF

Las concentraciones de los elementos trazas más móviles Ba, Rb y Sr se asociaría a la presencia de minerales de composición intermedia a ácida, tales como anfíbol, plagioclasa, feldespato potásico.

Para finalizar, es necesario hacer referencia al uranio. La Fm. Tambería presente los mayores tenores relativos de U (3 ppm, en promedio). Se sabe que la fuente detrítica de esta formación la constituyen las sierras de Las Planchachadas-Narvéez cuyas concentraciones de U se encuentran entre 3,36 y 38,39 ppm (Cisterna et al., 2014), por lo que la concentración de este elemento en la Fm. Tambería es coherente con su fuente detrítica. Por otra parte, es llamativo el empobrecimiento relativo de este elemento en la Fm. Guanchín puesto que, en su depositación están asociados detritos provenientes de las Sierras de Fiambalá, sector donde existen depósitos uraníferos donde los tenores de U_3O_8 rondan entre 0,05 y 9,4 ‰ en peso (Rubinstein et al., 2001) y los granitos presentan concentraciones entre 7,02 y 21,9 ppm (Dahlquist et al., 2010). En cuanto a la Fm. Punaschotter, es posible que el enriquecimiento relativo que presenta en U esté reflejando mayor participación de los detritos provenientes de la Sierra de Fiambalá (~ 3 ppm, mayores que en la unidad subyacente).

6.4. Implicancias en la composición química de las aguas del SGBF

Se espera que las composiciones químicas de las rocas que conforman el Bolsón de Fiambalá tengan una importante incidencia en la caracterización química de las aguas que lo drenan. En primera instancia es importante considerar que los minerales más abundantes en la zona corresponden al grupo de los silicatos, por lo que es esperable que las aguas del bolsón contengan en disolución cationes provenientes de la hidrólisis de feldespatos (Ca^+ , Na^+ , K^+) como así también Si_2O en solución a partir de la descomposición del cuarzo (considerando los minerales más abundantes). Así mismo, la disolución del CO_2 atmosférico conllevaría a reacciones de disolución-precipitación de calcita, como así también de yeso. La presencia de estos minerales típicos de ambientes sedimentarios aportaría Ca^+ a la solución que posiblemente se manifieste como una sobresaturación de calcita en la misma por efecto del ión común. A partir de los minerales sulfatados la solución se podría enriquecer en iones SO_4^{2-} debido a procesos de disolución directa. Así mismo, sulfatos como la thenardita (Na_2SO_4) que son altamente solubles en agua, además de aportar iones SO_4^{2-} a la solución,

aportarían iones Na^+ . Sumado a estos, otra especie química producto de la disolución directa de minerales evaporíticos es el ión Cl^- a partir de la disolución, por ejemplo, de halita (NaCl) que, además, aporta iones Na^+ .

En cuanto a los minerales que conforman las rocas cristalinas además de las especies químicas en solución dadas por la disolución de silicatos también se esperaría que se generen reacciones redox en la interacción del agua con minerales metálicos tales como la uraninita, la pirita, entre otros, que también están presentes en las estructuras mineralizadas de la zona de la Sierra de Fiambalá. Así, a partir de la oxidación de estos compuestos, se esperaría que el agua contenga cationes de Fe y U en solución. Adicionalmente, la oxidación de la pirita aportaría al enriquecimiento del agua en iones SO_4^{2-} . Por otro lado, considerando que el uranio es un elemento radioactivo, productos de su desintegración podrían formar parte de la solución acuosa generada durante la interacción agua-roca, como por ejemplo el gas radón (^{222}Rn). Ya que también en estas rocas hay concentraciones elevadas de flúor, es probable que este elemento haga parte de la solución acuosa como F^- a partir de la reacción del agua con minerales como biotita, turmalina, fluorita. Ahora bien, para todos los casos, el grado de meteorización química, disolución y precipitación dependerá en gran medida del tiempo de interacción agua-roca, la temperatura del entorno y el pH del agua (entre los factores más importantes).

En suma, las aguas subterráneas del bolsón de Fiambalá podrían tener una composición variada de acuerdo a su zona de descarga, sin embargo, ya que podrían provenir todas desde un mismo acuífero, es de esperar que su composición química (con base en los elementos mayoritarios que la conforman) sea similar y sólo varíe de acuerdo al proceso de evolución natural de las aguas, siendo más bicarbonatadas las recientemente infiltradas y más sulfatadas-cloruradas aquellas que han tenido un tiempo de interacción agua-roca más prolongado (Thót, 2000; Figura 6.4).

Geoquímica de las principales unidades litológicas del SGBF

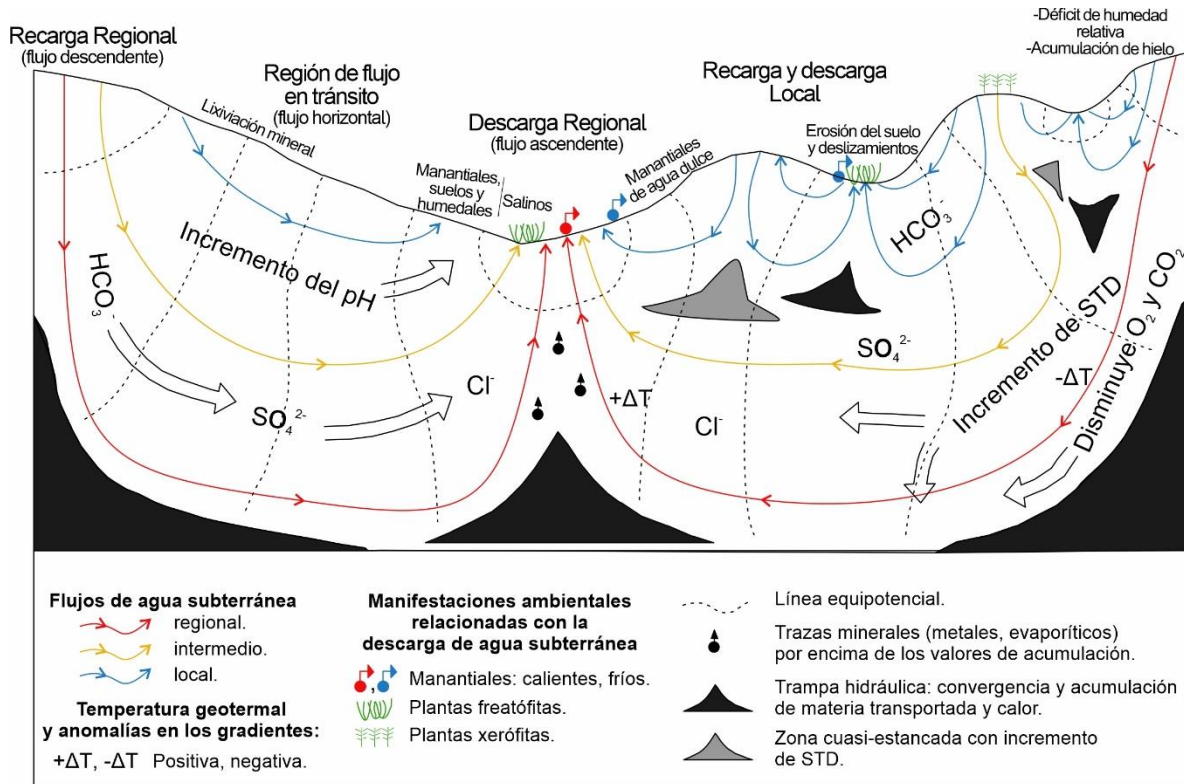


Figura 6.4. Diagrama de flujo de agua subterránea y su evolución físico-química. (Tomado y modificado de Thót, 2000).

CAPÍTULO 7. Geoquímica de las aguas del SGBF

7.1. Introducción

Los estudios hidroquímicos e isotópicos en aguas permiten clasificarlas e identificar ciertos aspectos como su génesis, relaciones agua-roca, mezclas entre diferentes tipos de aguas, contaminación (tanto natural como antrópica), y calidad para los diferentes usos, etc. Particularmente, cuando se aplican estas herramientas a estudios prospectivos y exploratorios en sistemas geotérmicos, es posible realizar una caracterización preliminar del mismo identificando, por ejemplo, número de acuíferos que conforman el sistema, tipos de aguas y su origen, y zonas de recarga. Al complementar estos estudios hidroquímicos, con estudios geológicos y, cuando es posible, geofísicos, es posible generar modelos conceptuales robustos del sistema geotérmico.

El Sistema Geotermal del Bolsón de Fiambalá (SGBF) ha sido estudiado desde el punto de vista hidroquímico e isotópico a nivel de cuenca en diferentes años y con fines diferentes, entre ellos, para determinar la calidad de agua para consumo y riego (Secretaría de Recursos Hídricos, 2010; Ortiz et al., 2020), para caracterizar el agua con fines arqueológicos (Ostera et al., 2005) y también, para determinar las características físico-químicas e isotópicas de las aguas termales de la zona (Pesce y Miranda, 2003). También, algunos estudios de geofísica han sido realizados para conocer las características hidrogeológicas de la cuenca que alimenta el bolsón (Torres et al., 2013).

En este capítulo se presenta una integración de datos publicados y propios de hidroquímica e isotopía (isótopos estables $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$) de las aguas que conforman el SGBF, complementados con análisis propios de concentraciones de ^{222}Rn y de parámetros físico-químicos de rutina medidos in situ (temperatura, pH, conductividad eléctrica, sólidos totales disueltos) de aguas. También se incluyen los estudios de geoelectrónica realizados por Torres et al. (2013) en el valle de Fiambalá a fin de avanzar en la construcción de un modelo conceptual del SGBF.

7.2. Marco Teórico

7.2.1. Hidroquímica

Desde un punto de vista geoquímico, las aguas exhiben una señal determinada en mayor o menor medida por las precipitaciones atmosféricas y también, por la disolución primaria de los minerales del sustrato (p.ej., Drever, 1997). Sin embargo, la evolución geoquímica de las aguas está influenciada también por procesos tales como intercambio de iones, precipitación de compuestos durante la concentración por evaporación, mezclas o diluciones con otras aguas, procesos de adsorción-desorción y reciclado de nutrientes, e intercambios con gases de la atmósfera (por ej., Lecomte et al., 2005; Peters et al., 2006; Moon et al., 2007; Martínez et al., 2018). Estos iones y elementos, de acuerdo a sus concentraciones relativas y siguiendo la clasificación de Mariño y García (2018), se agrupan en:

- Iones mayoritarios: cuando presentan concentraciones mayores a 10 mg/L. Entre los más comunes se encuentran los aniones cloruro (Cl^-), sulfato (SO_4^{2-}) y bicarbonato (HCO_3^-) y los cationes sodio (Na^+), potasio (K^+), calcio (Ca^{2+}) y magnesio (Mg^{2+}). En el caso del nitrato (NO_3^-), su concentración natural lo ubicaría en el grupo de los iones minoritarios, aunque por acción antrópica frecuentemente registra valores típicos de los iones mayoritarios.
- Iones minoritarios: cuando se presentan en concentraciones entre 0,01 mg/L y 10 mg/L. Suelen pertenecer a este grupo los iones carbonato (CO_3^{2-}), nitrito (NO_2^-), amonio (NH_4^+), hierro (Fe^{2+}), fluoruro (F^-).
- Elementos traza: generalmente se trata de metales que se presentan en muy bajas concentraciones como por ejemplo Cr, Zn, V, U, Al, entre otros.

Otra clasificación posible para los iones y elementos en solución es la propuesta por Giggenbach (1991), en la cual se distinguen dos categorías: trazadores (o conservativos) o geoindicadores.

- Trazadores (o conservativos): no son reactivos. Estos elementos mantienen sus concentraciones de origen durante el transporte, por lo que son buenos indicadores de las características de la fuente de origen. Bajo los términos de la termodinámica, estos elementos no lograron un equilibrio y constituyen variables independientes. Algunos

ejemplos de elementos conservativos en sistemas geotermales son el Cl^- , Br^- , B, los gases nobles (como el radón, ya que son inertes) y, algunos que reaccionan muy lento (como el N_2), que para propósitos prácticos también pueden ser considerados como conservativos (Giggenbach, 1991; Arnórsson, 2000).

- **Geoindicadores:** son compuestos reactivos. Durante el transporte sus concentraciones cambian debido a que reaccionan y se re-equilibran con los demás constituyentes del sistema. Debido a esta característica, los geoindicadores son buenas herramientas para estudiar el estado del sistema en el que se encuentran (presión y temperatura) y las condiciones de equilibrio reinantes. Entre este tipo de componentes se encuentran Na^+ , K^+ , Mg^{2+} , Ca^{2+} , SiO_2 , ya que su concentración depende fuertemente de la temperatura del medio (fluidos hidrotermales, roca huésped).

En general, las aguas pueden ser clasificadas hidroquímicamente según su contenido de aniones y cationes dominantes, usando diagramas que relacionan sus concentraciones. Uno de los diagramas más utilizados en la literatura científica es el de Piper (1944), constituido por dos triángulos equiláteros: en uno de ellos se representan las concentraciones de los cationes dominantes (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+) y en el otro la concentración de los aniones dominantes (SO_4^{2-} , Cl^- , $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$). Los datos de cada diagrama triangular (expresados en miliequivalentes/litro) se proyectan en un rombo central en el que se representa la composición del agua deducida a partir de la concentración de aniones y cationes, así las aguas geoquímicamente similares se agrupan en áreas bien definidas.

Ya que el diagrama de Piper sólo permite una caracterización general de las aguas y una aproximación sobre los tipos de roca con las que posiblemente interacciona el agua estudiada, es necesario analizar las relaciones entre los diferentes iones a fines de identificar las reacciones geoquímicas que ocurren en el sistema. Para ello, se relacionan las concentraciones en mg/L de los diferentes iones e isótopos vs. un ión conservativo, como el Cl^- .

7.2.2. Isotopía

Los isótopos son átomos del mismo elemento que poseen diferente número de neutrones y, por lo tanto, tienen diferente peso atómico. Los isótopos estables son aquellos que no

experimentan desintegración radioactiva, mientras que los inestables poseen propiedades radioactivas y decaen para formar isótopos más estables mediante la emisión de partículas alfa, beta y/o emisiones gamma (Drever, 1988). Los isótopos estables y radioactivos de los elementos de la molécula de agua, como así también los de los compuestos disueltos en ella, son ampliamente utilizados en estudios hidrológicos, hidroquímicos y ambientales ya que constituyen excelentes trazadores de fuentes y procesos.

7.2.2.i. Isótopos estables del agua

Los isótopos estables de la molécula de agua se fraccionan a lo largo del ciclo hidrológico, dependiendo no solo del estado físico en la que se encuentra el agua, sino también de otros parámetros como:

- Distancia al mar: el vapor generado desde los océanos contiene una concentración isotópica ligeramente negativa ($\delta \sim -10\text{‰}$), conforme la lluvia generada a partir de este vapor se encuentre más alejada del mar, más ligera será (menor concentración de isótopos pesados).
- Temperatura: el vapor de agua en zonas frías suele ser más ligero (valores más negativos de δ) en comparación con zonas cálidas, además de estar fuertemente ligado a las condiciones climáticas locales.
- Altitud: las lluvias en zonas topográficamente más elevadas tienen concentraciones isotópicas más ligeras debido a que la temperatura es más baja en comparación con las lluvias de zonas topográficamente más bajas.
- Latitud: la concentración isotópica de la precipitación dependerá de la latitud en la que ocurra, en relación con la temperatura atmosférica. Así, en latitudes medias y altas, donde hay variaciones estacionales de las temperaturas considerables, la concentración de isótopos pesados será mayor en verano que en invierno.
- Intercambio isotópico por precipitaciones: esto se genera en zonas húmedas donde las concentraciones isotópicas son diferentes entre la lluvia y la humedad ambiental. Sin embargo, este efecto sólo es importante cuando se trata de lluvias de baja intensidad o en el primer estadio de la precipitación y no afecta la precipitación nival.

Las concentraciones de isótopos estables se expresan como δ ‰, para el cual se tienen en cuenta las relaciones isotópicas $^2\text{H}/^1\text{H}$ o $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ de las muestras en relación a un material de referencia (por lo general se usa el estándar V-SNOW: Vienna Standard Mean Ocean Water; Gonfiantini, 1978), y se representan en un diagrama binario $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$. Los contenidos de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ se correlacionan fuertemente en el agua meteórica (precipitaciones y vapor de agua atmosférico), tanto a escala regional como global. La relación lineal entre estas dos variables responde a la ecuación $\delta^2\text{H} = 8\delta^{18}\text{O} + 10$ y define la “Línea Global de Agua Meteórica” (“Global Meteoric Water Line”: GMWL, en inglés) propuesta por Craig (1961). Por lo tanto, la GMWL representa la composición isotópica de las aguas naturales originadas a partir de las precipitaciones atmosféricas y que no han sido afectadas por evaporación superficial (Gourcy et al., 2005).

En ciertas regiones es posible observar estacionalmente desviaciones de la GMWL, causadas principalmente por el incremento parcial de la evaporación de las gotas de lluvia debajo de las nubes durante el verano y/o por la variación estacional de las áreas fuente de vapor de agua. El agua meteórica afectada por estos fenómenos define la “Línea Local de Agua Meteórica” (“Local Meteoric Water Line”: LMWL, en inglés) (Gourcy et al., 2005). En este sentido, las líneas meteóricas locales en cualquier lugar pueden definirse a partir la relación lineal entre la composición isotópica de oxígeno e hidrógeno expresada como $\delta^2\text{H} = a\delta^{18}\text{O} + b$, donde “a” varía entre 6,5 y 8 y “b” varía entre 0 y 30 (Gonfiantini, 1999).

En estudios de exploración geotérmica, el análisis de la concentración de los isótopos estables en los fluidos del sistema geotérmico en estudio se lleva a cabo con el fin de conocer el área de recarga del sistema, la interacción agua-roca, mezcla con fluidos magmáticos y los procesos de mezcla y dilución de aguas termales con aguas más someras y frías (Barcelona, 2015; Agosto y Varekamp, 2016; Chiodi et al., 2016).

7.2.2.ii. Isótopo radiogénico $^{222}\text{Radón}$

El ^{222}Rn es un gas noble radioactivo de origen litológico, producto del decaimiento natural del ^{226}Ra de la cadena de desintegración del ^{238}U . Posee una vida media corta (3,8 días) y fácil desgasificación cuando está en contacto con la atmósfera. El agua de lluvia, pobre en radón, cuando se infiltra disuelve con facilidad una importante cantidad de radón que se

concentra en las aguas de los niveles más profundos (García-Vindas, 2001). Si el agua tiene una velocidad de circulación bajo la superficie que impide su desintegración total, en las zonas de descarga se podrá encontrar una cantidad importante de radón (García-Vindas, 2001 y referencias allí citadas). En cambio, al desgasificarse con facilidad, las aguas superficiales contienen una concentración muy baja en relación con las aguas subterráneas, en una medida de 2 a 4 órdenes de magnitud menor (p. ej., Burnett et al., 2010; Echegoyen, et al., 2021). El análisis de este isótopo en el agua en los últimos años se ha venido aplicando cada vez con más frecuencia para cuantificar las relaciones agua superficial-subterránea. En geotermia se lo analiza con mayor frecuencia con el fin de llevar un control de la actividad volcánica (cuando el sistema geotérmico se asocia a este tipo de ambientes) midiendo emanaciones de gases asociadas a fumarolas, manantiales de aguas termales o como gas difuso en el suelo (García-Vindas et al., 2002, Rodríguez et al., 2014), ya que su presencia en superficie indica una conexión directa con una fuente magmática e, incluso, el estudio de las anomalías en la concentración de ^{222}Rn son buenos indicadores de posibles eventos sísmicos (García-Vindas et al., 2000). Estudiarlo como un gas disuelto en aguas permite también, diferenciar entre tipos de aguas de una misma cuenca, ya que la concentración de radón en aguas subterráneas depende en gran medida de la concentración de uranio en las rocas o sedimentos acuíferos (Torgersen et al., 1991; Kuo et al., 2006).

7.2.3. Geotermómetros

Un geotermómetro es un proxy que permite estimar temperaturas del subsuelo utilizando fórmulas matemáticas (ecuaciones analíticas) derivadas semi-empíricamente (por comparaciones de relaciones entre concentraciones de varios tipos de especies minerales con la temperatura medida directamente), construidos a partir de bases de datos de composición química de fluidos y de las mediciones in-situ de temperatura de manantiales termales. Se fundamentan en la dependencia de la temperatura de equilibrio entre la química del agua y los minerales o asociaciones minerales.

Los componentes como la sílice disuelta, el calcio, el potasio y el sodio son ideales para geotermometría debido a que las escalas de tiempo de reequilibrio de los solutos minerales son lentas. A medida que el agua subterránea geotérmica asciende y se enfría, la firma de

temperatura del acuífero geotérmico se conserva en las concentraciones de estos constituyentes ya que sus tiempos de reacción son lentos. Sin embargo, esto sólo es cierto cuando se cumplen varios supuestos sobre las aguas y sus trayectorias. Por lo tanto, para la aplicación de los geotermómetros existen suposiciones claves que se deben considerar (Fournier, 1989; Karingithi, 2009). Una de ellas es que la disolución de minerales en profundidad es controlada por reacciones químicas dependientes de la temperatura (estas reacciones se equilibran a la temperatura máxima del yacimiento) y que no se producen cambios en la composición del agua por el enfriamiento conductivo. También se supone que los cambios de composición debidos a mezclas con otras aguas son insignificantes. Otros requisitos importantes son un muestreo y análisis correctamente ejecutados.

Los geotermómetros de sílice generalmente representan las temperaturas mínimas del yacimiento, mientras que los geotermómetros de cationes brindan información sobre las temperaturas máximas. Esto se debe a la velocidad de reacción más rápida de la sílice en comparación con las velocidades de reacción de los cationes antes mencionados (Fournier 1989; Karingithi 2009; Powell y Cumming, 2010). Algunos geotermómetros han demostrado ser más consistentemente representativos de las temperaturas de un yacimiento geotérmico que otros (por ejemplo, Pepin et al., 2017), por lo que una buena práctica es comparar las temperaturas indicadas por los distintos geotermómetros para escoger el más adecuado.

Una ecuación de temperatura para un geotermómetro se basa en una ecuación de equilibrio de una reacción de solución mineral específica según la temperatura. Así, las ecuaciones geotermométricas se pueden generalizar de la siguiente forma:

$$\log K = AT + B$$

donde K es la constante de equilibrio de la reacción química de interés, T es la temperatura en Kelvin; A y B , representan los coeficientes de la regresión (ordenada y pendiente, respectivamente).

Dado que:

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

donde ΔG° es la energía libre de Gibbs, ΔH° es la entalpía y ΔS° la entropía y, teniendo en cuenta que:

$$\Delta G^\circ = -RT \ln K$$

donde R es la constante de los gases, T la temperatura en Kelvin y K es la constante de equilibrio, se puede relacionar la constante de equilibrio con la entalpía y la entropía de acuerdo a la ecuación de Van't Hoff como:

$$\ln K = -\frac{\Delta H^\circ}{RT} + \frac{\Delta S^\circ}{R}$$

luego,

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

finalmente:

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

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

Así, se obtiene una relación lineal entre $\log K$ y RT , cuando ΔH° y ΔS° tienen poca variación con la temperatura, esto es si $\Delta C_p \cong 0$.

7.2.3.i. Diagrama triangular Na-K-Mg

Giggenbach (1986) propuso la combinación de los geotermómetros de Na^+/K^+ y $\text{K}^+/\text{Mg}^{2+}$ en un diagrama triangular, a partir del cual se pueden clasificar las aguas y extrapolar la probable temperatura del reservorio. En este diagrama los dos sistemas están representados por dos conjuntos de líneas, uno para las razones de Na^+/K^+ y otro para las razones de $\text{K}^+/\text{Mg}^{2+}$, donde cada valor representa líneas isotermas. La intersección de las isotermas de Na^+/K^+ y $\text{K}^+/\text{Mg}^{2+}$, referidas a la misma temperatura, corresponden a la composición del agua en equilibrio con las fases minerales que controlan ambos geotermómetros y delimitan la llamada "curva de equilibrio total". Esta curva corresponde a la composición del agua del yacimiento, corregida por la pérdida de vapor debido a la ebullición descompresiva. Las aguas hervidas cuyas temperaturas hayan superado el punto de ebullición y que no han sido corregidas generalmente quedarán representadas ligeramente por encima de la línea de equilibrio total.

La zona de equilibrio parcial puede sugerir dos situaciones:

a. un mineral que se ha disuelto, pero no ha alcanzado el equilibrio.

b. una mezcla de aguas que ha alcanzado el equilibrio, es decir agua geotérmica diluida con agua no equilibrada correspondiente a agua subterránea fría.

Cuando los puntos quedan muy cerca de la esquina de $\sqrt{\text{Mg}^{2+}}$, generalmente sugieren una alta proporción de aguas subterráneas "frías", no necesariamente "inmaduras".

Para determinar la posición de las muestras dentro del diagrama, se debe realizar la sumatoria (S) de las concentraciones (mg/kg) de cada componente:

$$S = Na1000 + K100 + \sqrt{Mg}$$

Luego, a partir de S, se calcula el porcentaje de cada componente:

$$\%Na = Na10S;$$

$$\%K = KS;$$

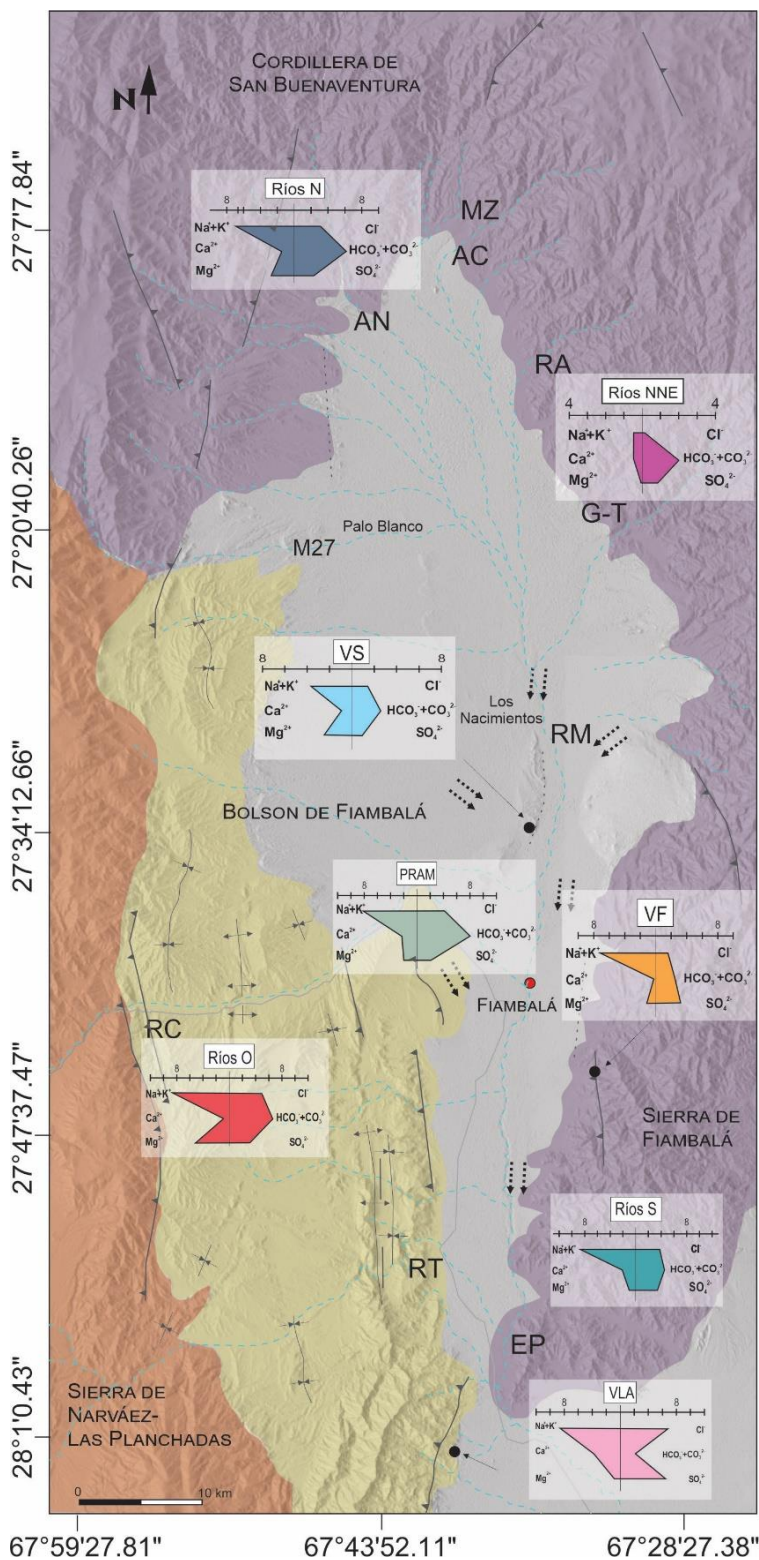
$$\%Mg = 1000\sqrt{MgS}$$

7.3. Resultados

7.3.1. Aguas Superficiales

El bolsón de Fiambalá está drenado por la cuenca del Río Abaucán, cuyos principales tributarios en la zona lo conforman:

- Río Fiambalá o Saujil: su principal tributario lo constituye el Río Aguas Negras proveniente del extremo norte del bolsón, cuyas nacientes se encuentran en la cordillera de San Buenaventura y que adquiere un escurrimiento permanente a partir de los Nacimientos-Medanitos (Gómez y Delle Chiale, 1972; Figura 7.1). También, recibe afluentes de carácter temporario, como los ríos La Mesada, La Ciénaga, Antinaco y Tatón desde el N y NE y aguas desde el NO del Arroyo Ranchillos.
- Río Chaschuil o Guanchín: se forma por la confluencia de numerosos tributarios en el Valle de Chaschuil (como los ríos Las Lozas y Cazaderos), cuyas nacientes se encuentran a más de 4.000 m s.n.m., y son alimentadas principalmente por deshielo (Gómez y Delle Chiale, 1972; Niz et al., 2014). Ingresa al Bolsón de Fiambalá desde su porción occidental, uniéndose con el Río Fiambalá en la altiplanicie de Istiyacu en La Ramadita (al norte de la localidad de Fiambalá). A partir de este punto recibe el nombre de Abaucán, de carácter permanente, y registra un incremento de caudal hacia el sur al recibir las aguas del Río La Troya.



REFERENCIAS

- Localidad
- Viententes termales

Cuaternario

Unidad Hidrogeológica 3

■ Bloques, gravas, limo arcilla, piedra pómez.

Cuaternario Inferior-Neógeno

Unidad Hidrogeológica 2

■ Conglomerados, areniscas, arcosas, limolitas.

Paleozoico; Precámbrico

Unidad Hidrogeológica 1

■ Migmatitas, gneises, esquistos, anfibolitas, granitos.

- ↗ Sinclinal ↖ Anticlinal
- ↘ Falla inversa ↙ Falla inversa
- ➔ Dirección probable de flujo de agua subterránea.
- ⋯ Aguas Superficiales

Diagrama de Stiff.

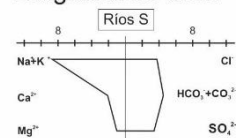


Figura 7.1. Mapa geológico del Bolsón de Fiambalá. *Modificado de Torres et al. (2013) y Rubiolo et al. (2003).* Ríos Norte: AN, Aguas Negras; RG, Grande. Ríos Norte-Noreste: MZ, Mesada de Zárate; AC, Arroyo La Ciénaga; RA, Antinaco; G-T, Grande-Tatón. Ríos Centro: RM, Medanitos. Ríos Oeste: RC, Chaschuil. Ríos Sur: RT, La Troya; EP, El Puesto. Vertientes termales: VS, vertiente Saujil; VF, vertiente Fiambalá; VLA, vertiente La Aguadita.

Como se mencionó anteriormente, diversos estudios publicados han abordado las características físico-químicas e isotópicas de estas aguas superficiales del Bolsón de Fiambalá. Los mismos se presentan recopilados en las Tablas 7.1 y 7.2, agrupados según su fuente bibliográfica y subagrupados de acuerdo a la ubicación de cada cuerpo de agua con respecto a la localidad de Fiambalá. En este sentido, se agrupan los ríos de la siguiente manera:

- *Norte (N):* correspondientes a las muestras del informe publicado por el INACRA (Vargas Anaribar y Niederle, 2010) y de Oстера et al. (2005) tomadas en los ríos Aguas Negras (AN), Grande (M26), Rancillo (M27). En este grupo se incluyen también los análisis realizados en este trabajo en el Río Grande (RG y RG-20).
- *Norte-Noreste (NNE):* conformado por los ríos que confluyen desde la Sierra de Fiambalá. Estos corresponden a los ríos Antinaco (RA), Mesada de Zárate (MZ), Grande-Tatón (G-T) y Arroyo la Ciénaga (AC). Se incluyen en este grupo las mediciones in situ de los parámetros físico-químicos realizadas en este trabajo.
- *Centro:* principalmente se trata del Río Medanitos. Se incluyen las muestras F-M (INACRA), M1 y M2 (Ortiz et al., 2020).
- *Oeste (O):* es el Río Chaschuil-Guanchín. En este caso, se incluyen datos de todos los autores mencionados: RCT y RCR (INACRA), C1, C2, C3 y C4 (Ortiz et al., 2020) y M27 (Oстера et al., 2005). Aquí también se incluyen los datos obtenidos a partir de los análisis propios de las muestras RC-1, RC-2 y RC-20.
- *Sur (S):* comprende los ríos La Troya y Abaucán. Se analizan las muestras obtenidas por el INACRA en el Río La Troya (RT) y en el Río Abaucán (EP, en un sector aguas debajo de la unión con La Troya).

7.3.1.i. Características físico-químicas

Las aguas de los ríos del N presentan una conductividad eléctrica (CE) entre 210 y 930 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Por otra parte, las aguas de los ríos que drenan la porción NNE del bolsón tienen valores de CE menores a los 260 $\mu\text{S}/\text{cm}$, y las que escurren por el O muestran CE cuatro veces mayores, en el orden de los 1.300-1.400 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Hacia el centro y sur del bolsón, los ríos exhiben valores de CE entre 680 y 1300 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Tabla 7.1). En general el pH es neutro a ligeramente alcalino, con valores comprendidos entre 7,0 y 9,05, siendo los más alcalinos los ríos provenientes del O (Tabla 7.1). En el bolsón, el Río Chaschuil (O) es el que aporta la mayor proporción de sólidos disueltos, presentando, en todos los casos, valores de STD por encima de 800 mg/L. En segundo lugar, lo hacen los ríos del N, con concentraciones de STD del orden de los 500 mg/L (Tabla 7.1).

Tabla 7.1. Características físicas de las aguas superficiales del Bolsón de Fiambalá.

Fuente	Ubicación	Nombre	Muestra	Fecha	Latitud	Longitud
Esta tesis	Norte	Río Grande	RG	02-2019	27°11'27,4"	67°44'21,1"
			RG-20	02-2020		
			RC-1	02-2019		
	RC-2	27°42'11,1"	67°52'36,6"			
	Oeste	Río Chaschuil	RC-20	02-2020		
	NNE	Río Medanitos	RM	02-2019	27°20'24,6"	67°31'58,2"
Sur	Río Abaucán	RAb		27°54'59,6"	67°37'18,2"	
INACRA, 2010	NNE	Río Antinaco	RA		27°12'38,60"	67°36'18,50"
		Arroyo La Ciénaga	AC		27°7'42,25"	67°40'2,02"
		Río Mesada de Zárate	MZ		27°6'40,83"	67°40'37,00"
		Río Grande-Tatón	G-T		27°20'10,27"	67°31'34,06"
	Norte	Río Aguas Negras	AN	03-2009	27°11'27,00"	67°44'25,90"
	Centro	Río Fiambalá-Medanitos	F-M		27°30'33,60"	67°35'16,18"
	Oeste	Canal Guanchín-Toma	RCT		27°40'11,21"	67°45'59,26"
		Canal Guanchín-La Ramadita	RCR		27°39'12,92"	67°38'12,80"

	Sur	Río Troya – Puente Ruta 60	RT		27°52'41,07"	67°40'50,89"
		El Puesto	EP		27°57'54,90"	67°37'30,68"
	Centro	Medanitos	M1		27°31'36,1643"	67°34'59,1643"
			M2		27°31'34,9759"	67°35'1,7392"
Ortiz et al., 2020	Oeste	Quebrada la Angostura	C1	11-2015	27°42'8,6842"	67°55'25,1894"
			C2		27°42'37,2178"	67°58'1,5198"
		Chaschuil	C3		27°47'8,7181"	68°4'42,7479"
			C4		27°47'9,1189"	68°4'42,9151"
Ostera et al., 2005	Norte	Río Grande	M26			
		Río Ranchillo	M27			
	Oeste	Río Chaschuil	M27			
Chido et al., 2019	Norte	Puna – Volcán Cerro Blanco	NCB		26°48'24.15"	67°48'25.29"

n.i.: no informado

Tabla 7.1. Continuación.

Muestra	Altura (m)	CE (µS/cm)	pH	STD
RG	2033	855	9,01	428
RG-20		787	8,75	392
RC-1	2057	1377	9,01	673
RC-2		1346	9,05	689
RC-20	2369	1370	8,86	685
RM	1850	296	9,00	147
RAb	1269	1337	8,7	670
RA	n.i.	139	7,00	80
AC		177	7,10	109
MZ		254	7,20	144
G-T		242	7,10	146
AN		902	7,50	536
F-M		687	7,40	436
RCT		1320	7,90	816
RCR		1320	7,80	817
RT		1110	7,20	726
EP		1140	7,60	705
M1	1616	825	8,00	528
M2	1617	849	7,70	543,4
C1	2453	1344	8,30	860,2
C2	2749	1403	8,10	897,92

C3	3073	1389	8,20	889
C4	3076	1405	8,20	899,2
M26	930	8,20	n.i.	
M27	540	8,00		
M28	210	6,50		
M27	1,57	8,3		
NCB	4367	n.i.		

n.i.: no informado

Para las muestras de este trabajo, los balances de carga de las soluciones obtenidos ($\leq 10\%$), calculados de acuerdo a la siguiente ecuación: $\text{Balance \%} = 100 [(\sum \text{cationes} - \sum \text{aniones}) / (\sum \text{cationes} + \sum \text{aniones})]$, se encuentran dentro de los valores aceptables (Hem, 1985). A partir del diagrama de Piper (Figura 7.2), puede observarse que las aguas del N, NNE y Centro son principalmente bicarbonatadas/carbonatadas desde el punto de vista aniónico. Para el caso de las aguas del N y, en menor medida las del centro, se observa que presentan una tendencia a ser mixtas (bicarbonatadas/carbonatadas-cloruradas), dada principalmente por los datos obtenidos de la bibliografía. En cuanto a los ríos del O y S, se caracterizarían como mixtos desde el punto de vista de su concentración aniónica presentando, en general, el siguiente orden relativo de abundancia: $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} > \text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-}$ (Tabla 7.2). Las aguas que drenan la porción S del bolsón presentan una composición aniónica un poco más sulfatada-clorurada que el resto. Desde el punto de vista de las concentraciones catiónicas, las aguas del N, Centro, O y S son principalmente sódicas, con una tendencia a mixta las aguas del N. Por otro lado, las aguas del NNE son mixtas y exhiben el siguiente orden relativo de abundancia catiónica $\text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Mg}^{2+}$ (Tabla 7.2).

Los iones minoritarios se presentan en diversas concentraciones. El NO_3^- se encuentra en una concentración entre 0,9 a 18,42 mg/L. Este anión tiene un origen antrópico, por lo que las mayores concentraciones medidas en las aguas superficiales muestreadas en esta Tesis, comparadas con las determinadas por otros autores, podrían deberse a variaciones estacionales entre los muestreos. Los aniones F^- y NO_2^- sólo se midieron en las muestras (de esta tesis) RG y RC-2, arrojando valores de fluoruro iguales a 1,2 mg/L y 0,28 mg/L y de nitrito iguales a 0,28 mg/L y 0,25 mg/L, respectivamente. Para las mismas muestras, se

determinaron contenidos de sílice disuelta (representados como SiO₂) de 46,6 y 70,4 mg/L, respectivamente (Tabla 7.2).

Tabla 7.2. Análisis químicos e isotópicos de las aguas superficiales del Bolsón de Fiambalá.

Fuente	Ubicación	Muestra	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	NO ₂ ⁻	CO ₃ ⁻	F ⁻
mg/L									
Esta tesis	N	RG	90,0	100,0	116,0	17,54	0,28	140,0	1,20
		RG-20	n.d.						
	O	RC-2	120,0	150,0	184,30	18,42	0,25	140,0	0,28
		RC-20	n.d.						
INACRA, 2010	NNE	RA	68,0	4,9	5,5	3,5			
		AC	87,0	17,0	4,6	4,4			
		MZ	129,0	16,0	7,3	1,3			
		G-T	122,0	18,0	9,2	3,1			
	Norte	AN	248,0	76,0	129,0	2,7	n.i.	n.i.	n.i.
	Centro	F-M	257,0	63,0	70,0	2,7			
	Oeste	RCT	372,0	158,0	174,0	0,9			
		RCR	357,0	161,0	180,0	1,8			
	Sur	RT	208,0	217,0	140,0	4,9			
		EP	330,0	134,0	138,0	4,4			
Ortiz et al., 2020	Centro	M1	207,5	61,5	78,0			12,0	
		M2	470,9	78,3	63,8			24,0	
	Oeste	C1	231,9	134,4	145,3	n.i.	n.i.	48,0	n.i.
		C2	280,7	136,8	163,1			36,0	
		C3	146,4	183,4	148,9			36,0	
		C4	268,5	137,3	159,5			36,0	
Ostera et al., 2005	Norte	M26	259,3	30,0	151,0				
		M27	152,5	15,3	84,4	n.i.	n.i.	n.i.	n.i.
		M28	91,5	5,2	17,8				
	Oeste	M37	427,0	53,3	262,0				
Chiodi et al., 2019	Norte	NCB	n.i.						

n.i.: no informado; n.d.: no determinado

Tabla 7.2. Continuación.

Muestra	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺ mg/L	Mg ²⁺	SiO ₂	δ ¹⁸ O ‰	δ ² H ‰
RG	160,0	180,0	27,5	29,0	46,6	-4,51	-25,5
RG-20			n.d.			-4,95	-26,0
RC-2	192,0	19,0	13,8	63,6	70,4	-4,95	-36,0
RC-20			n.d.			-3,56	-21,1
RA	11,0	3,5	15,0	2,1			
AC	14,0	3,6	20,0	2,4			
MZ	19,0	3,8	29,0	3,1			
G-T	25,0	4,2	23,0	2,9			
AN	160,0	5,2	27,0	9,7	n.i.	n.i.	n.i.
F-M	128,0	6,0	31	6,1			
RCT	220,0	8,9	37,0	29,0			
RCR	225,0	9,0	30,0	30,0			
RT	195,0	9,2	44,0	15,1			
EP	195,0	9,2	41,0	11,0			
M1	130,7	0,4	40,4	8,2			
M2	129,3	0,4	40,4	16,3			
C1	171,4	14,7	44,9	59,9	n.i.	n.i.	n.i.
C2	171,9	15,0	49,4	54,5			
C3	175,8	n,d,	58,4	40,9			
C4	177,2	17,3	40,4	62,6			
M26	148,1	17,4	22,4	12,6		-3,5	-23
M27	45,6	3,4	45,3	13,7	n.i.	-4,9	-29
M28	13,4	1,8	25,0	5,0		-4,8	-27
M37	257,9	31,5	51,8	38,1		-5,2	-39
NCB			n.i.			-7,37	-40,1

n.i.: no informado; n.d.: no determinado

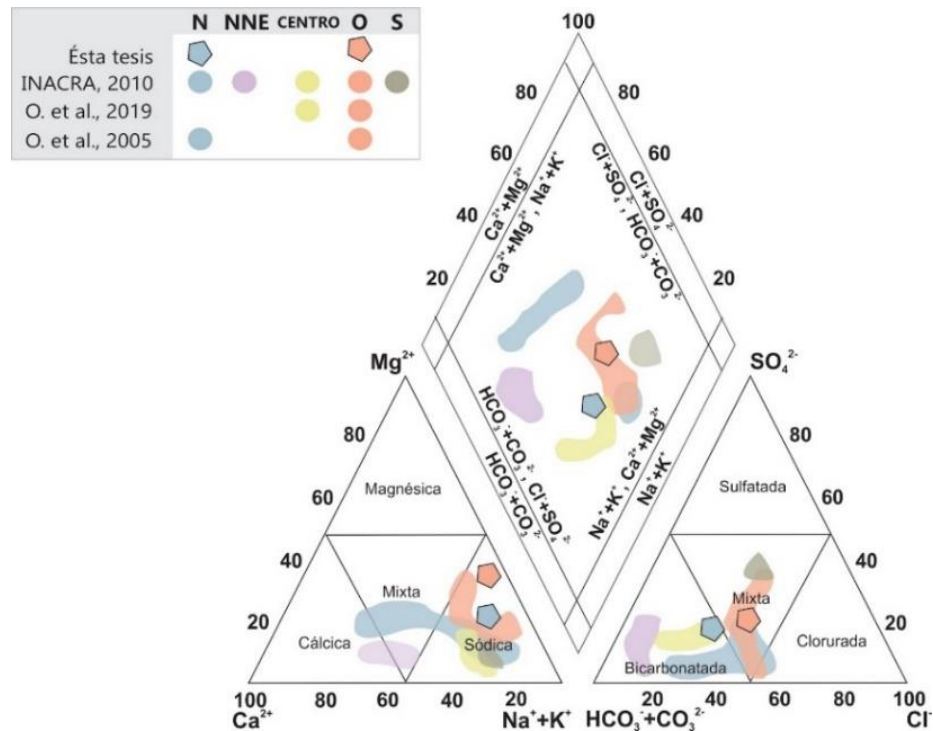


Figura 7.2. Diagrama de Piper para las aguas superficiales. Los campos de colores representan los resultados de otros autores, los símbolos representan los datos propios.

7.3.2. Aguas Subterráneas

La recarga de agua subterránea de la cuenca hidrográfica del Bolsón de Fiambalá tiene lugar principalmente en la proximidad de las sierras de su borde occidental, por donde ingresa principalmente el Río Chaschuil-Guanchín (aguas superficiales del O, Tabla 7.1) y también, entre otros, el Río La Troya (aguas superficiales del S, Tabla 7.1). El agua transportada por los cauces fluviales, al ingresar al bolsón se infiltra en el piedemonte permeable y circula de forma subsuperficial-subterránea hacia el sur, hasta la zona de La Puntilla-Copacabana que constituye el área de descarga (Torres et al., 2013).

Los estudios geoelectrónicos llevados a cabo por Torres et al. (2013), permitieron determinar que los acuíferos más explotados corresponden a los sedimentos cuaternarios de la región (los cuales constituyen la unidad Hidrogeológica 3). Esta unidad presenta espesores variables, alcanzando valores máximos de 300 m hacia el norte de Medanitos, y entre 230 y 260 m en la zona de Fiambalá. Hacia el sur, en la zona de Anillaco-El Puesto y en Tinogasta, alcanza espesores de alrededor de los 200 y 300 m, respectivamente. Si bien esta unidad es

la más productiva, según estos autores, las unidades geológicas inferiores a esta (unidades Cuaternaria Inferior-Terciario y Precámbrico-Paleozoico) también alojarían acuíferos, pero no de la misma calidad y rendimiento. En algunas zonas, el agua emerge de forma natural y forma escurrimientos superficiales (como en Los Nacimientos, Figura 7.1). En este sentido, existen pozos surgentes en lugares como Saujil y El Puesto (Figura 7.3) donde la profundidad del nivel freático varía entre 0 y 16 m, mientras que, en otros sectores, como en Fiambalá, el nivel freático se encuentra entre 35 y 84 m (Torres et al., 2013).

Existen también, en el bolsón de Fiambalá, surgencias o vertientes de características termales en las localidades de Saujil, Fiambalá y La Aguadita. Si bien estas aguas han sido estudiadas preliminarmente desde un punto de vista físico-químico (por ejemplo, Pesce y Miranda, 2003 presentan una compilación sobre las manifestaciones termales en Fiambalá) y caracterizadas de acuerdo a su temperatura de la siguiente manera: atermal la vertiente de Saujil (VS), hipotermal e hipertermal la vertiente de Fiambalá (VF) e hipotermal la vertiente La Aguadita (VLA), aún se desconoce con exactitud la profundidad del o de los acuíferos que alimentan estas vertientes.

Con el objeto de analizar la génesis del agua de estas vertientes termales y tratar de dilucidar el o los acuíferos que las alimentan, a continuación se presentan las características físico-químicas e isotópicas de las aguas subterráneas a partir de datos propios e información brindada por la Secretaría de Recursos Hídricos de la provincia de Catamarca (antecedentes hidrogeológicos de perforaciones correspondientes al año 2010, a la que de aquí en adelante se la denominará como “SRHC, 2010”) y lo publicado por Torres et al. (2013) para las aguas de pozos. En cuanto a las vertientes termales, se incluye la información publicada en el Catálogo de Manifestaciones Termales de la Región Noroeste de Pesce y Miranda (2003).

7.3.2.ii. Características físico-químicas

7.3.2.ii.1. Pozos de agua subterránea

Según los datos otorgados por la SRHC (2010), las aguas de los pozos de la zona de Los Medanitos y Saujil presentan una conductividad eléctrica (CE) entre 450 y 900 $\mu\text{S}/\text{cm}$. En la localidad de Fiambalá, las aguas subterráneas exhiben CE algo mayores, con valores comprendidos entre 810 y 1.400 $\mu\text{S}/\text{cm}$. En la zona de Anillaco-El Puesto las aguas presentan

CE similares a las de Fiambalá (entre 710 y 1.560 $\mu\text{S}/\text{cm}$), mientras que, al sur, en la zona de La Aguadita, las CE son mayores a los 1.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$, con valores de hasta 2.860 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Tabla 7.3). En general, las aguas subterráneas son neutras a ligeramente alcalinas, con valores de pH que varían entre 7 y 8 (Tabla 7.3). Las temperaturas medidas en los pozos de agua de las zonas de Medanitos, Saujil y Fiambalá se encuentran entre los 17 °C y 21,7 °C, mientras que las aguas de los pozos ubicados hacia el sur presentan temperaturas mayores, comprendidas entre 23,1 °C y 28,8 °C (Tabla 7.3). Los pozos analizados tienen una profundidad entre 49 y 257 m, siendo los más superficiales los de la zona de Medanitos y los más profundos los de la zona de La Aguadita (Tabla 7.3). A pesar de las diferencias en la profundidad, en todos ellos se extraería agua desde la misma unidad acuífera mediante bombeo (Unidad Hidrogeológica 3 de Torres et al., 2013).

Tabla 7.3. Características físicas de las aguas subterráneas del Bolsón de Fiambalá: pozos de agua.

Fuente	Ubicación	Nombre	Muestra	Fecha	Latitud	Longitud
Esta tesis	Fiambalá	Pozo de agua La Ramadita	PRAM	02-2019	27°40'01,1"	67°37'03,3"
			PRAM-20	02-2020		
SRHC, 2010*	Medanitos	Pozo agua potable – B° Las Lomas – Medanitos (Medanitos DPAS2?)	MED1		27°31'23,66"	67°35'58,69"
		Pozo agua potable – La Soledad - Medanitos	MED2		27°29'23,71"	67°35'35,09"
		Pozo agua de riego Saujil	SAU1		27°33'53,02"	67°37'24,11"
	Saujil	Pozo Campo El Barreal	SAU2		27°31'52,70"	67°37'40,53"
		Pozo agua potable Saujil	SAU3	08-2010	27°34'5,74"	67°37'22,47"
	Fiambalá	Pozo agua potable N°2 – Pampa Blanca	PAB1		27°68'21,88"	67°37'1,51"
		Pozo agua Potable N°4 – Los Carrizos	PAB2		27°40'4,20"	67°37'33,90"
		Cabernet de Los Andes	PAB3		27°38'21,70"	67°36'33,40"
		Frutos de Fiambalá – Finca Don Diego	FIA1		27°42'45,90"	67°38'6,80"
		Anillaco	Anillaco	ANI		27°53'50,20"
	El Puesto	El Puesto	EPF		27°57'19,08"	67°38'1,14"
	La Aguadita	Finca La Aguadita – Pozo N°2	LA1	10-2010	28°1'41,27"	67°38'3,83"
		Finca La Aguadita – Pozo N°1	LA2		28°1'18,70"	67°37'35,20"

	Finca Cerro Negro N°1	STC	28°0'36,16"	67°37'47,78"
Torres et al., 2013	Medanitos-Saujil	n.i.		
	Fiambalá	n.i.		
	Anillaco-El Puesto	n.i.		
	Tinogasta	n.i.		

*Secretaría de Recursos Hídricos de la provincia de Catamarca: antecedentes hidrogeológicos de perforaciones correspondientes al año 2010; n.i.: no informado

Tabla 7.3. Continuación.

Muestra	Profundidad total (m)	T (°C)	CE (µS/cm)	pH	STD (mg/L)
PRAM	122	19,7	1124	7,81	562
PRAM-20		21,5	1147	7,42	574
MED1	49,50	19,7	900	7,71	460
MED2	n.i.	21,2	590	7,95	240
SAU1	n.i.		500	7,84	200
SAU2	130	21,5	580	7,06	290
SAU3	n.i.	21,7	540	7,89	250
PAB1	123	20,1	970	7,60	480
PAB2	n.i.	18,5	1110	7,54	560
PAB3		17,0	880	7,67	450
FIA1	96	n.i.	1400	7,61	510
ANI	120	25,7	710	7,78	364
EPF	120	23,1	849	7,99	425
LA1	n.i.	28,3	1678	7,60	840
LA2	257	28,8	1890	7,70	940
STC	n.i.	24,1	2026	7,36	1012
Medanitos-Saujil			450 a 880	7,7 a 8,0	
Fiambalá			810 a 985	7,6 a 7,7	
Anillaco-El Puesto	n.i.	n.i.	752 a 1560	7,9 a 8,0	n.i.
Tinogasta			1140 a 2820	7,1 a 7,9	

n.i.: no informado

A partir del diagrama de Piper (Figura 7.3), se puede observar que las aguas subterráneas de los pozos ubicados en el norte y centro del bolsón (Medanitos-Saujil-Fiambalá-Anillaco) son principalmente bicarbonatadas a mixtas desde el punto de vista aniónico, con el siguiente orden relativo de abundancia: $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} > \text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-}$. Por otro lado, las aguas subterráneas

de los pozos ubicados en la porción sur del bolsón (El Puesto-La Aguadita) su composición es cloruradas a mixtas desde el punto de vista aniónico, con un orden relativo de abundancia de $\text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ (con excepción del pozo EPF; Tabla 7.4), lo que permite distinguirlas por ser más evolucionadas según la evolución teórica de las aguas subterráneas dada por el diagrama de Thót (2000; Figura 6.4, Capítulo 6). Desde el punto de vista de la composición catiónica, todas las aguas subterráneas analizadas son sódicas, presentando el siguiente orden relativo de cationes: $\text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$ (Tabla 7.4).

El NO_3^- , un anión típicamente aportado por fuentes antrópicas, teniendo en cuenta tanto los datos aportados por la SRHC (2010) y los propios, se encuentra en una concentración variable, entre 0,0 a 57,0 mg/L. Las especies de F y B se encuentran en concentraciones entre 0,3-1,2 mg/L y 0,08-1,3 mg/L, respectivamente (Tabla 7.4).

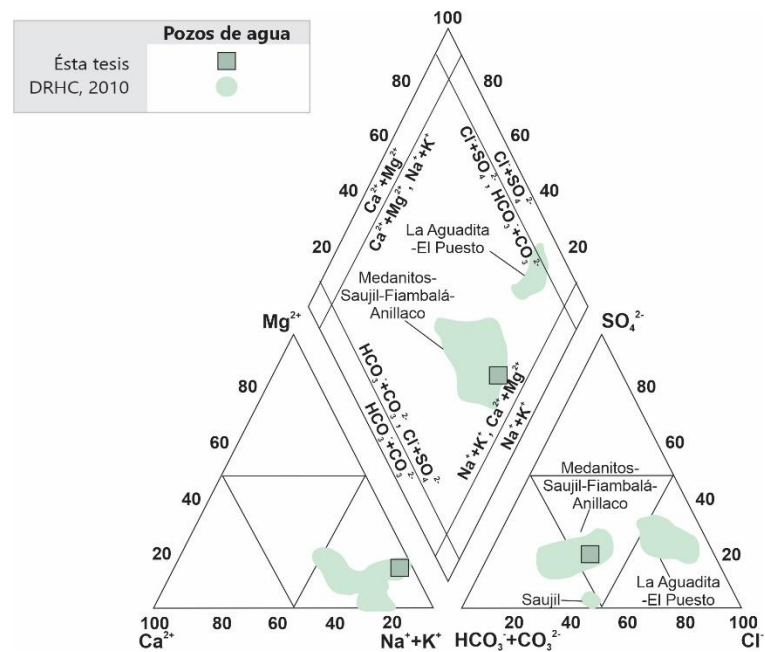


Figura 7.3. Diagrama de Piper para las aguas subterráneas. Los campos de color verde-grisáceo representan la información otorgada por la SRHC (2010), mientras que el símbolo representa la muestra tomada en este trabajo.

Tabla 7.4. Análisis químicos e isotópicos de las aguas subterráneas del Bolsón de Fiambalá: pozos de agua.

Fuente	Ubicación	Muestra	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	NO ₂ ⁻	CO ₃ ⁻	F ⁻	B
			mg/L							
Esta tesis	Fiambalá	PRAM	296,0	100,0	145,5	57,0	0,04	4,0	1,0	n.d.
		PRAM-20	n.d.							
SRHC, 2010*	Medanitos	MED1	191,0	90,0	102,0	0,0	n.i.		0,7	0,85
		MED2	144,0	42,0	48,0	0,0			0,7	0,60
	Saujil	SAU1	148,0	37,0	41,0	0,0	n.i.		0,4	0,16
		SAU2	173,0	5,8	86,0	0,0			0,3	0,08
		SAU3	148,0	40,0	37,0	1,8			0,5	0,23
	Fiambalá	PAB1	293,0	74,0	76,0	3,5	n.i.		1,2	0,65
		PAB2	311,0	97,0	107,0	2,1			0,8	1,3
		PAB3	303,0	70,0	72,0	6,1			1,3	0,73
	Anillaco	FIA1	310,0	93,0	95,0	2,1			0,8	0,71
		ANI	275,0	116,0	148,0	1,7			0,07	0,0
	El Puesto	EPF	97,0	90,0	155,0	1,6	0,05	0,0	0,8	0,9
		La Aguadita	LA1	108,0	156,0	292,0	0,0		0,0	1,2
	LA2		69,0	162,0	392,0	0,0				1,2
STC	145,0		227,0	298,0	0,0	0,8				1,1

*Secretaría de Recursos Hídricos de la provincia de Catamarca: antecedentes hidrogeológicos de perforaciones correspondientes al año 2010; n.i.: no informado

Tabla 7.4. Continuación.

Muestra	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	As	SiO ₂	δ ¹⁸ O	δ ² H
	mg/L						‰	
PRAM	162,0	3,7	8,9	15,3	n.d.	62,4	-4,20	-23,00
PRAM-20	n.d.						-4,18	-24,00
MED1	120,0	4,5	38,0	7,9	0,01	n.i.		
MED2	62,0	3,9	25,0	5,4	0,00			
SAU1	48,0	4,5	25,0	9,5	0,01	n.i.		
SAU2	92,0	4,4	17,0	3,6	0,00			
SAU3	54,0	5,1	23,0	7,7	0,01			
PAB1	138,0	6,0	36,0	10,0	0,02	n.i.		
PAB2	165,0	5,8	41,0	7,9	0,01			
PAB3	140,0	5,1	34,0	8,0	0,02			

FIA1	180,0	5,5	32,0	0,9	0,01	
ANI	183,0	7,3	28,0	17,0	0,02	n.i.
EPF	130,0	5,7	28,0	8,3	0,01	n.i.
LA1	235,0	4,9	56,0	4,9	0,01	
LA2	255,0	6,6	71,0	7,5	0,01	n.i.
STC	270,0	5,2	45,0	16,0	0,01	

n.d.: no determinado

7.3.2.ii.2. Vertientes termales

De norte a sur, en el bolsón de Fiambalá, existen manifestaciones termales en las localidades de Saujil (VS), Fiambalá (VF) y La Aguadita (VLA) (Fig. 7.1). A partir de las muestras tomadas en esta Tesis, se distingue que las aguas de las vertientes Saujil (VS) y Fiambalá (VF) presentan valores de CE comprendidos entre 479 $\mu\text{S}/\text{cm}$ y 783 $\mu\text{S}/\text{cm}$, mientras que la vertiente que se encuentra más al sur del bolsón, en La Aguadita (VLA), presenta una CE por encima de los 1.000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (1.280 $\mu\text{S}/\text{cm}$) (Tabla 7.5). Los valores de STD están en concordancia con las CE medidas, e indican que todas las vertientes son aguas dulces (< 1.000 mg/L de STD). En general, las vertientes analizadas exhiben pHs neutros a ligeramente alcalinos (entre 6,8 y 8,8) (Tabla 7.5). Las temperaturas para VS no muestran una gran variación entre los datos publicados en trabajos anteriores (Pesce y Miranda, 2003) y las determinadas en febrero de 2019 y de 2020 en esta tesis, presentando un rango entre los 22 °C y 24,8 °C. Por el contrario, VF y VLA exhiben una gran variación en las temperaturas. Mientras que Pesca y Miranda (2003) reportan temperaturas entre 25 °C y 60 °C y entre 27 °C y 30,7 °C para VF y VLA, respectivamente, en este trabajo se registraron temperaturas iguales a 50,5 °C y 58,8 °C para VF y temperaturas en el orden de los 31 °C para VLA durante las campañas de muestreo del año 2019 y 2020, respectivamente (Tabla 7.5).

Tabla 7.5. Características físicas de las aguas subterráneas del Bolsón de Fiambalá: vertientes termales.

Fuente	Ubicación	Nombre	Muestra	Fecha	Latitud	Longitud	
Esta tesis	Saujil	Vertiente Saujil	VS	02-2019	27°34'08,2"	67°37'15,3"	
			VS-20	02-2020			
	Fiambalá	Vertiente Fiambalá	VF	02-2019	27°44'33,2"	67°32'55,3"	
			VF-20	02-2020			
	La Aguadita	Vertiente La Aguadita	VLA	02-2019	28°01'49,11"	67°40'03,3"	
			VLA-20	02-2020			
PyM, 2003*	Saujil	Termas de Saujil	TS ²	1940	27°34'00"	67°36'30"	
		13.01	13.01	1984			
		Termas de Fiambalá	TF ²	1940			
	Fiambalá	TF-1	12.01	12.01	20/05/87	27°44'30"	67°32'60"
			12.02	12.02			
			12.03	12.03			
			TF-2	TF-2			
			TF-3	TF-3			
			TF-4	TF-4			
		F-1	F-1	F-1	06/98		
			Aguadita de Chanampe	ACh ²	1940		
			14.01	14.01	19/05/87	28°01'00"	67°39'30"
			14.02	14.02			
			14.03	14.03			
			La Aguadita	LA-1	LA-1	19/05/87	28°01'00"
	LA-2	LA-2					
	LA-3	LA-3					
	LA-4	LA-4					

*Pesce y Miranda, 2003; n.i.: no informado

Tabla 7.5. Continuación.

Muestra	Altura (m)	T (°C)	CE (µS/cm)	pH	STD (mg/L)
VS	1615	23,0	479	7,95	239
VS-20		24,8	480	7,65	240
VF	1920	50,5	681	8,29	338
VF-20		58,8	695	7,98	348

VLA		31,7	1010	8,87	500
VLA-20	1412	31,0	1280	8,47	640
TS ²	1200	24,4	537	7,70	464
13.01		22,0	n.i.	7,00	468
TF ²	1950	56,0	494	7,80	479
12.01	1900	60,0	667	7,80	524
12.02	1850	32,0	698	7,70	472
12.03	1750	25,0	714	7,80	478
TF-1		60,0	561	7,60	
TF-2		59,0	558	7,70	
TF-3	n.i.	59,0	578	7,60	n.i.
TF-4		57,5	579	7,70	
F-1	1900	53,0	783	6,80	124
ACh ²	1380	30,8	860	7,80	800
14.01		28,0	486	7,40	455
14.02		28,0	506	7,20	482
14.03		30,0	578	7,30	549
LA-1	n.i.	27,0	1096	7,60	
LA-2		29,0	1100	7,20	
LA-3		29,0	1100	7,40	n.i.
LA-4		29,0	1108	8,00	

n.i.: no informado

De acuerdo al diagrama de Piper (Figura 7.4), se observan diferencias en las clasificaciones químicas de las aguas de las vertientes Saujil y La Aguadita entre lo reportado en Pesce y Miranda (2003) y lo obtenido en este trabajo. En este sentido, desde el punto de vista de los aniones, VS fue clasificada como mixta-sulfatada y VLA como sulfatada-clorurada por estos autores. Según los resultados obtenidos en este trabajo, estas vertientes se clasificarían desde el punto de vista aniónico como bicarbonatadas-mixtas (VS) y cloruradas-sulfatadas (VLA). De esta manera, VS y VLA presentan (actualmente) un orden relativo de concentración aniónica igual a $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} > \text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-}$ y a $\text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$, respectivamente. Por otro lado, la vertiente Fiambalá no presenta variaciones temporales en su clasificación y es del tipo mixta-sulfatada. Con base en los datos reportados en esta Tesis, el orden relativo de abundancia de aniones para VF es $\text{SO}_4^{2-} > \text{Cl}^- > \text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ (Tabla 7.6). Desde el punto de

vista catiónico todas las vertientes termales analizadas se clasifican como sódicas, presentando el siguiente orden relativo de abundancia catiónica: $\text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Ca}^{2+} > \text{Mg}^{2+}$ (Tabla 7.6). En cuanto a las variaciones temporales en la concentración catiónica, sólo se detectaron concentraciones mayores de Mg^{2+} en VS respecto a las reportadas por Pesce y Miranda (2003), por lo que el orden de abundancia relativa de cationes para esta muestra es $\text{Na}^+ + \text{K}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{Ca}^{2+}$ (Tabla 7.6).

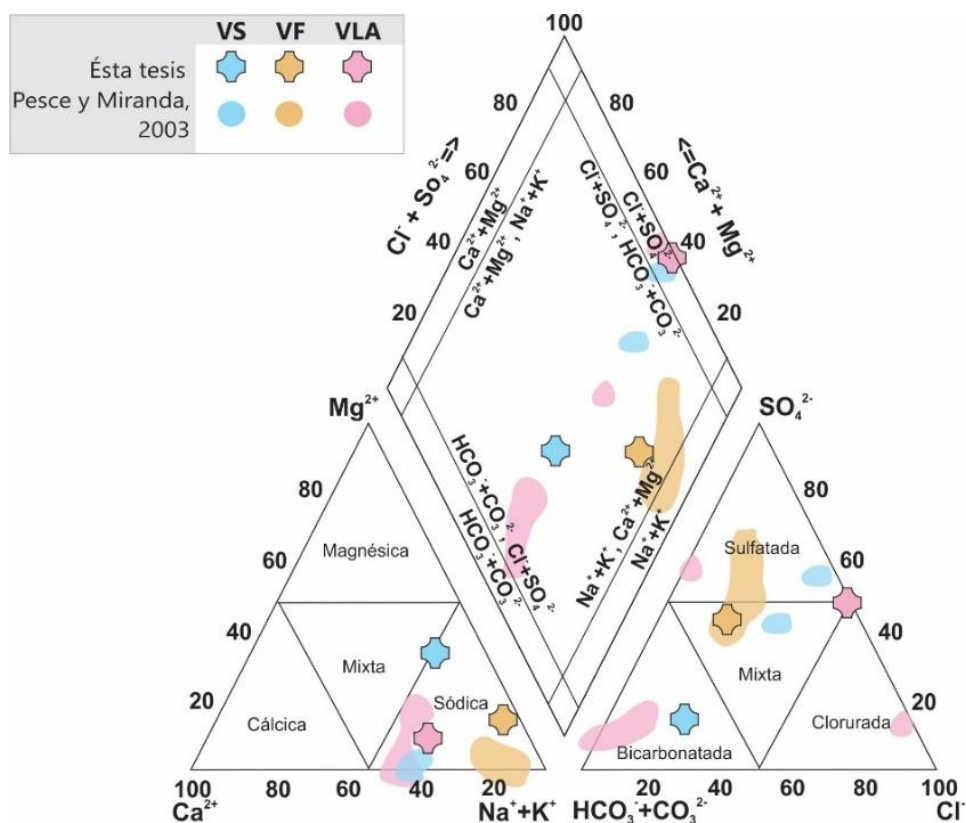


Figura 7.4. Diagrama de Piper para las aguas termales del Bolsón de Fiambalá. Los campos de colores representan las muestras de Pesce y Miranda (2003), y los símbolos representan las muestras tomadas en esta Tesis. VS, Vertiente Saujil; VF, Vertiente Fiambalá; VLA, Vertiente La Aguadita.

El NO_3^- se encuentra en diferentes concentraciones en las vertientes termales analizadas, presentando un rango entre 13,2 y 30,7 mg/L. De los elementos minoritarios, sólo el F- fue medido en esta Tesis. En este caso, las vertientes Saujil y La Aguadita presentan concentraciones menores a 2,2 mg/L, mientras que la vertiente Fiambalá presenta una

concentración igual a 7,4 mg/L. Según lo reportado por Pesce y Miranda (2003), las concentraciones de F⁻ en las vertientes termales, comparativamente, presentan las mismas concentraciones relativas. El contenido de sílice disuelta (representado como SiO₂) medido en esta Tesis se presenta en el orden de los 80 mg/L en VS y VF, mientras que VLA presenta una concentración menor, de 35,6 mg/L. Para esta especie, Pesce y Miranda (2003) reportan diferentes concentraciones para VS y VF por encima de los 30,0 mg/L hasta los 89 mg/L, mientras que para VLA las concentraciones de SiO₂ son menores a 30,0 mg/L (Tabla 7.6).

Tabla 7.6. Análisis químicos e isotópicos de las aguas subterráneas del Bolsón de Fiambalá: vertientes termales.

Fuente	Ubicación	Muestra	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	NO ₃ ⁻	NO ₂ ⁻	CO ₃ ⁻	F ⁻	B	
			mg/L								
Esta tesis	Saujil	VS	263,26	50,0	56,7	30,7	0,05	4,0	0,57	n.d.	
		VS-20				n.d.					
	Fiambalá	VF	50,0	150,0	53,9	13,2	0,05	60,0	7,44	n.d.	
VF-20					n.d.						
	La Agiadita	VLA	4,0	300,0	238,2	27,2	0,04	0,0	1,49	n.d.	
		VLA-20				n.d.					
P y M, 2003*	Saujil	TS ²	74,0	104,0	63,0					n.i.	
		13.01	36,6	305,0	158,0				1,5	0,75	
		TF ²	67,0	175,0	24,8				n.i.	0,0	
		12.01	164,0	129,0	46,0				2,0	0,25	
		12.02	104,0	144,0	49,0				2,0		
		12.03	104,0	144,0	53,0				2,1		
	Fiambalá	TF-1	114,0	113,0	40,0					0,23	
		TF-2	103,0	134,0	39,0					0,22	
		TF-3	114,0	108,0	40,0	n.i.	n.i.	n.i.		0,22	
		TF-4	116,0	105,0	40,0					0,24	
		F-1	151,0	128,0	45,0				18,0	0,22	
	La Agiadita	ACh ²	7,3	29,0	138,0						
		14.01	156,0	27,8	12,0				0,25	0,25	
14.02		183,0	25,7	13,6				0,7	0,7		
14.03		207,0	27,8	19,0				0,8	0,8		
		LA-1	176,0	14,0	0,75				n.i.		

LA-2	21,0	22,0	0,75
LA-3	19,0	22,0	0,62
LA-4	19,0	14,0	0,62

*Pesce y Miranda, 2003; n.d.: no disponible; n.i.: no informado.

Tabla 7.6. Continuación.

Muestra	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Li	SiO ₂	δ ¹⁸ O	δ ² H
	mg/L				‰			
VS	80,0	10,2	21,3	29,4	n.d.	82,0	-5,61	-28,4
VS-20			n.d.				-5,48	-28,6
VF	162,0	3,7	8,9	15,3	n.d.	82,2	-7,18	-43,9
VF-20			n.d.				-7,51	-44,4
VLA	188,0	0,7	76,8	14,3	n.d.	35,6	-5,44	-28,3
VLA-20			n.d.				-5,35	-29,2
TS ²	72,0	n.i.	34,0	1,5	n.i.	73,0		
13.01	160,0	2,2	88,0	0,0	0,06	36,6		
TF ²	107,0	n.i.	15,2	4,6	n.i.	89,0		
12.01	130,0	5,0	14,0	4,0	0,26	30,0	n.i.	n.i.
12.02	120,0	5,0	16,0	0,5	0,29	32,0		
12.03	120,0	5,0	17,0	0,5	0,29	32,0		
TF-1	122,0	2,9	11,0	0,45	0,20	40,0	-6,8	-46,0
TF-2	122,0	2,8	11,0	0,42	0,18	40,0	-6,9	-46,0
TF-3	120,0	2,8	11,0	0,44	0,19	33,0	-7,4	-47,0
TF-4	121,0	2,9	11,0	0,45	0,20	40,0	n.i.	n.i.
F-1	155,0	3,1	8,4	0,20	0,18	61,0	-7,20	-55,0
ACh ²	137,0	n.i.	90,5	1,3		29,0		
14.01	66,0	10,6	30,0	12,0		27,8		
14.02	68,0	10,7	34,0	13,6		25,7	n.i.	n.i.
14.03	71,0	10,6	41,0	19,0		27,8		
LA-1	157,0	0,89	86,0	0,75	n.i.	14,0	-4,40	-28,0
LA-2	155,0	0,85	83,0	0,75		22,0	-4,40	-28,0
LA-3	154,0	0,9	81,0	0,62		22,0	-4,40	-29,0
LA-4	153,0	0,9	82,0	0,62		14,0	-4,40	-28,0

n.d.: no disponible; n.i.: no informado.

7.3.3. índices de saturación

El índice de saturación (IS) es la relación entre las actividades en solución de los iones que forman un determinado mineral y la constante de equilibrio de la reacción de disolución de ese mineral, determinados ambos a la misma temperatura (Reed y Spycher, 1984). En otras palabras, el IS indica si el agua objeto de estudio tiende a actuar como disolvente de determinado mineral o si, a partir de la misma, ese mineral precipitaría. En este caso, se considera que valores de IS entre -0,5 y 0,5 reflejan condiciones de equilibrio en la solución. Cuando algún componente tiene un IS mayor a 0,5 (la solución se encuentra sobresaturada), se encontraría en condiciones de precipitar, mientras que un IS menor a -0,5 refleja condiciones de subsaturación de la solución con respecto a determinado mineral, es decir podría generarse una disolución o no precipitación del mismo.

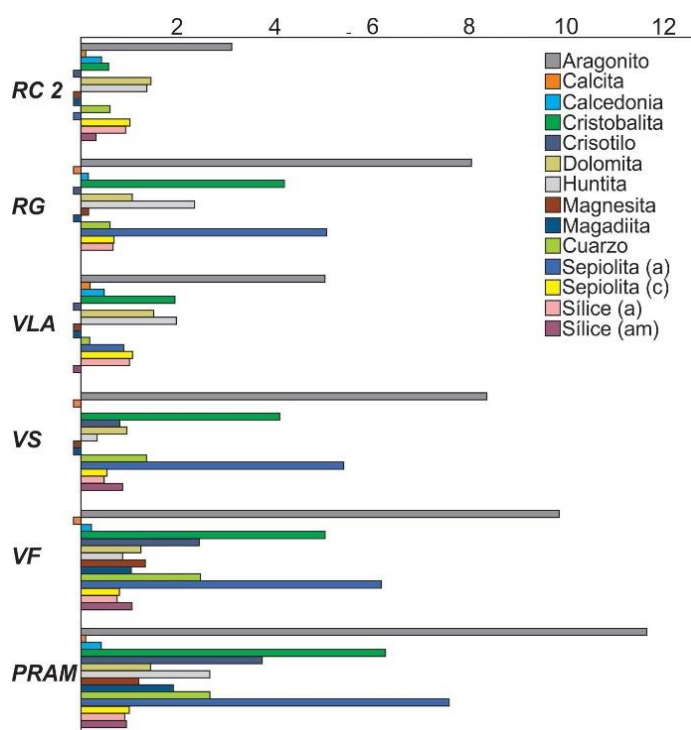


Figura 7.5. Índices de saturación (IS) para las aguas superficiales y subterráneas del SGBF con respecto a los minerales en equilibrio y sobresaturados. RC2: río Chaschuil (Oeste); RG: Río Grande (Norte); VLA: Vertiente La Aguadita; VS: Vertiente Saujil; VF: Vertiente Fiambalá; PRAM: Pozo La Ramadita.

La figura 7.5 representa los índices de saturación de los minerales que se encuentran en equilibrio y sobresaturados con las soluciones en las aguas superficiales y subterráneas analizadas. A partir de esta figura, es posible observar que las aguas superficiales y subterráneas estudiadas del Bolsón de Fiambalá se encuentran sobresaturadas en calcedonia, cristobalita, dolomita, magadiita, cuarzo, sepiolita y crisotilo, mientras que están subsaturadas en anhidrita, yeso, halita, azufre, thenardita y termonatrita. Por otra parte, el SiO₂ se encuentra en condiciones de equilibrio (Tabla 7.7). Los carbonatos de calcio, aragonita y calcita, estarían precipitando a partir de las aguas superficiales y de VF, mientras que en las muestras VS, VLA y PRAM, las soluciones se encontrarían en equilibrio con respecto a estos minerales. En el caso de los carbonatos de magnesio y calcio, la huntita y la magnesita están en concentraciones por encima del equilibrio con la solución en las aguas superficiales, mientras que están subsaturados (en el caso de la huntita) o en equilibrio (en el caso de la magnesita) en las aguas subterráneas.

Tabla 7.7. Índices de saturación para las aguas superficiales y subterráneas del Sistema Geotermal del Bolsón de Fiambalá

Mineral	Fórmula	Índices de Saturación					
		RC2	RG	VLA	VS	VF	PRAM
Anhidrita	CaSO ₄	-2,12	-2,06	-1,13	-2,35	-2,09	-1,87
Aragonito	CaCO ₃	0,82	0,95	0,74	-0,23	-0,13	0,17
Calcita	CaCO ₃	0,96	1,09	0,88	-0,09	0,04	0,31
Calcedonia	SiO ₂	0,93	0,75	0,5	1,01	0,68	0,94
Cristobalita	SiO ₂	1,01	0,82	0,55	1,08	0,69	1,01
Dolomita	CaMg(CO ₃) ₂	2,67	2,46	1,36	0,21	0,61	0,61
Huntita	CaMg ₃ (CO ₃) ₄	1,93	1,04	-1,67	-3,29	-1,82	-2,95
Yeso	CaSO ₄ ·2H ₂ O	-1,86	-1,81	-0,99	-2,12	-2,11	-1,6
Halita	NaCl	-6,05	-6,31	-5,98	-6,92	-6,7	-6,16
Magnesita	MgCO ₃	1,21	1,34	-0,01	-0,19	0,18	-0,2
Magadiita	NaSi ₇ O ₁₃ (OH) ₃ ·3H ₂ O	2,69	0,86	0,36	1,98	2,35	1,38
Cuarzo	SiO ₂	1,44	1,25	0,95	1,5	1,07	1,44
Sepiolita (a)	Mg ₂ Si ₃ O ₇ ·5OH·3H ₂ O	3,77	2,45	0,8	-0,79	-0,25	-1,87
Sepiolita (c)	Mg ₂ Si ₃ O ₇ ·5OH·3H ₂ O	6,29	5,04	4,11	1,94	4,19	0,59
SiO ₂ (a)	SiO ₂	0,43	0,43	0,43	0,43	0,43	0,43
SiO ₂ (am)	SiO ₂	0,11	-0,07	-0,3	0,19	-0,09	0,11
Azufre	S	-63,04	-68,98	-62,9	-55,06	-60,81	-53,14

Tenardita	Na ₂ SO ₄	-7,21	-7,48	-6,92	-8,34	-7,22	-7,4
Termonatrita	Na ₂ CO ₃ ·H ₂ O	-8,32	-8,5	-8,99	-10,24	-9,12	-9,43
Crisotilo	Mg ₃ Si ₂ O ₅ (OH) ₄	7,59	6,19	5,41	0,89	5,08	-0,97

7.3.4. Concentraciones isotópicas

7.3.4.i. Isótopos estables de $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$

A partir de los análisis realizados en esta tesis junto con datos publicados por otros autores, se construyó un diagrama binario $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ (Figura 7.6) donde se plotearon, las concentraciones isotópicas correspondientes a las aguas superficiales del N y O del bolsón, la del agua subterránea del Pozo La Ramadita (PRAM) y las de las vertientes termales (Saujil, VS; Fiambalá, VF; La Aguadita, VLA). En este diagrama se incluye la Línea Meteorica Global (LMG) propuesta por Craig (1961) que responde a la ecuación $\delta^2\text{H}\text{‰} = 8 \delta^{18}\text{O}\text{‰} + 10$, la línea meteorica local preliminar de los Andes centrales en la Provincia de Mendoza (LMM; muestreos realizados entre septiembre de 2008 y octubre de 2010) propuesta por Hoke et al. (2013), la cual responde a la ecuación $\delta^2\text{H}\text{‰} = 8,29 \delta^{18}\text{O}\text{‰} + 11,75$, y la línea meteorica local de Salta (LMS) propuesta por Dapeña y Panarello (2011), dada por la ecuación $\delta^2\text{H}\text{‰} = (8,25 \pm 0,18) \delta^{18}\text{O}\text{‰} + (15,08 \pm 0,96)$ (período de muestreo durante 1981-1987/1998-2004). A partir del mismo se observa que todas las aguas analizadas presentan una concentración isotópica próxima a las precipitaciones globales y locales y quedan ploteadas, en general, entre las líneas meteoricas, a excepción de los ríos que drenan la porción oeste del bolsón que quedan representados por debajo de las mismas. A pesar de que todas las aguas se encuentran próximas a la LMG, se diferencian, principalmente, tres grupos de aguas cuya ubicación en el diagrama binario $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ de la Figura 7.6 responde a una diferencia de rangos de concentraciones isotópicas. En este sentido, las aguas de VF presentan una concentración más empobrecida en isótopos pesados (valores más negativos), con valores comprendidos entre -55‰ a -44‰ de $\delta^2\text{H}$ y entre -7,5‰ a -7‰ de $\delta^{18}\text{O}$ (Tabla 7.6), en comparación con los ríos que drenan la porción O del bolsón, los cuales exhiben concentraciones entre -39‰ y -21‰ y entre -5,2‰ y -3,6‰ de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$, respectivamente (Tabla 7.2). Los restantes tipos de agua, si bien se agrupan en el mismo rango que los ríos

del O (con valores de -29‰ a -23‰ de $\delta^2\text{H}$ y de -5,6‰ a -3,5‰ de $\delta^{18}\text{O}$), en comparación son principalmente más enriquecidos en los isótopos estables pesados (Tablas 7.2, 7.4, 7.6).

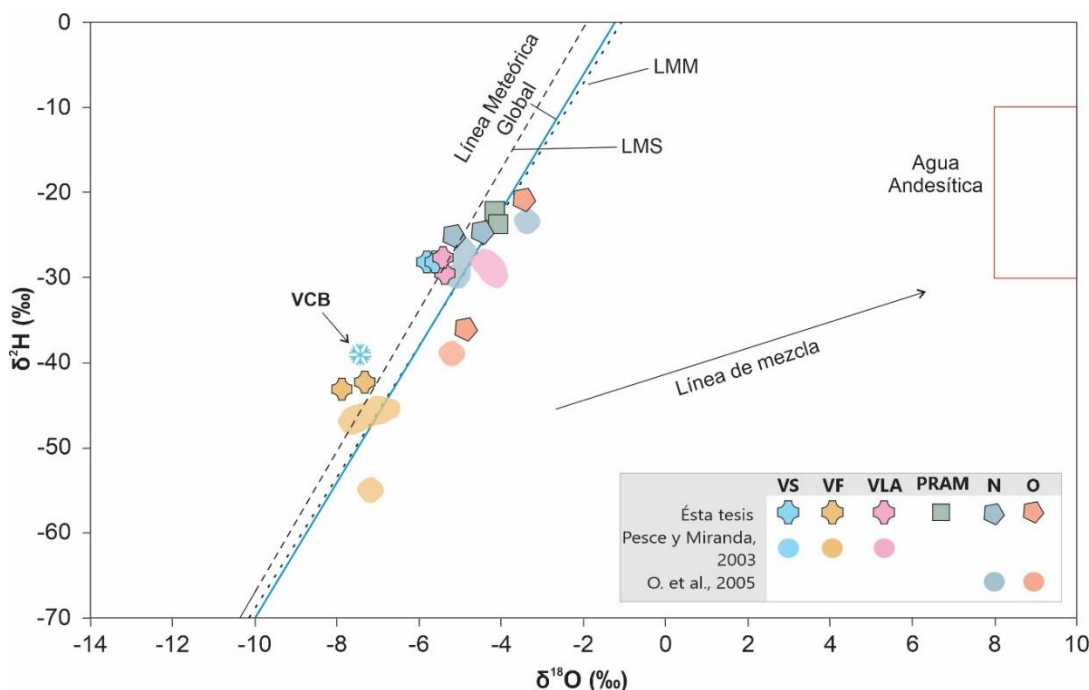


Figura 7.6. Diagrama binario $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ donde se han representado las muestras de aguas superficiales y subterráneas del Bolsón de Fiambalá. Los campos de colores corresponden a concentraciones isotópicas publicadas por otros autores (Pesce y Miranda, 2003 y Ostera et al., 2005). Los símbolos representan las muestras tomadas en este trabajo. VS, vertiente Saujil; VF, vertiente Fiambalá; VLA, vertiente La Aguadita; PRAM, pozo de agua subterránea La Ramadita; N, ríos que drenan el Norte del bolsón (río Grande); O, ríos que drenan el Oeste del bolsón (río Chaschuil). La línea punteada representa la línea meteórica preliminar para los Andes centrales de la Provincia de Mendoza (LMM). La línea entrecortada representa la línea meteórica local para la provincia de Salta (LMS). VCB, muestra isotópica de nieve del volcán Cerro Blanco (Chiodi et al., 2019).

7.3.4.ii. Isótopo radioactivo Radón-222 (^{222}Rn)

En la Figura 7.7 se representan los valores de concentración de gas radón en las aguas del Bolsón de Fiambalá. Para las aguas superficiales, este radioisótopo sólo pudo ser determinado durante la primera campaña de muestreo (febrero de 2019), arrojando valores de ^{222}Rn comprendidos entre 1 y 554 Bq/m³ (Tabla 7.8). En el caso del río Chaschuil (que

drena la porción O del bolsón) se observa una variación en la concentración de ^{222}Rn aguas abajo, la cual disminuyó de $278,53 \text{ Bq/m}^3$ a $49,52 \text{ Bq/m}^3$ (Tabla 7.8).

Tabla 7.8. Concentraciones de ^{222}Rn en aguas superficiales y subterráneas del Bolsón de Fiambalá.

Tipo	Ubicación	Nombre	Muestra	$^{222}\text{Rn} \text{ (Bq/m}^3\text{)}$	
Aguas Superficiales	N	Río Grande	RG	83,15	
	NNE	Río Medanitos	RM	1,33	
	O		Río Chaschuil (cuena alta)	RC2	278,53
			Río Chaschuil (cuena media)	RC1	49,52
	S		Río Abaucán	RAb	553,58
Aguas Subterráneas	Saujil	Vertiente Saujil	VS-2	17.803,90	
			VS-20	n.d.	
	Fiambalá	Pozo La Ramadita	PRAM	12.670,72	
			PRAM-20	11.994,82	
			VF	48.730,13	
			VF-20	45.000,04	
	La Aguadita	Vertiente La Aguadita	VLA	14.467,69	
			VLA-20	8.427,26	

n.d.: no disponible

En cuanto a las aguas subterráneas muestreadas, el radioisótopo ^{222}Rn se encuentra en una concentración entre dos y tres órdenes de magnitud mayores que en las aguas superficiales. Dentro de las aguas subterráneas, la vertiente Fiambalá, es la que exhibe una mayor concentración de ^{222}Rn , con valores superiores a 45.000 Bq/m^3 , mientras que las aguas de las vertientes Saujil y La Aguadita, como así también del pozo La Ramadita, presentan concentraciones menores, comprendidas entre 8.427 Bq/m^3 y 17.803 Bq/m^3 .

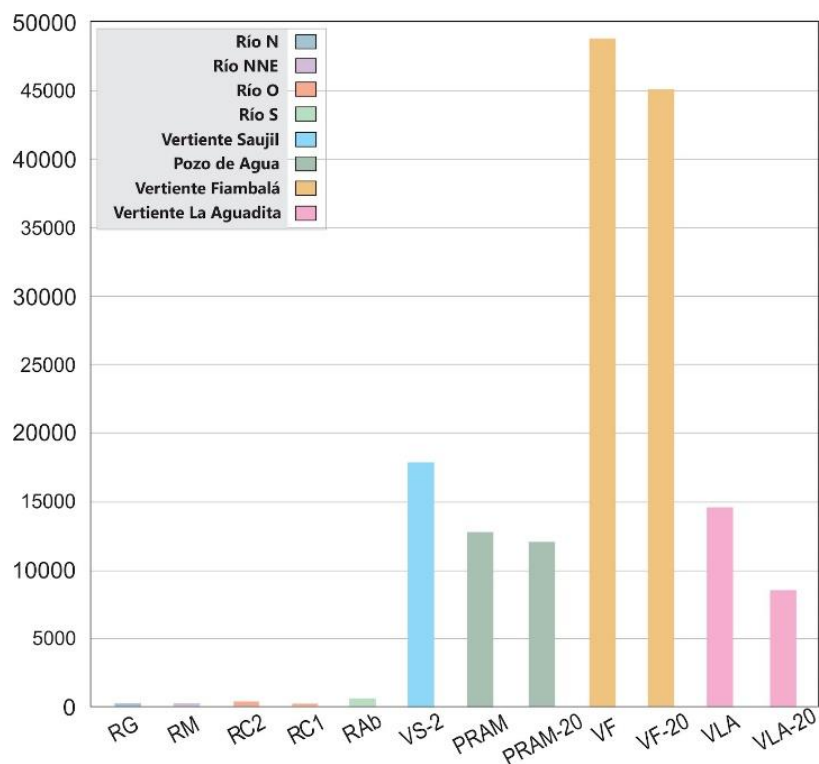


Figura 7.7. Concentraciones de ^{222}Rn para las aguas del Bolsón de Fiambalá. Los ríos y la vertiente Saujil presentan una sola medición. Las restantes aguas subterráneas presentan dos mediciones, una para el año 2019 y otra para el año 2020.

7.3.5. Cálculo de geotermómetros

Para todas las aguas analizadas en esta tesis se calcularon las posibles temperaturas en profundidad de sus fuentes a partir de la aplicación de los geotermómetros de sílice utilizando los calibrados por Tuesdell (1976), Fournier (1977), y Arnorsson (1983) y los geotermómetros catiónicos calibrados por Fournier y Tuesdell (1973), Fournier (1979) y Giggenbach (1986, 1988). Así mismo, se estimaron las temperaturas de las aguas de pozo sólo con los geotermómetros catiónicos ya que no se dispone de los contenidos de SiO_2 (Tablas 7.9 y 7.10). Las ecuaciones de cada calibración se presentan en la Tabla A.6 del Anexo.

Los geotermómetros de cuarzo (SQ-1, SQ-2 y SQ-3) arrojan valores de temperaturas similares para cada muestra, estimando temperaturas entre 87 y 89 °C para VLA, entre 124 y 127 °C para VS, entre 112 y 113 °C para PRAM y, entre 122 y 125 °C para VF. Los

geotermómetros de calcedonia y de cristobalita ($S\alpha$), estiman temperaturas menores en comparación a los anteriores, con un rango entre 37 y 58 °C para VLA, entre 28 ($S\beta$) y 98 °C para VS, entre 62 y 84 °C para PRAM y, entre 74 y 97 °C para VF. En este caso, los valores arrojados por el $S\beta$ para VLA, PRAM y VF y los arrojados por Sam se descartan, debido a que estima temperaturas por debajo de las de descarga.

En cuanto a los geotermómetros catiónicos, para el caso de VLA los valores estimados por GC-1 y GC-2 (entre 38 y 59 °C) se encuentran en el mismo rango a los geotermómetros SC-1, SC2 y $S\beta$. Para VS y PRAM los geotermómetros GC-1 y GC-2 estiman temperaturas mucho más elevadas a las estimadas por los de sílice, mientras que los geotermómetros GC-3 y GC-4 arrojan valores similares (entre 56 y 96 °C). En cuanto a la VF, las temperaturas estimadas por los geotermómetros catiónicos se encuentran en los mismos rangos a las obtenidas mediante los geotermómetros de sílice, arrojando valores entre 42 y 137 °C.

Tabla 7.9. Cálculo de geotermómetros para las aguas analizadas en esta tesis.

Geotermómetro	Calibrado	Código	VLA	VS	PRAM	VF	
SiO₂-cuarzo	Truesdell ²	SQ-1	87	126	112	125	
	Fournier ³	conductivo	SQ-2	87	127	113	125
		adiabático	SQ-3	89	124	112	122
SiO₂-calcedonia	Fournier ³	SC-1	56	98	83	97	
	Arnorsson ⁵	SC-2	58	98	84	97	
α - Cristobalita		$S\alpha$	37	76	62	74	
β - Cristobalita	Fournier ³	$S\beta$	-9	28	15	26	
Sílice Amorfa		Sam	-27	7	-5	6	
Na-K	Giggenbach ⁷	GC-1	59	252	196	137	
	Fournier ⁴	GC-2	38	239	179	116	
K-Mg	Giggenbach ⁶	GC-3	13	56	59	42	
Na-K-Ca	Fournier y Truesdell ¹	GC-4	7	96	91	89	

¹Fournier y Truesdell (1973); ²Truesdell (1976); ³Fournier (1977); ⁴Fournier (1979); ⁵Arnorsson et al. (1983); ⁶Giggenbach (1986); ⁷Giggenbach (1988).

En cuanto a las aguas de pozos, los geotermómetros de Na-K (GC-1 y GC-2) permiten estimar valores por encima de los 100 °C para todas las muestras, presentando las muestras

SAU-1 y SAU-2 valores por encima de los 200 °C. Los geotermómetros de K-Mg y Na-K-Ca estiman temperaturas mucho menores (entre 48 y 88 °C), valores que se encuentran en el mismo rango de temperatura para PRAM.

Tabla 7.10. Cálculo de geotermómetros para las aguas de pozos.

Código	MED		SAU			PAB			FIA1	ANI	EPF	LA		STC
	1	2	1	2	3	1	2	3				1	2	
GC-1 ⁷	165	198	227	180	228	174	161	163	153	168	174	132	143	128
GC-2 ⁴	145	180	212	161	212	155	141	143	133	149	155	112	123	107
GC-3 ⁶	53	54	51	60	55	56	58	55	82	55	57	59	61	48
GC-4 ¹	61	59	61	74	67	73	71	69	75	88	76	63	68	71

Geotermómetros calibrados por¹Fournier y Truesdell (1973); ⁴Fournier (1979); ⁶Giggenbach (1986); ⁷Giggenbach (1988).

7.4. Interpretaciones y Discusiones

7.4.1. Análisis de la composición química de las aguas del Bolsón de Fiambalá

7.4.1.i. Mezcla de aguas superficiales

Giggenbach (1988) propone un diagrama ternario que relaciona los aniones principales disueltos en las aguas de los sistemas geotérmicos para clasificar las mismas según si son aguas maduras, aguas periféricas o aguas volcánicas. En la Figura 7.8 se han representado las muestras de aguas subterráneas analizadas en este trabajo y se incluyen también las muestras de aguas superficiales según sus concentraciones de SO_4^{2-} -Cl-HCO₃⁻+CO₃²⁻ para dilucidar posibles mezclas entre ellas y determinar el origen de las aguas subterráneas.

Todas las aguas superficiales tienen una composición aniónica predominantemente HCO₃⁻+CO₃²⁻, aunque se observan ciertas variaciones. En este sentido, las aguas que drenan desde el N del bolsón tienen una composición entre HCO₃⁻+CO₃²⁻ a mixta (HCO₃⁻+CO₃²⁻-Cl), mientras que las aguas que drenan desde el NNE son HCO₃⁻+CO₃²⁻. Por otro lado, las aguas que drenan desde el O del bolsón (río Chaschuil) tienen una composición aniónica

predominantemente $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-} - \text{Cl}^-$. En el centro del bolsón, donde confluyen las aguas que drenan desde los tres puntos cardinales descritos, las aguas son predominantemente $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ con algo más de Cl^- que las aguas del NNE. Hacia el sur de la localidad de Fiambalá, las aguas superficiales que alimentan el cauce del río Abaucán muestran una concentración de sulfato superior a las anteriores, y se clasifica como mixta en términos aniónicos ($\text{SO}_4^{2-} - \text{Cl}^- - \text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$).

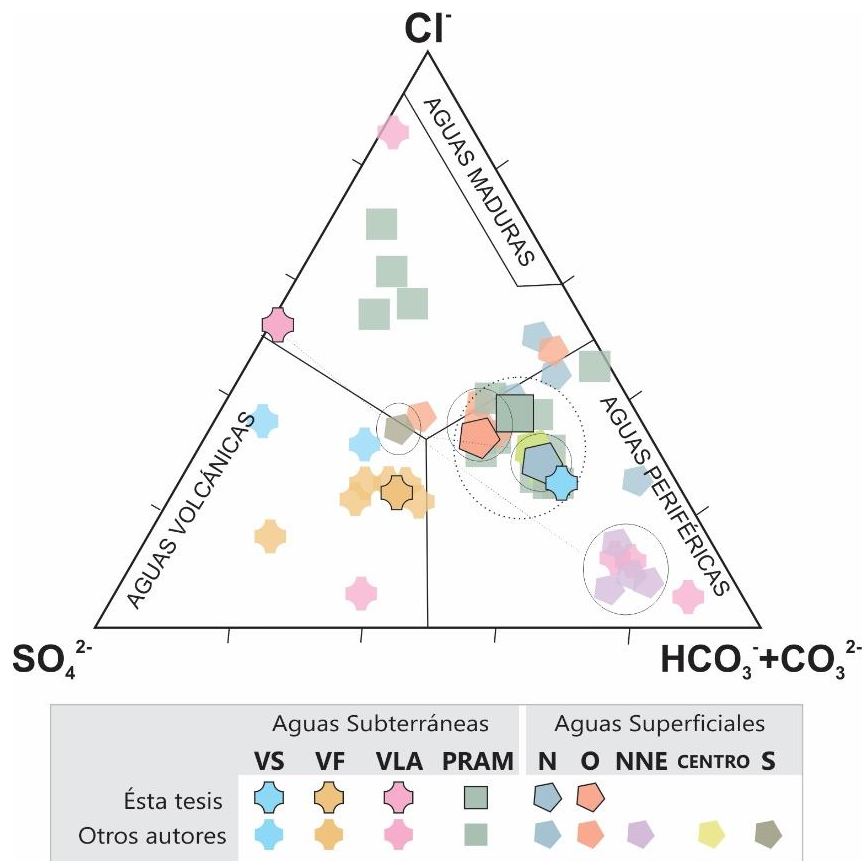


Figura 7.8. Diagrama ternario $\text{SO}_4^{2-} - \text{Cl}^- - \text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ (modificado de Giggenbach, 1988) para la clasificación general de aguas de la zona de estudio de acuerdo a su origen. Las líneas punteadas indican posibles tendencias composicionales de mezcla de aguas entre los componentes identificados con círculos.

Considerando que las principales fuentes de recarga de los acuíferos lo constituyen las aguas superficiales (Torres et al., 2013), las aguas de los pozos de las zonas de Medanitos, Saujil,

Fiambalá y Anillaco (de aquí en adelante M-S-F-A) químicamente podrían estar reflejando una mezcla de las aguas superficiales que confluyen en la localidad de Fiambalá, con un mismo rango composicional que el de las aguas superficiales del centro del bolsón. Por otro lado, las aguas de los pozos que se ubican hacia el sur del bolsón, en la zona La Aguadita-El Puesto (de aquí en adelante A-P), estarían reflejando una composición química producto de la evolución de las aguas que alimentan el río Abaucán, otorgándoles una composición química más rica en sulfato y cloruro.

Con respecto a las aguas de las vertientes termales, con base en los datos obtenidos de Pesce y Miranda (2003), se puede observar que estas han ido evolucionando en el tiempo. Por lo tanto, considerando que los análisis químicos de las aguas superficiales y de los pozos son de la última década, para la correlación química se tomarán en cuenta sólo los datos obtenidos en este trabajo. La vertiente Saujil presenta un rango químico composicional que la ubica en conjunto con las aguas de los pozos de la zona de M-S-F-A (Figura 7.8), por lo que su origen podría ser el mismo. La vertiente Fiambalá, ubicada en la Sierra de Fiambalá, hacia el este de la localidad homónima, está enriquecida principalmente en SO_4^{2-} , pero en el límite del campo de composición aniónica mixta. Las aguas superficiales que presentan una concentración de SO_4^{2-} elevada discurren mucho más al sur que esta vertiente, por lo que posiblemente no exista un vínculo entre ambas. Por lo que el enriquecimiento en SO_4^{2-} de la VF podría deberse a la disolución de vapor de SO_2 o la oxidación de sulfuros. En cuanto a la vertiente La Aguadita, aunque presenta menores concentraciones de $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$ que los pozos de la zona A-P, su composición aniónica coincide con el rango composicional de las aguas de estos pozos, sugiriendo un origen similar (Figura 7.8). Esto queda también evidenciado a partir de los diagramas de Stiff representados en la Figura 7.1, donde puede observarse la distribución geográfica de las composiciones químicas mayoritarias de las aguas analizadas en este trabajo. De acuerdo a lo establecido por Torres et al. (2013), las líneas de flujo de las aguas subterráneas poseen una dirección con sentido N-S, lo que convalida las posibles relaciones de mezclas definidas.

7.4.1.ii. Análisis de las aguas a partir de diagramas bivariantes

Si bien las características químicas permiten clasificar y relacionar los distintos tipos de aguas de la zona de estudio, el análisis de las composiciones químicas a partir de diagramas bivariantes permite comprender y analizar con mayor detalle la evolución composicional y los procesos geoquímicos que ocurren en las aguas. Para este estudio, se utiliza el ión Cl^- como especie conservativa en el sistema.

Con base en las características químicas (Figura 7.8) y ubicación espacial de las aguas superficiales que drenan las porciones N, NNE y O del bolsón (Figura 7.1), se puede inferir que la principal fuente de recarga de las aguas subterráneas es fluvial y que la composición de las mismas corresponde a una mezcla de las aguas superficiales. Por este motivo, se propone un modelo de mezcla, donde las aguas superficiales que drenan las porciones N, NNE y O del bolsón se consideran miembros extremos o finales del mismo (endmembers en inglés) (Hooper et al., 1990; Hooper, 2003; Marrero Díaz, 2010). Es decir, los ríos del NNE aportarían el componente rico en $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{2-}$, mientras que los ríos del N y O (principalmente) aportarían el componente más clorurado. En el diagrama Na^+ vs. Cl^- (Fig. 7.9.a) esto se observa claramente en la línea de mezcla (tendencia composicional) central, donde las aguas superficiales que drenan el NNE quedan representadas en el extremo más empobrecido de $\text{Na}^+ - \text{Cl}^-$, mientras que las del O se ubican en el extremo más enriquecido con respecto a estos cationes y las del N muy próximas a las del O. Esta tendencia composicional comprende la evolución de las aguas de pozos de la zona M-S-F-A y la vertiente Saujil. Sin embargo, las vertientes Fiambalá y La Aguadita (en conjunto con los pozos de la zona A-P) no se ajustan a esta tendencia central, mostrando dos líneas evolutivas diferentes. Esto podría deberse a la mezcla de aguas por recarga

directa (precipitaciones), además de la recarga fluvial, o por un mayor tiempo de residencia e interacción agua-roca, debido a que las vertientes Fiambalá y La Aguadita se encuentran aguas abajo de la dirección regional del flujo subterráneo (Torres et al., 2013).

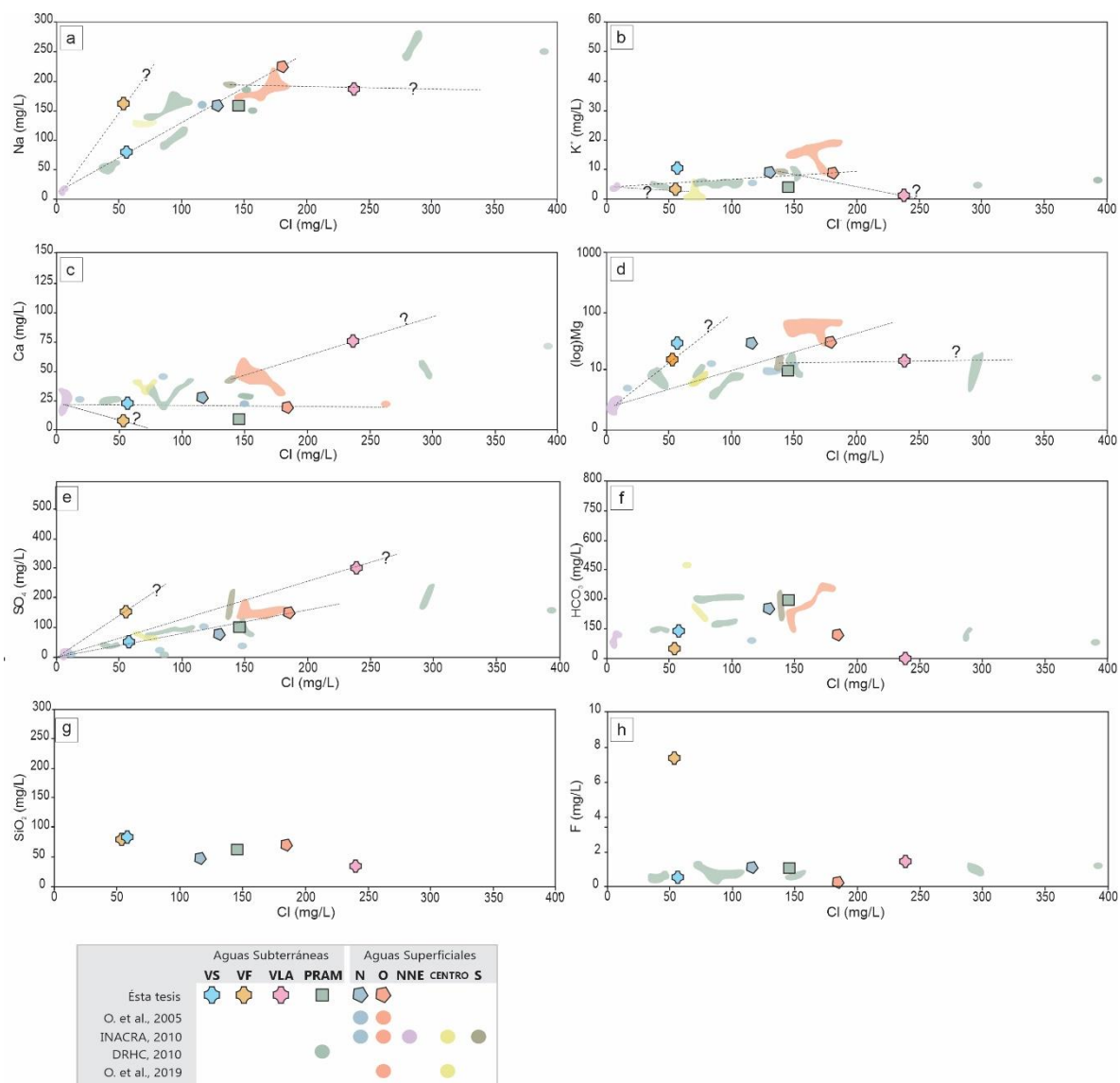


Figura 7.9. Relaciones de concentraciones (mg/L) de iones mayoritarios y minoritarios con respecto a la concentración de Cl⁻ (mg/L) en las aguas del Bolsón de Fiambalá. Las referencias se presentan en la figura. **a:** Na⁺ vs. Cl⁻; **b:** K⁺ vs. Cl⁻; **c:** Ca²⁺ vs. Cl⁻; **d:** log(Mg) vs. Cl⁻; **e:** SO₄²⁻ vs. Cl⁻; **f:** HCO₃⁻ vs. Cl⁻; **g:** SiO₂ vs. Cl⁻; **h:** F⁻ vs. Cl⁻.

Comparando las tendencias descritas anteriormente con las que se observan en el diagrama K⁺ vs. Cl⁻ (Figura 7.9.b), la tendencia composicional NEE-O de las aguas superficiales se mantiene y los pozos de la zona M-S-F-A quedan representados en la línea evolutiva de esta

tendencia, aunque VS se aleja un poco de esta tendencia debido a que exhibe mayores concentraciones de K^+ , en comparación con VF, VLA y PRAM.

En este sentido, según los diagramas Na^+ vs. Cl^- y K^+ vs. Cl^- (Figuras 7.9.a y b), las aguas de VS y los pozos de la zona M-S-F-A resultarían de la mezcla de las aguas superficiales (consideradas endmembers) que drenan el bolsón desde el NNE, y O del bolsón. Muy próximas a esta tendencia están ubicadas las aguas superficiales del centro y sur del bolsón. Por otra parte, VLA y los pozos de la zona A-P podrían tener una evolución diferente, posiblemente, a partir de la composición química de las aguas superficiales que drenan el S del bolsón debido a que no se ajustan a la tendencia anterior. Mientras que la evolución de VF posiblemente se asocie a las aguas superficiales del NNE.

Estequiométricamente, por lo general, todas las aguas presentan una relación Na^+/Cl^- por encima de 1 (Figura 7.10.a). Aunque está claro que las aguas superficiales del NNE y N presentan una relación $\cong 1$ y considerando que el Cl^- no está involucrado en precipitaciones minerales (como halita, que se encuentra en condiciones de subsaturación en el agua, Tabla 7.7) o procesos de intercambio iónico, la relación $Na^+/Cl^- > 1$ podría explicarse por: a) disolución de minerales evaporíticos ricos en Na^+ , como la thenardita (Na_2SO_4) o termonatrita ($Na_2CO_3 \cdot H_2O$) (Tabla 7.7) posiblemente asociados a depósitos sedimentarios de clima árido (Pueyo, 1991; Hernández et al., 2013), característico de la región de estudio (Rubiolo et al., 2003; Valero Garcés et al., 2005); b) disolución de zeolitas sódicas cuya existencia en los sedimentos neógenos del bolsón de Fiambalá ha sido registrada en el Capítulo 5 (esta tesis); c) interacción a largo plazo con silicatos como plagioclasa, andesina y vidrios volcánicos sódicos, presentes en los registros sedimentarios de grano fino de la cuenca sedimentaria de Fiambalá (ver Capítulo 4 y 5 de esta tesis) y en el basamento cristalino de la Sierra de Fiambalá (Grissom et al., 1998) asumido como el basamento hidrogeológico de la cuenca del Abaucán (Torres et al., 2013).

Considerando las relaciones Ca^{2+} vs. Cl^- , Mg^{2+} vs. Cl^- , SO_4^{2-} vs. Cl^- y HCO_3^- vs. Cl^- (Figuras 7.9.c; d; e; f) se observa que VLA (y los pozos de la zona A-P) presentan, en términos catiónicos, las mayores concentraciones relativas de Ca^{2+} y un contenido de Mg^{2+} un poco menor a las aguas de las otras vertientes, mientras que en términos aniónicos exhibe un claro empobrecimiento en HCO_3^- y enriquecimiento en SO_4^{2-} en comparación con las otras

vertientes. A su vez, en el diagrama SO_4^{2-} vs. Cl^- se evidencian las tendencias composicionales antes establecidas y, resulta aún más clara la evolución de VLA a partir de las aguas superficiales que drenan el sur del bolsón. La VF presenta un empobrecimiento relativo respecto a la tendencia central (NNE-O) tanto en Ca^{2+} como en HCO_3^- , mientras que, respecto a las otras aguas subterráneas, presenta un enriquecimiento en SO_4^{2-} y concentraciones de Mg^{2+} similares. El agua de ambas vertientes (VF y VLA) está subsaturada con respecto a minerales sedimentarios sulfatados (anhidrita y yeso), por lo que podrían ser capaces de disolver estos minerales. La disolución de yeso y/o anhidrita genera un aumento de Ca^{2+} , reflejándose en una sobresaturación del agua respecto a la calcita y/o la dolomita (Tabla 7.7) por efecto del ión común (Freeze y Cherry, 1979), que podría ocasionar su precipitación como se observa en la Figura 7.10.b, donde se ubican por debajo de la recta de disolución de calcita (p.ej., Barcelona, 2015).

En general, los diagramas bivariantes para VF no reflejan vinculaciones claras entre estas aguas subterráneas y las superficiales. Por lo tanto, la fuente de SO_4^{2-} en esta vertiente podría ser la oxidación de piritita presente en las mineralizaciones de importancia económica de la Sierra de Fiambalá (Morello et al., 1966; Rubinstein et al., 2001), ya que en el diagrama de la Figura 7.10.c se encuentra muy alejada de la curva de disolución del yeso. Por otra parte, si el Volcán Cerro Blanco (norte del bolsón de Fiambalá) constituye una zona de recarga, las concentraciones de SO_4^{2-} podrían estar asociadas a la disolución de vapor de SO_2 . Por otra parte, la mayor concentración de Cl^- en la VLA (al igual que los pozos de la zona A-P) en comparación con las otras aguas subterráneas y los índices de saturación negativos obtenidos para halita estarían indicando que posiblemente esté ocurriendo la disolución de minerales clorurados.

Las aguas que alimentan la vertiente Saujil, el pozo PRAM y los pozos de la zona M-S-F-A son principalmente Na^+ - HCO_3^- y presentan concentraciones de SO_4^{2-} relativamente menores a las otras aguas subterráneas (Figura 7.9.e). Típicamente las aguas subterráneas en su primer estadio, por lo general, son más bien Ca^{2+} - HCO_3^- (Thót, 2000). En este caso, las aguas son principalmente ricas en Na^+ y se agrupan en la tendencia composicional NNE-O, por lo que es posible que el agua meteórica esté interactuando y disolviendo rápidamente el Na^+ de los minerales formadores de rocas más susceptibles a meteorización, aún durante una infiltración

muy superficial (p.ej., Barcelona, 2015; Peralta Arnold et al., 2017) mientras se mantiene en equilibrio con respecto a la calcita y la dolomita (Tabla 7.7). Los valores de SO_4^{2-} , relativamente superiores al Ca^{2+} (Figura 7.10.c), podrían estar asociados, en parte a un origen antropogénico (p.ej., Aghazadeh y Mogaddam, 2011).

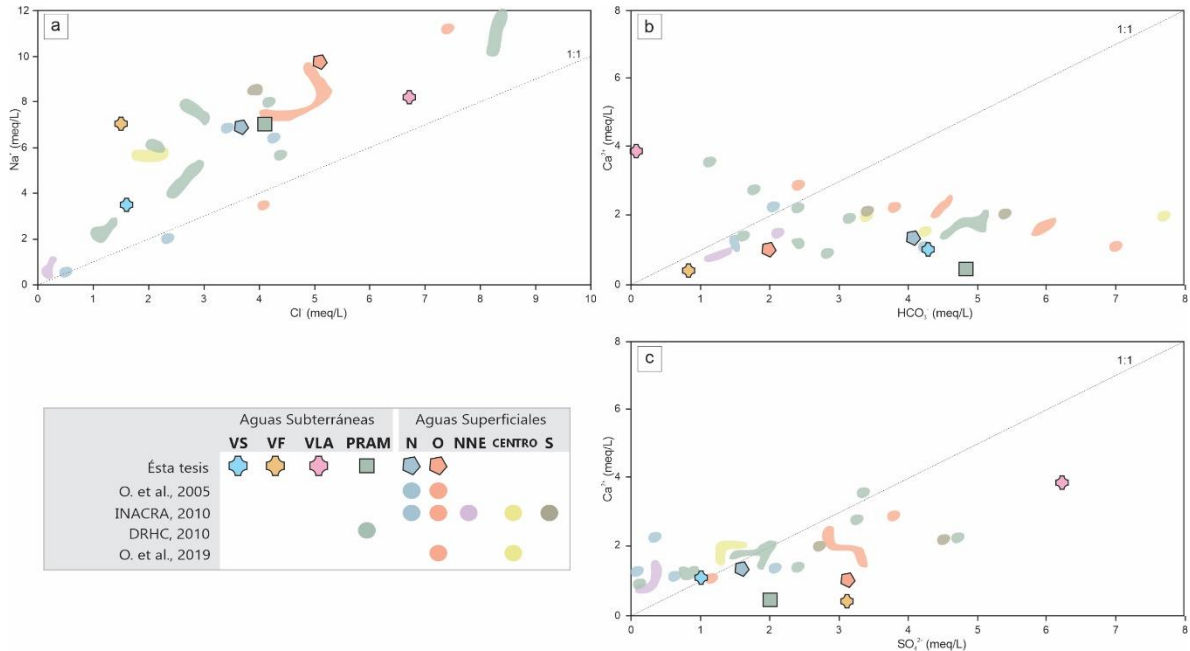


Figura 7.10. Relaciones estequiométricas. **a:** Na^+ vs. Cl^- ; **b:** Ca^{2+} vs. HCO_3^- ; **c:** Ca^{2+} vs. SO_4^{2-}

En la relación SiO_2 vs. Cl^- (Figura 7.9.g) es notable la baja concentración de esta especie en la VLA con respecto a las otras aguas subterráneas e, incluso, las superficiales; mientras que VS y VF presentan las concentraciones más elevadas. Por otro lado, en el diagrama F^- vs. Cl^- (Figura 7.9.h), la VF se destaca por presentar el mayor enriquecimiento con respecto a todas las demás aguas analizadas, mientras que VS muestra el mayor empobrecimiento, muy similar al agua del O. En ambos casos es probable una interacción más prolongada con minerales silicatados, aunque en la VF la formación acuífera presentaría una mayor proporción de minerales ricos en flúor, cuya meteorización es responsable de los altos contenidos de F^- detectados en estas aguas. Altas concentraciones de flúor en aguas superficiales y subterráneas han sido reportadas en otros sectores de las Sierras Pampeanas (por ej., García et al., 2012; Uran et al., 2022) donde los principales minerales portadores de

este elemento (biotita, muscovita, turmalina, fluorapatita) son parte de la paragénesis mineral de rocas ígneas carboníferas (Alasino et al., 2006, 2010; Toselli et al., 2011; Dahlquist et al., 2014). Considerando que el ascenso (y posiblemente la acumulación) del agua que alimenta la VF podría estar dado por el fallamiento que afecta gran parte del basamento cristalino del borde occidental de la sierra de Fiambalá, particularmente, el plutón Los Árboles que está constituido, en parte, por estos mismos minerales como así también debido a la existencia de yacimientos de W, Sn y F (Morello et al., 1996; Rubinstein et al., 2001; Dahlquist et al., 2010; De La Hoz et al., 2014), el alto contenido de flúor en el agua de VF es esperable que sea de origen geogénico

En resumen, las aguas subterráneas del Sistema Geotermal del Bolsón de Fiambalá estarían mostrando diferentes procesos evolutivos y, posiblemente, distintas zonas de recarga. De esta manera, las aguas alojadas en el acuífero que alimenta la vertiente Saujil y el pozo PRAM, en conjunto con los pozos de la zona M-S-F-A, resultarían de una mezcla directa de las aguas superficiales del NNE, N y O. La composición química del agua contenida en este acuífero estaría controlada en parte por procesos de intercambio catiónico que incrementan los contenidos de Na^+ , manteniéndose las condiciones de equilibrio del agua con respecto a la calcita y dolomita, como así también estaría afectada por contaminación antrópica que aportaría SO_4^{2-} . El agua de la vertiente Fiambalá posiblemente provenga de un acuífero donde hay una alta tasa de intercambio catiónico que aumenta los contenidos de Na^+ en combinación con la oxidación de minerales de pirita presentes en el sistema y también, posiblemente asociado a zonas de recarga de áreas con actividad volcánica donde podría estar disolviendo vapores de SO_2 . No se descarta que también se estén generando disoluciones de minerales evaporíticos sulfatados que generarían un desequilibrio del agua en condiciones de sobresaturación con respecto a la calcita y dolomita. A su vez, el contenido de SiO_2 y la alta concentración de F^- indicarían también un tiempo más prolongado de interacción agua-roca y la presencia de minerales ricos en flúor. Por último, la vertiente La Aguadita y los pozos de la zona A-P demostrarían un estadio más evolucionado al de la VS (y pozos asociados), con mayores concentraciones de Cl^- y SO_4^{2-} (en concordancia con la evolución hidroquímica teórica de las aguas subterráneas desde la zona de recarga a la de descarga; por ej., Tóth, 1999), lo que también sugiere meteorización de minerales evaporíticos. Los contenidos

relativamente bajos de HCO_3^- podrían estar indicando precipitaciones de carbonatos, tales como calcita y/o dolomita. El Na^+ , al igual que en los otros acuíferos analizados, podría ser aportado por intercambio catiónico y/o disolución de evaporitas sulfatado-sódicas.

7.4.1.iii. Análisis de las aguas a partir de las concentraciones isotópicas

7.4.1.iii.1. Isótopos estables de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$

El diagrama que relaciona las concentraciones de $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ constituye una herramienta muy útil para dilucidar el origen de las fuentes de agua de las vertientes termales (Agusto y Varekamp, 2016; Barcelona et al., 2019; Chiodi et al., 2019).

En el diagrama $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ todas las aguas quedan representadas muy próximas o sobre de la línea meteórica global y a la línea meteórica local para los Andes centrales definida por Hoke et al. (2013), señalando que, más allá de su diferenciación en la composición química, poseen un origen meteórico y, al parecer, no hay evidencia de mezcla con aguas magmáticas. Si bien, todas las aguas analizadas pueden ser clasificadas como meteóricas, se distinguen diferentes rangos composicionales. En este sentido, se pueden sugerir tres poblaciones de muestras diferentes:

a) las que presentan un rango de $\delta^2\text{H}$ entre -29‰ y -23‰ y de $\delta^{18}\text{O}$ entre -5,6‰ y -3,5‰ (Tablas 7.2, 7.4, 7.6). Este grupo está constituido por las aguas superficiales del N y las subterráneas VS, VLA y PRAM.

b) una población constituida exclusivamente por las aguas superficiales del O que exhibe un rango entre -39‰ y -21‰ y entre -5,2‰ y -3,6‰ de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ respectivamente (Tabla 7.2). Este grupo presenta un enriquecimiento relativo en $\delta^{18}\text{O}$ respecto a la LMG (Figura 7.6), al igual que las aguas superficiales de la primera población. La zona de estudio está enmarcada en un contexto de clima árido, de hecho, forma parte de la faja climática seca denominada “Diagonal Árida” (Bruniard, 1982). Por lo que este enriquecimiento relativo en las aguas superficiales, como ya fue mencionado por Ostera et al. (2005), podría ser el producto de la alta radiación en la región, que se traduce en altas tasas de evaporación, lo que genera un mayor fraccionamiento y, por ende, un enriquecimiento en los isótopos pesados en las aguas superficiales del bolsón de Fiambalá. Este fenómeno no estaría afectando a las aguas subterráneas, ya que se encuentran sobre la LMG e, incluso, en algunos casos un poco

empobrecidas. Estas poseen valores esperados para las aguas en las latitudes a la que corresponde la zona de estudio (Rohrman et al., 2014).

c) una tercera población, dada exclusivamente por las aguas de la VF, que se caracterizan por tener las concentraciones más negativas de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ y presentan valores comprendidos entre -55‰ y -44‰ de $\delta^2\text{H}$ y entre -7,5‰ y -6,8‰ de $\delta^{18}\text{O}$ (Tabla 7.6; Figura 7.6). Estas aguas se encuentran muy próximas a la composición isotópica de las precipitaciones nivales de la puna catamarqueña (Figura 7.6) (límite norte del bolsón de Fiambalá), específicamente en el Volcán Cerro Blanco (VCB; Chiodi et al., 2019). Según un estudio publicado por Rohrman et al. (2014), aunque los rangos de concentraciones de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ en las latitudes entre 26° y 28° S se encuentran entre ~ -10 y -40 ‰ y $-2,3$ y $-6,9$ ‰, respectivamente, concentraciones más empobrecidas de deuterio pueden ser encontradas en alturas mayores a los 4.000 m s.n.m. Entonces, las aguas de VF pueden ser producto de una rápida recarga directa del sistema, desde las zonas de precipitación y deshielo más elevadas (como el Volcán Cerro Blanco). Esto puede permitir un aislamiento con respecto a la atmósfera, resguardando su concentración isotópica original. Por el contrario, las otras aguas pudieron haber pasado por más de un proceso de fraccionamiento en el transcurso del deshielo/precipitación, el flujo de las aguas superficiales y posterior recarga de los acuíferos (recarga indirecta). Por otro lado, se espera mayor cantidad de precipitaciones y menor temperatura conforme mayor es la altitud, lo que en las concentraciones isotópicas se refleja como un empobrecimiento en los isótopos pesados. Así, este efecto de la altitud que se evidencia en la composición isotópica de las aguas de VF, apoyaría la hipótesis de la existencia de áreas de recarga ubicadas a una mayor altura que la del Bolsón de Fiambalá sólo para esta vertiente.

7.4.1.iii.2. Isótopo radiogénico: ^{222}Rn

Las aguas superficiales del bolsón de Fiambalá presentan concentraciones de ^{222}Rn dos o tres órdenes de magnitud menores que las aguas subterráneas debido a la desgasificación a la atmósfera (Figura 7.7). No obstante, lo que llama la atención en la zona de estudio es la diferencia que existe respecto a su concentración entre las aguas subterráneas estudiadas. Las aguas de la VF presentan valores en el orden de los 45.000 Bq/m³, mientras que VS, VLA y PRAM presentan valores por debajo de los 18.000 Bq/m³, sugiriendo diferencias en las

fuentes de agua. En este sentido, se evaluaron diversas posibilidades: a) la presencia de radón en las aguas termales de Fiambalá podría estar evidenciando una componente magmática en el sistema, ya que el radón es un gas típico en sistemas geotermales asociados a fuentes de calor magmático (Gonzalez Teran, 1991; Perez-Martínez et al., 2021). Si bien los isótopos estables indican que no existe mezclas de aguas con fuentes andesíticas, las concentraciones relativamente más empobrecidas en estos isótopos pesados y, a su vez, similares a las de la nieve del Volcán Cerro Blanco (Figura 7.) podrían estar indicando una zona de recarga en esta área volcánica. En este sentido, tanto la concentración del gas radón como los altos contenidos de SO_4^{2-} en relación con las demás vertientes, indicarían disolución de gases en un ambiente volcánico. c) Así como es posible que la zona de descarga que alimenta la VF sea diferente al de las otras aguas subterráneas, las concentraciones de las diferentes especies químicas también indicarían que el agua de descarga de esta vertiente podría estar alojada en un acuífero diferente. Ya que en la zona de estudio el basamento hidrológico está constituido, en parte, por las rocas cristalinas que conforman la Sierra de Fiambalá y estas poseen un fracturamiento que permitiría el almacenamiento y circulación del agua, posiblemente el acuífero de VF se aloje en estas rocas del basamento, constituyendo un acuífero más profundo en relación a los que alimentan las otras aguas subterráneas. Particularmente, podría encontrarse asociado al plutón Los Árboles que presenta un significativo enriquecimiento en minerales de U y Th (Dahlquist et al., 2010), además de estar en contacto con mineralizaciones de uranio de la roca metamórfica (Hong et al., 2010). De esta forma, el agua estaría disolviendo el gas radón generado a partir del decaimiento radiactivo de la mineralogía rica en uranio que forman parte de las rocas del basamento. c) Así mismo, debido a los diversos sitios con mineralizaciones de uranio en la Sierra de Fiambalá (Guidi et al., 1990; Burgos et al., 1992; Morello et al., 1996, 2011; Rubinstein et al., 2001), no se descarta que las aguas de la VF podrían enriquecerse en ^{222}Rn durante su ascenso por la circulación a través de estructuras mineralizadas.

7.6.5. Temperatura y profundidad probables de los acuíferos del SGBF

Los datos de temperatura de descarga aportan una información indirecta y preliminar de las posibles temperaturas del reservorio de un sistema geotermal. En este sentido, el cálculo de

geotermómetros es una herramienta de gran utilidad, ya que, por medio de métodos indirectos, a partir de datos hidroquímicos de los fluidos se puede establecer la temperatura de los mismos en su circulación profunda, relacionándolos con los materiales geológicos que componen el sistema geotermal (p.ej., Barberi et al., 2013; Pepin et al., 2017). Sin embargo, existen ciertas limitantes a la hora de aplicar esta metodología, principalmente, las reacciones dependientes de la temperatura entre las rocas del reservorio y el fluido deben tender al equilibrio, y, durante la circulación y descarga, los fluidos no deben sufrir reequilibrios (Fournier et al., 1974; Truesdell, 1976; Fournier, 1977; Ellis, 1979).

Las hidroquímica de las aguas y sus concentraciones isotópicas estables y de ^{222}Rn , permitieron establecer que por lo menos dos acuíferos diferentes estarían alimentando las vertientes termales del SGBF: uno profundo, constituido por rocas cristalinas y uno más superficial conformado por las rocas de alta permeabilidad del Cuaternario. Además, las vertientes termales estudiadas exhiben diferentes temperaturas. El agua que alimenta la VF, que provendría de una fuente más profunda respecto de VS y VLA, presenta temperaturas de descarga en el orden de los 50 y 60 °C. Mientras que en la VLA las temperaturas son de aproximadamente 30 °C y en la VS se encuentran por debajo de los 25 °C.

Considerando que los acuíferos no tienen relación entre ellos, entonces, sus respectivas evoluciones químicas y estadios de equilibrio serían independientes uno del otro. Esto se observa con claridad en el diagrama $\log\text{SiO}_2$ vs. $\log(\text{K}^2/\text{Mg})$ (Figura 7.11.a) de Giggenbach et al. (1994), donde las aguas provenientes del acuífero superficial se encuentran más o menos agrupadas, mientras que el agua de la vertiente Fiambalá arroja valores mucho menores en la relación K^2/Mg . Esta dispersión de los puntos refleja los efectos de mezcla y procesos geoquímicos diferentes que controlan la composición hidroquímica de las aguas (por ejemplo, Barberi et al., 2013). Por otra parte, en el diagrama ternario $\text{Na-K-Mg}^{0.5}$ (Figura 7.11.b) de Giggenbach (1986) todas las aguas se ubican en el campo de “aguas inmaduras”. Sin embargo, es posible observar que las aguas del acuífero superficial (PRAM, VS, VLA) muestran una tendencia hacia la línea de equilibrio correspondiente a 60 °C. Por otro, la reducida población de muestras que representaría al acuífero profundo (sólo VF), no permite visualizar alguna tendencia hacia el equilibrio.

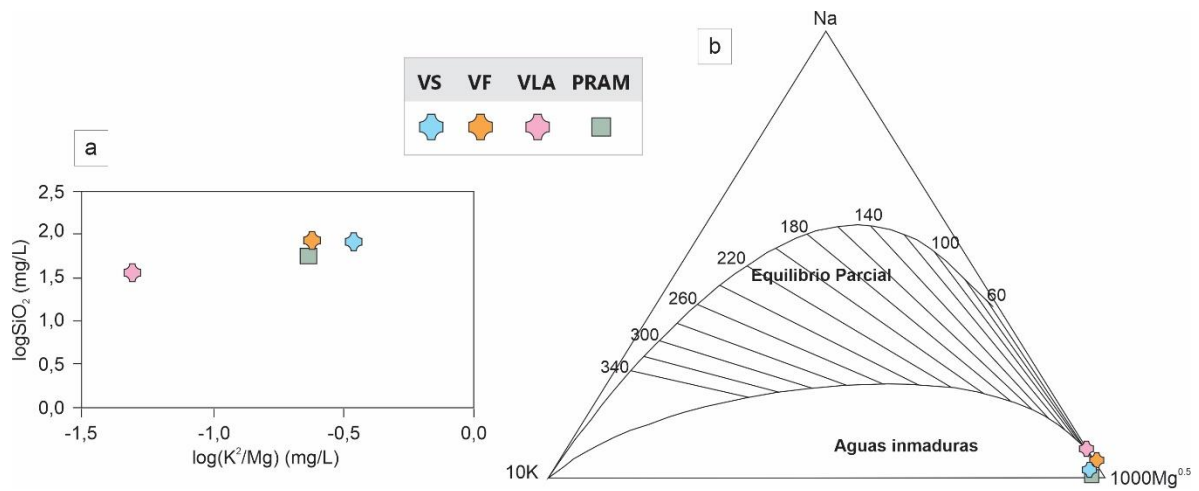


Figura 7.11. a: Diagrama binario $\log(\text{SiO}_2)$ vs. $\log(\text{K}^2/\text{Mg})$ (Giggenbach et al., 1994); **b:** Diagrama triangular Na–K– $\text{Mg}^{0.5}$ (Giggenbach, 1986). Se han representado las aguas termales muestreadas en esta Tesis y el pozo La Ramadita del SGBF.

Aunque estas limitaciones existen, las temperaturas estimadas con los geotermómetros para VLA, VS, VF y PRAM pueden ser tomadas en cuenta de forma preliminar. Así, debido a que las aguas presentan equilibrios con algunas especies de sílice en el momento de la descarga, los geotermómetros de este tipo que mejor se ajustan para todas las descargas son los de calcedonia, α -cristobalita y SiO_2 (amorfa), indicando temperaturas en profundidad para VLA entre 37 y 58 °C, para VS entre 76 y 98 °C, para VF entre 74 y 97 °C y para PRAM entre 62 y 84 °C. A pesar de que las aguas no se encuentren en equilibrio con el cuarzo, las temperaturas estimadas con este geotermómetro para VF podrían ser válidas teniendo en cuenta que proviene de una profundidad mayor a las de VLA, VS y PRAM. Los geotermómetros de sílice, como se ve en las ecuaciones (Tabla A.6, Anexo), están en función de esta única especie, por lo que la mezcla de aguas puede afectarlos bastante y, para los casos de las aguas provenientes de acuíferos más superficiales estarían sobreestimando su temperatura en profundidad.

Los geotermómetros catiónicos, en comparación a los de sílice, están en función de una relación entre elementos, por lo que no se ven afectados por disolución debido a la mezcla de aguas. Ya que la situación de tendencia al equilibrio de las aguas del acuífero superficial es próxima a los 60 °C y considerando el rango de incertidumbre para los geotermómetros

químicos (± 20 °C; Fournier, 1982), los geotermómetros de K-Mg y Na-K-Ca son los que mejor se ajustarían para VS, PRAM y los demás pozos de agua subterránea. Así mismo estos valores son, en general, menores a los estimados por los geotermómetros de sílice. Para VLA estos geotermómetros catiónicos arrojan valores de temperatura subestimados, posiblemente afectados por su baja concentración de K (Tabla 7.6), mientras que el geotermómetro de Na-K aporta estimaciones similares a las de los geotermómetros de sílice. De esta manera, desde un punto de vista conservador y considerando que se trata del acuífero superficial correspondiente a la Unidad Hidrogeológica 3 de Torres et al. (2013) y que su espesor es heterogéneo, la aplicación de geotermómetros permitiría estimar que en profundidad el mismo podría tener temperaturas entre 37 y 60 °C.

Los geotermómetros catiónicos estiman temperaturas en profundidad para la fuente de la VF que se encuentran en los mismos rangos de valores que arrojan los de sílice. En este caso el geotermómetro de K-Mg estima una temperatura menor a la de descarga, por lo que queda descartado. Considerando esto, el acuífero profundo podría tener una temperatura entre 69 y 125 °C. Si bien en este caso se supera ampliamente el rango de incertidumbre antes planteado, la escasez de datos dificulta su acotamiento.

A partir de las temperaturas estimadas con los geotermómetros y, teniendo en cuenta un gradiente geotermal normal para la zona de estudio (30 °C/km), se calculan las probables profundidades a las que se encontrarían los acuíferos del sistema geotermal. Para el caso del acuífero superficial, este cálculo arroja una profundidad entre 1 y 2 km y, para el acuífero profundo, superior a 2 km, hasta alrededor de 4 km. Torres et al. (2013) establece que, si bien el acuífero superficial presenta espesores heterogéneos en distintas zonas del bolsón, no supera los 300 m, por lo que los geotermómetros no estarían reflejando la realidad para este acuífero. Por otro lado, el acuífero profundo al estar contenido en la Unidad Hidrogeológica 1 de Torres et al. (2013), se encontraría a una profundidad mínima de 500 m y, ya que se trata del basamento de la sierra de Fiambalá y, que el mismo puede extenderse hasta una profundidad de 50 km en la corteza, las profundidades obtenidas para este acuífero a partir de los geotermómetros pueden ser consideradas válidas.

7.5. Integración y conclusiones de esta sección

En el SGBF se identifican diversas zonas de recargas que se ubican, principalmente, en las serranías que limitan el Bolsón de Fiambalá al norte, este y oeste. El agua subterránea, desde su infiltración en la zona de recarga hasta la zona de descarga, presenta determinadas características que reflejan su evolución. Así, con base en las composiciones químicas e isotópicas analizadas a lo largo de este capítulo, es posible distinguir que cada zona de descarga presenta características distintivas que permiten dilucidar la existencia de diferentes fuentes para las vertientes termales y los pozos de agua.

La vertiente Fiambalá se clasifica como $\text{SO}_4^{2-}\text{-Na}^+$, y los principales procesos geoquímicos que controlan su composición química son el intercambio catiónico y la posible oxidación de pirita, como así también disolución de minerales sulfatados sódicos. Así mismo, estas aguas contienen altas concentraciones de F^- y ^{222}Rn , y concentraciones de isótopos estables más empobrecidas en los isótopos pesados, en comparación con el resto de las aguas subterráneas de la zona de estudio. Según los diagramas de la Figura 7.8 no se observa una clara relación de mezcla entre las aguas superficiales que explique la evolución de las aguas de la vertiente Fiambalá. En principio, se podría considerar que es producto de una rápida infiltración de las aguas del NNE, sin embargo, estas poseen una composición aniónica predominantemente bicarbonatada y no sulfatada y es de esperar que, muy posiblemente, posea una concentración isotópica similar a las otras aguas superficiales. Por otro lado, podría considerarse que su recarga ocurre por una infiltración directa del agua de deshielo de la región de la Puna, teniendo en cuenta los rangos de concentración de los isótopos estables comparables que presentan (Tabla 7.6 y Tabla 7.1). Además, las aguas podrían estar disolviendo gases de origen volcánico (como el SO_2 y el ^{222}Rn) asociados al Volcán Cerro Blanco. De esta manera, los resultados obtenidos sugieren que, dado el contexto de la Sierra de Fiambalá donde se produce la descarga, el agua de VF posee un prolongado tiempo de interacción agua-roca. Tanto su zona de recarga como el acuífero que la alimentan serían diferentes al de las otras aguas subterráneas que alimentan a las restantes surgencias. No se descarta que la zona de recarga de la VF podría estar vinculada a la región del Volcán Cerro Blanco y el agua de descarga se alojaría en un acuífero (más profundo en comparación al de las demás aguas

subterráneas) constituido por las rocas cristalinas que conforman el basamento hidrogeológico descrito por Torres et al. (2013).

Las aguas de la vertiente Saujil y el pozo PRAM presentan características físico-químicas muy similares entre sí, como así también con respecto a los pozos de la zona S-M-F-A. En general, todos poseen una composición HCO_3^- - Na^+ controlada principalmente por procesos de intercambio catiónico. Tanto la VS como PRAM, a su vez, presentan concentraciones de isótopos estables comparables a las aguas superficiales y concentraciones de ^{222}Rn próximas entre sí. Teniendo en cuenta los resultados presentados en este capítulo y sabiendo que el agua que se extrae de los pozos proviene de acuíferos constituidos por sedimentos cuaternarios correspondientes a la unidad Hidrogeológica 3 definida por Torres et al. (2013), la fuente de la VS sería la misma que la de los pozos de agua subterránea de los que se explota agua para riego y consumo humano en la región de estudio.

La vertiente La Aguadita es químicamente del tipo Cl^- - SO_4^{2-} - Na^+ debido a una evolución normal de las aguas desde la zona de recarga, como así también por la disolución de minerales evaporíticos. Debido a que sus características tanto químicas como físicas son comparables a las de las aguas de los pozos de la zona A-E, es posible que correspondan a un mismo acuífero. En este sentido, en este sector, el agua podría estar reflejando una evolución química dentro el mismo acuífero de la zona de M-S-F-A.

Finalmente, los resultados obtenidos a partir del cálculo de los geotermómetros deben tomarse con precaución, puesto que son altamente sensibles a las condiciones de equilibrio de cada especie química que se considera para calcularlos. En el caso de las aguas del SGBF todas ellas arrojan características de inmadurez química (Figura 7.11.b), por lo que los cálculos de geotermómetros y de profundidad podrían verse altamente afectados por condiciones de desequilibrio. En este sentido, las estimaciones de los geotermómetros, considerando un gradiente geotermal para la zona de estudio, no serían válidas para las fuentes que alimentan las vertientes Saujil y La Aguadita y los pozos de agua subterránea. Para el caso de la vertiente Fiambalá las temperaturas estimadas por los geotermómetros, entre 69 y 125 °C y, por ende, las posibles profundidades en las que se encontraría su fuente, entre 2 y 4 km, podrían ser consideradas válidas.

CAPÍTULO 8. Modelo Conceptual del Sistema Geotermal del Bolsón de Fiambalá

8.1. Introducción

Actualmente, el interés por la exploración y desarrollo de proyectos geotérmicos ha ido en aumento en el país, desarrollándose trabajos exploratorios desde el SEGEMAR aplicando el método “play fairway” (Asato et al. 2020, 2022) como así también, el desarrollo de trabajos de investigación cuyos focos lo constituyen distintos sistemas geotermales a lo largo y ancho de Argentina (Martín y Palazzo, 2007; Agosto et al., 2013; Barcelona et al., 2015, 2019, 2021; Chiodi et al., 2014, 2015, 2016, 2019; Mas y Mas, 2015; Agosto y Varekamp, 2016; Giordano et al., 2016; Leiva et al., 2017; Peralta Arnold et al., 2017; Tálamo et al., 2017; Pechuan et al., 2020; Orozco et al., 2021; Filipovich et al., 2022). En este sentido, han tenido mayor importancia los sistemas geotermales asociados al arco volcánico Neógeno-Cuaternario, particularmente en los centros volcánicos Central y Sur de los Andes, portadores de relevantes condiciones térmicas para la potencial explotación para generación de energía eléctrica, donde la subducción chileno-pampeana genera un gradiente geotermal anómalo (Chiodi et al., 2020; Conde Serra y Johanis, 2021). Este tipo de sistemas geotermales, vinculados a intrusiones magmáticas, por lo general, son los que mayores temperaturas presentan (mayor o igual a 220°C), lo que los ubica como los mejores prospectos para el desarrollo de proyectos de explotación geotérmica para la generación de energía eléctrica (Stimac et al., 2015).

Más hacia el Este, en la región del antepaís y hacia la región mesopotámica, como así también hacia el sur (Tierra del Fuego, cuenca Austral, entre otros) los sistemas geotermales son clasificados como de media a baja entalpía y se relacionan a la circulación profunda de aguas meteóricas. Las manifestaciones termales de estos sistemas, por lo general, presentan temperaturas inferiores a los 100 °C, por lo que suelen considerarse recursos de baja potencialidad, comúnmente son aprovechados para el turismo y tratamientos terapéuticos (p.ej., Pesce and Miranda 2003; Chiodi et al. 2020; Conde Serra y Johanis, 2021) y, por lo

general, son escasos los estudios realizados para comprender en detalle el tipo y condiciones de los sistemas geotermiales.

Particularmente, el sistema geotermal del Bolsón de Fiambalá, posee algunos estudios geotérmicos desde el punto de vista químico, isotópico y térmico de las aguas termales de la zona y, algunos autores, describen que la fuente de calor podría ser debido a gradientes geotérmicos anómalamente altos (Tálamo et al., 2017). Sin embargo, no existen mayores detalles.

En este capítulo, se presenta una integración de los resultados obtenidos en los capítulos anteriores a partir de distintas herramientas y estudios aplicados a fin de construir un modelo conceptual del Sistema Geotermal del Bolsón de Fiambalá. Este modelo constituye una base para exploraciones a futuro con fines de explotación geotérmica para usos directos.

8.2. Marco teórico

Un modelo conceptual es una representación simplificada de un sistema o subsistema, en el cual se representan sus principales características (físicas y/o químicas), como así también los principales procesos que se desarrollan en el mismo. Al momento de generar un modelo conceptual, las características esenciales del sistema que representará no pueden faltar y, sobre todo, deben ser claras (Helming, 1997). En este sentido, cualquier sistema puede ser representado mediante un modelo conceptual.

Un modelo conceptual geotérmico se construye a partir de la integración de información obtenida de la aplicación de varios métodos y herramientas. Así, un sistema geotérmico puede tener varios o un único modelo conceptual, en donde se integren datos geológicos, geoquímicos y/o geofísicos obtenidos a partir de estudios en una etapa de exploración y luego ser complementados con datos de pozo (presión, temperatura, dinámica de los fluidos, etc.), básicamente, para tomar cada vez, decisiones más acertadas sobre el sistema geotérmico en cuestión. Por este motivo, los modelos conceptuales juegan papeles muy importantes en todas las fases de exploración y desarrollo geotérmico (Mortensen y Axelsson, 2013).

En lo mejor de los casos, los modelos conceptuales de sistemas geotérmicos deberían representar lo siguiente (siguiendo a Mortensen y Axelsson, 2013):

- 1). La extensión areal, espesor y rango de profundidad del reservorio.
- 2). Explicación de la naturaleza de la fuente o fuentes de calor del sistema.
- 3). Localización y potencia de las zonas de descarga y recarga del sistema, incluyendo el origen de los fluidos.
- 4). Localización y potencia de las zonas más frías de recarga.
- 5). Definir el patrón general de flujo del sistema, tanto en estado natural como con los cambios inducidos durante el régimen de explotación.
- 6). Definir las condiciones de temperatura y presión del sistema (por ejemplo, condiciones termodinámicas a través de los modelos de presión y temperatura de la formación).
- 7). Indicar las zonas donde los fluidos se presentan en dos fases (líquido y vapor), así como zonas de vapor dominante.
- 8). Indicar la localización de las estructuras principales permeables (fallas, fracturas, estratos, etc.).
- 9). Indicar la localización de barreras del flujo.
- 10). Mostrar el contorno de la capa sello del sistema (límites horizontales).
- 11). Describir las divisiones del sistema en subsistemas, o reservorios separados, si es que existen.

Cuando recién se está comenzando con la exploración, esta será preliminar, sólo se obtendrá/contará con algunos de los ítems mencionados, por lo que el modelo conceptual logrado será de tipo preliminar y, conforme se realicen más estudios, se irá robusteciendo. Sin embargo, la información realmente fiable se obtendrá luego de monitorear por largo tiempo el sistema a partir de la información que se obtiene de pozos productores (Mortensen y Axelsson, 2013).

La vinculación de los elementos y procesos del sistema no solo se puede plantear un modelo conceptual del mismo, sino que también permite su clasificación encuadrándolo geológicamente.

8.3. Elementos del SGBF

A partir de la integración de los resultados a los que se pudo abordar en cada capítulo de esta tesis, se propone un modelo conceptual preliminar del Sistema Geotermal del Bolsón de Fiambalá en el que se identifican los siguientes elementos, observados en planta en la Figura 8.1.

Zonas de recarga: se encuentran, principalmente, en las cabeceras y bajadas aluviales de los altos topográficos que limitan el Bolsón de Fiambalá (Cordillera de Sanbuenaventura hacia el norte, Sierras de Narváez-Las Planchadas hacia el oeste y Sierra de Fiambalá hacia el este) y, también, en zonas de infiltración ubicadas en distintos lugares a lo largo del escurrimiento de las aguas superficiales (Gómez y Delle Chiale, 1972).

Zonas de descarga: en la zona de estudio las descargas de fluidos termales (aguas con temperaturas por encima de la temperatura media anual) se encuentran en las localidades de Saujil, Fiambalá y La Aguadita. Así mismo, existen algunos pozos surgentes, tanto en la zona de Saujil como en Anillaco-El Puesto (Torres et al., 2013).

Fluido geotérmico: aguas de origen meteórico, tanto de circulación superficial como profunda.

Reservorio geotérmico: posiblemente, el SGBF está constituido por más de un acuífero. En este sentido, se identificaron acuíferos superficiales y acuíferos profundos.

Patrón general de flujo: la dirección general del flujo es semi-centrípeta. Las aguas tanto del norte, este y oeste, discurren hacia el centro y sur del bolsón (Gómez y Delle Chiale, 1972, Torres et al., 2013).

Permeabilidad: la permeabilidad del sistema está dada por dos factores principales, litológico y estructural.

Capa sello: al igual que la permeabilidad, el sello se debería a factores litológicos y estructurales, como material de grano fino, rocas cementadas y/o cristalinas de baja porosidad y rellenos de estructuras impermeabilizantes.

Fuente de calor: las aguas termales obtendrían su temperatura debido a) gradiente geotermal local alto, b) circulación profunda, c) aporte de calor por desintegración de elementos radioactivos (uranio, torio).

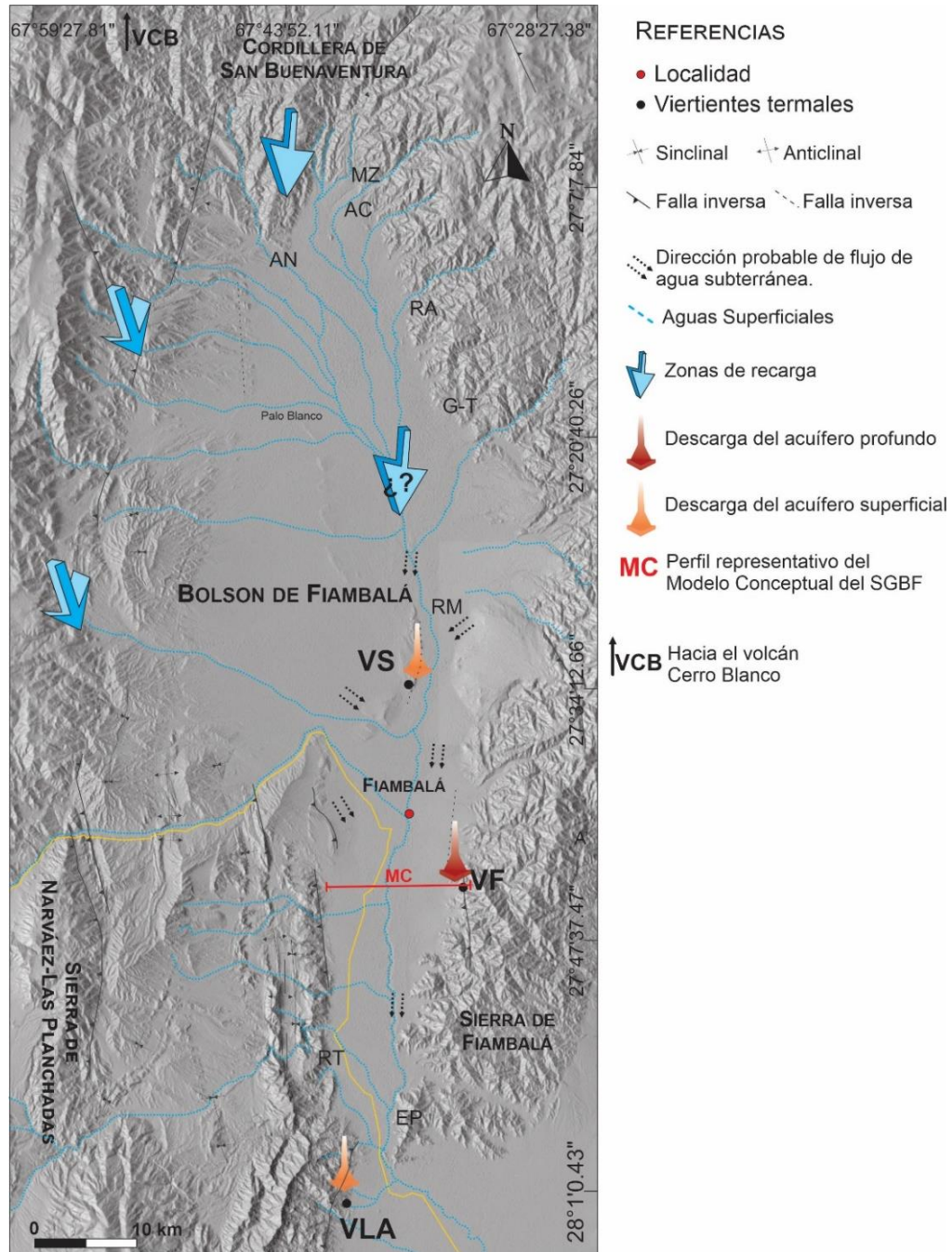


Figura 8.2. Elementos del SGBF vistos en planta. MC: perfil representativo del modelo conceptual del SGBF de la Figura 8.2. Ríos Norte: AN, Aguas Negras; RG, Grande. Ríos Norte-Noreste: MZ, Mesada de Zárate; AC, Arroyo La Ciénaga; RA, Antinaco; G-T, Grande-Tatón. Ríos Centro: RM, Medanitos. Ríos Oeste: RC, Chaschuil. Ríos Sur: RT, La Troya; EP, El Puesto. Vertientes termales: VS, vertiente Saujil; VF, vertiente Fiambalá; VLA, vertiente La Aguadita.

8.4. Discusión del modelo conceptual del SGBF

8.4.1. *Permeabilidad y zonas de recarga y descarga del SGBF*

Tanto las zonas de recarga como descarga del sistema están asociadas a las características litológicas y estructurales de la zona de estudio que, a su vez, controlan la permeabilidad del SGBF. El sustrato, en su porción más superficial, está constituido por material sedimentario no consolidado de edad cuaternaria, que le aporta gran permeabilidad al sistema. A su vez, la zona de estudio presenta una importante deformación a causa de los numerosos eventos tectónicos registrados y, principalmente, a la reactivación de estructuras antiguas a causa de la deformación ocasionada por el ciclo orogénico Andino (Ramos et al., 2002).

Las zonas de recarga de los acuíferos que conforman el SGBF se encuentran en las bajadas aluviales de las serranías que limitan el bolsón, como así también, en diferentes lugares por donde discurre el agua superficial, donde se ha observado que “se pierden” (se infiltran) los ríos (ver también Gómez y Delle Chiaie, 1972).

Los materiales sedimentarios no consolidados del Cuaternario constituyen la Unidad Hidrogeológica 3 (UH3) de Torres et al. (2013) y, en ellos, se encuentran los acuíferos más importantes explotados en la región. La profundidad a la cual se encuentra el nivel freático en la UH3 no es homogénea, presentando variaciones en todo el bolsón. Así, en la zona norte, donde se encuentran las localidades de Los Nacimientos, Medanito y Saujil, varía entre 0 m y 10 m, encontrando en Saujil pozos surgentes (Torres et al., 2013). Hacia el centro del bolsón, en la localidad de Fiambalá, el nivel del acuífero se encuentra entre 35 m y 84 m y, hacia el sur, en las localidades de Anillaco y El puesto, la profundidad del nivel es inferior a los 16 m. En El Puesto también se reportaron pozos surgentes (Torres et al., 2013).

En Saujil, la vertiente termal aflora entre los sedimentos neógenos correspondientes a la Fm. Punaschotter o Rodados de la Puna a una altura de 1613 m s.n.m. (Tálamo et al., 2017). Esta unidad estratigráfica está constituida por depósitos de abanicos y bajadas aluviales dominada por flujos fluidos (Schoenbohm et al., 2015; Deri et al., 2021c). En general, son conglomerados pobremente consolidados y, principalmente, clasto-soportados que, en la zona de Saujil, presenta importantes intercalaciones con niveles limo-arcillosos (Deri et al., 2021c).

En las imágenes satelitales (Figura 4.2.a, Capítulo 4 de esta tesis) es notable la existencia de un lineamiento en la localidad de Saujil que genera el levantamiento de un alto topográfico que coincide con el afloramiento de la vertiente. Considerando esto, es posible que la descarga de esta vertiente se deba, principalmente, a un control estructural que permite su ascenso. Por otro lado, ya que los sedimentos del Neógeno contienen abundante material pelítico (Carrapa et al., 2006, 2008; Deri et al., 2021c), estos podrían actuar como barreras litológicas, permitiendo que el acuífero superficial se mantenga en niveles piezométricos sobre la superficie del terreno en esta zona.

La vertiente Fiambalá nace en el flanco occidental de la sierra homónima, entre rocas cristalinas paleozoicas. En este sector, ubicado en cercanías del lineamiento principal de la sierra, se encuentra la zona de contacto entre la roca de caja metamórfica del Paleozoico Inferior y la facies porfírica del granito de edad Carbonífero (Grissom et al., 1998). Esto puede observarse en la Figura 4.3.b (Capítulo 4 de esta tesis). En forma paralela se observan numerosas estructuras, entre ellas, fallas menores, y venillas de cuarzo, lo que evidencia un control estructural en la zona. Si bien el punto preciso del afloramiento de la vertiente Fiambalá se encuentra cubierto por bloques producto de la intensa erosión ocasionada por las lluvias torrenciales, es claro que el agua aprovecharía alguna de estas estructuras para su ascenso desde la capa acuífera.

La vertiente La Aguadita, ubicada hacia el sur de Fiambalá, se encuentra al occidente de la zona de El Puesto-Anillaco (Figura 7.1, Capítulo 7 de esta tesis). En esta parte del bolsón, si bien el nivel acuífero de la UH3 se encuentra a menos de 16 m de profundidad, también se reportaron pozos que pueden pasar los 200 m de profundidad (ver Tabla 7.3, Capítulo 7 de esta tesis) lo que podría significar que se extrae agua de niveles más profundos que a 16 m. El agua termal de La Aguadita aflora próxima a la zona de contacto mediante corrimiento entre los sedimentos neógenos de la Fm. Vinchina y las rocas cretácicas-neógenas de la Fm. El Crestón (Fauqué y Caminos, 2006). Es evidente la deformación tectónica en este sector, por lo que el afloramiento del agua termal podría deberse, principalmente, a un control estructural en esta parte del sistema, donde el agua aprovecharía estructuras permeables para su ascenso desde la capa acuífera.

Tanto en la zona donde afloran las vertientes Fiambalá y La Aguadita, considerando que los acuíferos aprovechables se encuentran a mayores profundidades que en Saujil y, que las estructuras que ponen en contacto las diferentes unidades litológicas son de tipo regional, es posible que, en ambos casos, el ascenso del agua sea a través de una de estas estructuras caracterizadas por ser profundas y de alto ángulo (Capítulo 4 de esta tesis). El ascenso por paleoestructuras regionales fue registrado en otros sistemas geotermales del NOA, como en el Sistema Geotermal de Los Sauces (provincia de Salta) y, también, hacia el sur de Fiambalá, en la provincia de San Juan (Barcelona, 2015; Chiodi et al., 2016; Barcelona et al., 2019).

8.4.2. Fluido y reservorio geotérmico

El agua en Saujil químicamente se caracteriza, principalmente, como bicarbonatada desde el punto de vista de los aniones (Figura 7.4, Capítulo 7). En Fiambalá, se caracteriza por ser mixta-sulfatada desde el punto de vista de la concentración de los aniones, mientras que el agua de La Aguadita es, principalmente, sulfatada a clorurada (Figura 7.4, Capítulo 7). En todos los casos, el agua presenta una concentración predominante de Na^+ , lo que las clasifica como sódicas desde el punto de vista de los cationes (Figura 7.4, Capítulo 7). Isotópicamente, en Saujil y La Aguadita, el agua posee una señal en los isótopos de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ próxima entre ellas, mientras que el agua de la vertiente Fiambalá posee una concentración más empobrecida en estos isótopos. Sin embargo, a pesar de que muestran diferencias, todas las aguas analizadas tendrían un origen meteórico. Desde el punto de vista del gas disuelto ^{222}Rn , Saujil y La Aguadita arrojaron concentraciones similares en un rango entre 8.400 y 17.000 Bq/m^3 . En comparación a estos valores, el agua de la vertiente Fiambalá presentó concentraciones que superan los 40.000 Bq/m^3 .

Desde un punto de vista físico, todas las aguas presentan concentraciones de sólidos totales disueltos (STD) por debajo de los 1.000 mg/L (Tabla 7.5, Capítulo 7), lo que permite clasificarlas como aguas dulces y pHs ligeramente alcalinos (entre 7,65 y 8,87).

Estudios llevados a cabo en distintos sistemas geotermales del país y el mundo, permiten generalizar que los fluidos geotérmicos, sin considerar la mezcla con aguas superficiales, deberían estar compuestos por concentraciones de STD que les brinde características de un agua salobre, así mismo, se espera que los fluidos que forman parte del reservorio geotérmico

constituyan aguas evolucionadas, ricas en Cl^- , de neutras a alcalinas y que se encuentren en equilibrio (o muy próximo), en el reservorio geotérmico (p. ej. Agosto y Varekamp, 2016; Peralta Arnold et al., 2017; Barcelona et al., 2019; Chiodi et al., 2019). Claramente, las aguas analizadas del SGBF carecen de la mayoría de estas características. Más bien, son aguas dulces, principalmente carbonatadas o sulfatadas, con concentraciones de cloruro por debajo de los 250 mg/L (Tabla 7.6, Capítulo 7), aunque sí presentan pH ligeramente alcalinos (Tabla 7.5, Capítulo 7). Además, todas estas aguas se clasifican como “aguas inmaduras” en el diagrama de Giggenbach et al. (1986; Figura 7.11.b, Capítulo 7). Así mismo, las aguas termales del SGBF presentan importantes diferencias entre ellas.

En conjunto, todas estas características, permitirían distinguir la existencia de más de un acuífero en el sistema. De forma preliminar y, desde un punto de vista relativo, posiblemente se trate de un acuífero superficial y otro profundo.

El acuífero superficial estaría constituido por el descrito por Torres et al. (2013) contenido en la unidad hidrogeológica 3 (UH3). Este acuífero alimentaría las vertientes Saujil y La Aguadita, y los pozos de agua subterránea del bolsón. En la zona de Saujil, las características químicas del agua estarían indicando que se trata de un fluido poco evolucionado y la preponderancia de procesos de hidrólisis que le otorgan la abundante concentración de sodio. Considerando que el movimiento general del flujo es hacia el sur, el agua conforme fluye interactúa con las rocas del acuífero y, así mismo, podría mezclarse con otras aguas, provocando que su química se modifique. Aflorando, en la zona de La Aguadita, químicamente más clorurada y físicamente con mayores concentraciones de STD, representando un estadio más evolucionado en comparación de Saujil.

El acuífero profundo, posiblemente, sea el contenido en la unidad hidrogeológica 1 (UH1) definida por Torres et al. (2013), que constituye el basamento hidrogeológico de la zona. Encontrándose a partir de los 500 m de profundidad en la zona de Fiambalá, posee un importante fracturamiento, lo que le brinda tal permeabilidad que permite la acumulación y el flujo de agua (Torres et al., 2013). Este basamento está constituido por las rocas cristalinas del Precámbrico-Paleozoico, es decir, metamorfitas y granitos de las sierras que limitan el bolsón. En la Sierra de Fiambalá, a estas rocas se les asocian mineralizaciones de uranio de importancia económica (Rubinstein et al., 2001; Hong et al., 2011) en la roca de caja

(metamorfitas) y diseminado en la composición global de los granitos carboníferos (Dahlquist et al., 2010) cuyas concentraciones (U_3O_8 entre 0,1 y 9,2‰ en los yacimientos y, U entre 7,46 y 20,7 ppm en el granito) son relativamente superiores a los reportados para los sedimentos neógenos de la zona de estudio (Capítulo 6). Así mismo, los granitos también presentan enriquecimientos en F (Dahlquist et al., 2010; De La Hoz et al., 2014). El agua de la vertiente Fiambalá presenta diferencias relevantes con respecto a las aguas de las otras vertientes en estudio, por lo que, posiblemente, el agua aflorante en este sector provenga de un acuífero profundo contenido en el basamento fracturado descrito por Torres et al. (2013). Esto explicaría los altos valores de concentración de ^{222}Rn , generado por el decaimiento del uranio de las rocas y disuelto por el agua, posiblemente, en el acuífero y/o en mineralizaciones presentes en las estructuras que aprovecha para su ascenso hacia el punto de descarga (zona de contacto intrusivo). Así mismo, la concentración en F del agua de la vertiente Fiambalá, al ser relativamente mayor que la de las otras aguas en estudio, podría provenir de la interacción del fluido con las rocas graníticas carboníferas que, en parte, conformarían la UH1 de Torres et al. (2013). Sumado a esto, considerando el empobrecimiento relativo que presenta en los isótopos estables de δ^2H y $\delta^{18}O$, cuyas concentraciones son bastante similares a las que presentan las muestras de nieve colectadas en cercanías del volcán Cerro Blanco (Figura 7.6, Capítulo 6), no se descarta que el agua producto del deshielo en esta zona ubicada en el lineamiento que limita el bloque de las Sierras Pampeanas con aquel de la Puna, puedan infiltrarse rápidamente y circular a niveles profundos siendo una zona de recarga para el acuífero profundo que alimenta la vertiente Fiambalá. Esta última teoría también explicaría las altas concentraciones de SO_4^{2-} que presenta VF con respecto a las otras vertientes y aguas subterráneas en general. Si el agua que recarga el acuífero de VF se está infiltrando en la zona del volcán Cerro Blanco, podría estar disolviendo gases de SO_2 asociados a actividad volcánica. Así mismo, el gas radón podría estar siendo disuelto también durante la infiltración en esta zona volcánica.

Con base en esto, a partir del cálculo de geotermómetros considerando un gradiente geotermal normal (es decir 30 °C/km), el agua que alimenta la vertiente Fiambalá provendría de una profundidad aproximada de 3 km. Es decir, este fluido geotérmico, podría tener entre 69 °C y 116 °C en el reservorio.

8.4.3. Sello del sistema

El SGBF se encuentra asociado a la cuenca sedimentaria de Fiambalá, la cual está formada por depósitos neógenos y cuaternarios. El material más antiguo, está conformado por tres unidades estratigráficas mayores (de más antigua a más nueva): Fm. Tambería, Fm. Guanchín y Fm. Punaschotter o Rodados de la Puna (RDP). En todos los casos, los depósitos representan ambientes, principalmente, fluviales con intercalaciones de depósitos de cenizas volcánicas (niveles tobáceos) de diferentes espesores. En suma, la columna estratigráfica tiene un espesor de aprox. 6 km (Deri et al., 2021c) en donde la Fm. Tambería tiene un poco más de 3 km de espesor, la Fm. Guanchín 2 km y la Fm. RDP aprox. 600 m (Figura 5.6.a, Capítulo 5). Las formaciones Tambería y Guanchín se encuentran bastante cementadas en comparación a la Fm. RDP y contienen abundantes niveles de material de grano fino (pelitas, limolitas, tobas) intercalados con areniscas y, en algunos casos, conglomerados. A partir del análisis de geoquímica de rocas realizado en muestras de estas unidades, los niveles analizados pueden clasificarse, principalmente, como litoarenitas (Figura 6.4, Capítulo 6). Este tipo de rocas contienen más matriz que clastos, es decir, mayor cantidad relativa de material de grano fino en su composición. Lo que se vio reflejado en los análisis petrográficos realizados (Figura 5.6, Capítulo 5). Mientras que, por otro lado, los depósitos sedimentarios de la Fm. RDP son bastante friables y, así también, los de edad cuaternaria. De acuerdo a esto, el sello del sistema, en particular del acuífero profundo, podría estar constituido por los depósitos sedimentarios Neógenos. El acuífero superficial, al no estar confinado (es un acuífero libre), la circulación del agua que contiene se vería afectada por barreras litoestructurales que controlan su afloramiento en la zona de Saujil y La Aguadita.

8.4.4. Fuente de calor

En profundidad, la corteza en la zona de estudio no es homogénea, tal como lo demuestran Bianchi et al. (2013), y se diferencian cambios abruptos de zonas frías a calientes. Tomando como referencia el SGBF, hacia el norte, Bianchi et al. (2013), a partir de tomografía sísmica, indica la existencia de cuerpos de altas temperaturas identificados a partir anomalías de baja velocidad de transmisión de ondas sísmicas. Este cuerpo es denominado “Cuerpo Magmático

Puna Sur” (SPMB, por sus siglas en inglés), se extiende hasta los 75 km de profundidad aproximadamente alineado con los centros volcánicos Cerro Peinado y el volcán Cerro Blanco. La anomalía que representa este cuerpo, claramente se extiende hacia el sur hasta los 28°S, manifestándose justo por debajo de la cuenca de Fiambalá, donde se extiende hasta unos 50 km de profundidad (aproximadamente) (Figura 2.5, Capítulo 2). Inmediatamente hacia el oeste y este del cuerpo mencionado, en el sector de la cuenca de Fiambalá, se identificaron anomalías sísmicas de alta velocidad que representarían cuerpos de baja temperatura. La anomalía hacia el este, representaría el basamento de las Sierras Pampeanas, mientras que la anomalía hacia el oeste (más pequeña que la recién descrita) se encuentra por debajo de la zona de tras arco. Esta última, se encuentra justo en medio de dos cuerpos calientes: el SPMB (hacia el este) y otro, representado por una clara anomalía de baja velocidad sísmica hacia el oeste, debajo de los centros volcánicos Ojos del Salado y Tres Cruces. Estos cuerpos de altas temperaturas, de características magmáticas, según Bianchi et al. (2013; y referencias allí citadas) serían el producto de un ascenso de magma debido a delaminación litosférica que habría empezado a generarse desde el Plioceno, proceso actualmente activo (Kay y Mahlburg Kay, 1993; Bianchi et al., 2013).

Tálamo et al. (2017) mencionan en su trabajo que las manifestaciones termales en el oeste de la provincia de Catamarca podrían estar asociadas o vinculadas a una geología que tuvo una intensa actividad volcánica durante el Neógeno, incluso hasta tiempos más modernos. Sin embargo, a partir del estudio de la mineralogía de arcillas realizado en esta tesis, se observó que los depósitos neógenos, principalmente los correspondientes a las formaciones Guanchín y Punaschotter, carecen de señales de alteración hidrotermal in situ. Los resultados del análisis de la mineralogía de arcillas también permiten establecer que los gradientes paleogeotérmicos para el Mioceno (que se encuentran en el orden de entre 8 °C/km y 18 °C/km) son más bien fríos en comparación al gradiente geotérmico normal.

En superficie, no se han observado manifestaciones magmáticas modernas en el entorno del SGBF. Así mismo, el estudio de los isótopos estables del agua en la vertiente Fiambalá, cuya fuente sería la que a mayor profundidad se encuentre, no indica señales isotópicas de características magmáticas y, tampoco, de una interacción con rocas a altas temperaturas (ya que la concentración relativa en estos isótopos es bastante menor a la que presentan las otras

aguas en estudio, y a altas temperaturas se esperaría, más bien, un enriquecimiento en el $\delta^{18}\text{O}$ en el agua).

Estas evidencias parecen indicar que el calentamiento se debe a un aumento de temperatura en el agua debido a una circulación profunda que podría superar los 6 km considerando que este valor corresponde al espesor de los depósitos sedimentarios neógenos que conforman la cuenca de Fiambalá y que, podrían apoyarse sobre el basamento cristalino (basamento hidrogeológico de Torres et al., 2013 denominado Unidad Hidrogeológica 1) que contiene el acuífero que alimenta la vertiente Fiambalá. Así mismo, al existir mineralizaciones de uranio en el sistema, esta podría ser una fuente que aporta parte del calor a partir de la desintegración radioactiva.

En el caso de la vertiente La Aguadita, considerando que el acuífero aprovechable podría encontrarse a partir de entre los 106 m y menos a 16 m de profundidad (teniendo en cuenta lo aportado por Torres et al., 2013 para las localidades de Anillaco, El Puesto), la temperatura relativamente elevada del agua (~ 31 °C, Tabla 7.5, Capítulo 7) podría deberse a que el acuífero es alimentado, en parte, con aguas más profundas por algún control litológico-estructural.

Ahora bien, dada la existencia de este cuerpo caliente por debajo de la superficie denominado como “Cuerpo Magmático Puna Sur” (Bianchi et al., 2013), no se descarta que la zona en profundidad, actualmente, posea un gradiente geotérmico local superior al normal, pero con los datos actualmente disponibles no es posible afirmar que constituya un aporte térmico al SGBF.

8.5. Alcance del modelo del SGBF

El modelo conceptual del Sistema Geotermal del Bolsón de Fiambalá se obtiene a partir de la integración de los elementos descritos y discutidos más arriba. Este modelo es preliminar, construido a partir de datos cualitativos y cuantitativos sin mediar procesamientos estadísticos. Gráficamente, se representa una porción del sistema que incluye la VF en la Figura 8.2. Este, constituye el primer modelo conceptual para el SGBF, aportando valiosa información de base para exploraciones a mayor detalle en el futuro.

CAPÍTULO 9. Clasificación del SGBF y conclusiones finales

9.1. Introducción

Las características de un sistema geotérmico están dadas por la interacción de una gran variedad de factores que, para poder hablar de recurso geotérmico (es decir, para que se compruebe la factibilidad económica en una etapa explotación) es necesario llevar a cabo numerosos estudios que permita un conocimiento integral del sistema. Entonces, a partir de un estudio característicamente multidisciplinario, se puede clasificar un sistema geotérmico de manera tal que se explique tanto su configuración geológica, hidrogeológica y de transferencia de calor, es decir que abarque las complejas características que posee el sistema (Moeck, 2014).

El SGBF solo ha sido clasificado con base en la temperatura de sus manifestaciones y posibles temperaturas en profundidad de las mismas, como un sistema de baja entalpía (Pesce y Miranda, 2003). Este nivel de detalle en cuanto a su clasificación solo ha permitido, hasta el momento, determinar que las aguas termales del sistema constituyen un recurso de uso para el turismo y/o balneoterapia.

En este capítulo final se intentará clasificar el SGBF de acuerdo a los elementos que se describieron anteriormente. Esta, no deja de ser una clasificación preliminar, ya que mayores estudios se necesitan para corroborar fidedignamente las interpretaciones que se presentan. Sin embargo, es una base importante para considerar al SGBF como un punto de interés para futuras exploraciones considerando las nuevas tecnologías para el aprovechamiento de los recursos geotérmicos de bajas y medias entalpías.

9.2. Tipos de sistemas geotérmicos

A partir de la clasificación de Moeck (2014) los sistemas geotermiales pueden clasificarse como convectivos o conductivos. Dentro de los convectivos, donde el calor es transportado

por la circulación ascendente de fluidos desde altas profundidades hasta yacimientos menos profundos o hacia la superficie, existen los magmáticos (campos volcánicos y tipo plutónicos) y los no magmáticos (de dominios extensionales). En el primer caso, la fuente de calor la constituyen cámaras magmáticas activas, recientes o inactivas, la diferencia entre ellas la constituye la edad del magmatismo: el magmatismo activo y reciente indica una fuente subyacente de calor viable y se trata de vulcanismo con una edad de hasta 500 años (activo) y una edad entre 500 y 50.000 años (reciente); el magmatismo inactivo o extinto se refleja en intrusiones ígneas a gran escala y a mayor profundidad (45 km), con calor remanente y calentamiento por decaimiento radiactivo en rocas graníticas, se relaciona con vulcanismo de 450.000 años. En el segundo caso, se trata de un tectonismo activo, de tipo extensional, donde hay una fuerte deformación representada por un fallamiento intenso, que aporta una importante permeabilidad al sistema. En este tipo de sistemas, la convección se genera a lo largo de una falla desde la infiltración hasta la descarga o por medio de escapes de fallas.

Cuando se trata de sistemas conductivos, pueden ser de tipo ígneo (basamento) o de tipo sedimentarios. Los ígneos, básicamente, se tratan de cuerpos intrusivos con baja permeabilidad, que producen calor a partir de la desintegración de los elementos radiactivos que contiene (como el uranio y el torio). Por lo general, son sistemas secos, donde el aprovechamiento del calor se logra a partir del fracturamiento (y por ende la permeabilización) de la roca cristalina y la posterior inyección de fluidos fríos y extracción de fluidos calentados por transferencia de calor por conducción desde la roca caliente. Dentro de los sistemas de tipo sedimentarios se encuentran los vinculados a cinturones orogénicos y cuencas de antepaís asociadas y los vinculados a cuencas intracratónicas, en todos los casos se trataría de una actividad tectónica baja o nula. En los cinturones orogénicos juega un papel importante la transferencia de calor por advección, propiciada por alta permeabilidad e intenso fallamiento de la corteza a escala regional que permiten la circulación profunda de agua meteórica a través de áreas con un bajo a moderado flujo de calor. En los cinturones montañosos, por lo general, no alcanzan a formarse reservorios hidrotermales y sólo se da la circulación profunda, mientras que, en las cuencas sedimentarias, las existencias de acuíferos con aguas a elevadas temperaturas se encuentran a gran profundidad (mayor a 3 km).

9.3. Conclusiones y clasificación del SGBF

El Sistema Geotermal del Bolsón de Fiambalá está formado por un recurso caracterizado por ser de baja entalpía, cuyo uso es de tipo directo a partir del aprovechamiento de las descargas naturales de agua caliente para baños (turismo, terapéuticos). Este se encuadra en un contexto geológico que responde a una cuenca de antepaís con tectonismo activo debido al actual levantamiento de los Andes, en una zona de transición vista desde dos puntos: por un lado, la transición en el ángulo de subducción chileno-pampeano, por otro, se encuentra en el límite donde comienza la transición entre las provincias geológicas de Sierras Pampeanas y de la Puna. Presenta características complejas desde un punto de vista estructural, ya que se encuentra deformado por profundas fallas de carácter regional cuyos niveles de despegue se ubican a distintos niveles en la corteza, por lo que la deformación está representada por fajas plegadas y corridas de tipo piel fina y, también, las fallas llegan a niveles del basamento (piel gruesa), lo que generó el levantamiento de la Sierra de Fiambalá, poniéndola en contacto con los depósitos sedimentarios neógenos.

Los fluidos que conforman los acuíferos del SGBF presentan notables características que permiten pensar que, no solo pasan por procesos evolutivos diferentes, sino que también, podrían provenir de diferentes zonas de recargas. Las aguas del acuífero más superficial tienen señales isotópicas y características químicas que permiten relacionarlos con las aguas superficiales que drenan el bolsón de Fiambalá, mientras que el acuífero profundo podría estar relacionado con una recarga directa del deshielo en la cordillera de San Buenaventura a partir de los 4.000 m s.n.m., posiblemente asociado a la zona volcánica del Volcán Cerro Blanco. Este último acuífero estaría alojado en rocas del basamento cristalino profundo de la Sierra de Fiambalá, por lo que la circulación del agua, en este caso, sería de tipo profunda, posiblemente a través de fallas regionales antiguas reactivadas durante la última orogenia. Por lo tanto, la transferencia de calor podría deberse a dos factores, uno convectivo, asociado a la circulación a través de fallas regionales y/o uno conductivo, asociado al calor aportado por el proceso de desintegración radiactiva de las mineralizaciones de uranio presentes en el basamento.

Las aguas de las vertientes Saujil y La Aguadita se encontrarían en un mismo acuífero (UH3 de Torres et al., 2013), representando el agua de La Aguadita un estadio más evolucionado. También, en esta vertiente, la temperatura de descarga es mayor que hacia el norte (Saujil), lo que podría estar indicando una transferencia de calor mediante un proceso advectivo-conductivo por la circulación del agua a través de litologías porosas-permeables y de fallas regionales en la cuenca de Fiambalá.

Entonces, por lo descrito hasta aquí, es posible llegar a la conclusión preliminar de que el sistema geotermal del Bolsón de Fiambalá sería de tipo conductivo-dominante con la imposición de una variable convectiva, principalmente a la que estaría asociada la vertiente Fiambalá. Aunque no se descarta que exista un gradiente geotermal anómalo en profundidad, vinculado al cuerpo magmático Puna Sur, en los estudios geoquímicos que incluyen las asociaciones de minerales de arcilla y las concentraciones de isótopos estables en las aguas del SGBF no se encontraron evidencias de anomalías termales para soportar que exista un aporte de calor al sistema en estudio por parte de este cuerpo magmático.

A partir de esta postulación, considerando que se trata de una clasificación preliminar, es recomendable llevar a cabo estudios geoquímicos de los fluidos de mayor detalle (elementos trazas, isótopos de He y S, ^3H , C) que permitan establecer o no un vínculo térmico entre el cuerpo magmático Puna Sur (Bianchi et al., 2013) y el SGBF. También, se recomiendan llevar a cabo estudios geofísicos que aporten información de los niveles más profundos de la corteza, como los métodos magnetotelúricos, para identificar y dimensionar el acuífero profundo, como así también, identificar las estructuras geológicas (fallas, diaclasas) en profundidad que conforman el SGBF. De esta manera, con información más precisa sobre el acuífero profundo, se llegaría a aprovechar el recurso geotérmico con fines productivos (en invernaderos, por ejemplo) que significarían un crecimiento en el desarrollo económico de la zona de estudio.

Referencias

- Abad, I., Nieto, F., Gutiérrez-Alonso, G., Campo, M.D., López-Munguira, A., Vellilla, N. (2006). Illitic substitution in micas of very low-grade metamorphic clastic rocks. *Eur. J. Mineral* 18, 59–69. doi: <https://doi.org/10.1127/0935-1221/2006/0018-0059>.
- Adatte, I.A., Keller, G., Stinnesbeck, W. (2002). Late Cretaceous to early Paleocene climate and sea-level fluctuations: the Tunisian record. *Paleogeography, Paleoclimatology, Paleoecology* 178, 165–196. doi: [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(01\)00395-9](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(01)00395-9).
- Aghazadeh, N., Mogaddam, A.A. (2011). Investigation of hydrochemical characteristics of groundwater in the Harzandat aquifer, Northwest of Iran. *Environ Monit Assess* 176, 183–195. doi: <https://doi.org/10.1007/s10661-010-1575-4>
- Agusto, M., Tassi, F., Caselli, A.T., Vaselli, O., Rouwet, D., Capaccioni, B., Caliro, S., Chiodini, G. y Darrah, T. (2013). Gas geochemistry of the magmatic-hydrothermal fluid reservoir in the Copahue–Caviabue Volcanic Complex (Argentina). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 257: 44-56.
- Agusto, M., Varekamp, J. (2016). The Copahue Volcanic-Hydrothermal System and Applications for Volcanic Surveillance. In: *Tassi F., Vaselli O., Caselli A. (eds) Copahue Volcano. Active Volcanoes of the World. Springer, Berlin, Heidelberg*, 199-238. doi:10.1007/978-3-662-48005-2_9
- Alasino, P.H., Casquet, C., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Dahlquist, J.A., Galindo, C., Baldo, E.G. (2016). Mafic rocks of the Ordovician Famatinian magmatic arc (NW Argentina): New insights into the mantle contribution. *GSA Bulletin*, 128(7-8), 1105-1120. doi:10.1130/B31417.1
- Alasino, P.H., Dahlquist, J.A., Pankhurst, R.J., Galindo, C., Casquet, C., Rapela, C.W., Fanning, C.M. (2012). Early Carboniferous sub- to mid-alkaline magmatism in the Eastern Sierras Pampeanas, NW Argentina: A record of crustal growth by the incorporation of mantle-derived material in an extensional setting. *Gondwana Research*, 22(3-4), 992-1008. doi:10.1016/j.gr.2011.12.011
- Alasino, P.H., Dahlquist, J.A., Rapela, C.W., Larrovere, M.A., Rocher, S., Morales Camera, M.M., Macchioli Grande, M. (2017). Magmatismo Ordovícico en las Sierras Pampeanas de las provincias de La Rioja y Catamarca. En: Muruaga C.M., Grosse, P. (Eds.): *Ciencias de la Tierra y Recursos Naturales del NOA (págs. 366-399). Relatorio del XX Congreso Geológico Argentino, Tucuman*.
- Allmendiner, R., Jordan, T., Ramos V., Strecker, M. (1983). Foreland structures associated with flat subduction, Argentine Andes. *Geol. Soc. America, Abs. with Programs*, 15, 514.
- Alvarez, O., Mario, G., Andres, F., Silvana, S., Emilce, B., Walter, B., Carla, B. (2015). New evidence about the subduction of the Copiapo ridge beneath South America, and its connection with

Referencias

- the Chilean-Pampean flat slab, tracked by satellite GOCE and EGM2008 models. *Journal of Geodynamics*, 91, 65-88. doi: 10.1016/j.jog.2015.08.002
- Arnórsson, S. (1983). Chemical equilibria in Icelandic geothermal systems – implications for chemical geothermometry investigations. *Geothermics*, 12, 119-128. doi: [https://doi.org/10.1016/0375-6505\(83\)90022-6](https://doi.org/10.1016/0375-6505(83)90022-6)
- Arnórsson, S. (2000). *Isotopic and chemical techniques in geothermal exploration, development and use*. Vienna: International Atomic Energy Agency.
- Arrospeide, A. (1985). Las manifestaciones de greisen de la sierra de Fiambalá, Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 40(1-2), 97-113.
- Arnous, A., Zeckra, M., Venerdini, A., Alvarado, P., Arrowsmith, R., Guillemoteau, J., Landgraf, A., Gutiérrez, A., Strecker, M.R. (2020). Neotectonic activity in the low-strain broken foreland (santa bárbara system) of the north-western argentinean Andes (26 S). *Lithosphere* 2020 (1), 8888588. <https://doi.org/10.2113/2020/8888588>, 2020
- Asato, C.G., Seggiaro, R.E., Conde Serra, A., Carrizo, N., Larcher, N., Azcurra, D., Castro Godoy, S.E., Carballo, F., Marquetti, C., Naón, V., Lindsey, C., Ayling, B., Faulds, J., Coolbaugh, M. (2020). Mapa de Favorabilidad Geotérmica Aplicando el Método de Análisis Geothermal Play Fairway Área I, Puna Norte, Argentina.
- Asato, C.G., Conde Serra, A.R., Seggiaro, R.E., Molina, E.A., Cegarra, M. I., Hernández, M., Carrizo, N., Peralta Arnold, Y.J., Larcher, N.E., Fernández, D.S., Peroni, J.I., Ramé, G.A., Naón, V. (2022). Mapa de Favorabilidad Geotérmica Aplicando el Método de Análisis Geothermal Play Fairway Área 2, Sierras Subandinas, Cuenca de Tucumán y su Extensión en la Provincia de Santiago del Estero, Argentina.
- Astini, R. A., Benedetto, J.L., Vaccari, N.E. (1995). The early Paleozoic evolution of the Argentine Precordillera as a Laurentian rifted, drifted, and collided terrane: A geodynamic model. *GSA Bulletin*, 107(3), 253-273. doi:10.1130/0016-7606(1995)107<0253:TEPEOT>2.3.CO;2
- Astini, R.A., Martina, F., Dávila, F.M. (2011). La Formación Los Llantenes en la Precordillera de Jagüé (La Rioja) y la identificación de un episodio de extensión en la evolución temprana de las cuencas del Paleozoico superior en el oeste argentino. *Andean Geology*, 38(2), 245-267.
- Astini, R., Ramos, V.A., Benedetto, J.L., Vaccari, N.E., Cañas, F.L. (1996). La Precordillera: Un terreno exótico a Gondwana. XIII Congreso Geológico Argentino, 5, págs. 273-292.
- Azcuy, C.L., Caminos, R. (1987). Diastrofismo, en Archangelsky, S. (ed.), *El Sistema Carbonífero en la República Argentina: Córdoba, Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, 239-251.
- Baldo, E.G., Saavedra, J., Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Galindo, C. (1999). Síntesis geocronológica de la evolución paleozoica inferior del borde sur occidental de Gondwana en las Sierras Pampeanas, Argentina. *Acta Geológica Hispánica*, 32(1-2), 17-28.
- Baird, R.B., Eaton, A.D., Clesceri, L.S. (2012). Standard methods for the examination of water and wastewater (Vol. 10). E. W. Rice (Ed.). Washington, DC: American public health association.

- Barazangi, M., Isacks, B.L. (1976). Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology*, 4(11), 686-692. doi:10.1130/0091-7613(1976)4<686:SDOEAS>2.0.CO;2
- Barberi, F., Carapezza, M.L., Cioni, R., Lelli, M., Menichini, M., Ranaldi, M., Ricci, T., Tarchini, L. (2013). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 257, 113-134. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2013.03.011>
- Barcelona H. (2015). Caracterización del sistema geotermal de Valle del Cura, San Juan. [Tesis de Doctorado]. Universidad de Buenos Aires, área de Ciencias Geológicas. Pp. 205.
- Barcelona, H., Lelli, M., Norelli, F., Peri, G., Winocur, D. (2019). Hydrochemical and geological model of the Bañitos-Gollete geothermal system in Valle del Cura, main Andes Cordillera of San Juan, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 102-378. doi: 10.1016/j.jsames.2019.102378
- Barcelona, H., Senger, M., Yagupsky, D. (2021). Resource assessment of the Copahue geothermal field. *Geothermics*, 90, 101987. doi: <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2020.101987>
- Barth-Wirsching, U., Holler, H. (1989). Experimental studies on zeolite formation conditions. *Eur. J. Mineral* 1, 489–506. doi: <https://doi.org/10.1127/ejm/1/4/0489>.
- Beaufort, D., Rigault, C., Billon, S., Billault, V., Inoue, A., Inoué, S., Patrier, P. (2015). Chlorite and chloritization processes through mixed-layer mineral series in lowtemperature geological systems—a review. *Clay Minerals*, 50, 497–523. doi: <https://doi.org/10.1180/claymin.2015.050.4.06>.
- Bhatia, M.R., Crook, K.A.W. (1986). Trace element characteristics of graywackes and tectonic setting discrimination of sedimentary basins. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 92, 181-193. doi: <https://doi.org/10.1007/BF00375292>
- Bianchi, M., Heit, B., Jakovlev, A., Yuan, X., Kay, S. M., Sandvol, Alonso, R.N., Coira, B., Brown, L., Kind, R., Comte, D. (2013). Teleseismic tomography of the southern Puna plateau in Argentina and adjacent regions. *Tectonophysics*, 586, 65-83. doi: 10.1016/j.tecto.2012.11.016
- Bonatti, E., Harrison, C.A., Fisher, D.E., Honnorez, J., Schilling, J.G., Stipp, J.J., Zentilli, M. (1977). Easter Volcanic Chain (southeast Pacific): A mantle hot line. *Journal of Geophysical Research*, 82(17), 2457-2478. doi:10.1029/jb082i017p02457
- Bruniard, E. (1982). La diagonal árida Argentina: un límite climático real. *Revista Geográfica* 95: 5-20.
- Burgos J., Gorustovich S., Guidi F. (1992). Depósito Las Termas: Modelo filoniano de uranio en metamorfitas pampeanas (Fiambalá, provincia de Catamarca), Argentina. 4° Congreso Nacional y 1° Congreso Latinoamericano de Geología Económica, Actas 1: 13-14, Córdoba.
- Burnett, W.C., Peterson, R., Moore, W.S., de Oliveira, J. (2008). Radon and radium isotopes as tracers of submarine groundwater discharge – Results from the Ubatuba, Brazil SGD assessment

Referencias

- intercomparison. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 76, 501-511. doi: 10.1016/j.ecss.2007.07.027
- Cahill, T., Isacks, B.L. (1992). Seismicity and Shape of the Subducted Nazca Plate. *Journal of Geophysical Research*, 97(B12), 17503-17529. doi:10.1029/92JB00493
- Carrapa, B., Adelman, D., Hilley, G.E., Mortimer, E., Sobel, E.R. y Strecker, M.R. (2005). Oligocene range uplift and development of plateau morphology in the southern central Andes. *Tectonics* 24: TC4011. doi: <https://doi.org/10.1029/2004TC001762>
- Carrapa, B., Hauer, J., Schoenbohm, L., Strecker, M.R., Schmitt, A.K., Villanueva, A., Gomez, J.S. (2008). Dynamics of deformation and sedimentation in the northern Sierras Pampeanas: an integrated study of the Neogene Fiambalá basin, NW Argentina. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 120, 1518-1543. doi:10.1130/B26111.1
- Carrapa, B., Sobel, E., Strecker, M.R. (2006). Cenozoic orogenic growth in the Central Andes: Evidence from rock provenance and apatite fission track thermochronology along the southernmost Puna Plateau margin (NW Argentina). *Earth and Planetary Science Letters*, 247, 82-100. doi: 10.1016/j.epsl.2006.04.010
- Casquet, C., Dahlquist, J.A., Verdecchia, S.O., Baldo, E.G., Galindo, C., Rapela, C.W., Fanning, C. M. (2018). Review of the Cambrian Pampean orogeny of Argentina; a displaced orogen formerly attached to the Saldania Belt of South Africa? *Earth-Science Reviews*, 177, 209-225. doi: 10.1016/j.earscirev.2017.11.013
- Casquet, C., Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Baldo, E.G., Galindo, C., Fanning, C.M., Saavedra, J. (2012). A history of Proterozoic terranes in southern South America: From Rodinia to Gondwana. *Geoscience Frontiers*, 3(2), 137-145. doi: 10.1016/j.gsf.2011.11.004
- Cawood, P. (2005). Terra Australis Orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific and Iapetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. *Earth-Science Reviews*., 69(3-4), 249-279. doi: 10.1016/j.earscirev.2004.09.001
- Céspedes, S., Cano, N.A., Foo, G., Jaramillo, D., Martínez, D., Gutiérrez, M., Pataquiba, J., Rojas, J., Cortés, F.B., Franco, C.A. (2022). Technical and Environmental Feasibility Study of the Co-Production of Crude Oil and Electrical Energy from Geothermal Resources: First Field Trial in Colombia. *Processes*, 10, 568. doi: <https://doi.org/10.3390/pr10030568>
- Chamley, H. (1989). *Clay Sedimentology*. Springer Verlag, Berlin.
- Chew, D., Kirkland, C., Schaltegger, U., Goodhue, R. (2007). Neoproterozoic glaciation in the Proto-Andes: Tectonic implications and global correlation. *Geology*, 35(12), 1095-1098. doi:10.1130/G23768A.1
- Chiodi, A.L., Báez, W.A., Filipovich, R.E., Ahumada, M.F., Viramonte, J.G. (2016). Modelo conceptual preliminar del Sistema Geotermal El Sauce (Salta) a partir de estudios de Geoquímica de Fluidos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 93(1), 93-103.

- Chiodi, A.L., Filipovich, R.E., Esteban, C.L., Pesce, A.H., Stefanini, V.A. (2020). Geothermal Country Update of Argentina: 2015-2020. Reykjavik, Iceland: Proceedings World Geothermal Congress 2020.
- Chiodi, A.L., Martino, R.D., Báez, W.A., Fórmica, S., Fernández, G. (2014). Recursos geotérmicos. En: Martino, R.D., Guerreschi, A.B., editores. *Geología y Recursos Naturales de la provincia de Córdoba*. Córdoba: Asociación Geológica Argentina. P.p. 349–63.
- Chiodi, A., Tassi, F., Báez, W., Maffucci, R., Invernizzi, C., Giordano, G., Corrado, S., Bicocchi, G., Vaselli, O., Viramonte, J.G., Pierantoni, P.P. (2015). New geochemical and isotopic insights to evaluate the geothermal resource of the hydrothermal system of Rosario de la Frontera (Salta, northern Argentina). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 295, 16-25. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2015.03.001>
- Ciccioli, P.L., Limarino, C.O., Marensi, S.A., Tedesco, A.M., Tripaldi, A. (2011). Tectosedimentary evolution of the La troya-vinchina depocenters (northern bermejo basin, tertiary), La rioja province, Argentina. In: Salfity, J.A., Marquillas, R.A. (Eds.), *Cenozoic Geology of the Central Andes of Argentina*. SCS Publisher, Salta, pp. 91–110.
- Ciccioli, P.L., Marensi, S.A., Limarino, C.O. (2014). Petrology and provenance of the toro negro formation (Neogene) of the Vinchina broken-foreland basin (central Andes of Argentina). *J. S. Am. Earth Sci.* 49, 15–38. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.10.003>.
- Cisterna, C. (1994). *Contribución a la Petrología de los Granitoides del Extremo Norte de la Sierra de Narvárez, Sistema de Famatin, Catamarca*. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Salta (inérita), 275 pp.
- Cisterna, C.E. (1998). La Granodiorita de Las Angosturas, Sistema de Famatina, Argentina: caracterización petrográfica y química. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 53, 57-68.
- Cisterna, C.E. (2001). Volcanismo subacuático en el Eopaleozoico del Sistema de Famatina, Noroeste de Argentina. *Rev. Asoc. Geol. Argent.* 56, 16–24.
- Cisterna, C.E., Coira, B., Koukharsky, M. (2010). Sucesiones volcánica-sedimentarias tremadocianas y arenigianas en la Sierra de Las Planchadas-Narvárez: registros evolutivos del arco magmático famatiniano. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 66, 178-191.
- Cisterna, C.E., Coira, B. (2017). Registros volcánicos del magmatismo ordovícico en las provincias de Catamarca y La Rioja, noroeste de Argentina. Herramientas para la reconstrucción del arco famatiniano. En: Muruaga, C.M., Grosse, P. (eds.): *Ciencias de la Tierra y Recursos Naturales del NOA* (págs. 414-433). Relatorio del XX Congreso Geológico Argentino, Tucuman.
- Cisterna, C.E., Medina, M.E., Fernandez Turiel, J. (2004). Evidencias de procesos de fraccionamiento y mezcla de magmas en el Complejo intrusivo Las Angosturas, Sistema de Famatina, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59, 45-56.

Referencias

- Coira, B., Cisterna, C.E., Ulbrich, H.H., Cordani, U.G. (2016). Extensional Carboniferous magmatism at the western margin of Gondwana: Las Lozas valley, Catamarca, Argentina. *Andean Geology*, 43(1), 105-126. doi:10.5027/andgeoV43n1-a06
- Collo, G., Dávila, F.M., Nóbile, J., Astini, R.A., Gehrels, G. (2011). Clay mineralogy and thermal history of the Neogene Vinchina Basin, central Andes of Argentina: analysis of factors controlling the heating conditions. *Tectonics* 30, TC4012. <https://doi.org/10.1029/2010TC002841>.
- Collo, G., Dávila, M., Texeira, W., Nóbile, J.C., Sant'Anna, L.G., Carter, A. (2017). Isotopic and thermochronologic evidence of extremely cold lithosphere associated with a slab flattening in the Central Andes of Argentina. *Basin Res.* 29, 16–40. <https://doi.org/10.1111/bre.12163>.
- Conde Serra, A., Johanis, P.E. (2021). Geotermia en Argentina: Estado, Áreas de Interés, Potencial. *Servivio Geológico Minero Argentino, Secretaría de Minería, Ministerio de Desarrollo Productivo. Argentina.*
- Contreras-Reyes, E., Carrizo, D. (2011). Control of high oceanic features and subduction channel on earthquake ruptures along the Chile–Peru subduction zone. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 186(1-2), 49-58. doi: 10.1016/j.pepi.2011.03.002
- Coutand, I., Cobbold, P.R., de Urreiztieta, M., Gatuier, P., Chauvin, A., Gapais, D., Rossello, E.A., López-Gamundi, O. (2001). Style and history of Andean deformation, Puna plateau, northwestern Argentina. *Tectonics*, 20, 210-234. doi: <https://doi.org/10.1029/2000TC900031>
- Craig, H. (1961). Isotopic Variations in Meteoric Waters. *Science*, 133, 1702-1703. doi: 10.1126/science.133.3465.1702
- Cristofolini, E.A., Armas, M.P., Escribano, F.A., Cisterna, C.E., Otamendi, J.E., Barzola, M.G., Camilletti, G.C., Tibaldi, A.M., Cornet, J.R.D. (2021). Geología del Segmento Chaschuil - Las Angosturas entre los 27° y 28° LS: petrología y estratigrafía del norte del Sistema de amatina, Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 78, 659-684.
- Cuadros, J., Caballero, E., Huertas, J., Jiménez de Cisneros, C., Huertas, F., Linares, J., 1999. Experimental alteration of volcanic tuff: smectite formation and effect on 18O isotope composition. *Clay Clay Miner.* 47, 769–776.
- Dahlquist, J.A., Alasino, P.H., Basei, M.A., Morales Cámara, M.M., Macchioli Grande, M., Da Costa Campos Neto, M. (2018). Petrological, geochemical, isotopic, and geochronological constraints for the Late Devonian–Early Carboniferous magmatism in SW Gondwana (27–32°LS): an example of geodynamic switching. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 107, 2575–2603. doi: 10.1007/s00531-018-1615-9
- Dahlquist, J.A., Alasino, P.H., Eby, G.N., Galindo, C., Casquet, C. (2010). Fault controlled Carboniferous A-type magmatism in the proto-Andean foreland (Sierras Pampeanas, Argentina): Geochemical constraints and petrogenesis. *Lithos*, 115(1-4), 65-81. doi: 10.1016/j.lithos.2009.11.006

- Dahlquist, J.A., Pankhurst, R.J., Gasching, R.M., Rapela, C.W., Casquet, C., Alasino, P.H., Baldo, E.G. (2013). Hf and Nd isotopes in Early Ordovician to Early Carboniferous granites as monitors of crustal growth in the Proto-Andean margin of Gondwana. *Gondwana Research*, 23(4), 1617-1630. doi: 10.1016/j.gr.2012.08.013
- Dahlquist, J.A., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Galindo, C., Alasino, P., Fanning, C.M., Baldo, E. (2008). New SHRIMP U-Pb data from the Famatina Complex: constraining Early-Mid Ordovician Famatinian magmatism in the Sierras Pampeanas, Argentina. *Geologica Acta*, 6(4), 319-333. doi: 10.1344/105.000000260
- Dahlquist, J.A., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Basei, M.A., Alasino, P.H., Saavedra, J., Da Costa Campos Neto, M. (2016). The Capilla del Monte pluton, Sierras de Córdoba, Argentina: the easternmost Early Carboniferous magmatism in the pre-Andean SW Gondwana margin. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 105, 1287-1305. doi: 10.1007/s00531-015-1249-0
- Dahlquist, J.A., Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Casquet, C., Fanning, C.M., Alasino, P., Baez, M. (2006). The San Blas Pluton: An example of Carboniferous plutonism in the Sierras Pampeanas, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 20(4), 341-350. doi: 10.1016/j.jsames.2005.08.006
- Dapeña, C., Panarello, H. (2011). Composición isotópica de las precipitaciones en el Noroeste Argentino. *Calidad y Contaminación de Agua Subterránea* (págs. 385-392). Salta, Argentina: VII Congreso Argentino de Hidrogeología y V Seminario Hispano-Latinoamericano Sobre Temas Actuales de la Hidrología Subterránea.
- Dávila, F.M. (2010). Dynamics of deformation and sedimentation in the northern Sierras Pampeanas: An integrated study of the Neogene Fiambalá Basin, Nw Argentina: Comment and Discussion. *GSA Bulletin*, 122(5/6), 946-949. doi:10.1130/B30133.1
- Dávila, F.M., Astini, R.A. (2007). Cenozoic provenance history of synorogenic conglomerates in western Argentina (Famatina Belt): implications for Central Andean foreland development. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 119, 609-622. doi:10.1130/B26111.1
- Dávila, F.M., Carter, A. (2013). Exhumation history of the Andean broken foreland revisited. *Geology* 41, 443-446. doi: <https://doi.org/10.1130/G33960.1>.
- DeBari, S. M. (1994). Petrogenesis of the Fiambalá Gabbroic Intrusion, Northwestern Argentina, a Deep Crustal Syntectonic Pluton in a Continental Magmatic Arc. *Journal of Petrology*, 35(3), 679-713. doi:10.1093/petrology/35.3.679
- Debon, F., Le Fort, P. (1983). A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences*. 73, 135-149.
- De La Hoz, M., Coniglio, J., Kirschbaum, A. (2014). El Granito Los Ratones como posible fuente de flúor en la formación de sistemas epitermales, Sierra de Fiambalá, Catamarca. *Serie correlación geológica*, 30(2), 77-91.

Referencias

- Deri, M., Ciccioli, P., Marensi, S. (2018). Depósitos de interacción fluvio-eólica de la Formación Tambería, cuenca de Fiambalá (Catamarca). In: XVI Reunión Argentina de Sedimentología. Asociación Argentina de Sedimentología. Río Negro, p. 107. Argentina.
- Deri, M., Ciccioli, P., Amidon, W., Marensi, S. (2019a). Estratigrafía y Edad Máxima de Depositación de la Formación Tambería en el Bolsón de Fiambalá, Catamarca. In: V Simposio del Mioceno Pleistoceno del Centro y Norte de Argentina, San Salvador de Jujuy. Libro de Resúmenes, Argentina, pp. 53–56.
- Deri, M., Ciccioli, P., Amidon, W., Marensi, S. (2019b). Procedencia a partir de edades U/ Pb y conteo de conglomerados de la Formación Tambería, Bolsón de Fiambalá, Catamarca. In: V Simposio del Mioceno Pleistoceno del Centro y Norte de Argentina. San Salvador de Jujuy. Libro de Resúmenes, Argentina, pp. 75–78.
- Deri, M., Ciccioli, P.L., Marensi, S. (2021a). Evolución Paleoambiental de la Formación Guanchín en el Bolsón de Fiambalá, Catamarca. In: VXII RAS (Reunión Argentina de Sedimentología) y VIII CLS (Congreso Latinoamericano de Sedimentología), Sedimentología, energía y ambiente. Explorando nuevos escenarios. Paraná, Argentina, vol. 29. Libro de Resúmenes.
- Deri, M., Ciccioli, P.L., Marensi, S. (2021b). Estratigrafía y Paleoambiente de la Formación Tambería en el Bolsón de Fiambalá, Catamarca. In: VXII RAS (Reunión Argentina de Sedimentología) y VIII CLS (Congreso Latinoamericano de Sedimentología). Sedimentología, energía y ambiente. Explorando nuevos escenarios. Paraná, Argentina, vol. 95. Libro de Resúmenes.
- Deri, M., Ciccioli, P., Marensi, S., Amidon, W. (2021c). Estratigrafía de la sucesión neógena en el Bolsón de Fiambalá, Sistema de Famatina, Catamarca, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 78(4).
- Dias, I.A., Cury, L.F., Titon, B.G., Athayde, G.B., Fedalto, G., da Rocha Santos, L., Soares, A.P., de Vasconcelos Müller Athayde, C., Manuela Bahniuk Rumbeslperger, A., 2020. The occurrence of authigenic clay minerals in alkaline saline lakes, pantanal wetland (nhecolandia region, Brazil). *Minerals* 10, 718. <https://doi.org/10.3390/min10080718>.
- Díaz, M., Marensi, S.A., Limarino, C.O., Schencman, L.J. (2019). Geoquímica de areniscas de la Formación Vinchina (Mioceno), La Rioja, Argentina: Implicancias sobre procedencia, clima y marco tectónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 76, 143-165.
- Dirección Provincial de Hidrología y Evaluación de Recursos Hídricos de la provincia de Catamarca. Secretaría de Recursos Hídricos. (2010). Relevamiento aguas subterráneas Abaucán-Colorado. Secretaría de Recursos Hídricos.
- Do Campo, M., Nieto, F., del Papa, C., Hongn, F. (2014). Syn- and post-sedimentary controls on clay mineral assemblages in a tectonically active basin, Andean Argentinean foreland. *Journal of South American Earth Sciences* 52, 43–56. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2013.12.008>.
- DoCampo, M., Bauluz, B., del Papa, C., White, T., Yuste, A., Mayayo, M.J. (2018). Evidence of cyclic climatic changes recorded in clay mineral assemblages from a continental Paleocene-eocene

- sequence, northwestern Argentina. *Sediment. Geol.* 368, 44–57. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2018.03.007>.
- DoCampo, M., del Papa, C., Nieto, F., Hongn, F., Petrinovic, I. (2010). Integrated analysis for constraining paleoclimatic and volcanic influences on clay-mineral assemblages in orogenic basins (Palaeogene Andean foreland, Northwestern Argentina). *Sediment. Geol.* 228, 98–112. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2010.01.002>.
- Dott, R.H. Jr., (1964). Wacke, Graywacke and Matrix--What Approach to Immature Sandstone Classification? *SEPM Journal of Sedimentary Research*, 34,625-632. doi:10.1306/74D71109-2B21-11D7-8648000102C1865D
- Drever, J.I. (1988). *The Geochemistry of Natural Waters*. Prentice Hall, Englewood Cliffs, New Jersey.
- Drever, J. (1997). *The Geochemistry of Natural Waters. Surface and Groundwater Environment*. Prentice Hall, New Jersey, 436 p.
- Durand, F., Aceñolaza, F. G. (1990). Caracteres biofaunísticos, paleoecológicos y paleogeográficos de la formación Puncoviscana (Precámbrico superior-Cámbrico inferior) del noroeste Argentino. *Serie Correlación Geológica*, 71-112.
- Echegoyen, C.V., Lecomte, K.L., Campodonico, V.A., Yaciuk, P.A., Jobbágy, E.G., Heider, G., Sepúlveda, L.D., Pasquini, A.I., De Micco, G., Bohé, A.E. (2021). Use of radon-222 to assess the groundwater inflow in a phreatic lake of a dune field (San Luis, Argentine). *Boletín Geológico y Minero*, 132, 99-106. doi: 10.21701/bolgeomin.132.1-2.010
- Ehrmann, W.U. (1998). Implications of late Eocene to early Miocene clay mineral assemblages in McMurdo Sound (Ross Sea, Antarctica) on paleoclimate and ice dynamics. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 139, 213–231. doi: [https://doi.org/10.1016/S0031-0182\(97\)00138-7](https://doi.org/10.1016/S0031-0182(97)00138-7).
- Emery, D., Myers, K.J., Young, R. (1990). Ancient subaerial exposure and freshwater leaching in sandstones. *Geology* 18, 1178–1181. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1990\)0182.3.CO](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1990)0182.3.CO).
- Escaloya, M., Ramé, G., Kraemer, P.E. (1996). Caracterización y significado tectónico de las fajas ultrabásicas de las Sierras Pampeanas de Córdoba. *XIII Congreso Geológico Argentino*, 3, págs. 421-438. Buenos Aires.
- Escayola, M.P., Van Staal, C.R., Davis, W. J. (2011). The age and tectonic setting of the Puncoviscana Formation in northwestern Argentina: An accretionary complex related to Early Cambrian closure of the Puncoviscana Ocean and accretion of the Arequipa-Antofalla block. *Journal of South American Earth Sciences*, 32(4), 438-459. doi: 10.1016/j.jsames.2011.04.013
- Fanning, C., Pankhurst, R., Rapela, C., Baldo, E., Casquet, C., Galindo, C. (2004). K-bentonites in the Argentine Precordillera contemporaneous with rhyolite volcanism in the Famatinian Arc. *Journal of the Geological Society of London* 161, 747–756. doi: <https://doi.org/10.1144/0016-764903-130>.

Referencias

- Faulds, J., Bouchor, M., Moeck, I., Oğuz, K. (2010). Characterizing structural controls of geothermal reservoirs in the Great Basin, USA, and Western Turkey: Developing successful exploration strategies in extended terranes. *World Geothermal Congress*, 11. <https://hal-brgm.archives-ouvertes.fr/hal-00495884>
- Fauqué, L., Caminos, R. (2006). Hoja geológica 2969-II, Tinogasta, provincias de La Rioja, Catamarca y San Juan. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Servicio Geológico Minera Argentino, Boletín 276, 139 pp. Buenos Aires.
- Filipovich, R., Chiodi, A., Báez, W., Ahumada, M.A., Ivernizzi, C., Taviani, S., Aldega, L., Tassi, F., Barrios, A., Corrado, S., Gropolli, G., Norini, G., Bigi, S., Garicchi, C., De Benedetti, A., De Astis, G., Becchio, R. Viramonte, J.G., Giordano, G. (2022). Structural analysis and fluid geochemistry as tools to assess the potential of the Tocomar geothermal system, Central Puna (Argentina). *Geothermics*, 98, 102297. doi: <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2021.102297>
- Fournier, R.O. (1977). Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. *Geothermics*, 5, 41-50. doi: [https://doi.org/10.1016/0375-6505\(77\)90007-4](https://doi.org/10.1016/0375-6505(77)90007-4)
- Fournier, R.O. (1979). A revised equation for the Na/K geothermometer. *Geothermal Resources Council Transaction*, 3, 221- 224.
- Fournier, R.O. (1982). Water geothermometers applied to geothermal energy. En: *Applications of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development* (F. D'Amore, Coordinador), UNITAR/UNDO centre on Small Energy Resources, Rome, Italy, 37-69.
- Fournier, R.O. (1989). Lectures on geochemical interpretation of hydrothermal waters. UNU Geothermal Training Programme. Reykjavík, Iceland. Report 10.
- Fournier, R.O., Truesdell, A.H. (1973). An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 37, 1255-1275. doi: [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(73\)90060-4](https://doi.org/10.1016/0016-7037(73)90060-4)
- Frost, B.R., Barnes, C.G., Collins, W.J., Arculus, R.J., Ellis, D.J., Frost, C.D. (2001). A geochemical classification for granitic rocks. *Journal of Petrology*. 42, 2033–2048.
- Furquim, S.A.C., Graham, R.C., Barbiero, L., de Queiroz Neto, J.P., Vall'es, V. (2008). Mineralogy and genesis of smectites in an alkaline-saline environment of Pantanal wetland, Brazil. *Clay Clay Miner.* 56, 579–595. doi: <https://doi.org/10.1346/ccmn.2008.0560511>.
- Gaillardet, J., Viers, J., Dupré, B. (2003). Trace Elements in River Waters. En: H.D. Holland, K.K. Turekian (Eds.), *Treatise on Geochemistry* (First ed.), Elsevier, Amsterdam. Pp. 2478-2524. doi: <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/05165-3>
- García, M.G., Lecomte, K.L., Stupar, Y., Formica, S.M., Barrionuevo, M., Vesco, M., Gallará, R., Ponce, R. (2012). Geochemistry and health aspects of F-rich mountainous streams and groundwaters from Sierras Pampeanas de Córdoba, Argentina. *Environ Earth Sci* 65:535–545. doi: <https://doi.org/10.1007/s12665-011-1006-z>

- García-Ramírez, C. A., Rey-León, V., Valencia, V. (2017). Ortoneises en la Franja Silos-Babega, Macizo de Santander, Colombia: evidencias de la orogenia famatiniana en los Andes del norte. *Andean Geology*, 44(3), 307-327. doi:10.5027/andgeoV44n3-a04
- García-Vindas, J.R. (2001). Estudio experimental del tiempo de disolución del Rn-222 en agua y algunas implicancias en la geología. *Revista Geológica de América Central*, 24, 87-92. doi: <https://doi.org/10.15517/rgac.v0i24.8547>
- García-Vindas, J.R., Fernández, E., Duarte, E., Malavassi, E. (2002). Radon concentration anomalies as possible precursors to pyroclastic flow events of Arenal volcano. *Geofísica Internacional*, 41, 475-481.
- García-Vindas, J.R., Luis, G., Loria, M., Ricardo Jiménez, D. (2000). Ejemplos de Anomalías de Radón 222 como precursoras de eventos sísmicos en Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 23, 87-96.
- Gaviria, S., Sarmiento, G., Sánchez, M. (2014). Minerales Arcillosos Marcadores de Procesos Termodinámicos en Niveles Lodolíticos del Cretáceo Inferior, Región de Ráquira, Boyacá, Cordillera Oriental de Colombia. *Geol. Colomb.* 37, 63–75 e-ISSN: 2357-3767.
- Garzón Valencia, G. (1997). Catálogo de Fuentes del Suroccidente Colombiano. Instituto Colombiano de Geología y Minería, Ministerio de Minas y Energía, República de Colombia. 198 pp.
- Giggenbach, W.F. (1986). Graphical techniques for the evaluation of water/rock equilibration conditions by use of Na, K, Mg and Ca contents of discharge waters. En: *Proc. 8th New Zealand Geothermal Workshop*, pp. 37-44.
- Giggenbach, W.F. (1988). Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-KMg-Ca geoindicators. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 52, 2749-2765. doi: [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(88\)90143-3](https://doi.org/10.1016/0016-7037(88)90143-3)
- Giggenbach, W. (1991). Chemical techniques in geothermal exploration. En F. D'Amore, *Application of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development* (págs. 119-144). Roma, Italia: UNITAR/UNDP Guidebook.
- Giggenbach, W.F., Sheppard, D.S., Robinson, B.W., Stewart, M.K., Lyon, G.L. (1994). Geochemical structure and position of the Waiotapu geothermal field, New Zealand. *Geothermics* 23, 599–644. doi: [https://doi.org/10.1016/0375-6505\(94\)90022-1](https://doi.org/10.1016/0375-6505(94)90022-1)
- Giordano, G., Ahumada, F., Aldega, L., Báez, W., Becchio, R., Bigi, S., Caricchi, C., Chiodi, A., Corrado, S., De Benedetti, A.A., Favetto, A., Filipovich, R., Fusari, A., Gropelli, G., Invernizzi, C., Mafucci, R., Norini, G., Pinton, A., Pomposiello, C., Tassi, F., Taviani, S. & Viramonte, J.G. (2016). Preliminary data on the structure and potential of the Tocomar geothermal field (Puna plateau, Argentina). *Energy Procedia* 97, 202-209.
- Gómez, H., Delle Chiaie, H. (1972). Correlación entre aguas superficiales y subterráneas de una cuenca. Bases para la aplicación de técnicas nucleares e isotópicas. Comisión Nacional de Energía Atómica dependiente de la Presidencia de La Nación. Gerencia de Energía. Buenos Aires, Argentina.

Referencias

- Gonfiantini, R. (1999). Investigating the hydrological cycle with environmental isotopes. *Actas II Simposio Sudamericano de Geología Isotópica*, Córdoba, Argentina, 12–16 de Septiembre de 1999. Pp. 537-547
- González, M. (2019). *Energía Geotérmica. Estado del Arte de la Tecnología de generación de energía eléctrica a partir de la geotermia*. Subsecretaría de Energías Renovables y Eficiencia Energética, Secretaría de Gobierno de Energía, Ministerio de Hacienda, Presidencia de la Nación. Argentina.
- González Bonorino, F. (1972). Descripción geológica de la Hoja 13c, Fiambalá, provincia de Catamarca. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 127*, 73.
- González Terán, D. (1991). Radón como señal para determinar fuentes geotérmicas. [Tesis]. Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Gottardi, G. (1989). The genesis of zeolites. *Eur. J. Mineral* 1, 479–488.
- Gourcy, L.L., Groening, M., Aggarwal, P.K. (2005). Stable oxygen and hydrogen isotopes in precipitation. En Aggarwal, P.K., Gat, J.R., Froehlich, K.F.O. (eds), *Isotopes in the Water Cycle: Past, Present and Future of a Developing Science*, 39-51.
- Gregori, D.A., Fernandez-Turiel, J.L., López-Soler, A., Petford, N. (1996). Geochemistry of upper palaeozoic-lower triassic granitoids of the central frontal cordillera (33 °10–33 °45), Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 9(1-2), 141-151. doi:10.1016/0895-9811(96)00034-X
- Grissom, G.C., Debari, S M., Snee, L.W. (1998). Geology of the Sierra de Fiambalá, northwestern Argentina: implications for Early Paleozoic Andean tectonics. (R. J. Pankhurst, Ed.) *The Proto-Andean Margin of Gondwana*, 142, 297-323. doi:10.1144/GSL.SP.1998.142.01.15
- Grosse, P., Söllner, F., Báez, M.A., Toselli, A.J., Rossi, J.N., De La Rosa, J.D. (2009). Lower Carboniferous post-orogenic granites in central-eastern Sierra de Velasco, Sierras Pampeanas, Argentina: U–Pb monazite geochronology, geochemistry and Sr–Nd isotopes. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 98, 1001-1025. doi:10.1007/s00531-007-0297-5
- Grosse, P., Guzmán, S., Petrinovic, I.A. (2017). Volcanes Compuestos Cenozoicos del Noroeste Argentino. In: Muruaga, C.M., Grosse, P. (Eds.), *Ciencias de la Tierra y Recursos Naturales del NOA. Relatorio del XX Congreso Geológico Argentino*. Tucumán, Argentina.
- Guidi F., Burgos J., Capuccino, S., Maidana, J.S. (1990). Depósitos uraníferos filonianos relacionados al basamento ígneo-metamórfico del área Los Ratones, Sierra de Fiambalá, provincia de Catamarca. 11° Congreso Geológico Argentino, *Actas 1*: 319-323, San Juan.
- Gutiérrez-Negrín, L.C.A., Quijano-León, J.L. (2004). Update of Geothermism in Mexico. *Geotermia*, 7, 21-30. ISSN: 0186-5897
- Gutiérrez-Negrín, L.C.A. (2019). Current status of geothermal-electric production in Mexico. En 2nd International Geothermal Conference. IOP Publishing: Earth and Environmental Science, 249, 012017. doi: 10.1088/1755-1315/249/1/012017

- Gutscher, M.A., Spakman, W., Bijwaard, H., Robert Engdahl, E. (2000). Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin. *Tectonics*, 19(5), 814-833. doi:10.1029/1999TC001152
- Güven, N. (1991). Smectites. In: Bailey, S.W. (Ed.), *Hydrous Phyllosilicates. Reviews in Mineralogy*, vol. 19. Mineralogical Society of America, pp. 497-559. H
- Hain, M.P., Strecker, M.R., Bookhagen, B., Alonso, R.N., Pingel, H., Schmitt, A.K. (2011). Neogene to Quaternary broken foreland formation and sedimentation dynamics in the Andes of NW Argentina (25° S). *Tectonics* 30: TC2006.
- Heit, B., Koulakov, I., Asch, G., Yuan, X., Kind, R., Alcocer-Rodríguez, I., Tawackoli, S., Wilke, H. (2008). More constraints to determine the seismic structure beneath the Central Andes at 21S using teleseismic tomography analysis. *Journal of South American Earth Sciences*, 25(1), 22-36. doi: 10.1016/j.sames.2007.08.009
- Helmig, R. (1997). *Multiphase Flow and Transport Processes in the Subsurface: A Contribution to the Modeling of Hydrosystems*, 1st edn., Springer, Berlin Heidelberg New York.
- Hem, J.D. (1985). *Study and interpretation of the chemical characteristics of natural waters*. 31 (Ed.), U.S. Geological Survey. Water/Supply 2254, 263 pp.
- Heredia, N., Rodríguez Fernández, R., Seggiaro, R.E., González, M.A. (1999). Estructuras de inversión tectónica en la Cordillera Oriental de los Andes, entre 23° y 24° S, Provincia de Jujuy, NO de Argentina. *Acta Geológica Hispánica*, 32(1-2), 93-101.
- Hernández, M.A., Schalamuk, I.B., González, N. (2013). La hidrogeología en la evaluación minera de salmueras de interés económico. En VIII Congreso Argentino de Hidrogeología y VI Seminario Latinoamericano sobre Termas Actuales de la Hidrología Subterránea. La Plata.
- Herrera Lameli, C. (2001). *Caracterización hidrogeoquímica del Macizo de Betancuria, Fuerteventura, Archipiélago de Canarias*. Barcelona: Tesi doctoral, UPC, Departament d'Enginyeria del Terreny, Cartogràfica i Geofísica. Obtenido de <http://hdl.handle.net/2117/93527>
- Herron, M.M. (1988). Geochemical Classification of Terrigenous Sands and Shales from Core or Log Data. *SEPM Journal of Sedimentary Research*, 58, 820-829. doi:10.1306/212F8E77-2B24-11D7-8648000102C1865D
- Hillier, S. (2000). Accurate quantitative analysis of clay and other minerals in sandstones by XRD: comparison of a Rietveld and a reference intensity ratio (RIR) method and the importance of sample preparation. *Clay Mineral* 35, 291-302. [https://doi.org/ 10.1180/000985500546666](https://doi.org/10.1180/000985500546666).
- Höckenreiner, M., Söllner, F., Miller, H. (2003). Dating the TIPA shear zone: an Early Devonian terrane boundary between the Famatinian and Pampean systems (NW Argentina). *Journal of South American Earth Sciences*, 16, 45-66. doi:10.1016/S0895-9811(03)00018-X

Referencias

- Hoke, G.D., Aranibar, J.N., Viale, M., Araneo, D.C., 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, 962-978. doi: 10.1002/ggge.20045
- Hongn, F., Ferreira, L., Morello, O., Rubinstein, N., Kirschbaum, A., Guidi, F., Anesa, J. (2010). Control Estructural sobre el Plutón Los Ratones y la Mineralización de Uranio en la Sierra de Fiambalá, Sierras Pampeanas, Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 67(4), 545-561.
- Hooper, R.P. (2003). Diagnostic tools for mixing models of stream water chemistry, *Water Resources Research*, 39, 1055. doi:10.1029/2002WR001528
- Hooper, R.P., Christophersen, N., Peters, N.E. (1990). Modelling streamwater chemistry as a mixture of soil-water end members-An application to the Panola Mountain watershed, GA, USA. *Journal of Hydrology*, 116, 231-343. doi: [https://doi.org/10.1016/0022-1694\(90\)90131-G](https://doi.org/10.1016/0022-1694(90)90131-G)
- Huenges, E. (2010). *Geothermal Energy Systems. Exploration, Development, and Utilization*. Verlag GmbH & Co. KGaA, Weinheim, Alemania. ISBN: 978-3-527-40831-3
- Husson, L., S. Moretti. (2002). Thermal regime of fold and thrust belts—An application to the Bolivian sub Andean zone, *Tectonophysics*, 345, 253–280. doi: 10.1016/S0040-1951(01)00216-5
- Iannizzotto, N.F., Rapela, C.W., Baldo, E.G., Galindo, C., Fanning, C.M., Pankhurst, R.J. (2013). The Sierra Norte-Ambargasta batholith: Late Ediacaran–Early Cambrian magmatism associated with Pampean transpressional tectonics. *J. S. Am. Earth Sci.*, 42, 127-143. doi: 10.1016/j.jsames.2012.07.009}
- Iijima, A. (1980). Geology of natural zeolites and zeolitic rocks. *Pure Appl. Chem.* 52, 2115–2130. doi: <https://doi.org/10.1351/pac198052092115>.
- Iijima, A. (1988). Chapter 3 diagenetic transformations of minerals as exemplified by zeolites and silica minerals-A Japanese view. *Dev. Sedimentol.* 43, 147–211. doi: [https://doi.org/10.1016/s0070-4571\(08\)70008-6](https://doi.org/10.1016/s0070-4571(08)70008-6).
- Irvine, T., Baragar, W. (1971). A guide to the chemical classification of common volcanic Rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8, 523- 548.
- Isacks, B.L. (1988). Uplift of the Central Andean Plateau and Bending of the Bolivian Orocline. *Journal of Geophysical*, 93(B4), 3211-3231. doi:10.1029/jb093ib04p03211
- James, D.E., Sacks, I.S. (1999). Cenozoic formation of the Central Andes: A geophysical perspective. In *Geology and Ore*. Society of Economic Geologists, Special Publication, 7, 1-25.
- Jordan, T.E., Allmendinger, R.W. (1986). The Sierras Pampeanas of Argentina: a modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation. *American Journal of Science*, 286(10), 737-764. doi:10.2475/ajs.286.10.737

- Jordan, T.E., Isacks, B.L., Allmendinger, R.W., Brewer, J.A., Ramos, V.A., Ando, C.J. (1983). Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate. *Geological Society of America Bulletin*, 94(3), 341-361. doi: 10.1130/0016-7606(1983)94<341:ATRTGO>2.0.CO;2
- Jordan, T.E., Schlunegger, F., Cardozo, N. (2001). Unsteady and spatially variable evolution of the Neogene Andean Bermejo foreland basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 14, 775-798. doi: 1.1016/S0895-9811(01)00072-4
- Karingithi, C. (2009). Chemical geothermometers for geothermal exploration. Short Course IV on Exploration for Geothermal Resources (Vol. 1). Lake Naivasha, Kenya: UNU-GTP and KenGen, GEOTHERMAL TRAINING PROGRAMME.
- Kay, R.W., Mahlburg Kay, S. (1993). Delamination and delamination magmatism. *Tectonophysics*, 209, 177-189. doi: [https://doi.org/10.1016/0040-1951\(93\)90295-U](https://doi.org/10.1016/0040-1951(93)90295-U)
- Kay, S.M., Coira, B.L. (2009). Shallowing and steepening subduction zones, continental lithospheric loss, magmatism, and crustal flow under the Central Andean Altiplano-Puna Plateau. *Geological Society of America Memoirs*, 204(0), 229-259. doi:10.1130/2009.1204(11)
- Kleiman, L.E., Japas, M.S. (2002). The lower Choiyoi volcanic sequence at 34°-35°30'S, San Rafael, Mendoza, Argentina: evidence of active plate convergence (resumen). *Pacific Margin of Gondwana XI, IGCP Symposium 436*. Christchurch, New Zealand.
- Kleiman, L.E., Japas, M.S. (2009). The Choiyoi volcanic province at 34°S–36°S (San Rafael, Mendoza, Argentina): Implications for the Late Palaeozoic evolution of the southwestern margin of Gondwana. *Tectonophysics*, 473(3-4), 283-299. doi: 10.1016/j.tecto.2009.02.046
- Kuo, T., Fan, K., Kuochen, H., Han, Y., Chu, H., Lee, Y. (2006). Anomalous decrease in groundwater radón before the Taiwan M6.8 Chengkung earthquake. *Journal of Environmental Radioactivity*, 88, 101-106. doi: 10.1016/j.jenvrad.2006.01.005
- Lamb, S., Davis, P. (2003). Cenozoic climate change as a possible cause for the rise of the Andes. *Nature*, 425, 792-797. doi:10.1038/nature02049
- Lara Minyety, C., García Santos, N.M. (2017). *Actividad Geotérmica de las Aguas Termales de tres Provincias del Suroeste de la República Dominicana: Génesis, Evolución y Propiedades Medicinales*. [Trabajo de Grado]. Universidad Nacional Pedro Henríquez Ureña, República Dominicana.
- Lamberti, M. C., Vigide, N., Venturi, S., Agosto, M., Yagupsky, D., Winocur, D., Barcelona, H., Velez, M.L., Cardellini, C., Tassi, F. (2019). Structural architecture releasing deep-sourced carbon dioxide diffuse degassing at the Caviahue–Copahue Volcanic Complex. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 374, 131-141. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.02.004>
- Larrovere, M.A., Suzaño, N., Ratschbacher, B.C., Sola, A., Alasino, P.H., Fuentes, M.G., Weinberg, R.F., Paterson, S.R., Becchio, R., Finch, M.A. (2017). Las fajas de cizalla dúctil del basamento ígneo-metamórfico del NOA. En C. Muruaga (Ed.), *Ciencias de la Tierra y*

Referencias

- Recursos Naturales del NOA (págs. 579-601). San Miguel de Tucumán: Relatorio del XX Congreso Geológico Argentino.
- Latelier, J.A., O'Sullivan, J., Reich, M., Veloso, E., Sánchez-Alfaro, P., Aravena, D., Muñoz, M., Morata, D. (2021). Reservoir architecture model and heat transfer modes in the El Tatio-La Torta geothermal system, Central Andes of northern Chile. *Geothermics*, 89, 101940. doi: <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2020.101940>
- Lecomte, K.L., Pasquini, A.I., Depetris, P.J. (2005). Mineral Weathering in a Semiarid Mountain River: Its assessment through PHREEQC inverse modeling. *Aquatic Geochemistry* 11, 173-194. doi: <https://doi.org/10.1007/s10498-004-3523-9>
- Leiva, A., Del Moral, D., Falcón, C.M., Moreno, G.G., Combina, A.M. (2017). Manifestaciones hidrotermales de la provincia de La Rioja. In C. M. Muruaga & P. Grosse (Eds.), *Ciencias de la tierra y recursos naturales del NOA: relatorio XX Congreso Geológico Argentino*, San Miguel de Tucumán, 7 al 11 agosto de 2017 (pp. 1168-1191). Asociación Geológica Argentina.
- Limarino, C., Net, L., Gutierrez, P., Barreda, V., Caselli, A., Ballent, S. (2000). Lithostratigraphical definition of the Ciénaga del Rio Huaco Formation (Cretaceous), Precordillera central, San Juan, Argentina. *Rev. Asoc. Geol. Argent.* 55, 83-99. Available from: https://bibliotecadigital.exactas.uba.ar/collection/paper/document/paper_00044822_v55_n1-2_p83_Limarino.
- Limarino, C.O., Spalletti, L.A., Colombo Piñol, F. (2015). Microfábricas de areniscas eólicas de la Formación de la Cuesta (Pérmico), Sierra de Narváez, provincia de Catamarca, República Argentina. *Lat. Am. J. Sedimentol. Basin Anal.* 22, 83-108.
- Llambías, E. (1999). Las rocas ígneas gondwánicas. I. El magmatismo gondwánico durante el Paleozoico superior - Triásico. En R. Caminos, *Geología Argentina (Vol. Anales 29 (14))*, págs. 349-376). Buenos Aires: Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR.
- Llambías, E.J., Sato, A.M. (1995). El batolito de Colangüil: transición entre orogénesis y anorogénesis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50(1-4), 111-131.
- Llamasa Ardilla, O. (2023). Los 10 principales países geotérmicos en capacidad de generación de energía (MW) según ThinkGeoEnergy 2022. *Piensa en Geotermia*. <https://www.piensageotermia.com/los-10-principales-paises-geotermicos-en-capacidad-de-generacion-de-energia-mw-segun-thinkgeoenergy-2022/>
- López-Gamundi, O.R., Espejo, I.S., Conaghan, P.J., Powell, C.M., Veevers, J.J. (1994). Southern South America. *Memoir of the Geological Society of America*, 281-329. doi: 10.1130/MEM184-p281
- Lund, J.W., Toth, A.N. (2021). Direct utilization of geothermal energy 2020 worldwide review. *Geothermics*, 90, 101915. doi: <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2020.101915>
- Mariño, E.E., García, R.F. (2018). Apuntes sobre aplicaciones ambientales de la hidrogeoquímica. Plan Nacional Federal de Aguas Subterráneas. Proyecto de Investigación y Desarrollo

- 075/2011 “Comportamiento y evolución espacio-temporal del arsénico en aguas subterráneas de la República Argentina”. Secretaría de Infraestructura y Política Hídrica. Consejo Hídrico Federal. Universidad Nacional de La Pampa. Universidad Nacional del Centro de la provincia de Buenos Aires. 65 pp.
- Marrero Díaz, R. (2010). Modelo Hidrogeoquímico del Acuífero de Las Cañadas del Teide, Tenerife, Islas Canarias. Tesis Doctoral. Universitat Politècnica de Catalunya.
- Marrett, R., Allmendinger, R., Alonso, R., Drake, R. (1994). Late Cenozoic tectonic evolution of the Puna Plateau and adjacent foreland, northwestern Argentine Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 7, 179-207. doi: [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(94\)90007-8](https://doi.org/10.1016/0895-9811(94)90007-8)
- Martín, A., Palazzo, R. (2007). Procesos tectónicos y su relación con los acuíferos hidrotermales del centro-oeste de la provincia de Santiago del Estero (Parte I). V Congreso Argentino de Hidrología, Paraná, Entre Ríos.
- Martínez, J.O., Campodonico, V.A., Fórmica, S.M., Depetris, P.J. (2018). Weathering assessment in the Achala Batholith of the Sierra de Comechingones, Córdoba, Central Argentina. III: appraising chemical weathering. *Environmental Earth Science* 77: Art. 242.
- Martínez Henao, M., Rúa Hidalgo, L.F., Cifuentes Lozada, J.D., Molina Buriticá, N.G. (2018). The Geysers geothermal plant. *Fragua 11*, 13-26. ISSN (en línea) 2027-0305.
- Martino, R., Kraemer, P., Escayola, M., Giambastiani, M., Arnosio, M. (1995). Transecta de las Sierras Pampeanas de Córdoba a los 32° S. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50(1-4), 60-77.
- Martinod, J., Husson, L., Roperch, P., Guillaume, B., & Espurt, N. (2010). Horizontal subduction zones, convergence velocity and the building of the Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 209(3-4), 299-309. doi: 10.1016/j.epsl.2010.09.010
- Masum, M., Akbar, Md.A. (2019) The Pacific Ring of Fire is Working as a Home Country of Geothermal Resources in the World. En 2nd International Geothermal Conference. IOP Publishing, *Earth and Environmental Science*, 249, 012020. doi: 10.1088/1755-1315/249/1/012020
- Mas, A., Guisseau, D., Patrier Mas, P., Beaufort, D., Genter, A., Sanjuan, B., Girard, J.P. (2006) Clay minerals related to the hydrothermal activity of the Bouillante geothermal field (Guadeloupe). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 158, 380-400. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2006.07.010>
- Mas, L.C., Mas, G.R. (2015). Geothermal energy development at Copahue volcano. En *Copahue Volcano*, Springer, Berlin, Heidelberg. Pp 257-271. doi: 10.1007/978-3-662-48005-2_11
- Mayayo, M.J., Bauluz, B., Lopez, J.G. (2000). Variations in the chemistry of smectites from the calatayud basin (NE Spain). *Clay Miner.* 35, 365–374. doi: <https://doi.org/10.1180/000985500546837>.

Referencias

- Maydagán, L., Franchini, M., Impiccini, A., Lents, D., Patrier, P., Beaufort, D. (2018). Chlorite, White mica and clay minerals as proximity indicators to ore in the shallow porphyry environment of Quebrada de la Mina deposit, Argentina. *Ore Geology Reviews*, 92, 297-317. doi: <https://doi.org/10.1016/j.oregeorev.2017.11.028>
- Maza, S.N., Collo, G., Morata, D., Lizana, C., Camus, E., Taussi, M., Renzulli, A., Mattioli, M., Godoy, B., Alvear, B., Pizarro, M., Ramírez, C., Rivera, G. (2018) Clay mineral associations in the clay cap from the Cerro Pabellón blind geothermal system, Andean Cordillera, Northern Chile. *Clay Minerals Journal of Fine Particle Science*, 54, 117-141. doi: 10.1180/clm.2018.9.
- Maza, S.N., Collo, G., Morata, D., Taussi, M., Vidal, J., Mattioli, M., Renzulli, A. (2021). Active and fossil hydrothermal zones of the Apacheta volcano: Insights for the Cerro Pabellón hidden geothermal system (Northern Chile). *Geothermics*, 96, 102206. doi: <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2021.102206>
- Melnick, D., Folguera, A., Ramos, V.A. (2006). Structural control on arc volcanism: The Caviahue-Copahue complex, Central to Patagonian Andes transition (38°S). *Journal of South American Earth Sciences* 22, 66-88. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2006.08.008>
- Meunier, A. (2005). *Clays*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Miyashiro, A. (1974). Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. *American Journal of Science*, 274, 321-355.
- Moeck, I.S. (2014). Catalog of geothermal play types based on geologic controls. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 37, 867-882. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.rser.2014.05.032>
- Mon, R., Hongn, F. (1991). The structure of the Precambrian and Lower Paleozoic basement of the Central Andes between 22° and 32° S. *Geologische Rundschau*, 80, 745-758. doi: <https://doi.org/10.1007/BF01803699>
- Montero-López, M.C., Hong, F., Brod, J.A., Seggiaro, R., Marrett, R., Sudo, M. (2010). Magmatismo ácido del Mioceno Superior-Cuaternario en el área de Cerro-Blanco-La Hoyada, Puna Sur. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 67, 329-348.
- Moon, S., Huh, Y., Qin, J., Pho, N. (2007). Chemical weathering in the Hong (Red) River basin: Rates of silicate weathering and their controlling factors. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 71, 1411–1430. doi: <https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.12.004>
- Moore, D.M., Reynolds Jr, R.C. (1997). *X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals*. Second edition. Oxford University Press (OUP). ISBN: 0-19-508713-5
- Morata D., Aravena, D., Lahsen, A., Muñoz, M. Valdenegro, P. (2021). Chile Up-Date: The First Sout American Geothermal Power Plant After One Century of Exploration. En *Proceedings World Geothermal Congress 2020+1*, Reykjavik, Icelan, Abril-Octubre, 2021.

- Morello, O. (1990). Estudio mineralógico sobre muestras de la Manifestación Las Termas-Fiambalá, Dpto. Tinogasta. Provincia de Catamarca. DEE 30-90: Informe Interno Comisión Nacional de Energía Atómica (inédito).
- Morello, O., Rubinstein, N. (2002). Controles de la mineralización de uranio del depósito Las Termas, Catamarca, Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 1, págs. 307-308. El Calafate.
- Morello O., Rubinstein N., Burgos J. (1996). Nuevos avances sobre la metalogénesis de la Manifestación Las Termas-Fiambalá, Argentina. 3° Reunión de Mineralogía y Metalogenia, Actas: 153-156, La Plata.
- Morello, O., Rubinstein, N.A., Hongn, F.D., Ferreira, L., Anesa, J., Arias, A. (2011). Modelo Metaloénico del Yacimiento de Uranio Las Termas-Fiambalá, Catamarca, Argentina. Boletín Geológico y Minero, 122(3), 325-331.
- Moreno, G.G. (n.d.). Estudios Hidrogeotermales en el Área de Santa Teresita, La Rioja, Argentina. [Trabajo Final]. Inédito. Universidad Nacional de La Rioja (inédito).
- Mortensen, A.K., Axelsson, G. (2013). Developing a conceptual model of a Geothermal System. *Short Course on Conceptual Modelling of Geothermal Systems*, 1-10.
- Mpodozis, C., Kay, S.M. (1992). Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: Evidence from Chilean Frontal Cordilleran batholiths (28°S to 31°S). *GSA Bulletin*, 104(8), 999-1014. doi:10.1130/0016-7606(1992)104<0999:LPTTEO>2.3.CO;2
- Mulcahy, S.R., Vervoort, J.D., Renne, P.R. (2014). Dating subduction-zone metamorphism with combined garnet and lawsonite Lu–Hf geochronology. *Journal of Metamorphic Geology*, 32(5), 515-533. doi:10.1111/jmg.12092
- Muñoz Morales, M., Hurtado Arroyo, N., Micco, E. (2022). Usos de la geotermia y sus aplicaciones en Chile: estabilidad energética y aire limpio. En Ibarra, C., Vargas Pereyra, S., Morata D. (editores), *Geotermia en Chile: un siglo de historia para un desarrollo sustentable*. Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (CEGA), ISBN: 978-956-410-638-0.
- Niz, A., Savio, M., Oviedo, J., Iramain, S., Lamas, C., Moreno, R. (2014). Caracterización geológica y geomorfológica del Valle de Tinogasta y el Bolsón de Fiambalá. Atlas de Catamarca, Gobierno de la provincia de Catamarca.
- Orozco, P.G., Astini, R.A., Presa, J.M., Alvarado, P., Venerdini, A., Rivas, C., Pérez Luján, S., Ortiz, G., Peralta, Y., Saez, M. (2021). The La Laja spring system in the Argentine Precordillera: A conceptual model based on geochemical and isotopic data. *Journal of South American Earth Sciences*. 109, 103241. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103241>
- Ortiz, E., Niz, A., Savio, M., Lamas, C. (2020). Risk Analysis Due to the Variation of Chemical Parameters Induced by Lithology. Fiambalá, Chaschuil River, Catamarca, Argentina. En M. Collantes, L. Perucca, A. Niz, & J. Rabassa, *Advances in Geomorphology and Quaternary Studies in Argentina*. Springer Earth System Sciences. Springer, Cham. doi:https://doi.org/10.1007/978-3-030-22621-3_9

Referencias

- Ostera, H., Laprida, C., Dapeña, C., Ratto, N. (2005). Caracterización hidroquímica e isotópica preliminar de aguas superficiales, Departamento Tinogasta, Catamarca, Argentina. Proxy paleoclimático. Actas del XV Congreso Geológico Argentino, (págs. 711-716). La Plata.
- Page, R.F.N., Page, S., Viruel de Ramirez, M., 1992. El basamento de la sierra de Fiambal' a, provincia de Catamarca. Revista de la Asociación Geológica Argentina 47, 373-388.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W. (1998). The proto-Andean margin of Gondwana: an introduction. In: Pankhurst, R. J. & Rapela, C. W. (eds) The Proto-Andean Margin of Gondwana. Geological Society, London. Special Publication., 142, 1-9. doi:10.1144/GSL.SP.1998.142.01.01
- Pankhurst, R. J., Rapela, C. W., Fanning, C. M., Márquez, M. (2006). Gondwana continental collision and the origin of Patagonia. Earth-Science Reviews, 76(3-4), 235-257. doi: 10.1016/j.earscirev.2006.02.001
- Paoli, H. (2002). Recursos Hídricos de la Puna, Valles y Bolsones Áridos del Noroeste Argentino. Instituto Nacional de Tecnología Agropecuaria, pp 162,163.
- Peccerilo, A., Taylor, S. (1976). Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, Northern Turkey. Contribution of the Mineral Petrology. 58, 63-81.
- Pechuan, S.N., Godoy, L.B., Nacif, S., Álvarez, O., Correa-Otto, S., Giménez, M. (2020). Análisis geofísico de la región del volcán Copahue y zonas aledañas. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 77, 207-219.
- Pepin, J., Person, M., Phillips, F., Kelley, S., Timmons, S., Owens, L., Witcher, J., Gable, C. (2017). Deep fluid circulation within crystalline basement rocks and the role of hydrologic windows in the formation of the Truth or Consequences, New Mexico low-temperature geothermal system. En: Gleeson, T., Ingebritse, S., Crustal Permeability. Pp. 155-173. doi: <https://doi.org/10.1002/9781119166573.ch14>
- Peralta Arnold, Y., Cabassi, J., Tassi, F., Caffè, P.J., Vaselli, O. (2017). Fluid geochemistry of a deep-seated geothermal resource in the Puna plateau (Jujuy Province, Argentina). Journal of Volcanology and Geothermal Research, 338, 121-134. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.03.030>
- Perez-Martínez, I., Villanueva-Estrada, R.E., Rodríguez-Díaz, A., Canet, C., García, R., Ramos-Leal, J.A., García, D., Cambrón, J.F. (2021) Diffuse gases in soil of Araró-Simirao geothermal system, Michoacán, México. Andean Geology 48 (3), 496-513. doi: 10.5027/andgeoV48n3-3327
- Pesce, A.H., Miranda, F. (2003). Catálogo de Manifestaciones Termales de la República Argentina. Provincias de Jujuy, Salta, Catamarca, Tucumán, Santiago del Estero, La Rioja y San Juan (Vol. I). Buenos Aires: Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Naturales.
- Peters, N.E., Shanley, J.B., Aulenbach, B.T., Webb, R.M., Campbell, D.H., Hunt, R., Larsen, M.C., Stallard, R.F., Troester, J., Walker, J.F. (2006). Water and solute mass balance of five small,

- relatively undisturbed watersheds in the U.S. *Science of the Total Environment* 358, 221-242. doi: <https://doi.org/10.1016/j.scitotenv.2005.04.044>
- Pingel, H., Strecker, M.R., Alonso, R. y Schmitt, A.K. (2013). Neotectonic basin and landscape evolution in the Eastern Cordillera of NW Argentina, Humahuaca basin (~24°S). *Basin Research* 25: 1-20. Pingel, H., Alonso, R., Mulch, A., Rohrmann, A., Sudo, M. y Strecker, M.R. 2014. Pliocene orographic barrier uplift in the Southern Central Andes. *Geology* 42: 691-694.
- Piper, A. (1944). A graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analyses. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 25, 914-928. doi: <https://doi.org/10.1029/TR025i006p00914>
- Plummer, L.N., Busby, J.F., Lee, R.W., Hanshaw, L.B. (1990). Geochemical Modeling of the Madison Aquifer in Parts of Montana, Wyoming, and South Dakota. *Water Resources Research*, 26, 1981-2010. doi: <https://doi.org/10.1029/WR026i009p01981>
- Porras, A.F., Parrado, G.A., Peña, M.L. (2018). Implementación de la metodología para la determinación de isótopos estables de $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ mediante espectrometría Off Axis ICOS. *Revista Investigaciones y Aplicaciones Nucleares*, 2, 75-81. doi: <https://doi.org/10.32685/2590-7468/invapnuclear.2.2018.50>
- Powell, T., Cumming, W. (2010). Spreadsheets for geothermal water and gas geochemistry. *Proceedings, Thirty-Fifth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering* (págs. 4-6). Stanford, California: Stanford University.
- Pueyo, J.J. (1991). Génesis de formaciones evaporíticas: modelos andinos e ibéricos (Vol. 2). Publicacions Universitat Barcelona.
- Puma Enriquez, Y., López Abanto, W., Mamani Laura, Y., Lozano Flores, D., Nuñez Muñoz, J.A. (2021). Uso de software libre y de código abierto para la identificación de lineamientos estructurales y realce de estructuras geológicas. *Revista del Instituto de investigación de la Facultad de minas, metalurgia y ciencias geográficas*, 24(48), 253-264. doi: <https://doi.org/10.15381/iigeo.v24i48.20414>
- Ramos, V. (1988). The tectonics of the Central Andes: 30° to 33°S latitude. En S. P. Clark, *Processes in continental lithospheric deformation* (Vol. 218, págs. 31-54). Geological Society of America Special Paper.
- Ramos, V.A. (1999). Evolución Tectónica de la Argentina. En R. Caminos, *Geología Argentina* (págs. 715-748). Buenos Aires: Instituto de Geología y Recursos Minerales.
- Ramos, V.A. (2004). Cuyania, an Exotic Block to Gondwana: Review of a Historical Success and the Present Problems. *Gondwana Research*, 7(4), 1009-1026. doi:10.1016/S1342-937X(05)71081-9
- Ramos, V.A. (2009). Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle. *Geological Society of America Memoirs*, 204(0), 31-65. doi:10.1130/2009.1204(02)

Referencias

- Ramos, V.A., Cristallini, E.O., Pérez, D.J. (2002). The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences*, 15(1), 59-78. doi:10.1016/S0895-9811(02)00006-
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, E., Galindo, C. (1998). Early evolution of the Proto-Andean margin of South America. 26(8), 707-703. doi:10.1130/0091-7613(1998)026<0707:EEOTPA>2.3.CO;2
- Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Dahlquist, J.A., Fanning, C.M., Baldo, E.G., Basel, M. A. (2018). A review of the Famatinian Ordovician magmatism in southern South America: evidence of lithosphere reworking and continental subduction in the early proto-Andean margin of Gondwana. *Earth-Science Reviews*, 187, 259-285. doi:10.1016/j.earscirev.2018.10.006
- Rapela, C., Llambías, E. (1999). El magmatismo Gondwánico y los ciclos Fanerozoicos. En R. Caminos, *Geología Argentina* (págs. 373-376). Buenos Aires: Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR.
- Reed, M., Spycher, N. (1984). Calculation of pH and mineral equilibria in hydrothermal waters with application to geothermometry and studies of boiling and dilution. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 48, 1479-1492. doi: [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(84\)90404-6](https://doi.org/10.1016/0016-7037(84)90404-6)
- Reinoso Carbonell, V.V., Collo, G., Alasino, P.H., Wunderlin, C.A., Ciccioli, P.L., Rocher, S. (2021). Reconstrucción paleoambiental y diagenética a partir de asociaciones de Minerales de Arcilla en la cuenca de Fiambalá, noroeste de Argentina. En: XVII Reunión Argentina de Sedimentología y VIII Congreso Latinoamericano de Sedimentología. Asociación Argentina de Sedimentología. Paraná, Argentina, p. 79.
- Reynolds, J.H. (1987). Chronology of Neogene Tectonics in Western Argentina (27°–33°S) Based on the Magnetic Polarity Stratigraphy of Foreland Basin Sediments. Ph.D. thesis, Cornell University.
- Reynolds Jr., R.C., Reynolds III, R.C. (1996). *NEWMOD for Windows. The Calculation of One-Dimensional X-Ray Diffraction Patterns of Mixed-Layered Clay Minerals*, vol. 8. 8 Brook Road, Hanover New Hampshire, 03755.
- Rivera Delgado, D., Díaz López, F.J., Carrillo González, G. (2021). Transición energética, innovación y usos directos de energía geotérmica en México: un análisis de modelado matemático. *Problemas del Desarrollo, Revista Latinoamericana de Economía*, 52, 115-141. doi: <https://doi.org/10.22201/iiec.20078951e.2021.206.69713>
- Rocher, S., Vallecillo, G., Castro de Machuca, B., Alasino, P. (2015). El Grupo Choiyoi (Pérmico temprano-medio) en la Cordillera Frontal de Calingasta, San Juan, Argentina: volcanismo de arco asociado a extensión. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 32(3), 415-432.
- Rodríguez, R., Olmos, R., Payes, J. (2014). Medición de Gas Radón (Rn²²²) en aguas termales del Cerro Pacho, Caldera Coatepeque, El Salvador. *Revista Geológica de América Central*, 50, 71-82. ISSN: 0256-7024.

- Rohrman, A., Strecker, M.R., Bookhagen, B., Mulch, A., Sachse, D., Pingel, H., Alonso, R.N., Schildgen, T.F., Montero, C. (2014). Can stable isotopes ride out the storms? The role of convection for water isotopes in models, records, and paleoaltimetry studies in the central Andes. *Earth and Planetary Science Letters*, 407, 187-195. doi: <http://dx.doi.org/10.1016/j.epsl.2014.09.021>
- Rubinstein, N., Morello, O., Burgos, J. (2001). El yacimiento de uranio Las Termas, Catamarca, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 56, 91-98.
- Rubiolo, D., Cisterna, C., Villeneuve, M., Hickson, C. (2002) Edad U/Pb del Granito de Las Angosturas en la sirra de Narváez (Sistema de Famatina, provincia de Catamarca). *Actas del XV Congreso Geológico Argentino*. El Calafate, Santa Cruz, Argentina.
- Rubiolo, D., Martínez, L., Pereyra, F. (2003). Hoja geológica 2769-IV Fiambalá, provincias de Catamarca y La Rioja. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. *Boletín N° 364*, 78 pp. Buenos Aires.
- R.O., F. (1989). Geochemistry and Dynamics of the Yellowstone National Park Hydrothermal System. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 17, 13-53.
- Safipour, R., Carrapa, B., DeCelles, P. G., Thomson, S. N. (2015). Exhumation of the Precordillera and northern Sierras Pampeanas and along-strike correlation of the Andean orogenic front, northwestern Argentina. *Geological Society of America Memoir* 212. doi:10.1130/2015.1212(10)
- Schoenbohm, L.M., Carrapa, B., McPherson, H.M., Pratt, J.R., Reyes-Bywater, S., Mortimer, E. (2015). Climate and tectonics along the southern margin of the Puna Plateau, NW Argentina: origin of the late Cenozoic Punaschotter conglomerates. En: DeCelles, P.G., Ducea, M.N., Carrapa, B., Kapp, P.A. (Eds.), *Geodynamics of a Cordilleran Orogenic System: The Central Andes of Argentina and Northern Chile*, 212. Geological Society of America, *Memoirs*, Colorado, pp. 251–260.
- Seggiaro, R.E., Bulnes, M., Poblet, J., Aguilera, N.G., Rodríguez-Fernández, L.R., Heredia, N., Alonso, J.L. (2010) Paleozoic to present-day kinematic evolution of the frontal part of the Andes between parallels 23° and ° S (Jujuy province, Argentina). *Trabajos de Geología*, 30, 214-220.
- Seggiaro, R.E., Hongn, F.D., Castillo, A., Pereyra, F.X., Villegas, D.C., Martínez, L., González, O.E. (2006). Hoja geológica 2769-II Paso San Francisco, Provincia de Catamarca. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. *Boletín* 294, 62 p. Buenos Aires.
- Sheppard, R.A., Hay, R.L. (2001). Formation of zeolites in open hydrologic systems. *Rev. Mineral. Geochem.* 45, 261–275. doi: <https://doi.org/10.2138/rmg.2001.45.8>.
- Siegesmund, S., Steenken, A., López de Luchi, M. G., Wemmer, K., Hoffmann, A., Mosch, S. (2004). The Las Chacras-Potrerrillos batholith (Pampean Ranges, Argentina): structural evidence, emplacement and timing of the intrusion. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)*, 93, 23-43. doi:10.1007/s00531-003-0363-6

Referencias

- Solís Salguero, Meneses Rioseco, E. (2020). Identification of Magmatic Intrusions Through Integrated Geophysical Methods. A Contribution for a Sustainable Geothermal Energy Development: Borinquen Geothermal Project – Central America Case Study. En Proceeding World Geothermal Congress, Reykjavik, Iceland, 26 de Abril a 2 de Mayo de 2020.
- Środoń, J. (2007). Illitization of smectite and history of sedimentary basins. In: Proceedings of the 11th EUROCLAY Conference. Portugal, Aveiro, pp. 74–82.
- Stevens Goddard, A.L., Carrapa, B. (2018). Using basin thermal history to evaluate the role of Miocene-Pliocene flat-slab subduction in the southern Central Andes (27° S30° S). *Basin Res.* 30, 564–585. <https://doi.org/10.1111/bre.12265>.
- Stimac, J., Goff, F., Goff, C.J. (2015). Intrusion-Related Geothermal Systems. En: Sigurdsson, H. (ed.), *The Encyclopedia of Volcanoes (Second Edition)*, Academic Press, pp. 799-822. doi: <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-385938-9.00046-8>.
- Tabutt, K.T. (1986). *Fission Track Chronology of Foreland Basins in the Eastern Andes: Magmatic and Tectonic Implications*. [thesis, M.S.] Cornell University.
- Tálamo, E., Segura, L.A., Vilches, F. (2017). Manifestaciones hidrotermales de la provincia de Catamarca. En C. M. Muruaga y P. Grosse (Eds.), *Ciencias de la tierra y recursos naturales del NOA: relatorio XX Congreso Geológico Argentino*, San Miguel de Tucumán, 7 al 11 agosto de 2017 (pp. 1149-1167). Asociación Geológica Argentina. ISBN 978-987-42-6666-8
- Thomas, W. A., Astini, R. A. (1996). The Argentine Precordillera: A Traveler from the Ouachita Embayment of North American Laurentia. *Science*, 273(5276), 752-757. doi: [10.1126/science.273.5276.752](https://doi.org/10.1126/science.273.5276.752)
- Torgensen, T., Benoit, J., Mackie, D. (1991). Controls on groundwater Rn-222 concentrations in fractured rock. *Geophysical Research Letters*, 17, 845-848. doi: <https://doi.org/10.1029/GL017i006p00845>
- Torres, C., Bucich, N., García Perón, E., Gianni, R., Luna, P. (2013). Estudio Hidrogeológico en la Cuenca Abaucán–Colorado–Salado. VIII Congreso Argentino de Hidrogeología y VI Seminario Latinoamericano sobre Temas Actuales de la Hidrología Subterránea, (págs. 170-177). La Plata.
- Torrez-Ruiz, J., López-Galindo, A., González-López, J.M., Delgado, A. (1994). Geochemistry of Spanish sepiolite-palygorskite deposits: genetic considerations based on trace elements and isotopes. *Chem. Geol.* 112, 221–245. doi: [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)90026-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)90026-4).
- Toselli, A., Saavedra, J., Pelliteró, E., Rossi de Toselli, J., Aceñolaza, F., Medina, M. (1990). Geoquímica y Petrogénesis del Volcanismo Ordovícico de la Formación de Las Planchadas, Sistema de Famatina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 45, 313-322.
- Tóth, J. (2000). Las aguas subterráneas como agente geológico: causas, procesos y manifestaciones. *Boletín Geológico y Minero*, 111-4, 29-26. ISSN 0366-0176.

- Truesdell, A.H. (1976). Summary of section III, Geochemical techniques in exploration. In: Proceedings of the Second United Nations Symposium on the development and use of geothermal resources. San Francisco, p. liii-lxiii.
- Turner, J.C.M. (1967). Descripción geológica de la hoja Chaschuil, 13b, vol. 106. Instituto Nacional de Geología y Minería, Boletín.
- Urán, G.M., Pasquini, A.I., Giampaoli, V., Larrovere, M.A., Cortés Montiel, M.F., Pautasso, R.E. (2022). Hydrochemistry of mountain rivers in the Sierra de Velasco, La Rioja, Argentina: implications on dental fluorosis through statistical modeling. *Sustainable Water Resources Management*, 8:167. doi: <https://doi.org/10.1007/s40899-022-00745-7>
- Valero Garcés, B., Ratto, N. Barrio, R. D., Llambias, E., Etcheverry, R., Caballé, M. (2005). Registros Lacustres Holochénicos en la Puna de Chaschuil y el Bolsón de Fiambalá (Dpto. Tinogasta, Catamarca): resultados preliminares. *Actas del XVI Congreso Geológico Argentino (Vol. 4, pp. 163-170)*.
- Van Olphen, H., Fripiar, J.J. (1981). Data handbook for clay materials and other non-metallic minerals. *Soil Sci.* 131. doi: <https://doi.org/10.1097/00010694-198101000-00013>.
- Van Staal, C. R., Vujovich, G. I., Currie, K. L., Naipauer, M. (2001). An Alpine-style Ordovician collision complex in the Sierra de Pie de Palo, Argentina: Record of subduction of Cuyania beneath the Famatina arc. *Journal of Structural Geology*, 33(3), 343-361. doi: 10.1016/j.jsg.2010.10.011
- Vargas Aranibar, A., Niederle, H. (2010). Relevamiento de la Disponibilidad de Recursos Hídricos Superficiales de: Cuanca Salar de Pipanaco, Cuenca Abaucán – Colorado – Salado, Cuencas Faldeo Oriental del Ancasti. Convenio INA – Gobierno de la Provincia de Catamarca.
- Velde, B., Meunier, A. (2008). *The Origin of Clay Minerals in Soils and Weathered Rocks*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, e-, ISBN 978-3-540-75634-7.
- Villaseca, C., Barbero, L., Herreros, V. (1998). A re-examination of the typology of peraluminous granite types in intracontinental orogenic belts. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences*, 89, 113-119
- Von Gosen, W., & Prozzi, C. (2010). Pampean deformation in the Sierra Norte de Córdoba, Argentina: Implications for the collisional history at the western pre-Andean Gondwana margin. *Tectonics*, 29(2), 1-33. doi: 10.1029/2009TC002580
- Von Gosen, W., McClelland, W. C., Loske, W., Martínez, J. C., Prozzi, C. (2014). Geochronology of igneous rocks in the Sierra Norte de Córdoba (Argentina): Implications for the Pampean evolution at the western Gondwana margin. *Lithosphere*, 6(4), 277-300. doi: 10.1130/L344.1
- Warr, L.N. (2021). IMA–CNMNC approved mineral symbols. *Mineralogical Magazine*, 85, 291-320. doi: 10.1180/mgm.2021.43
- Welton, J.E. (1984). *SEM Petrology Atlas*. The American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma.

Referencias

- Wenk, H.R., Voltolini, M., Mazurek, M., Van Loon, L.R., Vinsot, A. (2008). Preferred orientations and anisotropy in shales: Callovo-Oxfordian Shale (France) and Opalinus Clay (Switzerland). *Clays and Clay Minerals*, 56, 385-306. doi: <https://doi.org/10.1346/CCMN.2008.0560301>
- Whalen, J.B., Currie, K.L., Chappell, B.W. (1987). A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 95, 407–419.
- Whitman, D., Isacks, B. L., Mahlburg Kay, S. (1996). Lithospheric structure and along-strike segmentation of the Central Andean Plateau: seismic Q, magmatism, flexure, topography and tectonics. *Tectonophysics*, 259(1-3), 29-40. doi: 10.1016/0040-1951(95)00130-1
- Whitman, D., Isacks, B. L., Chatelain, J., Chiu, J., Perez, A. (1992). Attenuation of High-Frequency Seismic Waves Beneath the Central Andean Plateau. *Journal of Geophysical Research*, 97(B13), 19929-19947. doi: 10.1029/92JB01748
- Wilson, M. (1989). *Igneous Petrogenesis: A Global Tectonic Approach*. Chapman & Hall, London. 446 pp.
- Wunderlin, C., Collo, G., Ezpeleta, M., Perassi, I., Faudone, S. (2019). Análisis de Asociaciones de Minerales de Arcilla en secuencias Cretácico-Neógenas en el Cordón de La Flecha, La Rioja, Argentina. In: XIII MinMet – IV PIMMA. Córdoba, Argentina.
- Wunderlin, C.A., Collo, G., Parra, M., Ezpeleta, M., Sánchez Nassif, F., Flores, M., Sobel, E.R., Glodny, J. (2021). New thermochronological data of the Cretaceous-Cenozoic clastic sequences from the Vinchina basin: linkage between burial, exhumation and thermal flow variations. *J. S. Am. Earth Sci.* 105, 102964. doi: <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2020.102964>.
- Wunderlin, C.A., Collo, G., Ezpeleta, M., Reinoso Carbonell, V.V., Nóbile, J.C., Ciccioli, P. L., Faudone, S. (2022). Authigenic and detrital clay minerals as indicators of paleoenvironmental and post-depositional evolution in a Cretaceous-Cenozoic succession from Argentine Central Andes. *Sediment. Geol.* 413. doi: <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2022.106179>, 106179.
- Yáñez, G., Cembrano, J. (2004). Role of viscous plate coupling in the late Tertiary Andean tectonics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109, 1-21. doi: 10.1029/2003JB002494, 2004

Enlaces Web

- Esri, ArcGIS Pro, s.f <https://pro.arcgis.com/es/pro-app/latest/tool-reference/spatial-analyst/exploring-digital-elevation-models.htm>
- Freeze, R.A., Cherry, J.A. (1979). *Multilingual, Online Version of Groundwater by Freeze and Cherry*. <https://fc79.gw-project.org/>
- Think Geoenergy (2019). <https://www.thinkgeoenergy.com/turboden-to-supply-8-mw-geothermal-plant-to-lageo-in-el-salvador/>

Anexos

Tablas

Tabla A.1. Factores de referencia (RIR y MIF) utilizados en la semicuantificación de los análisis DRX.

Parámetros de Semicuantificación		
Roca Total		
Mineral	Referencia	RIR
Qz	969010147	1,92
Kfs	969002564	1,21
Pl	969001633	3,60
Phyl		*0,36
Cal	969000966	3,27
Dol	969003526	1,62
Hul	969005480	9,45
Anl	69002002	1,20
Anh	965000041	1,79
Hem	961011241	3,07
Minerales de Arcilla		
Mineral	Reflexión de referencia	MIF
Esmectita	Sme (002) +EG	0,592
Esmectita	Sme (003) +EG	0,789
Illita	Illt (002)	0,482
Clorita	Chl (004)	4,263
Kaolinita	Kln (002)	2,185

*RIR calculado para el pico 3,45 Å

Tabla A.2. Lineamientos estructurales del Bolsón de Fiambalá determinados a partir de imagen con sombreado multidireccional.

Identificación	Azi	identificación	Azi	identificación	Azi	identificación	Azi
1	0	86	152	171	189	256	238
2	6	87	154	172	189	257	238
3	9	88	154	173	189	258	240
4	17	89	155	174	190	259	241
5	20	90	155	175	190	260	241
6	20	91	156	176	190	261	242
7	24	92	156	177	191	262	243
8	25	93	157	178	191	263	244
9	25	94	158	179	191	264	245
10	25	95	158	180	192	265	247
11	26	96	158	181	192	266	247
12	27	97	159	182	193	267	247
13	34	98	159	183	194	268	248
14	35	99	159	184	194	269	248
15	39	100	159	185	194	270	248
16	42	101	160	186	194	271	248
17	47	102	160	187	195	272	249
18	49	103	160	188	195	273	249
19	49	104	161	189	195	274	251
20	61	105	161	190	196	275	252
21	61	106	161	191	197	276	252
22	61	107	162	192	197	277	253
23	64	108	162	193	197	278	253
24	65	109	162	194	198	279	254
25	66	110	162	195	199	280	254
26	66	111	163	196	199	281	257
27	67	112	163	197	199	282	257
28	69	113	163	198	200	283	261
29	73	114	163	199	200	284	263
30	73	115	163	200	201	285	264
31	74	116	164	201	201	286	264
32	74	117	165	202	202	287	266
33	75	118	165	203	203	288	271

34	76	119	166	204	203	289	273
35	79	120	166	205	203	290	293
36	80	121	167	206	203	291	295
37	86	122	167	207	203	292	299
38	89	123	167	208	203	293	301
39	91	124	168	209	204	294	301
40	102	125	168	210	204	295	303
41	103	126	168	211	206	296	304
42	111	127	168	212	207	297	307
43	115	128	169	213	207	298	308
44	119	129	170	214	207	299	311
45	121	130	170	215	207	300	312
46	125	131	171	216	208	301	313
47	126	132	171	217	208	302	314
48	127	133	171	218	208	303	315
49	130	134	172	219	208	304	316
50	133	135	172	220	208	305	316
51	133	136	172	221	208	306	316
52	133	137	172	222	209	307	317
53	134	138	172	223	210	308	319
54	134	139	173	224	211	309	321
55	134	140	174	225	211	310	321
56	134	141	174	226	211	311	321
57	135	142	174	227	213	312	325
58	136	143	175	228	214	313	326
59	137	144	175	229	214	314	326
60	138	145	176	230	216	315	327
61	138	146	177	231	218	316	328
62	140	147	177	232	218	317	329
63	141	148	178	233	219	318	329
64	141	149	178	234	220	319	329
65	143	150	179	235	220	320	330
66	146	151	179	236	220	321	331
67	146	152	179	237	220	322	332
68	146	153	180	238	220	323	333
69	146	154	183	239	223	324	334

70	147	155	183	240	224	325	336
71	147	156	183	241	224	326	337
72	148	157	184	242	224	327	338
73	148	158	184	243	225	328	341
74	149	159	184	244	225	329	342
75	149	160	184	245	225	330	342
76	149	161	185	246	226	331	342
77	150	162	186	247	226	332	343
78	150	163	187	248	228	333	345
79	150	164	187	249	230	334	347
80	150	165	187	250	232	335	351
81	150	166	187	251	233	336	351
82	151	167	187	252	233	337	351
83	152	168	187	253	235	338	351
84	152	169	187	254	235	339	353
85	152	170	188	255	237	340	353

Tabla A.3. Datos estructurales de foliaciones magmáticas del Granito Los Árboles.

Identificación	Latitud (S)	Longitud (O)	Azi	Bz
fmag1	27°43'57.63"	67°31'48.52"	58	61
fmag2	27°43'57.63"	67°31'48.52"	325	47
fmag3	27°44'5.87"	67°31'37.57"	90	64
fmag4	27°44'5.87"	67°31'37.57"	322	64
fmag5	27°44'19.22"	67°31'25.19"	285	52
fmag6	27°44'19.22"	67°31'25.19"	330	70
fmag7	27°44'20.90"	67°31'15.45"	135	57
fmag8	27°44'20.90"	67°31'15.45"	245	66
fmag9	27°44'21.49"	67°30'57.04"	25	80
fmag10	27°44'23.69"	67°30'47.18"	210	80
fmag11	27°44'23.69"	67°30'47.18"	332	76
fmag12	27°44'20.90"	67°31'15.45"	172	87
fmag13	27°44'20.90"	67°31'15.45"	316	77
fmag14	27°44'27.06"	67°30'22.52"	321	71
fmag15	27°44'27.06"	67°30'22.52"	59	68
fmag16	27°44'22.61"	67°30'11.04"	326	90
fmag17	27°44'22.61"	67°30'11.04"	185	78

fmag18	27°44'9.93"	67°30'7.24"	305	62
fmag19	27°44'9.93"	67°30'7.24"	31	86
fmag20	27°44'6.85"	67°30'4.36"	315	75
fmag21	27°43'57.27"	67°29'52.84"	96	79
fmag22	27°44'32.62"	67°32'55.07"	36	78
fmag23	27°44'32.62"	67°32'55.07"	318	75
fmag24	27°44'34.57"	67°32'49.38"	325	74
fmag25	27°44'34.57"	67°32'49.38"	240	83
fmag26	27°44'34.26"	67°32'44.57"	320	68
fmag27	27°44'34.26"	67°32'44.57"	95	70
fmag28	27°44'33.33"	67°32'39.90"	0	60
fmag29	27°44'31.51"	67°32'36.42"	5	63
fmag30	27°44'31.51"	67°32'36.42"	155	64
fmag31	27°43'53.47"	67°31'54.53"	17	72
fmag32	27°43'53.47"	67°31'54.53"	318	84
fmag33	27°44'5.83"	67°31'37.09"	57	84
fmag34	27°44'5.83"	67°31'37.09"	304	89
fmag35	27°44'16.96"	67°31'26.72"	67	90
fmag36	27°44'16.96"	67°31'26.72"	329	87
fmag37	27°44'19.55"	67°31'25.37"	51	84
fmag38	27°44'22.70"	67°31'22.48"	7	79
fmag39	27°44'22.70"	67°31'22.48"	284	77
fmag40	27°44'27.47"	67°31'18.36"	281	90
fmag41	27°44'27.47"	67°31'18.36"	24	90
fmag42	27°44'27.47"	67°31'18.36"	301	55
fmag43	27°44'31.25"	67°31'10.31"	15	81
fmag44	27°44'31.25"	67°31'10.31"	295	63
fmag45	27°44'35.59"	67°31'3.20"	6	70
fmag46	27°44'35.59"	67°31'3.20"	3	77
fmag47	27°44'37.00"	67°30'52.19"	25	79
fmag48	27°44'37.00"	67°30'52.19"	91	70
fmag49	27°44'50.79"	67°30'44.99"	291	86
fmag50	27°44'57.01"	67°30'43.08"	76	81
fmag51	27°44'57.01"	67°30'43.08"	326	90
fmag52	27°45'12.11"	67°30'39.26"	324	86
fmag53	27°45'12.77"	67°30'42.76"	11	75

Anexos

fmag54	27°45'12.83"	67°30'45.20"	322	80
fmag55	27°45'12.83"	67°30'45.20"	344	87
fmag56	27°45'13.49"	67°30'46.29"	89	90
fmag57	27°45'13.49"	67°30'46.29"	310	79
fmag58	27°45'15.10"	67°30'47.65"	327	86
fmag59	27°45'15.10"	67°30'47.65"	349	76
fmag60	27°45'15.10"	67°30'47.65"	9	90
fmag61	27°45'15.10"	67°30'47.65"	295	69
fmag62	27°45'14.77"	67°30'53.98"	2	71
fmag63	27°45'14.77"	67°30'53.98"	85	83
fmag64	27°45'12.78"	67°30'56.05"	328	63
fmag65	27°45'12.78"	67°30'56.05"	26	90
fmag66	27°45'12.00"	67°30'56.32"	59	61
fmag67	27°45'11.25"	67°30'55.78"	323	84
fmag68	27°45'11.25"	67°30'55.78"	56	89
fmag69	27°45'11.25"	67°30'55.78"	332	89
fmag70	27°45'10.09"	67°30'56.16"	304	90
fmag71	27°45'10.09"	67°30'56.16"	50	74
fmag72	27°45'8.76"	67°30'56.76"	337	90
fmag73	27°45'8.76"	67°30'56.76"	100	75
fmag74	27°45'19.57"	67°30'31.60"	66	83
fmag75	27°45'19.57"	67°30'31.60"	319	84
fmag76	27°45'20.76"	67°30'33.52"	26	88
fmag77	27°45'22.67"	67°30'35.94"	357	79
fmag78	27°45'22.67"	67°30'35.94"	93	82
fmag79	27°45'24.02"	67°30'37.74"	18	72
fmag80	27°45'24.02"	67°30'37.74"	295	88
fmag81	27°45'26.75"	67°30'37.42"	301	84
fmag82	27°45'26.75"	67°30'37.42"	15	87
fmag83	27°45'29.20"	67°30'35.45"	69	90
fmag84	27°45'30.62"	67°30'31.66"	17	80
fmag85	27°45'30.62"	67°30'31.66"	66	n
fmag86	27°45'34.79"	67°30'29.67"	321	76
fmag87	27°45'34.79"	67°30'29.67"	51	81
fmag88	27°45'34.60"	67°30'30.73"	21	79
fmag89	27°45'19.89"	67°30'28.45"	357	61

fmag90	27°45'19.89"	67°30'28.45"	86	86
fmag91	27°45'16.83"	67°30'27.29"	326	72
fmag92	27°45'16.83"	67°30'27.29"	65	81
fmag93	27°45'13.31"	67°30'26.28"	310	79
fmag94	27°45'13.31"	67°30'26.28"	44	64
fmag95	27°45'11.84"	67°30'29.07"	351	83
fmag96	27°45'11.84"	67°30'29.07"	92	66
fmag97	27°45'7.47"	67°30'27.78"	334	82
fmag98	27°44'52.13"	67°30'44.90"	8	88
fmag99	27°44'42.24"	67°30'50.00"	293	73
fmag100	27°44'34.92"	67°30'58.06"	6	67
fmag101	27°44'34.92"	67°30'58.06"	81	85
fmag102	27°44'29.64"	67°31'17.71"	51	85
fmag103	27°44'28.08"	67°31'18.35"	348	79
fmag104	27°46'23.98"	67°32'53.23"	349	76
fmag105	27°46'16.79"	67°32'45.39"	354	86
fmag106	27°46'17.90"	67°32'46.11"	16	69
fmag107	27°46'17.90"	67°32'46.11"	103	84
fmag108	27°46'26.91"	67°32'43.91"	25	84
fmag109	27°46'21.69"	67°32'35.79"	353	84

Tabla A.4. Datos representativos en roca total de elementos mayoritarios y trazas de las rocas carboníferas de la sierra de Fiambalá de Dahlquist et al. (2010).

Facies	Plutón Los Árboles			Plutón La Florida
	Zona Occidental	Zona Occidental	Zona Oriental	
	PG	PG	EG	PG
Ubicación	27°44'29" 67°32'31"	27°44'17" 67°31'04"	27°44'34" 67°30'04"	27°58'50" 67°32'58"
Muestra	FIA-03	FIA-22	FIA-17	FIA-24
	% en peso			
SiO ₂	69,21	72,77	74,5	74,96
TiO ₂	0,4	0,37	0,07	0,14
Al ₂ O ₃	12,41	12,13	11,98	12,03
Fe ₂ O ₃	3,69	3,33	1,45	1,86
MnO	0,05	0,05	0,02	0,03
MgO	0,46	0,31	0,03	0,11
CaO	1,24	1,23	0,64	0,77
Na ₂ O	3	2,86	3,29	2,99
K ₂ O	5,07	5,09	4,92	4,82
P ₂ O ₅	0,14	0,11	0,02	0,05
Lol	2,83	1,89	1,66	1,76
Total	98,5	100,14	98,58	99,52
	(ppm)			
Be	4	6	6	8
Sc	5	5	2	5
V	18	14	<5	<5
Cr	170	70	140	110
Co	5	3	<1	1
Cu	140	10	<10	<10
Zn	60	50	<30	<30
Cs	3,8	4,7	10,1	9,2
Rb	235	300	650	467
Sr	91	81	9	18
Ba	326	286	31	64
La	93,4	87	53,2	57,6
Ce	195	180	121	137
Pr	20	18,6	13,7	15,2
Nd	67,1	61,7	51,5	55,7

Sm	12,1	11,2	12,1	12,4
Eu	1,13	1,08	0,18	0,32
Gd	9,76	9,21	12,4	12,2
Tb	1,73	1,66	2,86	2,75
Dy	9,7	9,5	19,1	17,9
Ho	1,82	1,83	3,93	3,57
Er	5,29	5,41	12,7	11
Tm	0,78	0,81	2,05	1,72
Yb	4,73	5,14	13,1	10,7
Lu	0,68	0,74	1,83	1,49
U	7,46	8,8	20,7	10,1
Th	42,8	50,1	77,1	39,9
Yb	54,2	56,9	130	113
Nb	25,2	27	68,3	42,2
Zr	337	30,3	168	157
Hf	9,2	8,4	7,4	5,6
Ta	2,37	2,78	7,86	6,19
Pb	30	24	34	27
Ga	22	23	26	21
Mo	18	9	14	12
Sn	8	10	4	3
W	9,5	4,7	6,5	11,5
Eu/Eu*	0,32	0,33	0,05	0,08

Tabla A.5. Geoquímica de roca total de las rocas de la Sierra de Fiambalá de DeBari (1994).

Muestra	Piroxenita		Gabronoritas						
	SF-88	ar-20	SF-39	SF-87	SF-104	SF-103	SF-102	SF-100	SF-99
	% en peso								
SiO ₂	52,6	55	49,7	50,5	50,1	50	49,7	50	49,5
Al ₂ O ₃	5,06	3,84	15,54	15,66	18,16	18,87	18,72	17,52	19,47
FeO _t	4,86	9,49	8,12	5,79	4,69	5,83	8,75	9,93	8
MgO	14,2	27,74	11,7	12,31	12,07	9,31	8,55	7,71	7,7
CaO	21,51	3,15	12,47	13,67	12,53	14,06	11,76	12,29	12,53
Na ₂ O	0,63	0,22	1,45	1,25	1	1,4	1,66	1,67	1,76
K ₂ O	0,52	0,18	0,37	0,42	0,17	0,18	0,19	0,22	0,34
TiO ₂	0,44	0,21	0,39	0,2	0,15	0,25	0,46	0,37	0,48
P ₂ O ₅	0,02	0,01	0,05	0,02	0,02	0,02	0,03	0,05	0,04
MnO	0,12	0,18	0,2	0,13	0,1	0,12	0,16	0,22	0,16
	ppm								
Rb	385	15	16,11	23,86	12,98	71	12,27	29,89	74,2
Sr	147	53	288,5	214	282,3	283,4	348,6	356,8	320,5
Zr	63	28	33	24	23	27	28	32	28
Y	19	13	16,4	12	11	12	13	22,9	16
V	81	123	126	91	66	84	148	109	119
Cr	2850	2635	590	229	265	161	47	121	59
Ni	507	913	163	132	119	87	46	72	58
Ba	188	12	68	-	39	81	60	77	97
U	0,27	d.l.d.	0,06	-	0,05	d.l.d.	0,06	d.l.d.	0,06
Th	0,2	d.l.d.	0,14	-	0,1	0,11	0,13	0,2	0,12
Hf	1,83	0,25	0,68	-	0,25	0,55	0,58	0,72	0,63

Tabla A.5. Continuación.

Muestra	Gabroniritas								
	SF-97	SF-96	SF-95	SF-94B	SF-93	SF-83	SF-172	SF-169	SF-167
	% en peso								
SiO ₂	50,1	49	45,2	45,2	51	49,7	50,1	50,2	45,5
Al ₂ O ₃	17,46	18,53	21,92	16,67	18,09	18,75	17,55	18,57	18,76
FeO _t	8,34	9,99	6,72	15,39	8,46	5,78	5,54	4,23	12,17
MgO	8,66	8,05	7,08	5,36	6,93	10,12	11,21	10,65	6,22
CaO	12,46	10,67	11,39	10,39	11,28	13,97	14,04	14,4	11,62

Na ₂ O	1,63	1,69	2,15	2,07	2,29	1,16	1,1	1,23	1,83
K ₂ O	0,33	0,46	0,26	0,33	0,69	0,22	0,13	0,44	0,28
TiO ₂	0,7	1,3	0,39	4,02	0,94	0,2	0,18	0,13	2,77
P ₂ O ₅	0,11	0,1	0,11	0,39	0,13	0,02	0,02	0,02	0,67
MnO	0,17	0,17	0,12	0,2	0,15	0,11	0,11	0,09	0,18
ppm									
Rb	68,9	52,31	-	6,37	73,85	9,39	5,51	46,2	33,4
Sr	301,3	308,6	-	373,6	340,3	272	239	221	384,7
Zr	74	46	-	90	129	24	26	22	50
Y	22,1	19	-	23	18,7	18	18	10	23
V	154	261	-	647	179	77	65	66	323
Cr	179	190	-	41	61	158	600	355	53
Ni	116	94	-	20	33	111	147	200	35
Ba	101	130	-	115	175	48	42	-	151
U	d.l.d.	d.l.d.	-	0,14	0,37	d.l.d.	d.l.d.	-	<1,8
Th	0,28	0,28	-	0,55	0,54	0,09	d.l.d.	-	0,3
Hf	0,99	0,99	-	1,92	2,87	0,33	0,28	-	1,1

Tabla A.5. Continuación.

Muestra	Gabroniritas							
	SF-173B	SF-174	SF-130	SF-131	SF-137	SF-138	SF-249A	SF-297
% en peso								
SiO ₂	50,1	49,4	49,3	49,8	49,3	48,5	51,2	49,8
Al ₂ O ₃	17,33	17,48	21,28	17,66	21,26	18,45	18,04	18,47
FeO _t	4,5	10,15	9,03	10,46	6,98	10,92	10,64	7,37
MgO	11,52	8,36	5,73	8,1	7,2	6,39	4,76	8,76
CaO	14,71	10,99	11,17	10,87	12,13	11,03	9,06	12,99
Na ₂ O	1,15	1,68	2,3	1,79	1,85	1,94	2,65	1,31
K ₂ O	0,42	0,81	0,24	0,22	0,43	0,35	1,07	0,34
TiO ₂	0,16	0,71	0,68	0,83	0,63	1,66	2	0,66
P ₂ O ₅	0,02	0,22	0,06	0,07	0,06	0,6	0,41	0,14
MnO	0,1	0,19	0,17	0,19	0,14	0,16	0,18	0,14
ppm								
Rb	23,83	161,1	12,74	9,75	62,25	5,9	131,6	13,1
Sr	224,8	340,6	457,9	350,5	380,4	337,8	327	251,7
Zr	25	35	39	46	45	55	251,4	42

Anexos

Y		16	18,8	16	21	19	25,2	23,7	18,7
V		61	125	117	145	94	309	280	145
Cr		345	157	38	40	75	57	60	140
Ni		197	105	26	40	54	35	30	75
Ba	<250	-		125	82	69,1	129	205	131
U	<1,8	-	<0,9	d.l.d.	d.l.d.	0,12	0,85	d.l.d.	
Th		0,1	-	0,1	-	0,15	0,81	2,21	0,22
Hf		0,4	-	1	-	0,72	1,23	6,43	1,09

d.l.d.: debajo del límite de detección

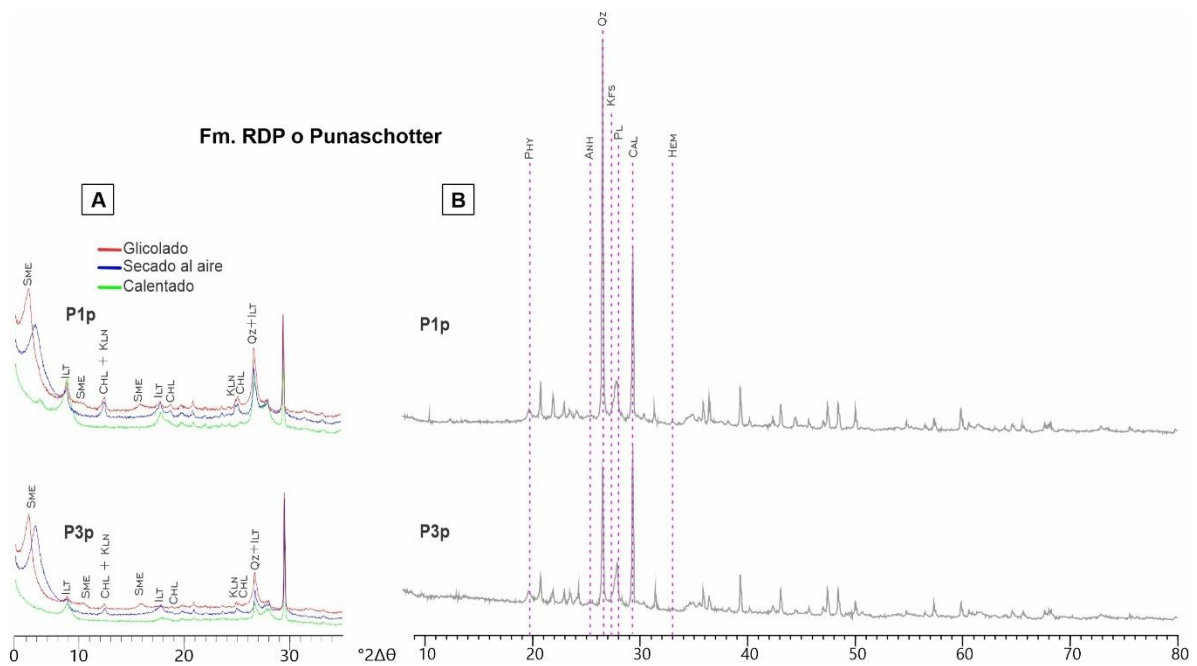
Tabla A.6. Ecuaciones de los geotermómetros utilizados en esta Tesis

Geotermómetro	Calibrado	Ecuación
SiO ₂ -cuarzo	Truesdell ²	$T_{SiO_2} = \frac{855,6}{0,857 - \log(SiO_2)} - 273,15$
	conductivo	$T_{SiO_2} = \frac{1309}{5,19 - \log(SiO_2)} - 273,15$
	Fournier ³ adiabático	$T_{SiO_2} = \frac{1522}{5,75 - \log(SiO_2)} - 273,15$
SiO ₂ -calcedonia	Fournier ³	$T_{SiO_2} = \frac{1302}{4,69 - \log(SiO_2)} - 273,15$
	Arnorsson ⁵	$T_{SiO_2} = \frac{1112}{4,91 - \log(SiO_2)} - 273,15$
α - Cristobalita		$T_{SiO_2} = \frac{1000}{4,78 - \log(SiO_2)} - 273,15$
β - Cristobalita	Fournier ³	$T_{SiO_2} = \frac{781}{4,51 - \log(SiO_2)} - 273,15$
Sílice Amorfa		$T_{SiO_2} = \frac{731}{4,52 - \log(SiO_2)} - 273,15$
Na-K	Giggenbach ⁷	$T_{Na-K} = \frac{1390}{1,75 - \log_{10}\left(\frac{Na}{K}\right)} - 273,15$
	Fournier ⁴	$T_{Na-K} = \frac{1271}{1,483 - \log_{10}\left(\frac{Na}{K}\right)} - 273,15$
K-Mg	Giggenbach ⁶	$T_{K-Mg} = \frac{4410}{13,95 - \log\left(\frac{K^2}{Mg}\right)} - 273,15$
Na-K-Ca	Fournier y Truesdell ¹	$T_{Na-K-Ca} = \frac{1647}{\log\left(\frac{Na}{K}\right) + 1,333 * \left(\log\left(\frac{Ca^{0,5}}{Na}\right) + 2,06\right) + 2,47} - 273,15$

¹Fournier y Truesdell (1973); ²Truesdell (1976); ³Fournier (1977); ⁴Fournier (1979); ⁵Arnorsson et al. (1983); ⁶Giggenbach (1986); ⁷Giggenbach (1988).

Figuras

Figura A.1. Difractogramas obtenidos a partir del análisis de Difracción de Rayos X para las unidades neógenas de la cuenca de Fiambalá. **A.** Fracción <2µm. **B.** Roca total. Para más detalles ver Tablas 5.2 y 5.3, Capítulo 5. Anh, Anhidrita; Anl, analcima; Cal, calcita; Chl, clorita; Hem, hematita; Hul, heulandita; Ilt, illita; Kfs, k-feldespato; Kln, caolinita; Phyl, filosilicatos; Pl, plagioclasa; Qz, cuarzo; Sme, esmectita. Abreviaturas de minerales siguiendo a Warr, 2021 (a excepción de Phyl).



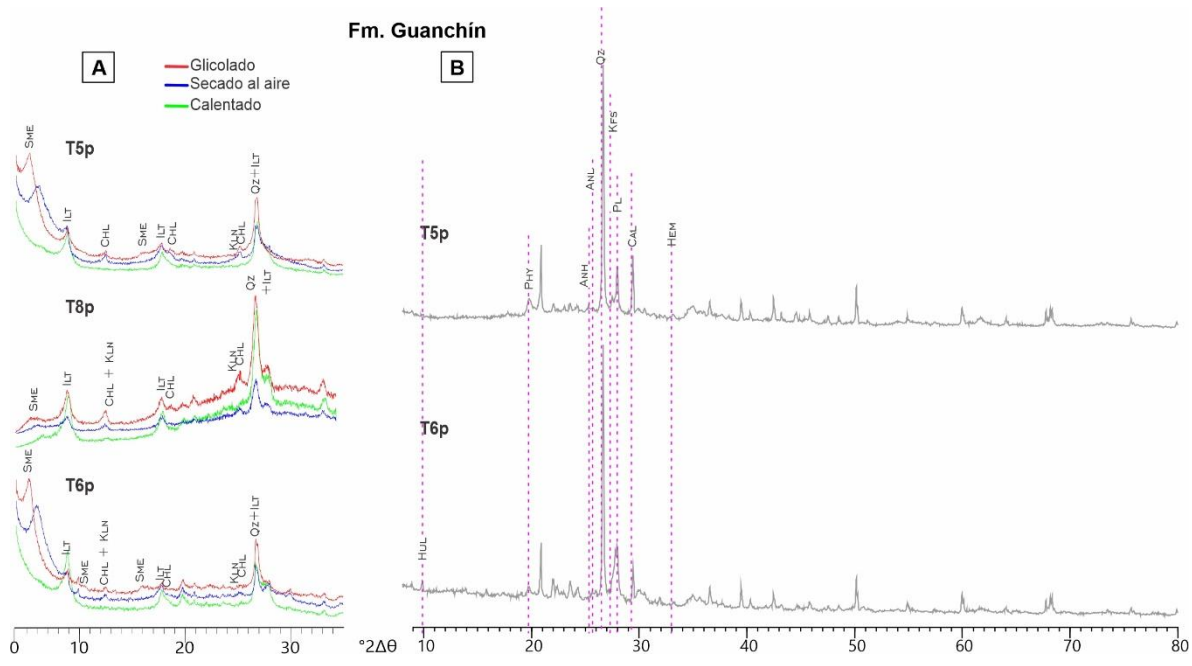
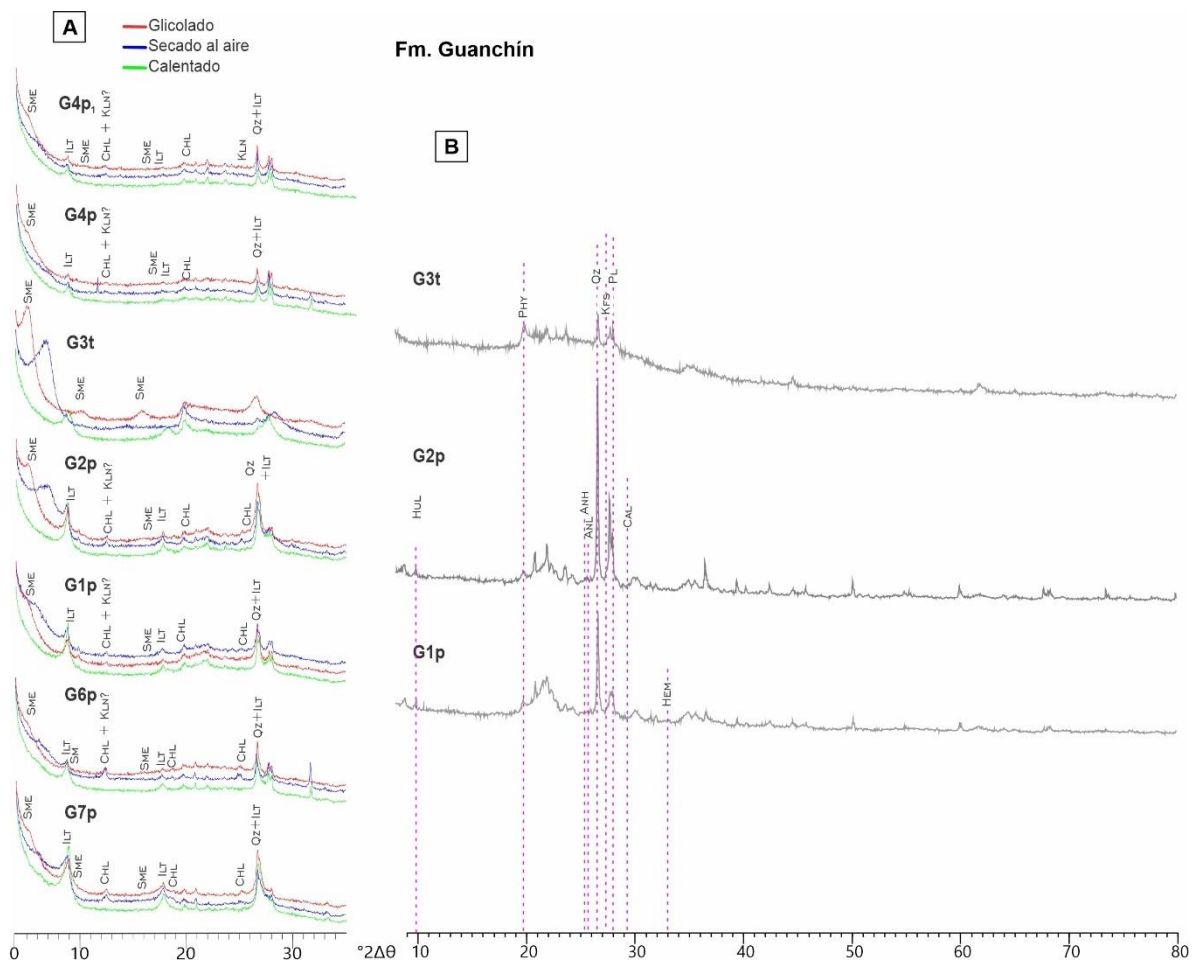
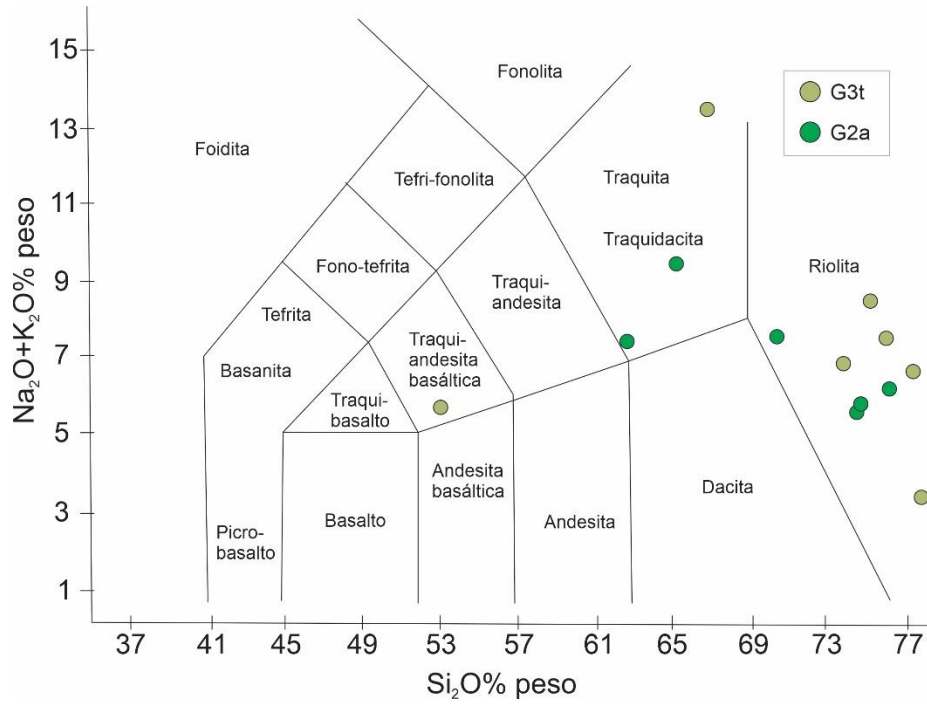


Figura A.2. Diagrama de clasificación TAS (Total Alkali Silica; Le Bas et al. 1986) para los vidrios volcánicos analizados en la muestra G3t (toba) y G2a (arenisca) de la Fm. Guanchín.



Índice Remisivo

1

¹⁸O.....26, 31, 40, 99, 170

2

²²²Rn.....26, 8, 10, 31, 32, 41, 95, 99, 100, 126, 127, 128, 140, 141, 144, 145, 154, 156

²H.....26, 31, 40, 99

A

acuífero libre157

acuífero profundo.....142, 143, 144, 146, 155, 157, 163, 164

acuífero superficial142, 143, 144, 146, 153, 155, 157

agua subterránea27, 101, 102, 111, 112, 125, 126, 143, 144, 145, 146, 155

agua superficial100, 152

antepaís andino17, 45, 61, 83

B

Bolsón de Fiambalá 0, 1, 28, 2, 5, 6, 7, 9, 14, 18, 19, 25, 26, 30, 32, 43, 48, 49, 53, 56, 95,
103, 105, 107, 108, 111, 115, 116, 119, 120, 121, 124, 126, 127, 128, 130, 137, 144, 147,
148, 150, 159, 163, 164, 172, 183, 189, 191

C

caolinita.....27, 36, 61, 66, 68, 76, 77, 83, 201

clorita26, 36, 60, 63, 64, 66, 76, 77, 79, 81, 83, 84, 88, 201

conductivo.....4, 24, 101, 129, 163, 164, 199

control estructural4, 55, 60, 153

convectivo4, 163

cuenca de Fiambalá 8, 15, 19, 26, 29, 33, 56, 57, 58, 61, 62, 67, 76, 78, 79, 80, 81, 82, 83, 85,
89, 90, 158, 159, 164, 172, 186, 201

D

descarga 2, 43, 55, 100, 111, 129, 140, 141, 142, 143, 144, 145, 149, 150, 152, 153, 156, 162, 164
DRX.....26, 27, 32, 34, 35, 62, 65, 66, 75, 77, 79, 83, 84, 85, 191

E

esmectita26, 27, 28, 35, 60, 61, 66, 68, 70, 74, 76, 77, 78, 79, 81, 84, 85, 88, 201
 estructuras de corrimientos54, 55
 estructuras geológicas43, 44, 164, 185

F

fajas plegadas y corridas7, 14, 15, 44, 163
 fallas regionales2, 3, 25, 163, 164
 Fiambalá 27, 28, 2, 5, 6, 7, 8, 15, 16, 17, 19, 21, 23, 24, 25, 28, 29, 30, 31, 45, 47, 48, 50, 51, 52, 54, 55, 56, 57, 61, 63, 75, 78, 80, 81, 82, 84, 85, 86, 87, 89, 93, 96, 103, 105, 107, 111, 112, 113, 115, 116, 118, 119, 120, 121, 123, 125, 126, 127, 130, 131, 132, 133, 134, 135, 136, 137, 139, 140, 142, 144, 146, 150, 151, 152, 153, 154, 155, 156, 157, 158, 159, 163, 164, 166, 168, 171, 172, 176, 177, 178, 182, 183, 187, 196, 197
 fluido37, 43, 60, 78, 80, 141, 155, 156
 fluidos 2, 3, 4, 20, 43, 46, 55, 56, 58, 60, 76, 77, 78, 79, 80, 81, 83, 97, 99, 100, 141, 148, 149, 150, 152, 155, 162, 163, 164
 fluidos hidrotermales55, 56, 60, 81, 83, 97
 flúor26, 16, 87, 137, 138, 172
 fracción arcilla66, 77, 85
 fracción menor a 2 μm 34, 35, 59, 65, 66, 79, 84
 fuente de calor43, 148, 162

G

gas radón42, 126, 140
 geotermia41, 100, 176, 183
 geotermómetros101, 102, 128, 129, 130, 141, 142, 143, 144, 146, 156, 199
 gradiente geotérmico4, 5, 82, 158, 159
 gradiente paleogeotérmico56, 83
 granito Los Árboles26, 29, 45, 54, 55
 Guanchín 19, 21, 23, 27, 29, 37, 57, 58, 61, 62, 63, 65, 66, 68, 71, 72, 74, 76, 78, 79, 80, 83, 84, 89, 90, 91, 92, 93, 103, 105, 107, 111, 157, 158, 172, 203

H

hidrotermal.....26, 57, 59, 81, 158

I

illita27, 36, 60, 61, 68, 75, 76, 77, 81, 83, 88, 201
 isótopo radiogénico.....32, 41
 isótopos10, 22, 39, 40, 97, 98, 140, 154, 158, 164
 isótopos estables22, 31, 32, 40, 95, 98, 99, 125, 140, 144, 145, 156, 158, 185
 isótopos pesados22, 98, 125, 139, 144

L

La Aguadita26, 28, 2, 7, 8, 19, 25, 30, 31, 54, 55, 86, 88, 94, 105, 112, 113, 115, 116, 117,
 118, 119, 120, 121, 122, 123, 125, 126, 127, 131, 132, 133, 138, 145, 146, 150, 151, 153,
 154, 155, 157, 159, 163

M

Minerales de Arcilla.....34, 66, 186, 190, 191
 modelo conceptual8, 10, 96, 148, 149, 150, 152, 159

N

Neógeno12, 19, 25, 33, 50, 56, 75, 78, 83, 84, 147, 153, 158

P

permeabilidad.....2, 3, 24, 43, 85, 141, 150, 152, 155, 162
 piel fina7, 12, 14, 15, 44, 46, 163
 piel gruesa7, 12, 14, 15, 44, 163
 pozos de agua.....26, 113, 115, 116, 143, 144, 145, 146, 155
 Puna27, 2, 4, 5, 7, 14, 17, 19, 25, 26, 29, 43, 45, 46, 54, 58, 61, 63, 108, 144, 145, 152, 156,
 157, 159, 163, 164, 166, 167, 168, 170, 174, 176, 179, 181, 182, 184, 187, 189
 Punaschotter.....27, 19, 21, 27, 29, 58, 61, 64, 83, 84, 86, 89, 92, 93, 152, 157, 158, 187

R

recarga.....	8, 43, 95, 99, 111, 131, 139, 144, 145, 149, 150, 152, 156, 163
recurso.....	1, 9, 25, 43, 161, 163
recursos	1, 2, 3, 4, 7, 59, 147, 161, 180, 188
reservorio	5, 43, 102, 141, 149, 154, 155, 156
reservorios.....	140, 149, 162
Río Abaucán.....	21, 103, 105, 107, 127
Río Chaschuil.....	27, 21, 30, 31, 103, 105, 106, 107, 108, 111, 127
Río Grande-Aguas Negras.....	27, 21, 30
roca total	29, 32, 34, 35, 65, 67, 75, 77, 87, 89, 90, 196, 197

S

Saujil	27, 28, 2, 7, 8, 19, 22, 24, 25, 30, 31, 55, 86, 89, 94, 103, 105, 112, 113, 115, 116, 118, 119, 120, 121, 123, 125, 126, 127, 128, 131, 132, 133, 136, 137, 145, 146, 150, 151, 152, 153, 154, 155, 157, 163
sello.....	149, 150, 157
SEM	28, 27, 29, 32, 36, 37, 68, 69, 73, 74, 77, 83, 189
SGBF	28, 2, 7, 8, 9, 10, 25, 43, 44, 45, 46, 55, 56, 81, 83, 85, 86, 95, 123, 141, 142, 144, 146, 150, 152, 155, 157, 158, 159, 161, 163, 164
Sierra de Fiambalá	15, 63, 93, 132, 135, 140, 145, 156
Sierras de Narváez-Las Planchadas	45, 46
sistemas geotermales.....	28, 4, 5, 43, 55, 59, 60, 76, 81, 97, 140, 147, 154, 155, 161
sistemas geotérmicos	1, 2, 3, 43, 95, 130, 148, 161

T

Tambería	19, 20, 28, 29, 58, 61, 65, 66, 76, 77, 80, 83, 84, 89, 90, 91, 92, 93, 157, 172
temperatura	28, 3, 20, 25, 31, 37, 38, 60, 80, 81, 82, 95, 97, 98, 100, 101, 102, 112, 123, 129, 140, 141, 143, 148, 149, 150, 158, 159, 161, 164
temperaturas	2, 5, 7, 10, 25, 56, 60, 61, 76, 77, 81, 82, 84, 98, 100, 101, 102, 113, 118, 128, 129, 141, 142, 143, 144, 146, 147, 150, 157, 158, 161, 162
transferencia de calor	3, 161, 162, 163, 164

U

uranio	28, 16, 41, 46, 55, 100, 140, 150, 156, 159, 162, 163, 168, 182, 186
--------------	--

V

vertientes termales 8, 10, 30, 39, 112, 118, 119, 120, 121, 125, 132, 138, 141, 144
vidrio volcánico 68, 70, 72, 74, 75, 76, 77, 78, 80, 84, 85

Z

zeolitas 59, 77, 80, 84,