

1 **Evaluación preliminar del potencial geotérmico del área El Galpón (Salta,**
2 **Noroeste argentino) determinado a través de estudios de geoquímica de**
3 **fluidos y el método del volumen**

4
5 Agostina CHIODI¹, Florencia LUNA², Valeria SIMON¹, Walter BÁEZ¹, Esteban
6 BERTEA¹

7
8 ¹ Instituto de Bio y Geociencias del Noroeste Argentino (IBIGEO, CONICET-UNSa),
9 Av. 9 de Julio 14, A4405BBA Salta, Argentina

10 ² Universidad Nacional de Salta, Av. Bolivia 5150, 4400 Salta, Argentina
11 agoch18@gmail.com

12

13 **RESUMEN**

14 Dentro de un escenario de calentamiento global en busca de la transición energética
15 de combustibles fósiles a fuentes de energías libres de emisiones de CO₂, así como
16 la mejora en la eficiencia y la diversificación energética, la energía geotérmica se
17 posiciona como una fuente de energía promisoría. En este trabajo se presentan
18 nuevos datos geoquímicos e isotópicos de los fluidos relacionados al sistema
19 geotermal El Galpón con el objetivo de investigar las condiciones fisicoquímicas de
20 los fluidos dentro del reservorio geotermal, presentar un modelo conceptual del
21 sistema geotermal y realizar una evaluación del potencial geotérmico del área. La
22 caracterización geoquímica se realizó mediante el muestreo directo de aguas y el
23 posterior análisis de su composición química e isotópica, mientras que el modelado
24 geológico 3D se realizó utilizando el *software LeapfrogGeo*. El reservorio geotermal
25 profundo, con temperaturas ~111 °C y composición bicarbonatada sódica, se
26 encontraría alojado en los sedimentos del Subgrupo Pirgua, mientras que los
27 depósitos del Subgrupo Balbuena constituirían el sello del sistema. El agua de origen
28 meteórica podría alcanzar profundidades de hasta 6 Km, adquiriendo las temperaturas
29 estimadas por geotermómetros en un área de gradiente geotérmico normal. En su
30 ascenso a la superficie, favorecido por las estructuras, el agua geotermal sufre
31 procesos de mezcla con acuíferos más superficiales, de composición clorurada
32 sulfatada sódica, alojados en el Grupo Orán. El potencial geotérmico del área
33 modelada, expresado como calor almacenado tanto en la roca como en los fluidos,
34 sería de $4.33 \cdot 10^{17}$ J.

35

36 **Palabras clave:** *geoquímica de aguas, geotermómetros, modelado 3D, circulación*
37 *profunda, recurso geotermal*

38

39
40
41
42
43
44
45
46
47
48
49
50
51
52
53
54
55
56
57
58
59
60
61
62
63
64
65
66
67
68
69
70
71
72
73
74
75
76
77**ABSTRACT****Preliminary resource assessment of El Galpón area (Salta, Northwest Argentina)**

from fluid geochemistry studies and the Volumetric Method. Within a global warming scenario in searching the energy transition from fossil fuels to free-CO₂ energy sources, as well as the improvement in energy efficiency and diversification, geothermal energy is positioned as a promising energy source. This paper presents new geochemical and isotopic data of the fluids related to the El Galpón geothermal system with the aim to: investigate the physicochemical conditions of the fluids within the geothermal reservoir, present a conceptual model of the geothermal system, and carry out an evaluation of the geothermal potential of the area. The geochemical characterization was carried out by direct sampling of water and subsequent analysis of its chemical and isotopic composition, while the 3D geological modeling was carried out by using the *LeapfrogGeo* software. The deep geothermal reservoir, hosted within with the Pirgua Subgroup, has sodium bicarbonate composition and temperatures of ~111 °C, while the deposits of the Balbuena Subgroup would constitute the seal of the system. Recharging meteoric water could reach depths of up to 6 km, acquiring the temperatures estimated by geothermometers in an area of normal geothermal gradient. During the ascent to the surface, favored by the structures, the geothermal water undergoes mixing processes with more superficial aquifers, sodium sulfate chloride in composition, hosted in the Orán Group. The geothermal potential of the modeled area, expressed as heat stored both in the rock and in the fluids, would be $4.33 \cdot 10^{17}$ J.

Keywords: *water geochemistry, geothermometers, 3D modeling, deep circulation, geothermal resource*

78

79 **1. INTRODUCCION**

80

81 El aumento de la demanda y el consumo energético a nivel global han generado
82 consecuencias nocivas para el medio ambiente alcanzando niveles históricos
83 extremos. Dentro de este escenario de calentamiento global se busca la transición
84 energética de combustibles fósiles a fuentes de energías libres de emisiones de CO₂,
85 así como la mejora en la eficiencia y la diversificación energética, siguiendo políticas
86 de desarrollo sostenible. En el contexto internacional, la energía geotérmica se
87 posiciona como una fuente de energía promisoría ya que presenta ciertas ventajas
88 respecto a otras energías renovables, tales como la falta de dependencia estacional,
89 así como la posibilidad de ser utilizada como recurso base (Fridleifsson 2001). En las
90 últimas décadas la capacidad geotermo-eléctrica instalada se ha incrementado en
91 forma significativa a nivel mundial, superando los 15.608 MWe en más de 70 países
92 (ThinkGeoEnergy Research 2021). Si bien Argentina tiene un alto potencial para la
93 generación de energía eléctrica a partir de fuentes limpias (Bona y Coviolo 2016),
94 actualmente sólo se cubre un 14 % de la demanda energética con renovables
95 (CAMMESA 2022) principalmente a través de las energías eólica (72.6 %) y
96 fotovoltaica (18.9 %), con nula contribución por parte de la energía geotérmica (Chiodi
97 et al. 2020, 2023, CAMMESA 2022). Por otro lado, pero siguiendo esta misma
98 tendencia mundial, la potencia térmica instalada y uso de la energía geotérmica de
99 forma directa ha crecido sustancialmente (a una tasa del 8.73 % anual), alcanzando
100 los 107.727 MWt en el año 2019; Lund y Toth, 2021). Los principales usos directos los
101 representan las bombas de calor (58.8 %), la balneología (18 %) y la calefacción
102 urbana (16 %) (Lund y Toth, 2021). En Argentina, la instalación y uso de bombas de
103 calor tuvo un marcado crecimiento durante los últimos años, principalmente en
104 aquellas áreas donde no existe conexión a la red de gas natural (Chiodi et al. 2023).
105 Si bien no han existido hasta el presente políticas gubernamentales para fomentar el
106 uso de la geotermia somera, las empresas privadas han promovido su utilización, así
107 como grupos de investigación que han realizado caracterizaciones de las propiedades
108 térmicas del subsuelo y cuantificaron los beneficios de su aplicación (e.g. Carro-Pérez
109 2019, Pleitavino et al. 2022). Asimismo, numerosos sistemas geotermiales de media y
110 baja temperatura se vienen utilizando desde hace ya varias décadas de forma directa,
111 principalmente para balneología y recreación (e.g. termas de Rosario de la Frontera,

112 Río Hondo, Federación, etc). En este sentido, es fundamental contar con la
113 información de base que permita caracterizar los recursos geotermales del país y
114 evaluar su potencial. A lo largo del territorio argentino existen numerosos sistemas
115 geotermales, los de mayor temperatura están asociados al arco volcánico Neógeno-
116 Holoceno (e.g. Peralta Arnold et al. 2017, Galetto et al. 2018, Barcelona et al. 2019a,b,
117 Chiodi et al. 2019, Lamberti et al. 2019, Filipovich et al. 2022, Ahumada et al. 2022)
118 hacia el oeste (puntos rojos; Fig. 1a), mientras que hacia el este existen sistemas
119 geotermales de baja y media temperatura (e.g. Barcelona et al. 2013, 2014, Invernizzi
120 et al. 2014, Chiodi et al. 2015, 2016, Maffucci et al. 2015, 2016; Peralta Arnold et al.
121 2020, Christiansen et al. 2021) asociados a circulación profunda de aguas meteóricas
122 en gradientes normales o ligeramente anómalos (puntos y triángulos azules; Fig. 1a).
123 El área termal El Galpón ($64^{\circ}30'-65^{\circ}12'$ O y $25^{\circ}20'-25^{\circ}42'$ S) se localiza dentro del
124 ámbito de la Cuenca de Metán, Salta, en la provincia geológica Sistema de Santa
125 Bárbara (Fig. 1a). El sistema geotermal está representado en superficie por
126 manantiales con temperaturas de hasta 64°C (Herrero Ducloux 1918, Arias et al.
127 1987) y composición bicarbonatada sódica (Arias et al. 1987). Arias et al. (1987)
128 proponen que la existencia del área termal se debe a la circulación profunda de aguas
129 meteóricas en un área de gradiente geotérmico normal. Este trabajo presenta nuevos
130 datos geoquímicos e isotópicos realizados tanto en los manantiales termales como en
131 muestras de cauces superficiales del área con el objetivo de: i) establecer las
132 condiciones fisicoquímicas de los fluidos dentro del reservorio geotermal, ii) identificar
133 los procesos secundarios de interacción agua-roca que controlan la química de los
134 fluidos, iii) definir la fuente primaria de los fluidos. Finalmente, la información generada
135 tratada en forma integral junto con la información geológica y estructural existente en
136 la bibliografía, permitió conceptualizar el sistema geotermal y realizar una evaluación
137 del potencial geotérmico del área.

138

139 2. MARCO GEOLÓGICO

140

141 El área de estudio se enmarca dentro de la Cuenca de Metán (Cristallini et al. 1997),
142 en el Noroeste argentino, en la provincia geológica Sistema de Santa Bárbara (Rolleri
143 1976, Kley y Monaldi 2002). En esta zona el frente de deformación andino generó una
144 serie de estructuras escalonadas que produjeron una marcada compartimentalización

145 de la cuenca de antepaís neógena (Iaffa et al. 2011). La topografía actual de la cuenca
146 de antepaís consta de diferentes subcuencas interconectadas con límites difusos. En
147 particular, el límite oriental de la Cuenca de Metán se compone de suaves y
148 discontinuas estructuras que aún están activas (Fig. 1b; Iaffa et al. 2011).

149 El relleno sedimentario de la cuenca de antepaís consiste en sedimentos continentales
150 de edad Neógeno-Cuaternario. Estas unidades sobreyacen en discordancia a rocas
151 del Paleógeno y del rift cretácico, como así también a las rocas precámbricas-
152 paleozoicas en otras zonas de la cuenca (Iaffa et al. 2011 y citas allí).

153 El basamento precámbrico y la cubierta paleozoica constituyen la secuencia de pre-
154 rift. Los afloramientos de basamento tienen un fuerte control estructural y se
155 encuentran localizados al oeste y al sudoeste de la Cuenca de Metán, en la Sierra de
156 Metán y en la Sierra de la Candelaria, respectivamente (Cristallini et al. 1997). El
157 basamento en la Sierra de Metán está constituido por la Formación Puncoviscana
158 (Precámbrico a Cámbrico Temprano), compuesta por pizarras y filitas fuertemente
159 deformadas (Turner 1960, Aceñolaza 1978, Rapela et al. 1998).

160 El contacto entre el basamento precámbrico y la cubierta paleozoica es mediante una
161 discordancia angular (Ramos 1986, Mon y Hongn 1991, Comínguez y Ramos 1995,
162 Mon y Salfity 1995). Hacia el norte del área de estudio, en la Sierra de González,
163 existen afloramientos de pizarras y cuarzo arenitas cámbricas a ordovícicas (Ricci y
164 Villanueva García 1969, Mon 1971), y cuarcitas devónicas (Ruiz Huidobro 1955).
165 Hacia el este de la Cuenca de Metán se describieron depósitos carboníferos en
166 perforaciones exploratorias petrolíferas (Cristallini et al. 1997).

167 Tanto el basamento precámbrico como la cubierta paleozoica están cubiertos en
168 discordancia angular por las rocas cretácicas del Subgrupo Pirgua, el cual conforma
169 la unidad basal del Grupo Salta (Vilela 1951), representando las unidades del sin-rift
170 (Turner 1959). El Subgrupo Pirgua está compuesto por capas de conglomerados,
171 brechas, areniscas y limolitas con fuertes variaciones de espesor lateral, con
172 intercalaciones de rocas volcánicas alcalinas (Galliski y Viramonte 1988, Marquillas et
173 al. 2005). La etapa de post-rift está representada por los subgrupos Balbuena y Santa
174 Bárbara (Turner 1960, Moreno 1970), depósitos que representan la etapa de
175 subsidencia térmica posterior a la ruptura (Bianucci et al. 1981). El subgrupo
176 Balbuena, del Cretácico Tardío (Moreno 1970) se compone principalmente de
177 sedimentos carbonáticos y secuencias clásticas características de una cuenca poco

178 profunda y restringida (Kley y Monaldi 2002, Marquillas et al. 2005). El Subgrupo Santa
179 Bárbara, depositado desde Paleoceno al Eoceno temprano, se compone de areniscas
180 rojas y pizarras con algunos niveles verdosos depositados en un ambiente fluvial y de
181 llanura aluvial (Moreno 1970, Marquillas et al. 2005). Este Subgrupo tuvo una
182 distribución areal más extensa y se superpone al Subgrupo Balbuena y al basamento.
183 El levantamiento andino comenzó durante el Eoceno en estas latitudes, produciendo
184 compresión en el antepaís y la posterior inversión tectónica de las fallas normales del
185 sistema de rift de Salta dando lugar a una configuración de tipo *broken foreland* (e.g.
186 Zapata et al. 2020). En las regiones pedemontanas, los sedimentos de antepaís
187 corresponden al Grupo Orán y están dispuestos en una gruesa sucesión neógena que
188 se superpone discordantemente a las secuencias de post-rift y sin-rift del Grupo Salta
189 (Gebhard et al. 1974, Russo y Serraiotto 1979, Salfity y Marquillas 1994, Galli et al.
190 2017). El Grupo Orán se compone de los Subgrupos Metán y Jujuy. El primero, está
191 compuesto por areniscas y arcillas de color verde a rojizo depositadas en ambientes
192 fluviales y fluviolacustres, con espesores que no superan los 1500 metros. El segundo,
193 conformado por areniscas rojas intercaladas con conglomerados depositados en
194 abanicos aluviales y facies fluviales de alta energía relacionadas con áreas
195 recientemente elevadas. Como resultado del levantamiento, las unidades
196 sedimentarias del Subgrupo Jujuy muestran numerosas discordancias angulares
197 internas y geometrías de estratos de crecimiento (Gebhard et al. 1974, Ramos 1999,
198 Galli et al. 2017).

199

200 3. METODOLOGÍA

201

202 3.1. Metodología de muestreo y mediciones de campo

203 Se extrajeron un total de 6 muestras de aguas: 3 corresponden a manantiales termales
204 nombradas Ac1, Ac2 y EB, y 3 a cauces superficiales nombradas Iso1, Iso2 e Iso3
205 (Fig. 2a; Cuadro 1). Las muestras correspondientes a manantiales termales fueron
206 recolectadas en la Finca "Aguas Termales Don Pío Pérez" y sus alrededores. En el
207 manantial EB se observa burbujeo discontinuo y de baja intensidad, sin la presencia
208 de depósitos de sales superficiales ni travertinos (Fig. 2b). Aproximadamente a 300 m
209 en dirección sureste desde la Finca Don Pío Pérez se encuentra otro sitio con emisión
210 de manantiales termales, con diferentes caudales y temperaturas, donde se

211 recolectaron las muestras Ac1 y Ac2. Las manifestaciones termales están rodeadas
212 de algas de color rojo anaranjado, además se observa una costra salina en el suelo
213 en las inmediaciones de los manantiales (Fig. 2c). Las muestras de los cauces
214 superficiales corresponden a los arroyos Las Pirguas (Iso1) y Los Ahorcados (Iso2),
215 los cuales drenan las serranías del noroeste del área de estudio (Fig. 2a). En tanto
216 que la muestra Iso3 pertenece a un cauce estacional ubicado en las inmediaciones de
217 la zona con emisiones termales (Fig. 2a).

218 Para la recolección de cada una de las muestras de agua se empleó una jeringa
219 (enjuagada previamente 3 veces con el agua a muestrear) a fin de lograr un muestreo
220 prolijo y eficaz (sin contaminación de la muestra), con la adición de un filtro (0,45 μm
221 tamaño de poro) en el extremo de la jeringa. En cada sitio de muestreo se recolectó:
222 i) una botella de vidrio oscuro de 60 ml para el análisis isotópico de $^2\text{H}/^1\text{H}$ y $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$,
223 sin dejar cámara de aire, ii) una botella de polietileno de alta densidad de 500 ml para
224 el análisis de los elementos mayoritarios (HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl^- , NO_3^- , Na^+ , K^+ , Ca_2^+ ,
225 Mg_2^+), minoritarios y trazas en solución (As, B, Ba, Fe, Li, Mn, Rb, Se, Sr), sin
226 conservantes ni cámara de aire.

227 En cada sitio de muestreo se determinaron los siguientes parámetros: temperatura
228 ($^{\circ}\text{C}$) utilizando una termocupla con precisión técnica de ± 3 $^{\circ}\text{C}$; pH y conductividad
229 eléctrica ($\mu\text{S}/\text{cm}$) utilizando un medidor multiparamétrico para aguas marca *Hanna*
230 *Instruments*, modelo HI-98195, con una resolución de 0.01 pH y 1 $\mu\text{S}/\text{cm}$,
231 respectivamente. Alcalinidad (mg/L CaCO_3), analizada mediante titulación con HCl
232 0,03 N y los reactivos indicadores fenolftaleína y azul de bromofenol. Sílice disuelta
233 (mg/L) utilizando un fotómetro portátil marca *Hanna Instruments*, modelo HI96770, que
234 consiste en una adaptación del método del azul de heteropoli. Adicionalmente, se
235 recolectaron 3 alícuotas de agua por sitio de muestreo para las determinaciones de: i)
236 elementos mayoritarios, ii) minoritarios y trazas en solución y iii) relaciones isotópicas
237 $^2\text{H}/^1\text{H}$ y $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$.

238

239 3.2. Técnicas analíticas

240 El análisis multielemental (Cuadro 2) fue realizado en el Laboratorio de Análisis
241 Químicos (LANAQUI) de la Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, con las
242 siguientes especificaciones: i) determinación de arsénico y selenio realizadas por
243 Espectrometría de Emisión Atómica por Plasma de Acoplamiento Inductivo (ICP-

244 AES), con equipo *Shimadzu Secuencial 1000* modelo III en línea y Generador de
 245 Hidruros Volátiles, según Norma EPA 200.7; ii) restantes elementos analizados
 246 mediante un Espectrómetro de Emisión Atómica por Plasma de Acoplamiento
 247 Inductivo (ICP-OES), *Shimadzu Simultáneo 9000* según Norma EPA 200.7; iii)
 248 aniones determinados según metodologías del “*Standard Method for the Examination*
 249 *of Water and Wastewater*”.

250 El análisis de los isótopos estables expresados como $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$ vs. V-SMOW fue
 251 realizado mediante espectroscopía láser en el Sistema de laboratorios especializados
 252 del CICESE, perteneciente al Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica,
 253 México.

254

255 **3.3. Modelado Geológico 3D utilizando LeapfrogGeo4.4**

256 El modelo geológico 3D fue realizado empleando una licencia educativa del programa
 257 *Leapfrog Geo software*© copyright Seequent Limited. Este programa permitió integrar
 258 toda la información geológica disponible, tales como mapas litológicos-estructurales
 259 (ver sección 2), modelo de elevación digital (DEM), información de pozos y secciones
 260 sísmicas (Iaffa et al. 2011), en un modelo tridimensional del área de estudio. El DEM
 261 empleado para la confección de la superficie topográfica se obtuvo de la página web:
 262 <https://lpdaac.usgs.gov>, del USGS. Las unidades geológicas y las discontinuidades
 263 estructurales fueron modeladas a partir de la información presentada por Iaffa et al.
 264 (2011), detallada a continuación: mapa litológico-estructural de la Cuenca de Metán,
 265 cuatro secciones geológicas transversales confeccionadas a partir de información
 266 sísmica y seis perforaciones petroleras exploratorias. El área modelada se indica con
 267 un recuadro punteado en la Fig. 1b.

268

269 **4. RESULTADOS**

270

271 **4.1. Composición química e isotópica de las aguas**

272 Los parámetros fisicoquímicos de los manantiales termales y la composición química
 273 e isotópica de las muestras de agua se presentan en los cuadros 1 y 2.

274 Los valores de temperatura de los manantiales termales varían entre 41.5 °C (EB) y
 275 59.4 °C (Ac2), mientras que para los cauces superficiales varían entre 13.3 °C (Iso3)
 276 y 20 °C (Iso2). Las mediciones en cauces superficiales fueron realizadas en distintos

277 horarios del día y las variaciones pudieron verse influenciadas por este factor. Todas
278 las muestras de agua tienen valores de pH alcalinos, variando entre 8.42 (Ac1) y 8.93
279 (EB) en los manantiales termales, y entre 7.55 (Iso3) y 8.58 (Iso2) en los cauces
280 superficiales. Los valores de conductividad eléctrica varían desde 1572 (Ac2) hasta
281 2595 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Ac1) para los manantiales termales, y desde 1418 (Iso1) hasta 77620
282 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Iso3) para los cauces superficiales. La alcalinidad total, expresada como mg/L
283 de CaCO_3 , varía entre 102 (Ac1) y 174 mg/L (Ac2) en los manantiales termales, y
284 entre 132 (Iso3) y 252 mg/L (Iso1) en los cauces superficiales.

285 En el agua de los manantiales termales el catión dominante es el Na^+ con
286 concentraciones de hasta 291 mg/L (Ac1), seguido en abundancia por el Ca^{2+} , K^+ y
287 Mg^+ con concentraciones de hasta 4.7 (Ac1), 3 (Ac1) y 0.13 mg/L (EB),
288 respectivamente. Entre los aniones las especies dominantes son el Cl^- y el SO_4^{2-} con
289 concentraciones de hasta 386 mg/L y 211 mg/L (Ac1), respectivamente; seguidos por
290 HCO_3^- , CO_3^{2-} y NO_3^- . Dominan la composición de los cauces superficiales las mismas
291 especies iónicas, siendo el Na^+ el catión dominante con concentraciones de hasta
292 6395 mg/L (Iso3), seguido en abundancia por el Ca^{2+} (1967 mg/L; Iso3) y menores
293 concentraciones de Mg^+ y K^+ . Mientras que entre los aniones las especies dominantes
294 son el Cl^- y el SO_4^{2-} con concentraciones de hasta 16079 mg/L y 1506 mg/L (Iso3),
295 respectivamente; seguidos por HCO_3^- , CO_3^{2-} y NO_3^- .

296 En el diagrama de Piper de la Fig. 4, es posible observar que el agua de los
297 manantiales termales Ac1 y Ac2, así como que la muestra del cauce superficial Iso3,
298 corresponden al tipo clorurada sódica, mientras que el manantial termal EB es del tipo
299 clorurada sulfatada sódica. Por su parte, las dos muestras restantes de cauces
300 superficiales corresponden a los tipos bicarbonatada cálcico magnésica (Iso1) y
301 bicarbonatada sulfatada sódico cálcica (Iso2). A modo comparativo se incluyeron en
302 el diagrama de la Fig. 4 las muestras de Arias et al. (1987). Como se puede observar
303 presentan una composición similar a la de los manantiales termales (Ac1, Ac2, EB)
304 excepto por una de ellas que se clasifica como bicarbonatada sódica ("muestra I"). En
305 esta investigación, no fue posible identificar ningún manantial termal con
306 características similares al descrito por Arias et al. (1987), identificado como "muestra
307 I" (Cuadro 2). En la sección 5.3 se discute una posible hipótesis en relación a este
308 manantial termal con características químicas disímiles.

309 Los elementos minoritarios y trazas se determinaron en las muestras de agua de los
 310 manantiales termales. El elemento que se encuentra en mayor concentración es el Fe
 311 (0.21 mg/L), seguido en abundancia por Sr (0.17 m/L), Li (0.12 mg/L), As (0.092 mg/L),
 312 B (0.058 mg/L), Ba (0.016 mg/L) y Mn (0.007 mg/L). El Rb se encuentra por debajo
 313 del límite de detección del equipo (<2 mg/L) en todas las muestras (Cuadro 2).

314 Respecto a composición isotópica de las muestras de agua, en los manantiales
 315 termales los valores de $\delta^2\text{H}$ varían entre -42.59 y -38.77 ‰ V-SMOW; y los de $\delta^{18}\text{O}$
 316 entre -7.04 y -6.39 ‰ V-SMOW. En relación a los cauces superficiales los valores de
 317 $\delta^2\text{H}$ varían entre -32.67 y -29.77 ‰ V-SMOW; y los de $\delta^{18}\text{O}$ entre -6.1 y -4.38 ‰ V-
 318 SMOW (Cuadro 2). En la Fig. 5a es posible observar que todas las muestras de agua
 319 corresponden a aguas meteóricas, graficándose próximas a la Recta Meteórica Local
 320 RML: $\delta^2\text{H}\text{‰} = (8.25 \pm 0.18) \delta^{18}\text{O} + (15.08 \pm 0.96)$ de la provincia de Salta (Dapeña y
 321 Panarello, 2011).

322

323 **4.2. Modelo geológico en 3D**

324 Se realizó un modelo geológico en tres dimensiones de un sector de la Cuenca de
 325 Metán que representa de forma simplificada la geometría de las distintas capas en el
 326 área de interés de acuerdo a la información geológica, estructural y geofísica
 327 actualmente disponible en la bibliografía. El área modelada (Fig. 1b) fue dividida en
 328 tres bloques delimitados por las fallas principales presentes en la región (Fig.1b y
 329 Fig.3). En particular, el bloque central B (Fig. 3a) fue utilizado para la construcción del
 330 modelo geoquímico conceptual del sistema geotermal (Fig. 7, sección 5.3). El bloque
 331 B está limitado al NO por la falla inversa NE-SO que eleva la Sierra de Lumbrera y
 332 hacia el SE por la falla inversa NE-SO El Galpón la cual controla las manifestaciones
 333 termales estudiadas en este trabajo. Mediante la realización de distintos cortes
 334 efectuados sobre el modelo se puede apreciar que la geometría de las capas dentro
 335 del bloque B es homoclinal buzante hacia el SE (Fig. 3c). Los espesores de la
 336 secuencia estratigráfica post paleozoica se mantienen aproximadamente constantes
 337 alcanzando profundidades de hasta 6 km por debajo de las manifestaciones termales.
 338 En la sección 5.3 se integra el modelo geológico junto con la geoquímica de los fluidos
 339 en el modelo geoquímico conceptual del sistema geotermal.

340

341 **5. DISCUSIÓN**

342

 343 **5.1. Procesos que controlan la composición química e isotópica de las aguas**

 344 Mediante la utilización de diferentes diagramas hidroquímicos se analizó la
 345 composición de las muestras de agua con el propósito de dilucidar los procesos de
 346 interacción agua-roca que controlan su composición química y reconocer eventuales
 347 procesos de mezcla. En la Fig. 5b es posible observar una línea evolutiva para las
 348 aguas de los cauces superficiales, partiendo de valores bajos de STD y una
 349 composición bicarbonatada cálcica magnésica (Iso1) hacia valores significativamente
 350 más altos de STD y composición clorurada sódica (Iso3), siguiendo la clásica
 351 evolución hidroquímica para aguas naturales en cuencas sedimentarias Chebotarev
 352 (1955). Por otro lado, las muestras correspondientes a los manantiales termales no
 353 siguen la misma línea de evolución (Fig. 5b), denotando que otros procesos
 354 adicionales podrían estar controlando su composición química. Si bien las 3 muestras
 355 de manantiales termales tienen una composición química similar, la muestra Ac1 tiene
 356 una mayor salinidad (Cuadro 1).

 357 Si se analiza la composición química de las aguas de los cauces superficiales, las
 358 relaciones Na^+/Cl^- y $\text{SO}_4^{2-}/\text{Ca}^{2+}-\text{Mg}^{2+}$ cercanas a 1 (Fig. 5c, d) sugieren que los
 359 procesos de disolución de halita y yeso serían los responsables de las
 360 concentraciones de estos iones en las muestras Iso1, Iso2 e Iso3. Ambos minerales
 361 presentes en las evaporitas de la Formación Anta (Subgrupo Metán) (e.g. Galli 1995,
 362 Galli y Hernández 1999). El tipo de agua determinado en estos cauces superficiales
 363 es consistente con la composición promedio del agua de los ríos que drenan la Cuenca
 364 Alta del Río Juramento (Salusso, 2005). Por otro lado, las aguas termales también
 365 tienen relaciones Na^+/Cl^- cercanas a 1 indicando disolución de halita (Fig. 5c). Sin
 366 embargo, las relaciones $\text{SO}_4^{2-}/\text{Ca}^{2+}-\text{Mg}^{2+} \gg 1$ (Fig. 5d), inconsistentes con disolución
 367 de yeso, podrían explicarse a partir de la disolución y oxidación del H_2S en el agua,
 368 proceso que ha sido descrito para el sistema geotermal de Rosario de la Frontera
 369 cercano al sistema geotermal en estudio (Chiodi et al. 2015).

 370 Considerando que los sistemas geotermales El Galpón y Rosario de la Frontera
 371 comparten un contexto geológico similar, ambos localizados en la Cuenca de Metán,
 372 se evaluó la posibilidad de que los manantiales termales estudiados fuesen producto
 373 de distintas proporciones de mezcla de un reservorio geotermal profundo de
 374 composición bicarbonatada sódica (como el descrito para el área de Rosario de la

375 Frontera, Chiodi et al. 2015 y con la misma composición de la “muestra I” descrita
376 por Arias et al. 1987) con acuíferos superficiales fríos de composición clorurada
377 sódica.

378 Utilizando el *software* libre *PHREEQC* se realizaron distintas simulaciones de mezcla
379 tomando como base la “muestra I” a la cual se mezcló en distintas proporciones con
380 la muestra Iso3 (Cuadro 2) ya que esta última representaría la composición de los
381 acuíferos más superficiales, con los cuales se mezclaría el agua del reservorio
382 geotermal durante su ascenso a la superficie. La muestra termal EB (Cuadro 2) de
383 composición clorurada sulfatada sódica, fue considerada como miembro final para
384 evaluar el efecto de la mezcla. Las simulaciones fueron realizadas con las siguientes
385 proporciones: Mezcla 1: 10 % de Iso3 y 90 % de muestra I; Mezcla 2: 9 % de Iso3 y 91
386 % de muestra I; Mezcla 3: 8 % de Iso3 y 92 % de muestra I. Al llevar a cabo las
387 diferentes simulaciones (Cuadro 3) se comprueba que en todas las mezclas simuladas
388 se supera la concentración de la muestra EB, incluso con pequeñas proporciones de
389 mezcla con agua de los acuíferos superficiales. Por lo tanto, si bien no se pudo definir
390 con exactitud la proporción de la mezcla necesaria para lograr la composición de EB,
391 debido a que se deberían realizar infinitas simulaciones, con una proporción <8 % ya
392 se supera la concentración de los elementos que la constituyen.

393 Las muestras de los manantiales termales se grafican adyacentes a la Recta
394 Meteorica Local (RML; Fig. 5a), lo que sugiere un origen meteórico para el agua que
395 recarga el acuífero geotermal El Galpón. No obstante, es posible observar que la
396 composición isotópica de los cauces superficiales es más pesada en comparación con
397 la composición isotópica de las aguas termales (Fig. 5a). Considerando que la
398 composición isotópica de los cauces superficiales reflejaría un promedio de la
399 composición isotópica de las lluvias locales, podría deducirse que la recarga del
400 acuífero geotermal sería de carácter más regional, a mayores elevaciones que las
401 serranías drenadas por los arroyos Las Pirguas y De los Ahorcados (muestras Iso1 e
402 Iso2; Fig. 2a). Como se observa en el diagrama de la Fig.5a, las muestras
403 correspondientes a las aguas termales de El Galpón son similares isotópicamente a
404 la composición isotópica promedio del agua del reservorio geotermal de Rosario de la
405 Frontera (Chiodi et al. 2015). Esto último sería consistente con las consideraciones
406 realizadas respecto a la composición química del reservorio geotermal del sistema El
407 Galpón y los procesos de mezcla propuestos.

408 Con el fin de estimar la altura de recarga para el sistema geotermal El Galpón, se
 409 consideró el gradiente promedio para zonas templadas de $-0.2 \text{ ‰} / 100 \text{ m}$ (Gonfiantini
 410 et al. 2001) y la media del valor de $\delta^{18}\text{O}$ de las muestras Iso1 e Iso2 (-5.8 ‰). La
 411 muestra Iso3 no se tuvo en cuenta para los cálculos por presentar indicios de
 412 evaporación (Fig. 5a). A partir del promedio entre las dos muestras mencionadas ($-$
 413 5.8 ‰) se realizaron dos cálculos para la estimación de la altura de recarga. El primero
 414 de ellos es una estimación mínima de la altura de recarga, para lo cual se utilizó el
 415 valor de $\delta^{18}\text{O}$ de la muestra EB (-6.39 ‰), y la diferencia (-0.59 ‰) entre este valor y el
 416 promedio de los arroyos fríos. Teniendo en cuenta el valor del gradiente promedio
 417 (Gonfiantini et al. 2001) se calculó que para lograr la diferencia isotópica se necesitaría
 418 una diferencia de altura de 295 m s.n.m., lo que sumado al promedio de las alturas
 419 donde fueron tomadas las muestras Iso1 e Iso2 (537 m s.n.m.), arroja una altura
 420 mínima de recarga de 832 m para la muestra EB. Para el segundo cálculo se utilizó
 421 un valor (-7.035 ‰) promedio entre los valores de $\delta^{18}\text{O}$ de Ac1 (-7.04 ‰) y Ac2 (-7.03
 422 ‰) y nuevamente con la diferencia entre este valor y la diferencia con el de los arroyos
 423 (-1.235 ‰) se obtuvo una diferencia de altura de 617 m, resultando en una altura de
 424 recarga de 1154 m. De los cálculos realizados se sugiere que la recarga del acuífero
 425 geotermal El Galpón sería de carácter regional, a alturas comprendidas entre los ~ 832
 426 y 1155 m s.n.m. Cabe mencionar en este punto que las estimaciones de la altura de
 427 recarga son preliminares, acordes a la etapa de exploración inicial del sistema
 428 geotermal. Futuras investigaciones podrían confirmar o refutar las áreas de recarga
 429 propuestas.

430

431 **5.2. Geotermometría líquida**

432 **5.2.1. Geotermómetros catiónicos.** Los geotermómetros catiónicos se basan en la
 433 dependencia de la temperatura del intercambio catiónico que fija las razones de
 434 ciertos componentes disueltos (e.g. Na-K-Mg; Giggenbach 1988) para calcular las
 435 temperaturas profundas del último equilibrio químico agua-roca, en caso que éste se
 436 haya producido. El diagrama ternario Na/1000-K/100- $\sqrt{\text{Mg}}$ (Fig. 6) de Giggenbach
 437 (1988) permite clasificar las aguas como totalmente equilibradas con la roca,
 438 parcialmente equilibradas e inmaduras (disolución de roca con escaso o nulo
 439 equilibrio), a las temperaturas especificadas. El equilibrio parcial puede ser resultado
 440 de mezcla de aguas o reacciones agua-roca durante el ascenso. En este sentido, y

441 considerando que la composición química del agua termal muestreada en El Galpón
442 podría ser producto de la mezcla del reservorio profundo con acuíferos superficiales
443 fríos, de composición clorurada sódica (discutido en la sección 5.1), la aplicación e
444 interpretación de los geotermómetros catiónicos (que consideran en el equilibrio el
445 Na^+) debe realizarse con resguardos. Cabe mencionar aquí que la mezcla del agua
446 del reservorio geotermal con los acuíferos superficiales parece ser mínima, de
447 acuerdo con los resultados del modelado geoquímico presentado (sección 5.1), por lo
448 que una pequeña fracción del contenido de Na^+ del agua termal muestreada en
449 superficie podría ser reflejo del proceso de mezcla y parte estar asociado al agua
450 geotermal profunda. Teniendo en consideración lo antes mencionado, se observa en
451 la Fig. 6 que las aguas termales caen dentro del campo de equilibrio parcial, siendo
452 consistente con el proceso de mezcla antes mencionado, permitiendo la aplicación de
453 los geotermómetros catiónicos con un cierto grado de confianza. Las temperaturas
454 estimadas mediante el par K/Na varían entre 97 y 111 °C (Cuadro 4); mientras que las
455 estimadas mediante el par K/Mg entre 83 y 106 °C (Cuadro 4). La relación K/Na
456 responde más lentamente a los cambios (cinética lenta), por lo tanto, representa las
457 condiciones presentes en profundidad y otorga temperaturas más altas (Giggenbach
458 1988, 1991). La relación K/Mg responde rápidamente a los cambios (cinética veloz)
459 consecuentemente, representa condiciones más superficiales y usualmente otorga
460 temperaturas más bajas (Giggenbach 1988, 1991). Los valores de temperatura
461 calculados son similares a los que se obtienen si se calculan las temperaturas
462 utilizando como base la composición química de la "muestra I" presentada por Arias
463 et al. (1987), siendo de 127 °C para el par K/Na y 77 °C para el par K/Mg.

464
465 **5.2.2. Geotermómetros de sílice.** Los geotermómetros de la sílice se basan en la
466 variación de la solubilidad dependiente de la temperatura (polimorfos de la sílice;
467 Fournier 1991). En el Cuadro 4 se presentan los resultados obtenidos a partir de los
468 geotermómetros de la sílice. Las temperaturas obtenidas para el cuarzo (sin pérdida
469 de vapor) varían entre 85 y 98 °C; mientras que para la calcedonia varían entre 54 y
470 68 °C, resultando en algunos casos inferiores a las temperaturas medidas en
471 superficie. Los resultados obtenidos en base al cuarzo son consistentes con los
472 resultados obtenidos mediante el par K-Mg, teniendo ambos geotermómetros tasas
473 de re-equilibración similares. En ambos casos, los valores de temperaturas calculados

474 reflejarían condiciones más superficiales que las calculadas mediante el par K-Na. Es
 475 importante mencionar también que los procesos de mezcla con acuíferos superficiales
 476 fríos provocarían la rápida precipitación de la sílice, por lo que las temperaturas
 477 estimadas son consideradas mínimas para el reservorio geotermal.

478

479 **5.3. Modelo geoquímico conceptual del sistema geotermal El Galpón**

480 Se propone el siguiente modelo geoquímico conceptual para el sistema geotermal El
 481 Galpón (Fig. 7), a partir de: i) la revisión de las características de las litofacies
 482 presentes en la columna estratigráfica del área de estudio, ii) del modelado geológico
 483 3D, iii) del análisis de la composición química del agua, iv) de las similitudes
 484 encontradas entre el sistema geotermal en estudio con otros sistemas geotermales
 485 localizados dentro del mismo contexto geológico como son el sistema geotermal
 486 Rosario de la Frontera y El Sauce (e.g. Invernizzi et al. 2014, Chiodi et al. 2015, 2016).
 487 El reservorio geotermal profundo sería de composición bicarbonatada sódica,
 488 posiblemente alojado dentro del Subgrupo Pirgua, compuesto en el área de estudio
 489 principalmente por facies de grano grueso (Sabino 2002), con permeabilidades del
 490 orden de los 81,4 mD (Invernizzi et al. 2014). El sello del reservorio lo constituirían las
 491 facies finas del Subgrupo Balbuena (Arias et al. 1987). En su ascenso a superficie
 492 favorecido por las estructuras, el agua del reservorio geotermal se mezcla con
 493 acuíferos clorurados sulfatados sódicos, alojados probablemente dentro de los
 494 Subgrupos Metán y Jujuy. La existencia de este tipo de reservorios dentro de las
 495 sedimentitas terciarias ha sido propuesta en otros sistemas geotermales cercanos
 496 (Barcelona et al. 2013, Chiodi et al. 2016) y constatada por Dib Ashur (1998) y
 497 Bercheñi (2003).

498 Los valores isotópicos del agua ($\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$) indican que la recarga del acuífero termal
 499 se produce a partir de aguas de origen meteórico. Debido a la diferencia encontrada
 500 entre la isotopía de las aguas geotermales en relación con las aguas superficiales
 501 estudiadas (Fig. 5a), se infiere que la recarga principal del acuífero geotermal sería de
 502 carácter regional, probablemente en la Sierra de Metán (Fig.1b y Fig. 2a). No se
 503 descarta la posibilidad de que existan múltiples áreas de recarga dentro de la Cuenca
 504 de Metán asociadas a zonas de daño (e.g. Fossen et al. 2007, Faulkner et al. 2010)
 505 donde existen afloramientos del Subgrupo Pirgua. El proceso de mezcla del reservorio
 506 geotermal con los acuíferos someros produciría precipitación de la sílice disuelta y re-

507 equilibración química de algunos compuestos, resultando en las bajas temperaturas
508 geotermométricas estimadas en base a la sílice disuelta y el par K-Mg (~98 °C). Por
509 otro lado, el geotermómetro K-Na señala temperaturas de hasta ~111 °C para el agua
510 dentro de reservorio geotermal. En todos los casos, las temperaturas serían
511 consideradas mínimas debido al proceso de mezcla. Considerando que el reservorio
512 propuesto alcanza profundidades de alrededor de 5-6 km debajo del sector de
513 surgencia de las termas, el agua meteórica de recarga podría alcanzar la temperatura
514 estimada con los geotermómetros catiónicos (~111 °C) en un área de gradiente
515 geotérmico normal, siendo consistente con el modelo conceptual que proponen Arias
516 et al. (1987).

517 Si bien el modelo conceptual planteado es similar al que presentan los autores
518 mencionados, resulta llamativo no haber localizado durante el desarrollo de esta
519 investigación el manantial termal mencionado por Arias et al. (1987) de composición
520 bicarbonatada sódica, el cual se sugiere representaría la composición original del
521 reservorio geotermal, sin mezcla con acuíferos más superficiales. En este sentido, si
522 se asume que dicho manantial no existe como tal al presente debería buscarse una
523 explicación para que actualmente todos los manantiales termales presenten una
524 composición química clorurada sulfatada sódica. Según el modelo geoquímico
525 conceptual propuesto, una posible hipótesis podría ser que actualmente los
526 manantiales termales son producto de la mezcla entre el agua proveniente del
527 reservorio geotermal profundo con los acuíferos someros salados; mientras que, al
528 momento de la realización de las investigaciones de Arias et al. en el año 1987, el
529 agua del reservorio geotermal llegaba a superficie, al menos en donde fue tomada la
530 "muestra 1", con nula o prácticamente nula mezcla con los acuíferos someros.
531 Siguiendo esta línea de razonamiento y considerando que la surgencia de los
532 manantiales termales está controlada por estructuras, principalmente por la falla El
533 Galpón (Zeckra et al. 2017), entonces podría pensarse que producto del sismo de
534 magnitud 5.8 Mw registrado en el año 2015 y asociado a dicha estructura, el camino
535 de ascenso del agua del reservorio geotermal se vio modificado provocando que al
536 presente no exista ningún manantial termal sin mezcla con los acuíferos superficiales.
537 De todas maneras, esta hipótesis es muy especulativa, ya que serían necesarios
538 registros sistemáticos en el tiempo ya sea de los caudales de los manantiales termales
539 antes y después del sismo, así como de la geoquímica de cada uno de los mismos.

540

541 **5.4. Estimación del potencial geotérmico mediante el método del volumen**

542 El potencial geotérmico del área El Galpón se estimó a través del Método del Volumen
543 (Muffler y Cataldi 1978, Doveri et al. 2010), para el sector de la Cuenca de Metán
544 (recuadro en línea punteada en Fig. 1b) correspondiente al área modelada en la
545 sección Oeste-Este, utilizada en la figura del modelo conceptual (Fig. 7a). La energía
546 total contenida en el sistema (Q_t) resulta de la suma de la energía almacenada en
547 roca, según la ecuación $Q_r = Vol * (\rho_r * CR * (1 - \phi) * (TR - TO))$ y en la fase fluida, según la
548 ecuación $Q_f = Vol * (\rho_f * CF * \phi * (TR - TO))$. Para los cálculos se contemplaron los siguientes
549 parámetros: calor específico de la roca (CR) de $0.85 \text{ kJ/kg}^\circ\text{K}$, calor específico del fluido
550 (CF) de $4.27 \text{ kJ/kg}^\circ\text{K}$, porosidad de $0,07(\phi)$ tomada por correlación con el sistema
551 geotermal de Rosario de la Frontera (Invernizzi et al. 2014), temperatura de reservorio
552 (TR) de $111 \text{ }^\circ\text{C}$ (en base al par K-Na), temperatura de abandono (TO) de $20 \text{ }^\circ\text{C}$ (Aciar
553 2012), densidad de roca (ρ_r) de 2650 kg/m^3 y una densidad de fluido (ρ_f) de 932.27
554 kg/m^3 . Del volumen total del Subgrupo Pirgúa ($Vol = 3116.9 \text{ km}^3$), obtenido a través
555 del modelado geológico, se extrajo un volumen parcial ($Vol = 2007 \text{ km}^3$) donde los
556 fluidos excederían los $60 \text{ }^\circ\text{C}$, como volumen potencialmente interesante con fines
557 geotérmicos (Fig. 7b).

558 Se obtiene como resultado que la energía total contenida en el área modelada sería
559 de $Q_t = 4.33 * 10^{17} \text{ J}$, correspondiendo $Q_f = 5.09 * 10^{16} \text{ J}$ y $Q_r = 3.83 * 10^{17} \text{ J}$.

560 Es importante mencionar que los resultados obtenidos corresponderían a un potencial
561 mínimo, ya que se han considerado las temperaturas estimadas por geotermometría,
562 las cuales indican valores conservativos para el agua dentro del reservorio geotermal
563 debido a los procesos de mezcla con los acuíferos superficiales fríos. Adicionalmente,
564 los límites del reservorio geotermal (Subgrupo Pirgúa) se definieron en base al área
565 modelada. En este sentido, la distribución del Subgrupo Pirgúa en la Cuenca de Metán
566 excede ampliamente el área modelada y esta unidad ha sido considerada reservorio
567 geotermal en el sistema geotermal de Rosario de la Frontera (e.g. Invernizzi et al.
568 2014, Chiodi et al. 2015), por lo cual podría inferirse que el potencial geotérmico de la
569 Cuenca de Metán es significativamente mayor a las estimaciones realizadas hasta el
570 presente.

571

572 **6. CONCLUSIONES**

573

574 El sistema geotermal El Galpón constituye un sistema de baja temperatura dominado
575 por convección de tipo no magmático, siguiendo la clasificación propuesta por Moeck
576 (2014). Se propone la existencia de un reservorio geotermal profundo alojado en los
577 sedimentos del Subgrupo Pirgua, con temperaturas de hasta ~111 °C y composición
578 bicarbonatada sódica. Las facies finas dentro de los depósitos del Subgrupo Balbuena
579 constituirían el sello del sistema. El agua de origen meteórica podría alcanzar
580 profundidades de hasta 6 Km en algunos sectores de la cuenca, adquiriendo las
581 temperaturas estimadas por geotermómetros en un área de gradiente geotérmico
582 normal. En su ascenso a la superficie, favorecido por las estructuras, el agua
583 geotermal sufre procesos de mezcla con acuíferos más superficiales, de composición
584 clorurada sulfatada sódica, alojados en el Grupo Orán.

585 De acuerdo a la isotopía del agua, la recarga principal del reservorio geotermal
586 profundo sería de carácter regional, posiblemente en la Sierra de Metán. Sin embargo,
587 la disposición de las unidades litológicas observada en el modelado 3D permiten
588 sugerir que parte de la recarga pueda ser local en la Sierra de Lumbreira.

589 El modelado geológico 3D del área de El Galpón permitió definir un volumen del
590 Subgrupo Pirgua y así poder aplicar el método volumétrico para estimar el potencial
591 geotérmico del sector estudiado. El potencial mínimo estimado para la zona El Galpón,
592 expresado como calor almacenado en el fluido, sería de $5.09 \cdot 10^{16}$ J. Si bien el
593 potencial estimado es menor al calculado para el sector de Rosario de la Frontera
594 ($1 \cdot 10^{18}$ J, Chiodi et al. 2015), se infiere que el potencial geotérmico de la Cuenca de
595 Metán es significativamente mayor al estimado hasta el presente, posiblemente
596 asociado a un gran sistema geotermal compartimentalizado (e.g. Vignaroli et al. 2013,
597 Barcelona et al. 2019b).

598 La cuantificación y evaluación del recurso geotérmico en el área del sistema geotermal
599 El Galpón requiere de estudios interdisciplinarios (geofísicos, hidrogeológicos,
600 estructurales, etc.) complementarios que permitan definir de manera más acabada el
601 modelo conceptual propuesto y ajustar las estimaciones del potencial geotérmico.
602 Futuras investigaciones deberían modelar el volumen total de los depósitos del
603 Subgrupo Pirgua que podría actuar como reservorio geotermal para así poder estimar
604 el potencial geotérmico de toda la cuenca de Metán.

605

606 7. AGRADECIMIENTOS

607 Este trabajo fue financiado parcialmente mediante los Proyectos PICT 2019-03171 y
608 CIUNSa Tipo A, N°2713, Directora: Dra. Chiodi. Los autores agradecen al IBIGEO
609 (CONICET-UNSa) por el apoyo logístico brindado para desarrollar las tareas de
610 campo.

611

612 8. REFERENCIAS

- 613 Aceñolaza, F.G. 1978. El Paleozoico Inferior de Argentina según sus trazas fósiles.
614 *Ameghiniana* 15: 15-64.
- 615 Aciar, L. 2012. Caracterización ambiental Dpto Metán Provincia de Salta. AAPRESID
616 Regional Metán, 26 p., Salta.
- 617 Ahumada, F., Guevara, L., Favetto, A., Filipovich, R., Chiodi, A., Viramonte, J.G.,
618 Giordano, G. 2022. Electrical resistivity structure in the Tocomar geothermal
619 system obtained from 3-D inversion of audio-magnetotelluric data (Central
620 Puna, NW Argentina). *Geothermics* 104: 102436.
- 621 Arias, J.E., Espelta, C.M., Chavez, A. y Chalabe, E. 1987. Prospección geotérmica en
622 la comarca de El Galpón, Departamento Metán, Provincia de Salta. *Revista del*
623 *Instituto de Ciencias Geológicas, Universidad Nacional de Jujuy* 7:135-149.
- 624 Barcelona, H., Favetto, A., Peri, V. G., Pomposiello, C. y Ungarelli, C. 2013. The
625 potential of audiomagnetotellurics in the study of geothermal fields: a case study
626 from the northern segment of the La Candelaria Range, Northwestern
627 Argentina. *Journal of Applied Geophysics* 88: 83-93.
- 628 Barcelona, H., Peri, G., Tobal, J., Sagripanti, L. y Favetto, A. 2014. Tectonic activity
629 revealed by morphostructural analysis: Development of the Sierra de la
630 Candelaria range, northwestern Argentina. *Journal of South American Earth*
631 *Sciences* 56: 376-395.
- 632 Barcelona, H., Yagupsky, D. y Agosto, M. 2019a. The layered model of the Copahue
633 geothermal reservoir, Argentina. *Geothermal Energy* 7(1): 1-22.
- 634 Barcelona, H., Yagupsky, D., Vigide, N. y Senger, M. 2019b. Structural model and slip-
635 dilation tendency analysis at the Copahue geothermal system: inferences on
636 the reservoir geometry. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 375:
637 18-31.

- 638 Bercheni, V.A. 2003. Hidrogeología en la ciudad de Rosario de la Frontera y su
639 relación con la cuenca del Río Rosario. Tesis Profesional, Universidad Nacional
640 de Salta (inédita), 131 p., Salta.
- 641 Bianucci, H.A., Acevedo, O.M. y Cerdán, J.J. 1981. Evolución tectosedimentaria del
642 Grupo Salta en la subcuenca Lomas de Olmedo (Provincias de Salta y
643 Formosa). 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 159-172, San Luis.
- 644 Bona, P. y Coviello, M. 2016. Valoración y gobernanza de los proyectos geotérmicos
645 en América del Sur. Comisión Económica para América Latina y el Caribe
646 (CEPAL).
- 647 CAMMESA 2022. <https://cammesaweb.cammesa.com>
- 648 Carro-Pérez, M. 2019. Geotermia de baja entalpía en suelos loésicos: eficiencia,
649 conductividad térmica y configuraciones. 2° Congreso Latinoamericano de
650 Ingeniería, Cartagena de Indias, Colombia.
- 651 Chebotarev, I. 1955. Metamorphism of Natural Waters in the Crust of Weathering.
652 *Geochimica et Cosmochimica* 8: 22-48.
- 653 Chiodi, A., Tassi, F., Báez, W., Maffucci, R., Invernizzi, C., Giordano, G., Corrado, S.,
654 Bicocchi, G., Vaselli, O., Viramonte, J.G., Pierantoni, P.P. 2015. New
655 geochemical and isotopic insights to evaluate the geothermal resource of the
656 hydrothermal system of Rosario de la Frontera (Salta, northern Argentina).
657 *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 295: 16-25.
- 658 Chiodi, A., Báez, W., Filipovich, R., Ahumada, F., Viramonte, J.G. 2016. Modelo
659 conceptual preliminar del sistema geotermal El Sauce (Salta) a partir de
660 estudios de geoquímica de fluidos. *Revista de la Asociación Geológica
661 Argentina* 73 (1): 94-104.
- 662 Chiodi, A., Tassi, F., Báez, W., Filipovich, R., Bustos, E., Glok Galli, M., Suzaño, N.,
663 Ahumada, M.F., Viramonte, J.G., Giordano, G., Pecoraino, G. y Vaselli, O.
664 2019. Preliminary conceptual model of the Cerro Blanco caldera-hosted
665 geothermal system (Southern Puna, Argentina): Inferences from geochemical
666 investigations. *Journal of South American Earth Sciences* 94: 102213.
- 667 Chiodi, A., Filipovich, R., Esteban, C., Pesce, A. y Stefanini, V., 2020. Geothermal
668 Country update of Argentina: 2015-2020. World Geothermal Congress, Actas
669 ID 1516, Reykjavik, Iceland.

- 670 Chiodi A., Pleitavino M., Barcelona H., Filipovich R. y Esteban C. 2023. Geothermal
671 Country update of Argentina: 2020-2023. Actas World Geothermal Congress
672 2023, China. *Aceptado*. Christiansen, R. O., Clavel, F., Gonzalez, M., García, H.
673 P., Ortiz, D. A., Ariza, J. P., Martínez, M. y Wohnlich, S. 2021. Low-enthalpy
674 geothermal energy resources in the Central Andes of Argentina: A case study
675 of the Pismanta system. *Renewable Energy* 177: 1234-1252.
- 676 Cristallini, E., Comínguez, A.H. y Ramos, V.A. 1997. Deep structure of the Metán-
677 Guachipas region: tectonic inversion in northwestern Argentina. *Journal of*
678 *South American Earth Sciences* 10 (5-6): 403-421.
- 679 Comínguez, A.H. y Ramos, V.A. 1995. Geometry and seismic expression of the
680 Cretaceous Salta rift of northwestern Argentina. En: Tankard, A.J., Suarez, R.,
681 Welsink, H.J. (eds.), *Petroleum Basins of South America*. American Association
682 of Petroleum Geologists, Spec. Publ. Mem. 62: 325-340.
- 683 Dapeña, C. y Panarello, H. 2011. Composición isotópica de las precipitaciones en el
684 Noroeste Argentino. 7° Congreso Argentino de Hidrogeología y 5° Seminario
685 Hispano-Latinoamericano Sobre Temas Actuales de la Hidrología Subterránea,
686 385-392, Salta.
- 687 Dib Ashur, P. 1998. Hidrogeología regional del cono aluvial del río Mojotoro. Balance
688 hidrogeológico de la zona franca de Gral. Güemes. Provincia de Salta. Tesis
689 Profesional, Universidad Nacional de Salta (inérita), 78 p., Salta.
- 690 Doveri, M., Lelli, M., Marini, L. y Raco, B. 2010. Revision, calibration, and application
691 of the volume method to evaluate the geothermal potential of some recent
692 volcanic areas of Latium, Italy. *Geothermics* 39(3): 260-269.
- 693 Faulkner, D.R., Jackson, C.A.L., Lunn, R.J., Schlische, R.W., Shipton, Z.K., Wibberley,
694 C.A.J. y Withjack, M.O. 2010. A review of recent developments concerning the
695 structure, mechanics and fluid flow properties of fault zones. *Journal of*
696 *Structural Geology* 32 (11): 1557-1575.
- 697 Filipovich, R., Chiodi, A., Báez, W., Ahumada, F., Invernizzi, C., Taviani, S., Aldega,
698 L., Tassi, F., Barrios, A., Corrado, S., Gropelli, G., Norini, G., Bigi, S., Caricchi,
699 C., De Benedetti, A., De Astis, G., Becchio, R., Viramonte, J.G., Giordano G.
700 2022. Structural analysis and fluid geochemistry as tools to assess the potential
701 of the Tocomar geothermal system, Central Puna (Argentina). *Geothermics* 98:
702 10227.

- 703 Fossen, H., Schultz, R.A., Shipton, Z.K. y Mair, K. 2007. Deformation bands in
704 sandstone: a review. *Journal of the Geological Society* 164 (4): 755-769.
- 705 Fournier, R. O. 1991. Water geothermometers applied to geothermal energy. En: F.
706 D'Amore (ed.), *Application of Geochemistry in Geothermal Reservoir*
707 *development*. UNITAR-UNDP, 37-69, Roma.
- 708 Fridleifsson, I.B. 2001. Geothermal energy for the benefit of the people. *Renewable*
709 *and Sustainable Energy Reviews* 5 (3): 299-312.
- 710 Galetto, A., García, V. y Caselli, A. 2018. Structural controls of the Domuyo geothermal
711 field, Southern Andes (36°38'S), Argentina. *Journal of Structural Geology* 114:
712 76-94.
- 713 Galli, C.I. 1995. *Estratigrafía y Sedimentología del Subgrupo Metán (Grupo Orán,*
714 *Terciario) en la provincia de Salta. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de*
715 *Salta (inédita).*, 190 p., Salta.
- 716 Galli, C.I. y Hernández, R.M. 1999. Evolución de la Cuenca de Antepaís desde la zona
717 de la Cumbre Calchaquí hasta la Sierra de Santa Bárbara, Eoceno inferior-
718 Mioceno medio, provincia de Salta, Argentina. *Acta geológica hispánica* 34(2):
719 167-184.
- 720 Galli, C.I., Alonso, R.N. y Coira, L. B. 2017. Integrated Stratigraphy of the Cenozoic
721 Andean Foreland Basin (Northern Argentina). *Seismic and Sequence*
722 *Stratigraphy and Integrated Stratigraphy, New Insights and Contributions* 129-
723 156.
- 724 Galliski, M.A. y Viramonte, J.G., 1988. The Cretaceous paleorift in northwestern
725 Argentina. A petrologic approach. *Journal of South American Earth Sciences* 1
726 (14): 329-342.
- 727 Gebhard, J.A., Guidice, A.R. y Gascon, J.O. 1974. Geología de la comarca entre el
728 Río Juramento y Arroyo las Tortugas, provincias de Salta y Jujuy, República
729 Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 29: 359-375.
- 730 Giggenbach, W. 1988. Geothermal solute equilibria, derivation of Na-K-Mg-Ca
731 geoindicators. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 52: 2749-2765.
- 732 Giggenbach, W. 1991. Chemical techniques in geothermal exploration. En: D'Amore
733 (ed.), *Application of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development,*
734 *UNITAR-UNDP* 253-273, Roma.

- 735 Gonfiantini, R., Roche, M. A., Olivry, J. C., Fontes, J. C. y Zuppi, G. M. 2001. The
736 altitude effect on the isotopic composition of tropical rains. *Chemical Geology*
737 181(1-4): 147-167.
- 738 Herrero Ducloux, E.1918. Termas de Inti (Agua Caliente) en la provincia de Salta.
739 *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias* 23 (2): 263-286.
- 740 Iaffa, D.N., Sabat, F., Muñoz, J.A., Mon, R. y Gutierrez, A.A. 2011. The role of inherited
741 structures in a foreland basin evolution. The Metán Basin in northwest
742 Argentina. *Journal of Structural Geology* 33: 1816-1828.
- 743 Invernizzi, C., Pierantoni, P.P., Chiodi, A., Maffucci, R., Corrado, S., Báez, W., Tassi,
744 F., Giordano, G. y Viramonte, J.G. 2014. Preliminary assessment of the
745 geothermal potential of Rosario de la Frontera area (Salta, NW Argentina):
746 insight from hydro-geological, hydro-geochemical and structural investigations.
747 *Journal of South American Earth Sciences* 54: 20-36.
- 748 Kley, J. y Monaldi, C. 2002. Tectonic inversion in the Santa Barbara System of the
749 central Andean foreland thrust belt, northwestern Argentina. *Tectonics* 21:
750 1111-1118.
- 751 Lamberti, M. C., Vigide, N., Venturi, S., Agosto, M., Yagupsky, D., Winocur, D.,
752 Barcelona, H., Vélez, M., Cardellini, C. y Tassi, F. 2019. Structural architecture
753 releasing deep-sourced carbon dioxide diffuse degassing at the Caviahue–
754 Copahue Volcanic Complex. *Journal of Volcanology and Geothermal*
755 *Research* 374: 131-141.
- 756 Lund, J. W. y Toth, A. N. 2021. Direct utilization of geothermal energy 2020 worldwide
757 review. *Geothermics* 90: 101915.
- 758 Maffucci, R., Bigi, S., Corrado, S., Chiodi, A., Di Paolo, L., Giordano, G. e Invernizzi,
759 C. 2015. Quality assessment of reservoirs by means of outcrop data and
760 “discrete fracture network” models: the case history of Rosario de La Frontera
761 (NW Argentina) geothermal system. *Tectonophysics* 647: 112-131.
- 762 Maffucci, R., Corrado, S., Aldega, L., Bigi, S., Chiodi, A., Di Paolo, L., Giordano, G.,
763 Invernizzi, C. 2016. Cap rock efficiency of geothermal systems in fold-and-thrust
764 belts: Evidence from paleo-thermal and structural analyses in Rosario de La
765 Frontera geothermal area (NW Argentina). *Journal of Volcanology and*
766 *Geothermal Research* 328: 84-95.

- 767 Marquillas, R.A., del Papa, C. y Sabino, I.F. 2005. Sedimentary aspects and
768 paleoenvironmental evolution of a rift basin: Salta Group (Cretaceous-
769 Paleogene), northwestern Argentina. *International Journal of Earth Sciences*
770 94: 94-113.
- 771 Moeck, I.S. 2014. Catalog of geothermal play types based on geologic controls.
772 *Renewable and Sustainable Energy Reviews* 37: 867-882.
- 773 Mon, R. 1971. Estructura geológica del extremo austral de las sierras subandinas,
774 provincia De Salta y Tucumán, República Argentina. *Revista de la Asociación*
775 *Geológica Argentina* 26: 209-220.
- 776 Mon, R. y Hongn, F.D. 1991. The structure of Precambrian and Lower Paleozoic
777 basement of the Central Andes between 22° and 32° S Lat. *Geologische*
778 *Rundschau* 80 (3): 745-758.
- 779 Mon, R. y Salfity, J.A. 1995. Tectonic evolution of the Andes of northern Argentina.
780 *Petroleum Basins of South America. Memoir* 62: 269-283.
- 781 Moreno, J. 1970. Estratigrafía y paleogeografía del Cretácico superior en la cuenca
782 del noroeste argentino, con especial mención de los Subgrupos Balbuena y
783 Santa Bárbara. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 24: 9-44.
- 784 Muffler, P. y Cataldi, R. 1978. Methods for regional assessment of geothermal
785 resources. *Geothermics* 7: 53-89.
- 786 Peralta Arnold, Y., Cabassi, J., Tassi, F., Caffè, P. J. y Vaselli, O. 2017. Fluid
787 geochemistry of a deep-seated geothermal resource in the Puna plateau (Jujuy
788 Province, Argentina). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 338:
789 121-134.
- 790 Peralta Arnold, Y.P., Franco, M.G., Tassi, F., Caffè, P.J., Jofre, C.B., Claros, M.,
791 Villalba Ulberich, J., Rizzo, A. y Cabassi, J. 2020. Geochemical features of
792 hydrothermal systems in Jujuy Province, Argentina: Hints for geothermal fluid
793 exploration. *Journal of South American Earth Sciences* 101: 102627.
- 794 Pleitavino M., Carro Pérez M., García Aráoz E. y Cioccale M. 2022. Determinación de
795 difusividad térmica aparente in situ de suelo loésico a partir de un registro
796 térmico. 21° Congreso Geológico Argentino, Puerto Madryn, Chubut.
- 797 Ramos, V.A. 1986. El diastrofismo oclóyico: un ejemplo de tectónica de colisión
798 durante el Eopaleozoico en el noroeste argentino. *Revista Instituto Ciencias*
799 *Geológicas* 6: 13-28.

- 800 Ramos, V.A. 1999. Las provincias geológicas del territorio argentino. En: En Caminos,
801 R. (ed.), Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, 29
802 (3): 41-96, Buenos Aires.
- 803 Rapela, C.W., Pankhurst, R.J., Casquet, C., Baldo, E., Saavedra, J. y Galindo, C.
804 1998. Early evolution of the Proto-Andean margin of South America. *Geology*
805 26: 707-710.
- 806 Ricci, H.I. y Villanueva García, A. 1969. La presencia de Paleozoico inferior en la
807 Sierra de Candelaria (provincia de Salta). *Acta Geológica Lilloana* 10: 1-16.
- 808 Rolleri, E.O. 1976. Sistema de Santa Bárbara, una nueva provincia geológica
809 argentina. 6° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 239- 255, Bahía Blanca.
- 810 Ruiz Huidobro, O.J. 1955. Tectónica de las hojas Chicoana y Salta. *Revista de la*
811 *Asociación Geológica Argentina* 10: 7-43.
- 812 Russo, A. y Serraiotto, A. 1979. Contribución al conocimiento de la estratigrafía
813 terciaria en el noroeste argentino. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 1:
814 715-730, Neuquén.
- 815 Sabino, I.F. 2002. Geología del Subgrupo Pirgua (Cretácico) del noroeste argentino.
816 Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Salta (inédita), 260 p., Salta.
- 817 Salfity, J.A. y Marquillas, R.A. 1994. Tectonic and sedimentary evolution of the
818 Cretaceous-Eocene Salta Group basin, Argentina. En: Salfity, J.A. (ed.),
819 Cretaceous Tectonics of the Andes. *Evolution Sciences Monograph Series*:
820 266-315, Wiesbaden.
- 821 Salusso, M. 2005. Evaluación de la calidad de los recursos hídricos superficiales en
822 la Alta Cuenca del Juramento (Salta). Tesis Doctoral, Universidad de Buenos
823 Aires (inédita), 203p., Buenos Aires.
- 824 Sanyal, S.K. 2005. Classification of geothermal systems—a possible scheme. 13°
825 Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, 85-88, Stanford, California.
- 826 Stelling, P, Shevenell, L, Hinz, N, Coolbaugh, M, Melosh, G y Cumming, W. 2016.
827 Geothermal systems in volcanic arcs: volcanic characteristics and surface
828 manifestations as indicators of geothermal potential and favorability worldwide.
829 *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 324: 57-72.
- 830 ThinkGeoEnergy Research 2021. <https://www.thinkgeoenergy.com>
- 831 Turner, J. 1959. Estratigrafía del cordón de Escaya y de la Sierra de Rinconada
832 (Jujuy). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 13: 15-39.

- 833 Turner, J. 1960. Estratigrafía de la Sierra de Santa Victoria y adyacencias. Boletín de
834 la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba 41:163-196.
- 835 Vignaroli, G., Pinton, A., De Benedetti, A. A., Giordano, G., Rossetti, F., Soligo, M. y
836 Berardi, G. 2013. Structural compartmentalisation of a geothermal system, the
837 Torre Alfina field (central Italy). Tectonophysics 608, 482-498.
- 838 Vilela, C.R. 1951. Acerca del hallazgo del Horizonte Calcáreo-Dolomítico de la Puna
839 Salto-Jujeña y su significado geológico. Revista de la Asociación Geológica
840 Argentina 6 (2): 101-107.
- 841 Zapata, S., Sobel, E.R., Del Papa, C. y Glodny, J. 2020. Upper plate controls on the
842 formation of broken foreland basins in the Andean retroarc between 26 S and
843 28 S: From Cretaceous rifting to Paleogene and Miocene broken foreland
844 basins. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 21(7): e2019GC008876.
- 845 Zeckra, M., Krüger, F., Landgraf, A., Aranda, G., Hongn, F., Morales, F. y Alvarado,
846 P. 2017. Strategy Seismic network array in Northwestern argentina: Study of
847 the 2015 El Galpón earthquake and its aftershock sequence. 28° Reunión
848 Científica de la AAGG y 3° Simposio sobre Inversión y Procesamiento de
849 Señales en Exploración Sísmica, La Plata.
- 850
- 851

MANUSCRITO ACEPTADO

852 **Leyendas de figuras y cuadros**

853 **Fig. 1.** a) Modelo de elevación digital donde se observan las manifestaciones
854 geotermales del noroeste argentino. Círculos rojos: sistemas geotermales asociados
855 al arco volcánico Neógeno-Holoceno. Círculos y triángulos azules, manantiales
856 termales y pozos respectivamente: manifestaciones geotermales relacionadas a
857 circulación profunda de aguas meteóricas en áreas de gradiente geotérmico normal o
858 ligeramente superior al normal. 1: sistema geotermal El Galpón, 2: El Saladillo, 3:
859 sistema geotermal El Sauce, 4: sistema geotermal Rosario de la Frontera.
860 Localización de las manifestaciones geotermales tomada de Pesce y Miranda (2003).
861 SSB: Sistema de Santa Bárbara. SSA: Sistema Subandino. CO: Cordillera Oriental.
862 PU: Puna. SP: Sierras Pampeanas. SF: Sistema de Famatina. LCP: Llanura Chaco-
863 Pampeana. AV: Arco volcánico (Chiodi 2015). b) Mapa estructural de la Cuenca de
864 Metán tomado de Iaffa et al. (2011). SM: Sierra de Metán. SC: Sierra de la Candelaria.
865 SL: Sierra de Lumbrera. CM: Cuenca de Metán.

866
867 **Fig. 2.** a) Ubicación de los puntos de muestreo. Se incluye la red hidrográfica, la
868 localidad El Galpón y las serranías circundantes como referencias. b) Manantial
869 termal correspondiente a la muestra identificada como EB. c) Zona de emisión de
870 manantiales termales donde se recolectaron las muestras identificadas como Ac1 y
871 Ac2.

872
873 **Fig. 3.** Vista en a) planta y b) general del modelo geológico 3D de la Cuenca de Metán
874 en el área El Galpón. c) Sección transversal del modelo geológico 3D de la Cuenca
875 de Metán en el área El Galpón. Orientación de la sección transversal A-A' indicada en
876 a). Sistema de coordenadas UTM WGS84.

877
878 **Fig. 4.** Diagrama de Piper de clasificación de aguas para las muestras de los
879 manantiales termales y arroyos del área El Galpón. Concentraciones expresadas en
880 meq/L. Se indican las composiciones de los manantiales presentados en la literatura
881 (Arias et al. 1987) a modo comparativo.

882
883 **Fig. 5.** Diagrama binario $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ ‰ para las muestras de los manantiales
884 termales y arroyos del área El Galpón. Se indica la recta meteórica local ($\text{RML} = \delta^2\text{H}‰$

885 = $(8,25 \pm 0,18) \delta^{18}\text{O}\text{‰} + (15,08 \pm 0,96)$; Dapeña y Panarello 2011). b) Diagrama de
886 Langelier-Ludwig. Diagramas binarios c) Cl⁻ vs. Na⁺ y d) SO₄⁻² vs (Ca⁺²+Mg⁺²).

887

888 **Fig. 6.** Diagrama triangular Na/1000-K/100-√Mg (Giggenbach 1988) para las muestras
889 de los manantiales termales y arroyos del área El Galpón. Se indican las curvas de
890 equilibrio total y equilibrio parcial. Simbología como en Fig. 4.

891

892 **Fig. 7.** a) Modelo geoquímico conceptual del Sistema geotermal El Galpón sobre vista
893 Oeste-Este del modelo geológico 3 D de la Cuenca de Metán en el área El Galpón. b)
894 Volumen de Subgrupo Pirgúa (en azul) considerado para las estimaciones del
895 potencial geotérmico.

896

897 **Cuadro 1.** Determinaciones de campo en los manantiales termales y arroyos del área
898 El Galpón.

899 Temperatura de emisión (T) expresada en [°C], conductividad eléctrica (CE)
900 expresada en [μS/cm], alcalinidad expresada en [mg/L de CaCO₃], sílice expresada
901 en [mg/L], s.d.: sin determinar. Muestra I* tomada de Arias et al. (1987).

902

903 **Cuadro 2.** Composición química e isotópica de la fase líquida de los manantiales
904 termales y arroyos del área El Galpón.

905 Muestra I* tomada de Arias et al. (1987). Concentraciones de los elementos
906 expresadas en [mg/L]. Relaciones isotópicas expresadas como δ²H y δ¹⁸O ‰ V-
907 SMOW.

908

909 **Cuadro 3.** Composiciones de las soluciones generadas con *software PHREEQC*.

910 Concentraciones expresadas en moles.

911

912 **Cuadro 4.** Estimaciones geotermométricas.

913

914

915

916

917

918

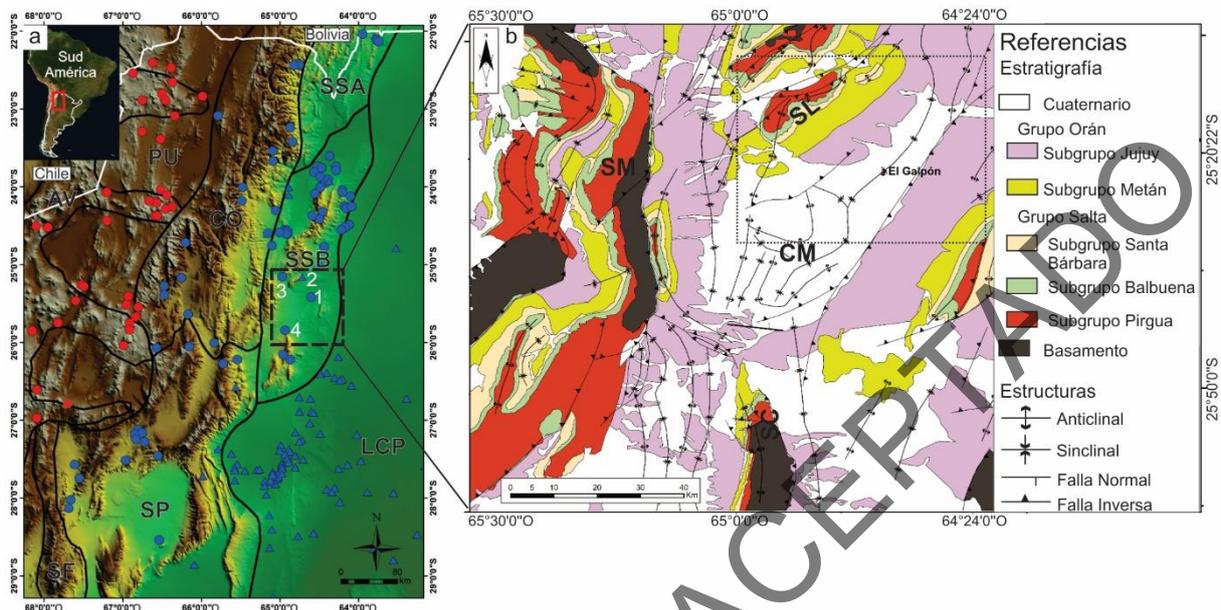
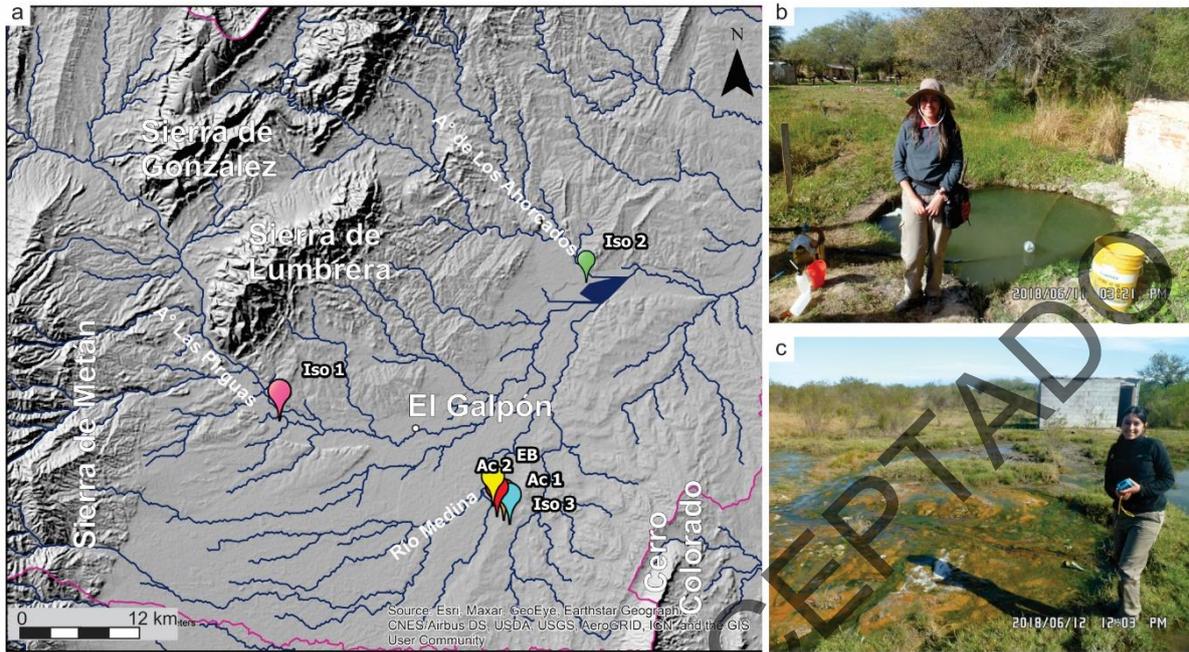


Fig. 1. a) Modelo de elevación digital donde se observan las manifestaciones geotermales del noroeste argentino. Círculos rojos: sistemas geotermales asociados al arco volcánico Neógeno-Holoceno. Círculos y triángulos azules, manantiales termales y pozos respectivamente: manifestaciones geotermales relacionadas a circulación profunda de aguas meteóricas en áreas de gradiente geotérmico normal o ligeramente superior al normal. 1: sistema geotermal El Galpón, 2: El Saladillo, 3: sistema geotermal El Sauce, 4: sistema geotermal Rosario de la Frontera. Localización de las manifestaciones geotermales tomada de Pesce y Miranda (2003). SSB: Sistema de Santa Bárbara. SSA: Sistema Subandino. CO: Cordillera Oriental. PU: Puna. SP: Sierras Pampeanas. SF: Sistema de Famatina. LCP: Llanura Chaco-Pampeana. AV: Arco volcánico (Chiodi 2015). b) Mapa estructural de la Cuenca de Metán tomado de Iaffa et al. (2011). Recuadro punteado: área del modelo geológico 3D. SM: Sierra de Metán. SC: Sierra de la Candelaria. SL: Sierra de Lumbreira. CM: Cuenca de Metán.



a) Ubicación de los puntos de muestreo. Se incluye la red hidrográfica, la localidad El Galpón y las serranías circundantes como referencias. b) Manantial termal correspondiente a la muestra identificada como EB. c) Zona de emisión de manantiales termales donde se recolectaron las muestras identificadas como Ac1 y Ac2.

MANUSCRITO INCOMPLETO

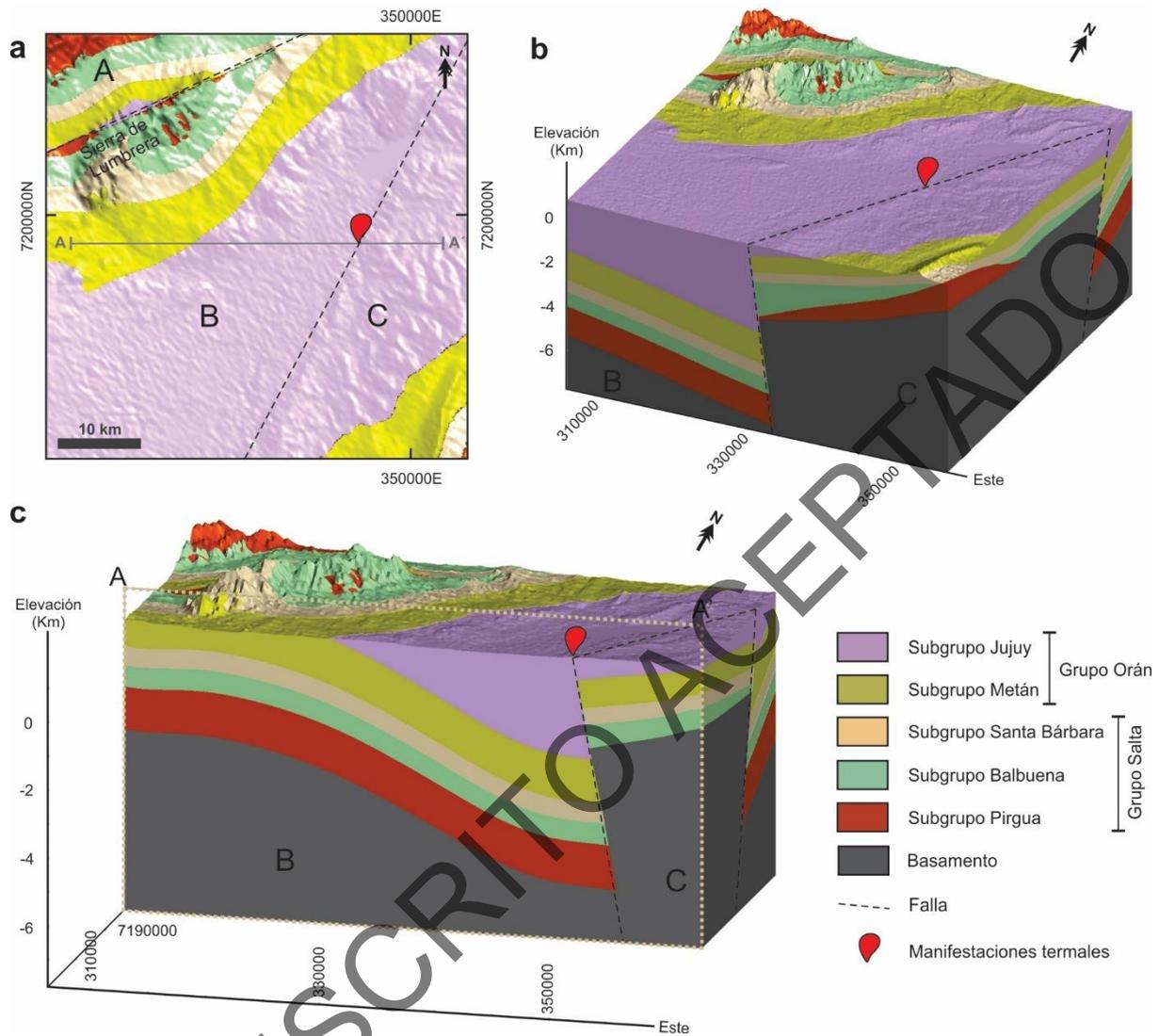


Fig. 3. Vista en a) planta y b) general del modelo geológico 3D de la Cuenca de Metán en el área El Galpón. c) Sección transversal del modelo geológico 3D de la Cuenca de Metán en el área El Galpón. Orientación de la sección transversal A-A' indicada en a). Sistema de coordenadas UTM WGS84.

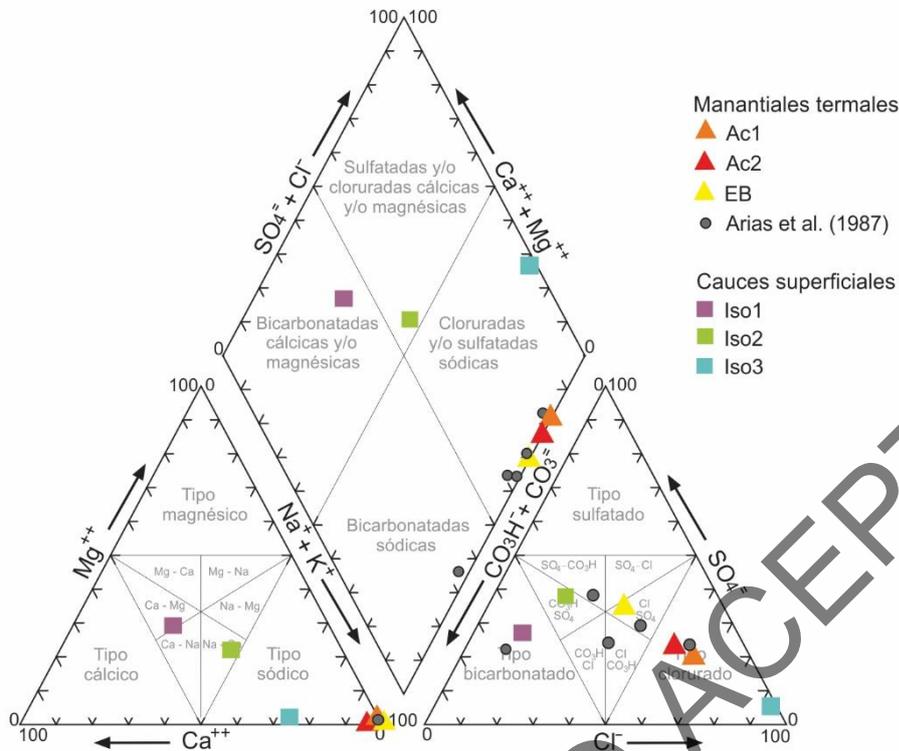


Fig. 4. Diagrama de Piper de clasificación de aguas para las muestras de los manantiales termales y arroyos del área El Galpón. Concentraciones expresadas en meq/L. Se indican las composiciones de los manantiales presentados en la literatura (Arias et al. 1987) a modo comparativo.

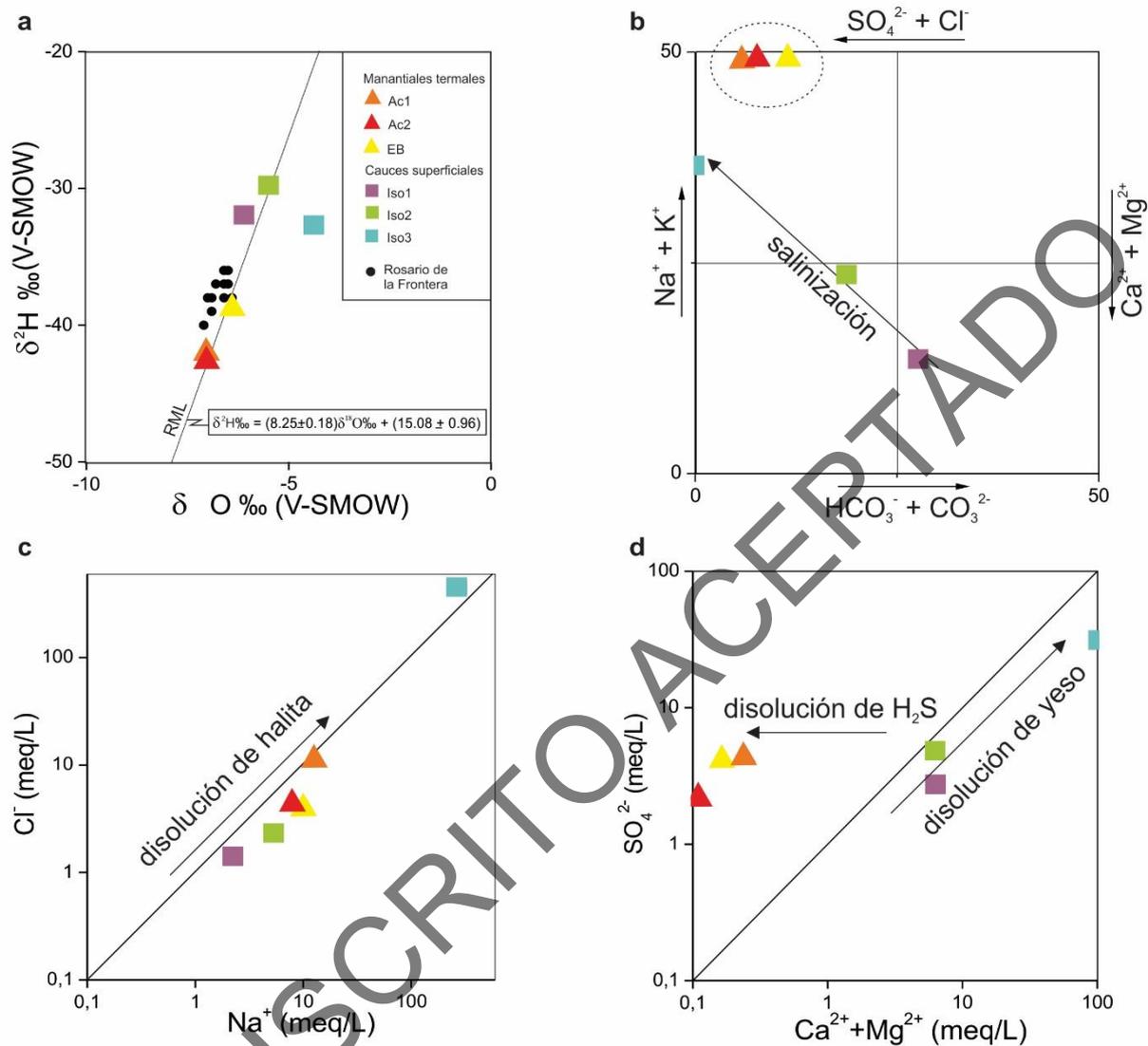


Fig. 5. Diagrama binario $\delta^2\text{H}$ vs. $\delta^{18}\text{O}$ ‰ para las muestras de los manantiales termales y arroyos del área El Galpón. Se indica la recta meteórica local (RML = $\delta^2\text{H} \text{‰} = (8,25 \pm 0,18) \delta^{18}\text{O} \text{‰} + (15,08 \pm 0,96)$; Dapeña y Panarello 2011). b) Diagrama de Langelier-Ludwig. Diagramas binarios c) Cl^- vs. Na^+ y d) SO_4^{2-} vs. $(\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$.

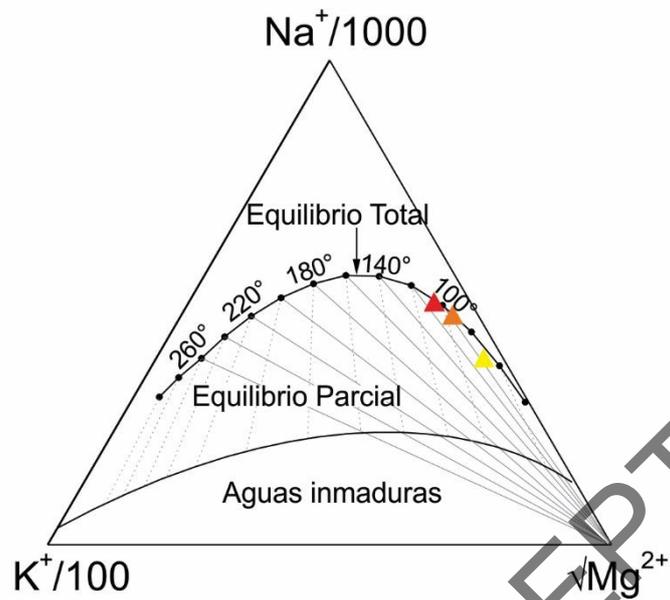


Fig. 6. Diagrama triangular Na/1000-K/100- $\sqrt{\text{Mg}^{2+}}$ (Giggenbach 1988) para las muestras de los manantiales termales y arroyos del área El Galpón. Se indican las curvas de equilibrio total y equilibrio parcial. Simbología como en Fig. 4.

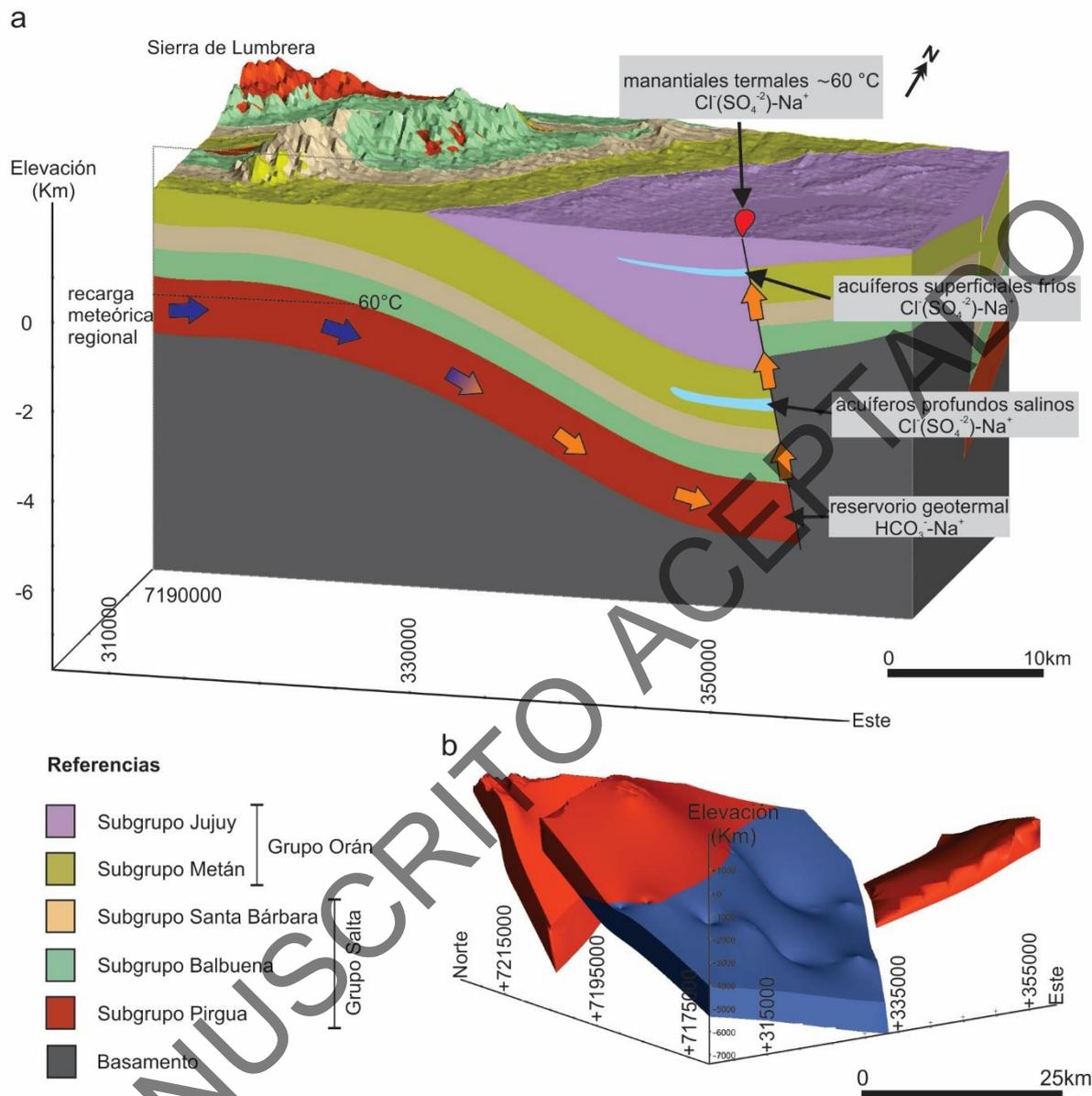


Fig. 7. a) Modelo geoquímico conceptual del Sistema geotermal El Galpón sobre vista Oeste-Este del modelo geológico 3 D de la Cuenca de Metán en el área El Galpón. b) Volumen de Subgrupo Pirgúa (en azul) considerado para las estimaciones del potencial geotérmico.



MANUSCRITO ACEPTADO

Cuadro 1. Determinaciones de campo en los manantiales termales y arroyos del área El Galpón.

| ID | Tipo | Latitud | Longitud | Altitud | T | pH | CE | Alc. Total | Sílice |
|------------|-------------------|---------------|---------------|---------|------|------|-------|------------|--------|
| Iso1 | cauce superficial | 25°20'30.50"S | 64°49'11.78"O | 569 | 16.6 | 8.21 | 1418 | 252 | s.d |
| Iso2 | cauce superficial | 25°18'59.84"S | 64°37'26.42"O | 505 | 20 | 8.58 | 1965 | 218 | s.d |
| Iso3 | cauce superficial | 25°25'7.27"S | 64°35'26.76"O | 504 | 13.3 | 7.55 | 77620 | 132 | s.d |
| Ac1 | manantial termal | 25°25'4.72"S | 64°35'49.17"O | 517 | 56.8 | 8.42 | 2595 | 102 | 37 |
| Ac2 | manantial termal | 25°25'4.69"S | 64°35'57.31"O | 516 | 59.4 | 8.64 | 1572 | 174 | 40 |
| EB | manantial termal | 25°24'41.96"S | 64°35'55.44"O | 520 | 41.5 | 8.93 | 2042 | 123 | 48 |
| Muestra I* | manantial termal | | | | 54 | 8.40 | 671 | | |

Temperatura de emisión (T) expresada en [°C], conductividad eléctrica (CE) expresada en [$\mu\text{S}/\text{cm}$], alcalinidad expresada en [mg/L de CaCO_3], sílice expresada en [mg/L], s.d.: sin determinar. Muestra I* tomada de Arias et al. (1987).

Cuadro 2. Composición química e isotópica de la fase líquida de los manantiales termales y arroyos del área El Galpón.

| ID | Na ⁺ | K ⁺ | Mg ²⁺ | Ca ²⁺ | SO ₄ ²⁻ | CO ₃ ²⁻ | HCO ₃ ⁻ | Cl ⁻ | NO ₃ ⁻ | TDS | $\delta^{18}\text{O}$ | $\delta^2\text{H}$ | Err. % |
|------------|-----------------|----------------|------------------|------------------|-------------------------------|-------------------------------|-------------------------------|-----------------|------------------------------|-------|-----------------------|--------------------|--------|
| Iso1 | 51 | 4.1 | 32 | 72 | 128 | 0 | 307 | 50.3 | 1.11 | 709 | -6.1 | -31.94 | -3.35 |
| Iso2 | 121 | 6.1 | 32 | 69 | 236 | 12 | 241 | 83.9 | 0.92 | 983 | -5.5 | -29.77 | -0.70 |
| Iso3 | 6395 | 59 | 55 | 1967 | 1506 | 0 | 53.69 | 16079 | 0.64 | 38860 | -4.38 | -32.67 | -11.92 |
| Ac1 | 291 | 3 | 0.09 | 4.7 | 211 | 25.2 | 73.22 | 385 | 0.75 | 1297 | -7.04 | -42.02 | -14.38 |
| Ac2 | 183 | 2.5 | 0.026 | 2.1 | 103 | 7.2 | 56.14 | 151 | 1.8 | 801 | -7.03 | -42.59 | 3.32 |
| EB | 235 | 2.3 | 0.13 | 3.1 | 201 | 32.4 | 84.2 | 141 | 1.95 | 1020 | -6.39 | -38.77 | -1.02 |
| Muestra I* | 157 | 3 | 0.36 | 2.6 | 71.08 | | 286 | 32.8 | 11.2 | 469 | | | -1.44 |
| | As | B | Ba | Fe | Li | Mn | Rb | Se | Sr | | | | |
| Ac1 | 0.028 | 0.043 | 0.016 | 0.008 | 0.12 | < 0.002 | < 2 | < 0.010 | 0.17 | | | | |
| Ac2 | 0.092 | 0.048 | 0.008 | 0.011 | 0.077 | < 0.002 | < 2 | < 0.010 | 0.061 | | | | |
| EB | 0.061 | 0.058 | 0.011 | 0.21 | 0.091 | 0.007 | < 2 | < 0.010 | 0.045 | | | | |

Muestra I* tomada de Arias et al. (1987). Concentraciones de los elementos expresadas en [mg/L]. Relaciones isotópicas expresadas como $\delta^2\text{H}$ y $\delta^{18}\text{O}$ ‰ V-SMOW.

Cuadro 3. Composiciones de las soluciones generadas con *software PHREEQC*.

| Composición | EB | Mezcla I | Mezcla II | Mezcla III |
|--------------|----------|----------|-----------|------------|
| C (4) | 5.31E-04 | 5.11E-03 | 5.16E-03 | 5.20E-03 |
| Ca | 7.74E-05 | 4.97E-03 | 4.48E-03 | 3.99E-03 |
| Cl | 3.98E-03 | 4.62E-02 | 4.17E-02 | 3.71E-02 |
| K | 5.88E-05 | 2.20E-04 | 2.06E-04 | 1.91E-04 |
| Mg | 1.23E-05 | 2.40E-04 | 2.17E-04 | 1.95E-04 |
| N (5) | 1.39E-04 | 7.24E-04 | 7.32E-04 | 7.39E-04 |
| Na | 1.02E-02 | 3.40E-02 | 3.13E-02 | 2.85E-02 |
| S (6) | 2.09E-03 | 2.23E-03 | 2.08E-03 | 1.94E-03 |

Concentraciones expresadas en moles.

Cuadro 4. Estimaciones geotermométricas.

| ID | T Na/K (Giggenbach, 1983) | T K2/Mg (Giggenbach, 1986) | Cuarzo sin pérdida de vapor (Fournier, 1973) | Cuarzo máx. pérdida de vapor (Fournier, 1973) | Calcedonia (Fournier, 1973) | α -Cristobalita (Fournier, 1973) | sílice amorfa (Fournier, 1973) |
|------------|------------------------------|-------------------------------|---|--|--------------------------------|--|-----------------------------------|
| Ac1 | 99 | 94 | 85 | 88 | 54 | 35 | -29 |
| Ac2 | 111 | 106 | 88 | 91 | 57 | 38 | -26 |
| EB | 97 | 83 | 98 | 99 | 68 | 48 | -17 |
| muestra I* | 127 | 77 | | | | | |