



SMA

Superintendencia
del Medio Ambiente
Gobierno de Chile

**ANÁLISIS DE IMPACTO AMBIENTAL EN EL
ACUÍFERO DEL RÍO COPIAPÓ PRODUCTO DEL
DESPRENDIMIENTO DE LAS GALERÍAS DE LA
MINA ALCAPARROSA**

INFORME FINAL

Realizado por:

DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

UNIVERSIDAD DE CHILE

Santiago, diciembre del 2023

UNIVERSIDAD DE CHILE

Jefa de proyecto

Hidrogeóloga, Dra., Sra. Linda Daniele

Especialistas

Especialistas en hidrogeología

Geólogo y geofísico, M.Sc., Sr. Ismael Casado

Equipo de Profesionales

Profesional hidrogeología de Apoyo

Geóloga, Dra.(c), Srta. Denisse Toro

CONTENIDO

1. INTRODUCCIÓN	1
2. OBJETIVOS	1
3. REVISIÓN DE ANTECEDENTES.....	2
4. CONTEXTO	5
4.1. El origen de los socavones.....	5
4.2. Marco geológico	5
4.3. Marco hidroclimático y recursos hídricos.....	7
4.4. Línea del tiempo: evento y desarrollo de acciones por parte de CMODS.....	13
5. ANALISIS DEL SISTEMA HIDROGEOLÓGICO Y DE LA AFECCIÓN GENERADA POR EL SOCAVÓN	16
5.1. Modelo Conceptual hidrogeológico.....	16
5.1.1. Escenario Pre-Socavón	16
5.1.2. Escenario Post-Socavón.....	19
5.2. Respuesta potenciométrica superficial.....	25
5.3. Cuantificación volumétrica	31
5.4. Hidrogeoquímica.....	34
5.4.1. Hidrogeoquímica pre-socavón	34
5.4.2. Hidrogeoquímica post-socavón.....	35
5.4.3. Isotopos estables	42
5.5. Geofísica	44
6. CONCLUSIONES	50
REFERENCIAS.....	52

1. INTRODUCCIÓN

El día 30 de julio del año 2022 en la comuna de Tierra Amarilla (Región de Atacama, Chile) apareció un socavón de 32 metros de diámetro y 64 metros de profundidad en el terreno de la Mina Alcaparrosa, propiedad de la compañía Contractual Minera Ojos del Salado (CMODS). Según los peritajes realizados por el momento, la aparición del socavón se debió a causas antrópicas, concretamente al colapso del techo del caserón Gaby 4 ubicado ~200 m bajo la superficie topográfica. Tras dicho evento, tanto la comunidad de Tierra Amarilla como las autoridades se han mantenido preocupadas por la cercanía del socavón a la ciudad puesto que alrededor del socavón también se han generado grietas en el suelo. Adicionalmente, el colapso ha modificado los patrones de circulación del agua subterránea, impactando directamente en las propiedades hidráulicas y en la hidrodinámica del sistema acuífero del río Copiapó. Entre las afecciones más destacables se encuentra el descenso abrupto de los niveles piezométricos del acuífero a una tasa promedio de hasta 0.3 metro por día en los primeros meses, situación que ha alcanzado un descenso de ~11 m del nivel piezométrico original para septiembre de 2023 en los pozos situados a menos de 1 km de distancia.

Es en este contexto en el que la Superintendencia del Medio Ambiente (SMA) ha solicitado al Departamento de Geología de la Universidad de Chile una asesoría técnica que permita analizar en base al conocimiento científico actualizado, el daño generado al sistema hidrogeológico asociado a la masa de agua del río Copiapó. En este Informe, se presenta el análisis crítico de los informes técnicos entregados por la SMA, así como también el desarrollo de un modelo hidrogeológico conceptual, el cual resulta de la integración del levantamiento de datos de diferentes empresas y organismos estatales.

Es necesario señalar que esta consultoría no incluye visitas a terreno ni levantamiento de nueva información hidrogeológica *in situ*, tales como aforos, piezometría, o ensayos hidráulicos, ni tampoco se tomaron nuevas muestras para análisis fisicoquímicos y de isotopos por parte de la universidad. Por último, todas las figuras con objetos espaciales fueron realizadas en el software QGIS considerando el datum WGS84-UTM19S.

2. OBJETIVOS

El objetivo general de la asesoría es evaluar el estado actual del sistema acuífero del Río Copiapó, y esclarecer los efectos e impactos generados por el socavón al sistema hidrogeológico. Para abordar el objetivo general, se han realizado las siguientes actividades:

- Elaborar una línea de tiempo de los acontecimientos relacionados a la minera.
- Caracterizar los cambios hidrogeoquímicos.
- Determinar la afección espaciotemporal en la piezometría.
- Estimar el volumen perdido del agua almacenada en el acuífero aluvial.
- Evaluar posibles impactos a futuro.

En base a los datos disponibles y a los puestos a disposición por SMA, en este informe final se llevó a cabo:

- Orden cronológico de acontecimientos y evaluación exhaustiva de los eventos pre- y post-socavón.
- Un análisis de la evolución espaciotemporal de la composición química del agua subterránea.
- Un análisis de la evolución espaciotemporal de la piezometría.
- Una reinterpretación de los datos geofísicos y de la calidad del macizo rocoso.

3. REVISIÓN DE ANTECEDENTES

Se ha realizado una revisión exhaustiva de los siguientes antecedentes: i) los informes geológicos y técnicos disponibles relativos a la apertura de la actividad minera por parte de CMODS incluyendo su Estudio de Impacto Ambiental (EIA); ii) los reportes técnicos y administrativos facilitados por la SMA de los diferentes entes públicos y privados relativos al procedimiento sancionador; iii) la información recogida en estudios hidrogeológicos de la Dirección General de Aguas (DGA) incluyendo datos históricos de estaciones meteorológicas, de aflores superficiales, de niveles piezométricos en pozos y/o de estudios de calidad de aguas, iv) 7 fichas e informes técnicos de derechos subterráneos de la comuna de Tierra Amarilla y v) diversos estudios académicos relativos a la geología realizados en la área.

Tabla 3.1: Antecedentes revisados para la elaboración del trabajo

ID	Nombre / Código ID (Fecha)	Organismo	Resultados Relevantes
1	Carta Geológica de Copiapó, Región de Atacama; 1:100.000 (2005)	SERNAGEOMIN	Carta Geológica N°91, 53 p.1 de escala 1:100.000 donde aparece una descripción definida de las unidades geológicas presentes en la zona de estudio.
2	ANÁLISIS GEOLÓGICO Y GEOMECÁNICO (7/2015)	Candelaria Lunding mining	Informe con información relevante de tipo geológico y geotécnico sobre el plan de diseño de la mina.
3	EIA CONTINUIDAD OPERACIONAL MINA ALCAPARROSA (3/2017)	ARCADIS para CMODS	Informe del Estudio del Impacto Ambiental en donde se incluyen anexos de los informes Geológicos, de Suelos, Hidrogeológicos, de Calidad de Aguas y modelización numérica.
4	RES. EX. N° 2924/2018 (30/10/2018)	SERNAGEOMIN	Resolución de aprobación del proyecto de explotación de la mina por parte de C.C. Minera Ojos del Salado, en donde se aporta información sobre el método extractivo, cubicajes y drenaje entre niveles de la mina.
5	S.I.T. N° 462 (11/2020)	DGA	Plan estratégico de gestión hídrica donde se puede encontrar información relevante sobre el estado del agua superficial y subterránea antes del socavón.
6	VAIGS-IT-020-05279-IT_1 Final (11/2020)	VAI para CMODS	Modelo hidrogeológico conceptual y numérico para la mina de Alcaparrosa. Se presentan datos hidrogeoquímicos de las aguas incluyendo isotopos, análisis hidráulicos del acuífero y sus parámetros elásticos.
7	Minuta Ejecutiva Hundimiento sector Mina Alcaparrosa (31/08/2022)	SERNAGEOMIN	Informe interno con una gran cantidad de información relevante sobre la geología del medio, el proceso que dio lugar al colapso, su estado, su litología, datos geofísicos y hidroquímico.
8	ORD. 342-2022 (7/9/2022)	DGA	Respuesta de solicitud de información por parte de la DGA con información antecedente de la evolución de niveles pre y post socavón en la zona de Tierra Amarilla.
9	RES. EX. N°1/ ROL D-207-2022 (30/9/2023)	SMA	Se trata de un expediente técnico-administrativo en donde se resumen las conclusiones y observaciones del proceso sancionatorio en base a informes técnicos y resoluciones previas, incluyendo la Declaración de Impacto Ambiental (DIA) del proyecto minero.
10	MEMORANDUM D.S.C. N°568/2022 (8/11/2022)	SMA	Descripción del procedimiento sancionatorio, de medidas urgentes y transitorias técnicas propuestas.

			Definición de zonas de influencia y evaluación de la respuesta del acuífero.
11	RES. EX. O.R.A N°77 (1/12/2022)	SMA	Información antecedente y petición de requerimientos técnicos relativos a afloramientos de agua aparecidos en caserones Jocelyn ubicados a 450 m del socavón.
12	FO-0302-172 (12/12/2022)	DGA	Resolución sancionatoria de la DGA donde incluyen antecedentes de dos campañas de monitoreo de agua subterránea de pozos y galerías, y cuantificaciones volumétricas preliminares de afección a regantes por descenso de niveles.
13	EXP. MP-043-2022 (23/12/2022)	CMODS	Respuesta a la petición del SMA (RES. EX. O.R.A N°77) en relación con los afloramientos de aguas producidos en caserones Jocelyn. Incluye anexos sobre el proceso de aparición de aguas e información de las actuaciones realizadas.
14	Petición administrativa a SMA (27/12/2022)	CMODS	Petición administrativa y técnica de la C. C. Minera Ojos del Salado al organismo público para permitir la distribución y uso del agua presente en las galerías en los procesos industriales de PUCOBRE, ubicada aguas arriba del socavón.
15	ORD. 19-2023 (11/01/2023)	DGA	Requerimiento por parte de la DGA para conocer el estado de las filtraciones a caserón Jocelyn.
16	OF. ORD. 374 (19/1/2023)	SERNAGEOMIN	Oficio de respuesta donde se enmarcan acciones que se han realizado para mitigar la entrada de agua a Gaby 4, y planes que debieran implementarse.
17	RES. EX. N°3, N°4 y N°5 / ROL D-207-2022(2/2/2023)	SMA	Petición administrativa y técnica para que SERNAGEOMIN y DGA evalúen permitir el uso de las aguas existentes en Gaby 4 para uso industrial por parte de PUCOBRE.
18	OF. ORD. N°4 0404/2023 (27/2/2023)	SERNAGEOMIN	Respuesta con requerimientos técnicos y administrativos necesarios para implementar la propuesta CMODS de envío de agua subterránea a PUCOBRE.
19	Ord. N°65_2023 (6/3/2023)	DGA	Respuesta a requerimiento técnico para implementar el CMODS.
20	MEMORANDUM D.S.C. N° 161/2023 (13/3/2023)	SMA	Reporte de estado de proceso sancionador incluyendo datos relevantes sobre el volumen de agua inundadas en niveles de mina y de las medidas de corrección realizadas.
21	INFORME DE INVESTIGACIÓN - ALCAPARROSA (23/03/2023)	SERNAGEOMIN	Informe de gran interés donde se describen de forma minuciosa los acontecimientos, sus posibles causas y sus repercusiones.
22	15 reportes de Monitoreo Hidrogeoquímico (Del 25/11/22 al 24/03/23)	CMODS	Datos hidrogeoquímicos de 15 campañas de muestreo de aguas subterráneas recogidas en los pozos de monitoreo ubicados en los alrededores al socavón.
23	RES.EEX. N° 1428 (27/6/2023)	SERNAGEOMIN	Resolución sobre el plan de cierre temporal del sector Gaby.
24	RES.EX. N°1367 (21/7/2023)	SERNAGEOMIN	Resolución del procedimiento sancionatorio contra la CMODS, en donde se expresa que tipo de artículos y acciones fueron infringidas por la minera.
25	IR.-23-104	SERNAGEOMIN	Informe final de la caracterización hidrogeológica del área incluyendo anexos geofísicos y datos nuevos de isotopos y geoquímicos.
26	RES- EX N°7/ROL-207-2022 (7/8/2023)	SMA	Pronunciamiento de incorporación de antecedentes presentados por CMODS al requerimiento del SMA.

27	RES. EX. N°8/ROL- D-207-2022 (7/9/2023)	SMA	Pronunciamiento sobre el rechazo al programa de cumplimiento donde se hace un resumen de los datos de infiltraciones, descensos, extracciones y otras infracciones y afecciones al medio natural.
28	DESCARGOS A EX. SAN. ROL N° D-207-2022 (20-9-2023)	CMODS	Se trata de un conjunto de documentos que incluyen modelización numérica, conceptual y otros anexos técnicos de interés por sus datos más que por sus conclusiones o interpretaciones.
29	RES. EX N°9/ROL D-207-2022 (7/11/2023)	SMA	Resolución de réplica a los descargos de CMODS incluyendo antecedentes.
30	8 reportes de "Actualización de inundación mina" (4/2023 – 11/2023)	CMODS	Desde Abril de 2023 la empresa realiza un informe sobre el estado de las inundaciones en los diferentes sectores de la mina e incluye anexos sobre las obras realizadas y el nivel de inundación de cada sector.

4. CONTEXTO

4.1. El origen de los socavones

Los socavones son expresiones topográficas en superficie generados por procesos de remoción de materia en el subsuelo denominadas geológicamente como “dolinas de colapso” (Sinkholes). Habitualmente estas hendiduras que aparecen en superficie suelen presentar geometrías circulares abruptas en superficie causadas por dos mecanismos (Persie, 2019): i) disolución química de los minerales subyacentes, ii) remoción mecánica de material del subsuelo.

Los socavones causados por disolución química ocurren cuando el agua subterránea interactúa con minerales solubles presentes en el subsuelo, como calcita y yeso, bajo condiciones ambientales adecuadas. Este proceso suele generarse de manera natural, aunque también puede ser impulsado de igual forma por procesos antrópicos (Waltham and Fookes, 2003). El agua subterránea al interactuar con rocas formadas por minerales fácilmente solubles da lugar a la formación de cuevas en el subsuelo generando inestabilidad en la superficie. En primera instancia este proceso de interacción agua-roca se refleja en el desarrollo de fracturas verticales, modificando la topografía causada por el reajuste de la sobrecarga de material sobre el vacío, lo que posteriormente puede generar el colapso gravitacional (Xiao et al., 2020). El desarrollo de socavones por disolución es un fenómeno común en los ambientes conocidos como kársticos. Por ejemplo, Panno and Luman (2018) mapearon 610 socavones en un área kárstica de 26.5 km² dentro del estado de Illinois, Estados Unidos. Casos similares se han reportado en otros países donde existen ambientes kársticos, como por ejemplo Eslovenia, Albania, España, Italia, y algunas zonas de Estados Unidos (Parise et al., 2004; Kovacic and Ravbar, 2005; Linares et al., 2017; di Santolo et al., 2018; Xiao et al., 2018).

Por su parte, los socavones generados por remoción mecánica son productos de la acción humana y puede ocurrir en diversos ambientes geológicos (Singh and Dhar, 1997). El desarrollo de este tipo de socavón inicia, generalmente, por la excavación de galerías en el subsuelo. Al igual que la formación de cavernas en un ambiente kárstico, las galerías forman cavidades, que cambian las condiciones de estabilidad de las litologías sobreyacentes que, si no están adecuadamente controladas, comienzan a generar subsidencia en la superficie hasta que el techo de las galerías cede, provocando el colapso del material sobre estas (Singh and Dhar, 1997). Precisamente este mecanismo, de origen únicamente antrópico, es el que dio lugar al socavón de Tierra Amarilla. En la bibliografía, se han reportado casos de estudios de desarrollo de socavones en zonas urbanas producto de túneles de trenes subterráneos (e.g., Hou et al., 2015; Cheng et al., 2020) y asociados a minería, tanto por su mecanismo de explotación (e.g., Deng et al., 2018; Tegachouang et al., 2022) como por el abandono de estas (e.g., Fazio et al., 2017; Malinowska et al., 2019). Es por ello que a pesar de que la minería subterránea se ha considerado como una oportunidad para no generar grandes impactos ambientales en superficie, la literatura científica internacional (e.g., Fidelibus et al., 2011; Hou et al., 2015; Sahu and Lokhande, 2015; Fazio et al., 2017; di Santolo et al., 2018; Cheng et al., 2020) nos enseña que una excavación puede provocar modificaciones extremas del territorio.

4.2. Marco geológico

El área de estudio se inserta en un contexto tectónico donde la Cordillera de los Andes es el rasgo más relevante. Este orógeno se ubica a lo largo del margen occidental de Sudamérica y resulta del acortamiento cortical relacionado a la subducción de la Placa Nazca bajo la Placa Sudamericana, que ocurre desde los 215 millones de años atrás hasta la actualidad (Horton, 2018). Como consecuencia de este largo proceso tectónico, la Cordillera de los Andes se encuentra segmentada principalmente en 3 dominios morfotectónicos (Charrier et al., 2007), que de este a oeste son: i) Cordillera de la Costa, un cordón montañoso que se alza desde el océano Pacífico alcanzando cotas máximas de 2000 metros sobre el nivel del mar (en adelante m.s.n.m.); ii) Depresión Central, una cuenca sedimentaria

relativamente plana con altitudes variables entre 500 y 1000 m.s.n.m.; iii) Cordillera Principal, un cordón montañoso que se caracteriza por presentar altitudes generales que varía entre los 3000 y 5000 m.s.n.m., y alcanza las cotas más altas de la Cordillera en toda su extensión (ej.: Nevado Ojos del Salado a 6891 m.s.n.m.). Tierra Amarilla se encuentra en la Cordillera de la Costa, la cual se compone mayoritariamente de rocas volcánicas, plutónicas, y sedimentarias del Mesozoico formadas durante las primeras etapas de la construcción de los Andes (Jara et al., 2021). De acuerdo con la Carta Geológica de Copiapó (Arévalo, 2005), en el área de estudio afloran las siguientes rocas (Fig. 4.1):

- Formación Punta del Cobre – JKpc (Jurásico Superior – Valanginiano Inferior; 149 – 139 Ma): Secuencia volcano-sedimentaria compuesta de andesitas, andesitas-basálticas, dacitas, brechas y dacitas, de origen marino a transicional.
- Formación Abundancia – Kia (Valanginiano Superior; 132 Ma): Secuencia sedimentaria conformada por calcilitas y grauvacas verdes de origen marino.
- Formación Nantoco – Kin (Hauteriviano; 132 – 125 Ma): Secuencia sedimentaria constituida por calcilitas, calcarenitas, areniscas y conglomerados de origen marino a transicional.
- Diorita La Brea – Kidlb (123 – 117 Ma).
- Monzodiorita San Gregorio – Kimdsg (~111 Ma)
- Microgranito del Portezuelo Cucharas – Kigrpc (~110 Ma)
- Intrusivos hipabisales de composición andesítica y basáltica – Kihd (Cretácico Superior)
- Gravas de Atacama – Mga (Mioceno Medio; 16 -11 Ma): Depósitos de gravas, arenas, y limos semiconsolidados y estratificados.
- Terrazas fluviales y depósitos aluviales – Qf y Qal (~11 Ma): Material detrítico no consolidado producto de la erosión que afectó a las unidades aflorantes asociadas a procesos fluviales (Qf), aluviales, y coluviales (Qal) depositado a lo largo de los valles principales y secundarios.

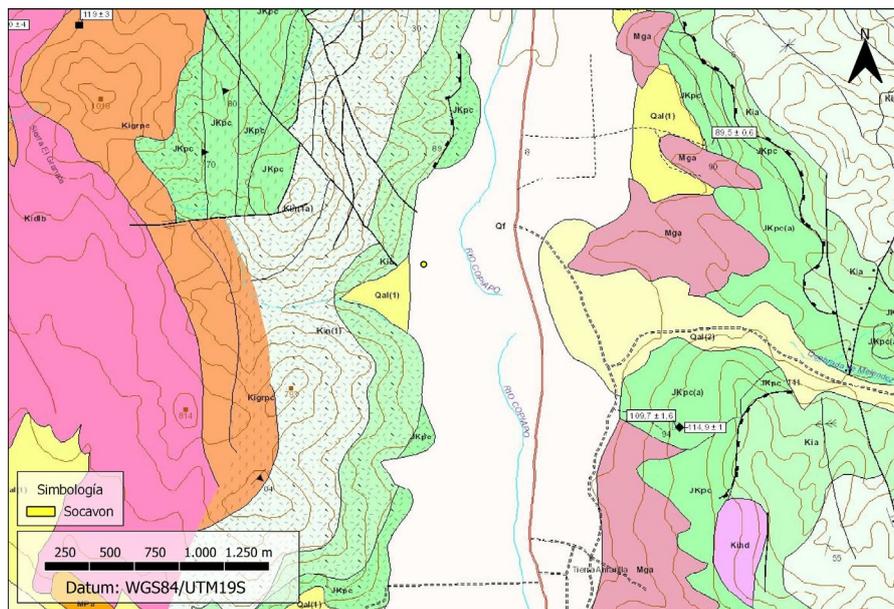


Fig. 4.1: Geología de la zona de Tierra Amarilla tomado de Arévalo (2005).

A su vez, la Cordillera de la Costa del Norte de Chile se caracteriza por hospedar numerosos depósitos del tipo *Iron-Oxide-Copper-Gold* (IOCG; Skirrow, 2022), los cuales se caracterizan por abundantes óxidos de hierro e importantes concentraciones de cobre y oro. Estos depósitos están espacialmente asociados al Sistema de Fallas de Atacama, una estructura de escala cortical, de orientación principal norte-sur y fallas secundarias de orientación noroeste-sureste, que se extiende por aproximadamente 1000 km entre Iquique y La Serena (21°-30°S; Cembrano et al., 2005). Este sistema de fallas se caracteriza por una cinemática sinistral que acomodó la deformación durante el periodo Jurásico Superior – Cretácico Inferior (Scheuber and González, 1999). Fallas subsidiarias a este sistema, tales

como las fallas San Gregorio, Lar, y Rocio, controlaron la mineralización del distrito minero Candelaria – Punta del Cobre, al cual pertenece la Mina Alcaparrosa (del Real et al., 2018).

4.3. Marco hidroclimático y recursos hídricos

La zona de estudio se encuentra en la cuenca hidrográfica del Río Copiapó (Fig. 4.2). La cuenca es de tipo exorreico y cubre un área total de $\sim 23.861 \text{ km}^2$ cuyo drenaje principal es un río perenne de denominación homónima. El Río Copiapó nace en la Cordillera Principal a partir de los tributarios Jorqueras, Pulido, y Manflas, y que escurre en dirección sureste a noroeste hasta alcanzar el Océano Pacífico. A lo largo de su camino, recibe aportes importantes e intermitentes de los ríos Carrizalillo y Paipote. El caudal de este río (Fig. 4.3) se caracteriza por presentar caudales de agua alrededor de $\sim 2 \text{ m}^3/\text{s}$ bajo un régimen principalmente pluvio-nival en donde también se presenta la contribución parcial de glaciares (ej.: Glaciar El Potro).

Basado en el sistema Köppen-Geiger, la cuenca se caracteriza por un clima árido, específicamente desértico frío (Sarricolea et al., 2016), en donde la Cordillera Principal actúa como una barrera orográfica, aislando el flanco occidental de los Andes de las influencias del Atlántico. Las precipitaciones se originan principalmente por los flujos de aire con alto contenido de vapor que provienen del Océano Pacífico (Garreaud, 2009). La mayor parte de éstas ocurren durante el invierno austral, mientras que en el verano austral prácticamente son nulas. La variación interanual de las precipitaciones está gobernada por El Niño-Oscilación del Sur, en la cual los periodos húmedos y secos ocurren durante El Niño y La Niña, respectivamente (Montecinos y Aceituno, 2003). Especialmente hablando, las precipitaciones aumentan con la altura debido al efecto orográfico (Viale and Garreaud, 2015). Este efecto queda muy bien reflejado en la precipitación media anual calculada a partir de las mediciones de las estaciones meteorológicas a lo largo del valle del Río Copiapó. Respecto la temperatura, el promedio anual ronda los 18.0°C de acuerdo con la Dirección Meteorológica de Chile. Durante invierno las temperaturas bajan, logrando alcanzar valores mínimos de hasta -2.0°C , mientras que durante verano las temperaturas aumentan, logrando alcanzar máximas de 34.0°C en Copiapó. Al revisar la evolución temporal de las precipitaciones (Fig. 4.4), se puede observar que éstas se encuentran mayoritariamente por debajo del valor promedio. También se destaca una dinámica caracterizada por años lluviosos, hasta 5 veces sobre el promedio anual, seguidos por periodos extendidos de precipitaciones por debajo del promedio. El periodo más largo de bajas precipitaciones es el comprendido entre el año 2002 y el 2010.

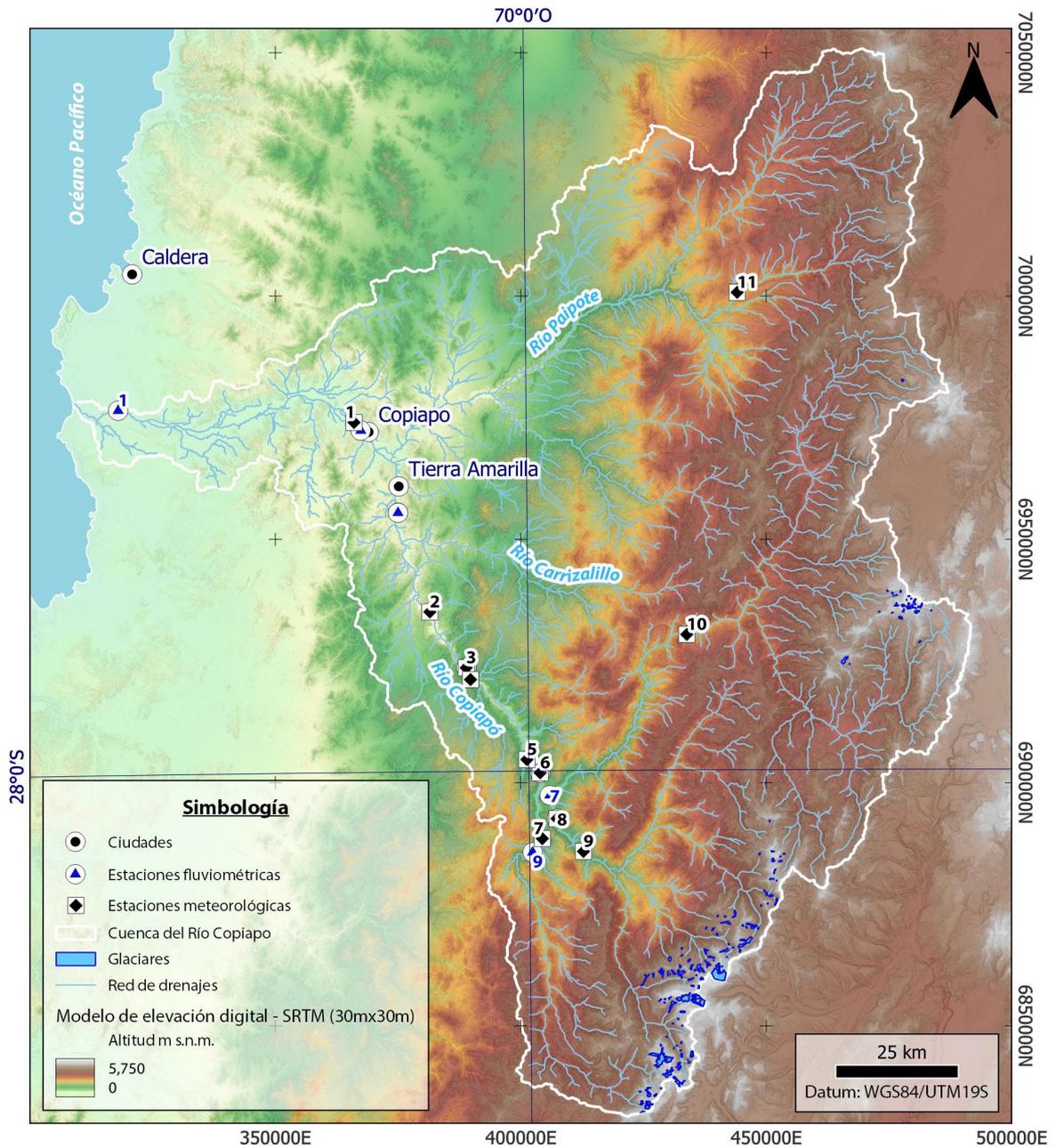


Fig. 4.2: Mapa de la cuenca hidrográfica del Río Copiapó mostrando la red hidrométrica presente. Estaciones meteorológicas: 1, Copiapó; 2, Elibor Campamento; 3, Río Copiapó en la Puerta; 4, Los Loros; 5, Lautaro Embalse; 6, Río Copiapó en Placilla; 7, Manflas Hacienda; 8, Río Pulido en Vertedero; 9, Iglesia Colorada; 10, Jorquera en la Guardia; 11, Pastos Grandes. Estaciones fluviométricas en: 1, Río Copiapó en Angostura; 2, Río Copiapó en Ciudad de Copiapó; 3, Canal Mal Paso después de la bocatoma; 4, Río Copiapó en Mal Paso aguas abajo del canal; 5, Río Copiapó en La Puerta; 6, Río Copiapó en Lautaro; 7, Río Jorquera en vertedero; 8, Río Copiapó en Pastillo; 9, Río Manflas en vertedero; 10, Río Pulido en vertedero.

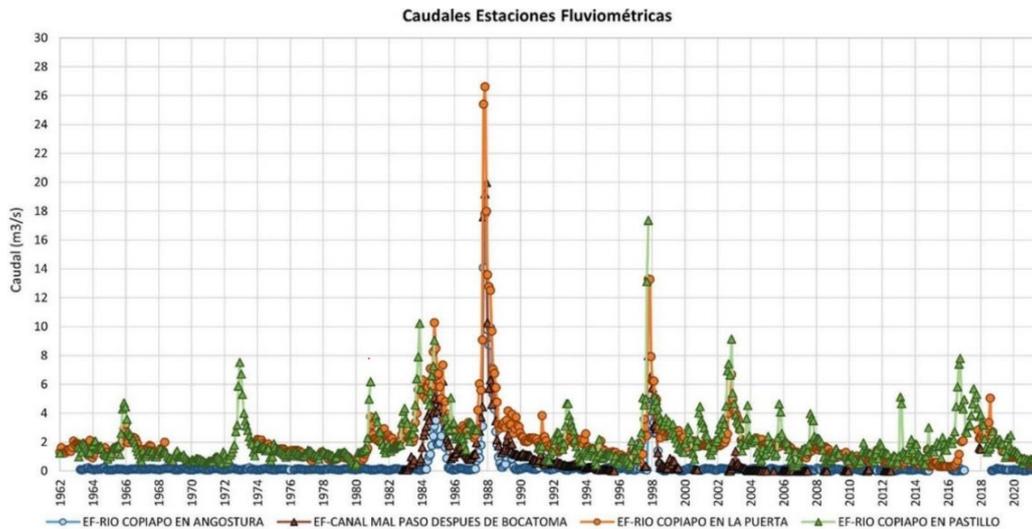


Fig. 4.3: Gráfico de evolución de los caudales a lo largo del tiempo en los registros de las diferentes estaciones fluviométricas encontradas en la zona tomado del Informe VAI agosto 2023 (ID 28 en Tabla 3.1.)

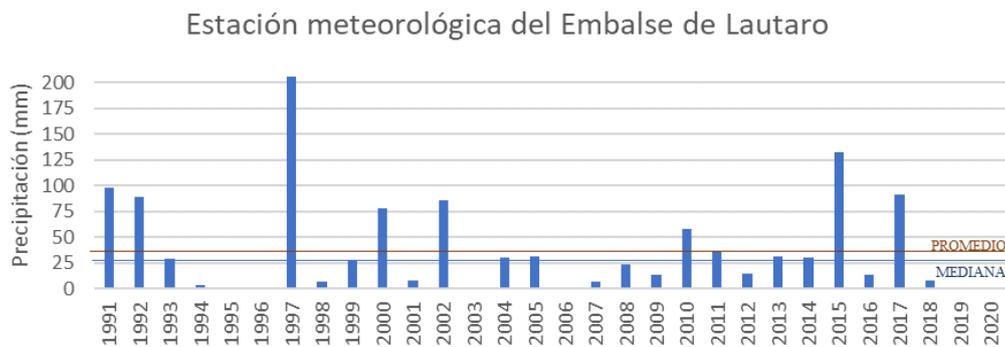


Fig. 4.4: Registro de precipitaciones en la estación meteorológica del embalse de Lautaro.

Al analizar la evolución temporal de los derechos de aprovechamiento de agua (DAA) otorgados por la DGA en la cuenca, se aprecia un dominio de uso del agua subterránea por sobre la superficial (Fig. 4.5, Fig. 4.6). Si bien en la década de los 70, el caudal otorgado para DAA subterráneos era menor que el de los superficiales, en 1982 esta situación se invierte. De esta forma, mientras que el caudal acumulado de los DAA superficiales se mantuvo en el mismo rango desde los 1.01 m³/s en 1970 hasta los 4.35 m³/s en 2023, en los DAA subterráneos el caudal acumulado experimentó un crecimiento de varios órdenes de magnitud desde los 0.39 m³/s en 1970 hasta los 21.67 m³/s en 2023. Este crecimiento en la tasa de caudal otorgado para DAA subterráneos comenzó en los 90s incrementándose de forma ostensible a partir del año 2002.

Administrativamente hablando, la zona de Tierra Amarilla se encuentra dentro del Sector Hidrogeológico de Aprovechamiento Común (SHAC) “Sector 4 – Mal Paso – Copiapó”. Este SHAC ha sido denominado por la DGA como “zona de prohibición” desde el año 1993, al igual que el resto de los sectores hidrogeológicos correspondientes a las zonas intermedias y altas de la cuenca del Río Copiapó. Esta categorización administrativa supone que la inscripción de nuevos DAA en la cuenca debiera estar limitada a aquellos casos donde el organismo público considerase que el “recurso hídrico se encuentra completamente comprometido, tanto en carácter de definitivo como provisional”. De esta forma, según el plan estratégico de cuenca publicado por la DGA en 2020 (S.I.T. N° 462), ningún SHAC aguas arriba del Embalse Lautaro “cuenta con una oferta subterránea sustentable de explotación del recurso hídrico”, lo que significa que éste se encuentra sobreexplotado. Sin embargo, y tal como se ha explicitado anteriormente, el creciente otorgamiento de DAA a lo largo del tiempo no es consistente con la denominación que rige en este SHAC desde 1993 ni con las consideraciones del plan estratégico

publicado. De esta forma, la cuenca de Copiapó y en particular el SHAC de Tierra Amarilla, se encuentran en una situación en donde la escasez pluviométrica y la sobreexplotación acuífera ha propiciado la existencia de descenso generalizado de los niveles piezométricos (Fig. 4.7) desde la década de los 90. Dentro de este patrón de descenso de los niveles, varios episodios de ascenso entre los años 2003-2004, 2013-2014 y 2017-2020.

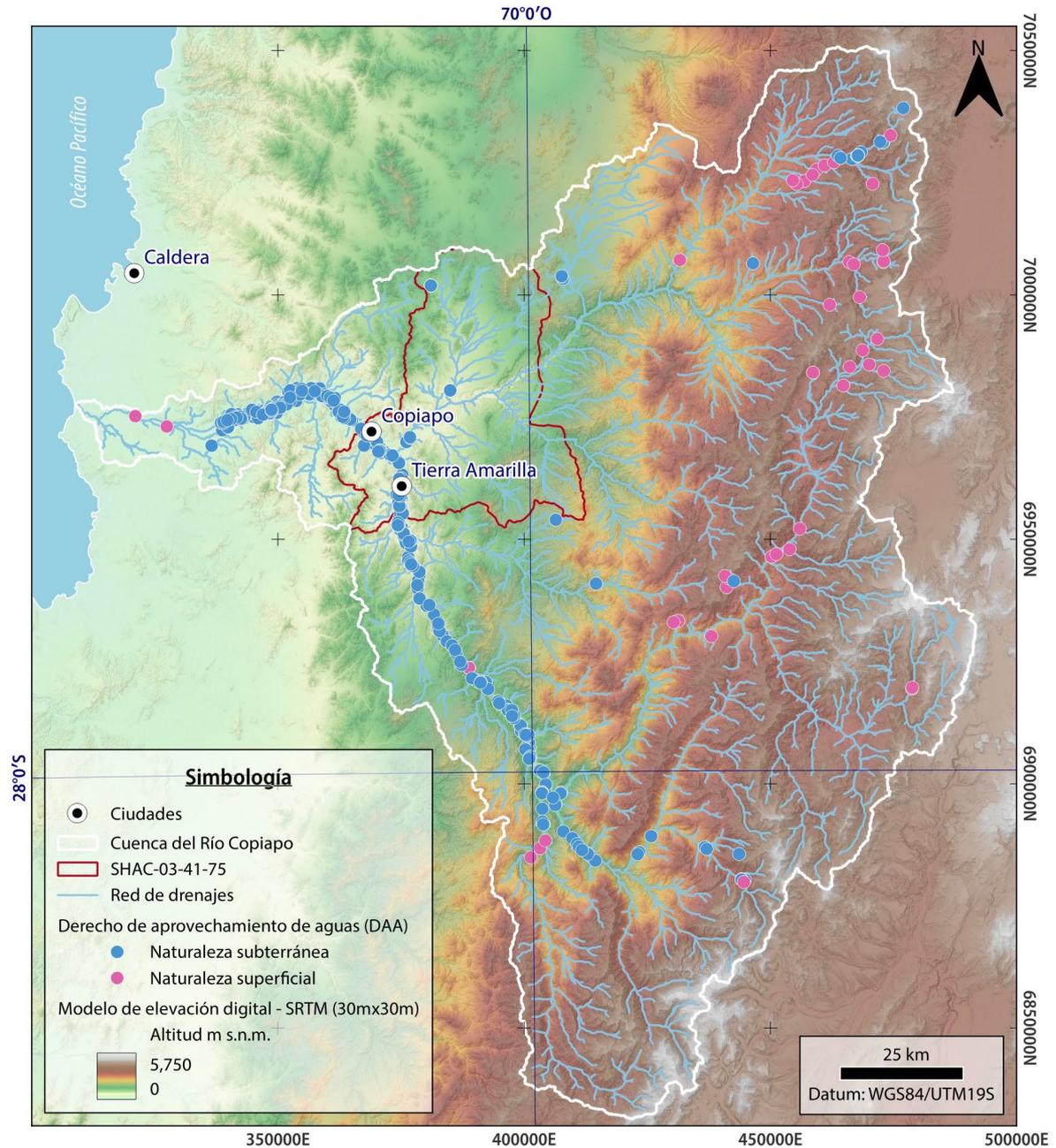


Fig. 4.5: Evolución temporal de los DAA consuntivos otorgados por la DGA en la cuenca del Río Copiapó.

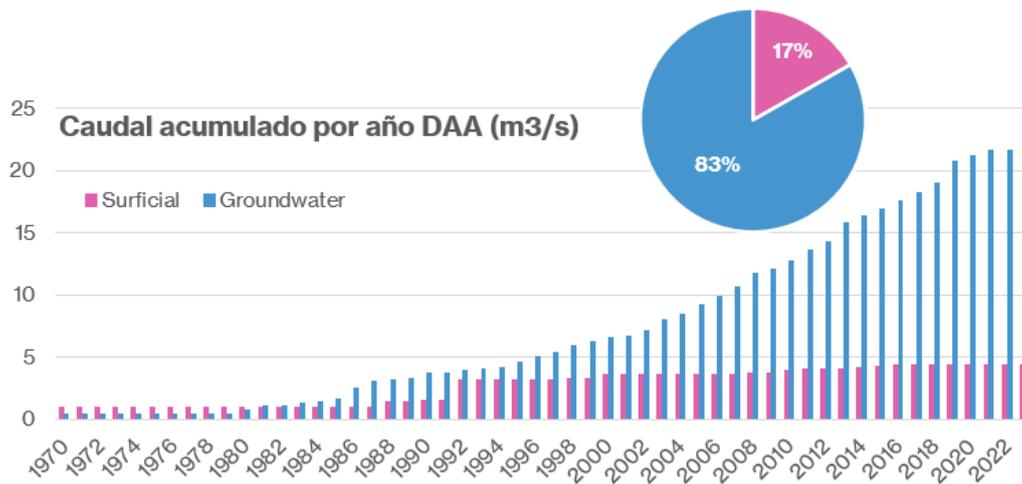


Fig. 4.6: Distribución espacial de los derechos de aprovechamiento de aguas consuntivos de naturaleza superficial y subterránea otorgados por la DGA en la cuenca hidrográfica del Río Copiapó. También se muestra la delimitación del SHAC “Sector 4 – Mal Paso – Copiapó”.

Hay que tener en cuenta que el comportamiento de los niveles piezométricos dentro de acuífero está condicionado al balance entre las entradas y las salidas coexistentes en dicho sistema. Las entradas (o recarga) la componen principalmente la infiltración desde lluvia, ríos, lagos y desde infraestructuras hidráulicas (ej.: canales), así como también entradas de agua subterránea. Mientras que las salidas del sistema agrupan las extracciones por bombeo, las descargar a ríos, lagos, y manantiales, así como también las salidas subterráneas a otros acuíferos profundos tanto naturales como artificiales (“agua del minero”). Así, si el volumen de agua de la recarga es inferior al de la salida, el nivel piezométrico desciende como consecuencia de este desequilibrio hacia las salidas. Por el contrario, si la recarga es mayor a la descarga, los niveles piezométricos ascenderán. De esta forma, la variación a lo largo del tiempo del nivel piezométrico (Fig. 4.7) refleja la evolución del balance entre las entradas y salidas, y no el valor individual de cada uno de sus factores. Cuando se observa un descenso sostenido de los niveles en la piezometría se suele pensar que las entradas han disminuido, culpando así al factor climático, tal como ha ocurrido en la zona central de Chile (Taucare et al., 2023). Sin embargo, si los niveles continúan su descenso incluso durante periodos húmedos, el factor del desequilibrio se debería únicamente a la incidencia de los procesos antrópicos realizados en la cuenca, es decir, debido a la suma de los bombeos y de la entrada de agua a la mina.

Volviendo a Tierra Amarilla, la dinámica negativa y sostenida de los niveles piezométricos (Fig. 4-7) estaría siendo controlada principalmente por las extracciones (Fig. 4.8). De esta forma, la cuenca del Río Copiapó estaría experimentando el mismo fenómeno de sobreexplotación de los recursos hídricos subterráneos evidenciado en las regiones de Tarapacá, Coquimbo, Valparaíso, Metropolitana, y O’Higgins (Viguiet et al., 2019; Valois et al., 2020; Taucare et al., 2023). Así, el periodo de mayor descenso de los niveles piezométricos registrados en el SHAC (alcanzando ~100 m entre el 2003-2013) se correlaciona temporalmente con el periodo de mayor bombeo registrado en el SHAC (~550 l/s; Fig. 4-8). De hecho, se observa que, en este periodo, entre 2011 y 2013, disminuye la tasa de descenso de los niveles, que puede ser atribuible a la combinación de dos factores: la reducción en el bombeo observada en ese periodo (450 l/s), y un ligero aumento de las precipitaciones los años 2010, 2011 y 2013. Adicionalmente, entre 2013 y 2017, la tasa de bombeo se redujo hasta un valor promedio de 260 l/s, y como consecuencia directa de este cambio se produjo un ascenso de los niveles de ~20 metros (Fig. 4-7). Entre 2017 y 2020 se produce el mayor ascenso de los niveles piezométricos registrados (80 m), periodo que se correlaciona con la menor tasa de bombeo registrada (160 l/s) y la presencia de un único año lluvioso (~92 mm/año). Finalmente, entre 2020 y 2022 se produce un incremento de los bombeos hasta los 300 l/s generando nuevamente un descenso de los niveles. En base a esta correlación tan evidente podemos establecer que al igual que ocurre en las regiones mencionadas arriba, son los bombeos quienes controlan el comportamiento del nivel piezométrico de la cuenca del Río Copiapó.

Comportamiento que puede verse amortiguado o amplificado en función de la cantidad de precipitaciones acontecidas en la cuenca mientras se está bombeando o por la detención de los bombeos.

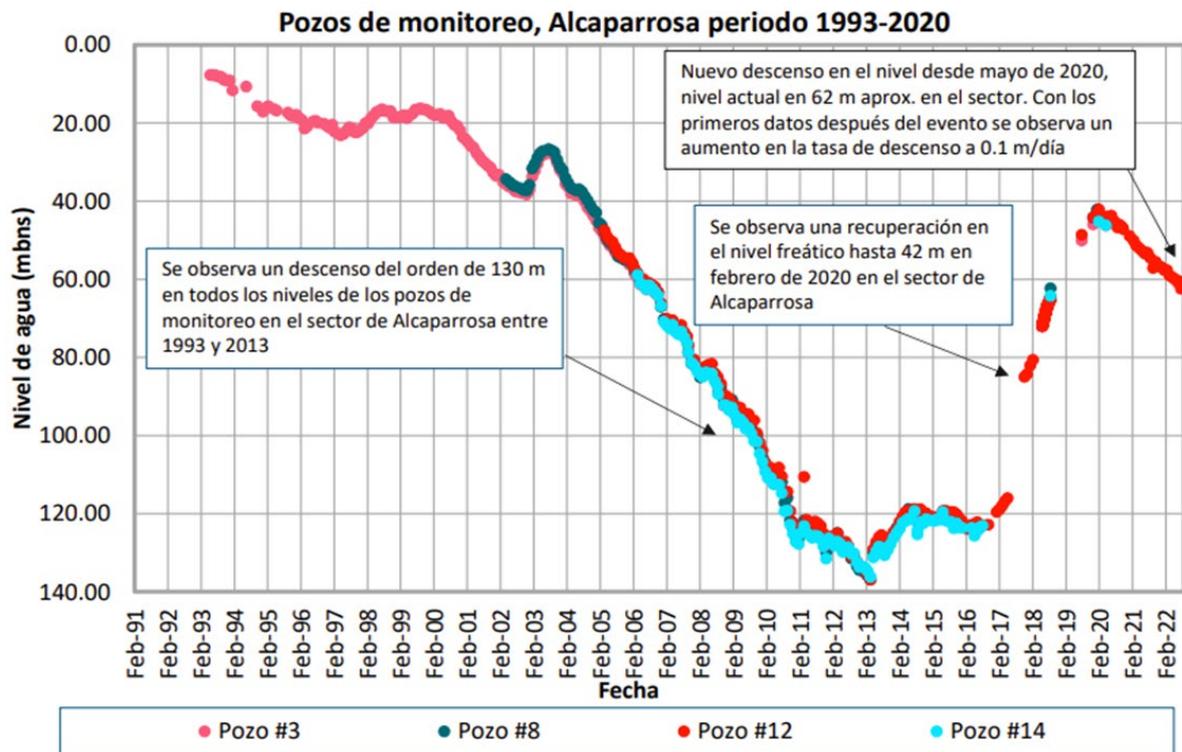


Fig. 4.7: Evolución temporal de los niveles piezométricos medidos en el periodo 1993 y 2020. Tomado del informe técnico realizado por VAI para CMODS en 2020.

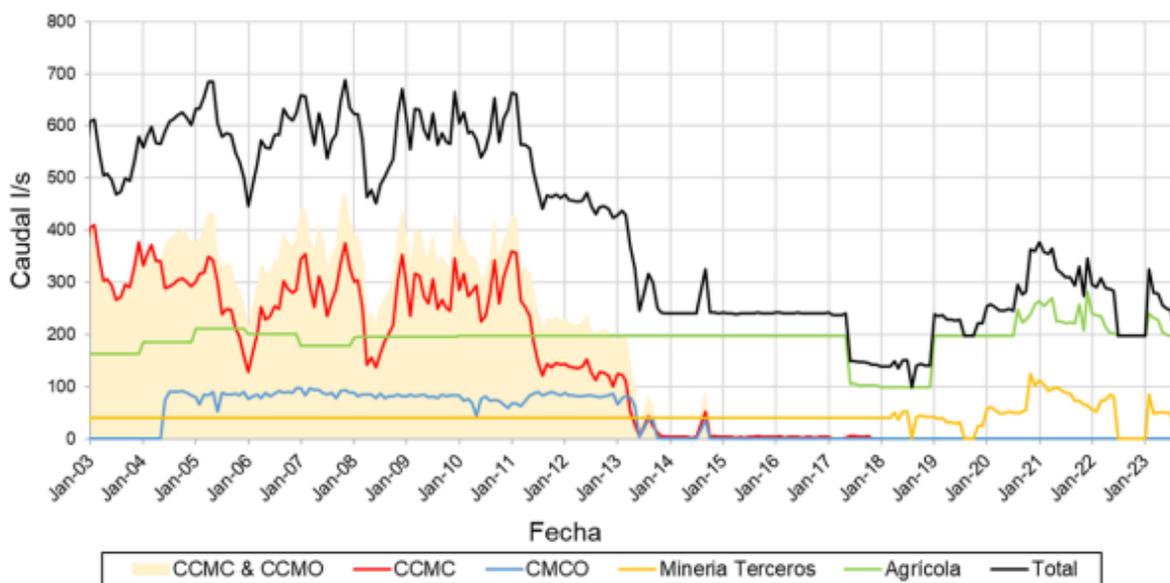


Fig. 4.8: Extracciones de agua subterránea registradas en la zona cercana al socavón. Tomado del Informe VAI Agosto 2023 (ID:28 en Tabla 3.1.; CCMO: Compañía Contractual Minera Ojos del Salado, CCMC: Compañía Contractual Minera Candelaria).

4.4. Línea del tiempo: evento y desarrollo de acciones por parte de CMODS

De manera simplificada, la Mina Alcaparrosa desarrolla su explotación mineral a través de la excavación de galerías subterráneas cerradas denominadas “caserones”. Estas galerías subterráneas de gran tamaño (con máximo de 85 m x 45 m x 75 m) son generadas mediante explosiones, disgregando la roca con mineral dentro del caserón. Una vez disgregada la roca, los productos son recolectados y transportados a través de una red de túneles y/o galerías ubicadas a diferentes cotas o niveles hasta su conexión al exterior, en donde se produce su tratamiento. Vale señalar que, cuando la minera inicia su producción en 2013, se evidenciaron entradas directas de agua subterránea en caserones y galerías (Fig. 4.9). Según informes técnicos (*ID 6 en* Tabla 3.1.) los caudales de entrada de agua en la mina Alcaparrosa aumentaron desde ~7 l/s en 2013 hasta alcanzar los ~ 35 l/s en 2020.

En base a la resolución N°2924 (*ID 4 en* Tabla 3.1.) la Mina Alcaparrosa tiene una tasa de producción aprobada de 4.300 T/día hasta el 2022. Para los caserones ubicados cerca del socavón (Gaby 01, 04 y 12), la zona de faena o producción mineral se encontraba entre los niveles 200 y 270 m s.n.m. En el informe realizado por el SERNAGEOMIN (2023), donde se analizan los registros de tronaduras y producción suministrados por la CMODS (*ID 21 en* Tabla 3.1.), se ha definido que Gaby 04 (Fig. 4.10) presentaba evidencias de “sobre-excavación al interior del caserón” de forma recurrente durante el transcurso de su excavación. Esta situación propició la activación de alertas en la mina por desprendimientos con condición estructural desfavorable durante el primer cuatrimestre de 2022.

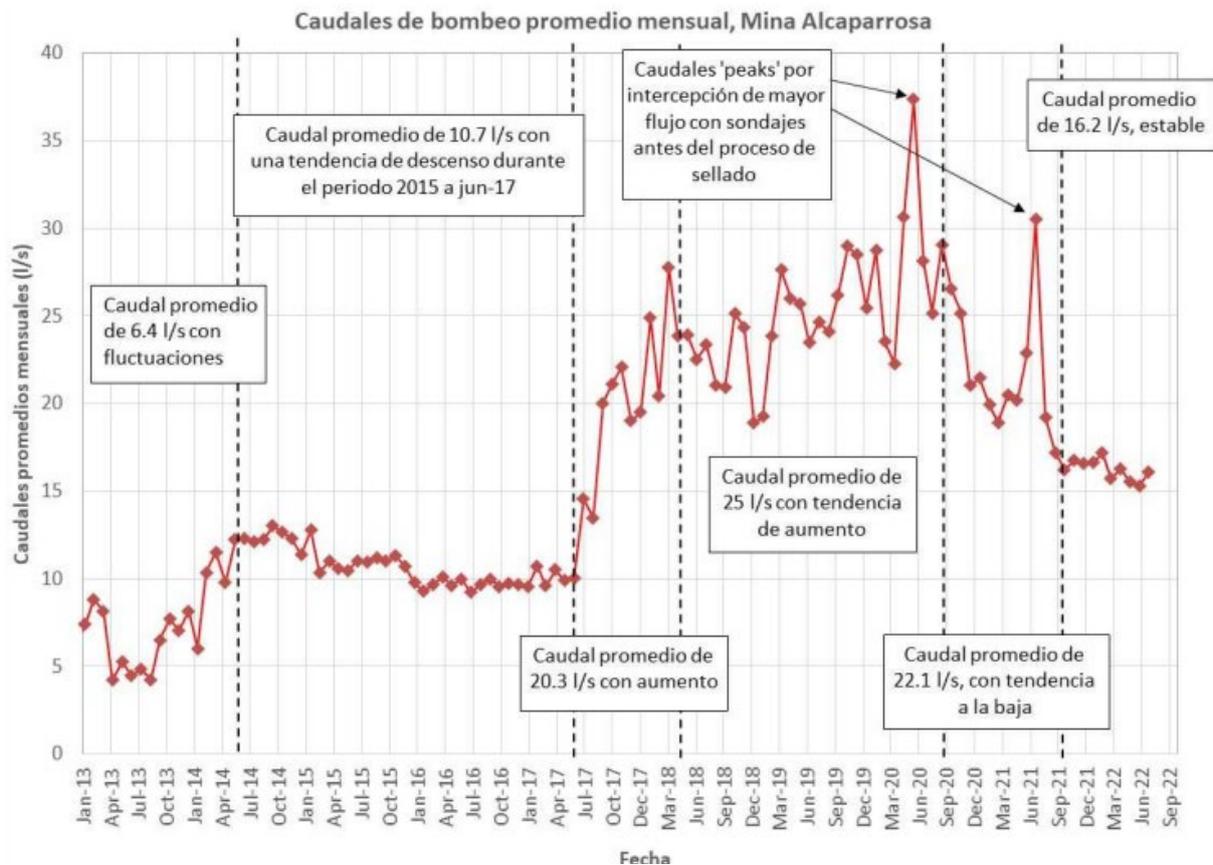


Fig. 4.9: Evolución temporal del promedio de los caudales bombeados desde los caserones y galerías al interior de la Mina Alcaparrosa. Tomado del informe técnico realizado por VAI para CMODS en 2020.

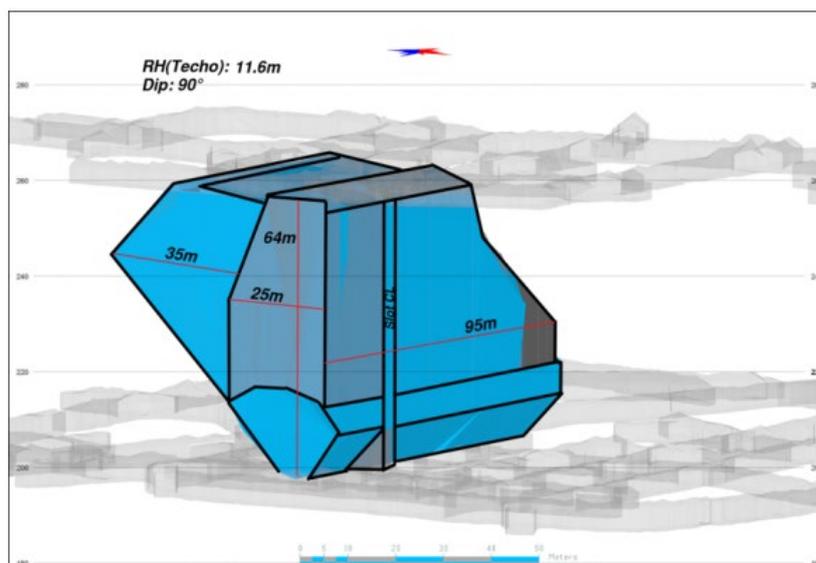


Fig. 4.10: Esquema del caserón Gaby 04 facilitado por la CMODS.

En base a estos informes y como resultado de la modificación de la infraestructura minera y del sistema de drenaje subterráneo de la mina, la excesiva excavación en dichas galerías, la inestabilidad en las paredes y techos del caserón Gaby 04 culminaron en un derrumbe progresivo del caserón, tanto de sus muros como de su techo (*ID 9 en Tabla 3.1.*). Este derrumbe fue propagándose hacia superficie hasta que el 30 de julio de 2023 se produjo el colapso del techo del caserón, generándose una subsidencia y posterior colapso de la superficie topográfica (el socavón). Esta subsidencia de suelo sería la manifestación topográfica del proceso de colapso del caserón Gaby 04 desde el nivel 200 hasta la superficie (430 m s.n.m.). Como consecuencia directa del colapso, se generó una afección directa al sistema hidrogeológico del Río Copiapó dando lugar a la entrada de grandes caudales de agua subterránea en el caserón y galerías de Gaby 04 (*ID 9 en Tabla 3.1.*). Según los registros (*ID 7 en Tabla 3.1.*), se estima que los caudales de entrada a la mina sobrepasaron los 370 l/s tras el colapso, lo que, a su vez, supuso un descenso abrupto de los niveles piezométricos (*ID 8 en Tabla 3.1.*) de los pozos cercanos con cambios de alrededor de 2 m en menos de 24 h (Fig. 4.11).

Con la finalidad de manejar la entrada de agua en las galerías, CMODS comenzó a bombear el agua entrante en Gaby 04. En base a los datos de la visita técnica realizada a la mina el 11 de agosto de 2022 (*ID 12 en Tabla 3.1.*), 13 días tras el colapso, el agua que entraba desde los niveles 200 m s.n.m. y 270 m s.n.m. del caserón Gaby 04 era reconducida a los niveles inferiores (40 y 60 m s.n.m.) y hacia superficie. El bombeo a los niveles inferiores se realizaba mediante 2 bombas de ~220 l/s de caudal cada una, lo que dio como consecuencia el llenado completo del nivel 40 m s.n.m. para esa fecha. Por su parte, inicialmente se bombeaban ~6 l/s desde el nivel 270 m s.n.m. hacia la superficie sólo mediante una única tubería. Para intentar contener la entrada de agua, CMODS implementó un plan de sellado del caserón Gaby 04 en los niveles 200 y 270, el cual fue adaptándose con posterioridad según iba progresando el ascenso del agua en las distintas galerías (nivel 290, 300; sondaje 1060, etc.). Estos sellados tenían el objetivo de frenar la entrada de agua desde el sector de las galerías Gaby al resto de la mina, esperando, contener la entrada de agua desde el sector más superficial hacia los niveles más profundos del sistema acuífero.

Para el 8/9/2022 (70 días desde el evento), el bombeo desde el nivel 200 de Gaby seguía realizándose hacia niveles más profundos (40, 60 y 90) provocando que el agua inundara casi la totalidad del nivel 90 de la mina. Así fueron completamente inundados los niveles 40, 60 y 70 (*ID 12 en Tabla 3.1.*). En el nivel 270 de Gaby se instalaron 3 tuberías de drenaje de 8" que conectaban con la superficie (Piscinas 820 y Planta Pedro Aguirre Cerda) que bombeaban ~ 51 l/s. Según el parte registrado en diversos reportes técnicos (*ID 13 en Tabla 3.1.*), el encapsulado del caserón Gaby 04 se realizó el día 21/9/2022. Según documentación propia de CMODS, mediante dicho sellado se logró reducir las entradas de agua

al caserón Gaby 04 a caudales aproximados de 30 l/s. Cabe destacar que cada sistema de muro de encapsulación tiene asociado un sistema de bombeo de aguas drenantes, que reconduce las aguas que consiguen salir del encapsulado hacia superficie (*ID 13 en Tabla 3.1*).

El 24/9/2022 (86 días desde el evento), se registra la entrada de agua en diversas zonas del sector Jocelyn (*ID 13 en Tabla 3.1.*), ubicado a 500 m al norte del sector Gaby. Para manejar dichas entradas se decide instalar una bomba de 10 KW que permita el drenado de las galerías de Jocelyn. Según los reportes de CMODS (*ID 13 en Tabla 3.1*), desde el 24/9 al 3/11 se registraron caudales de ingreso de entre 40 l/s y 69 l/s en Jocelyn. El agua se fue acumulando en los niveles inferiores del sector Jocelyn y también en la superficie. Para frenar la entrada de agua en Jocelyn, se realizaron un conjunto de acciones destinadas a sellar tiros y galerías que interconectaban los niveles de Gaby con los de Jocelyn. Estas incluyen el sellado por muros de encapsulación de las galerías presentes en los niveles de Gaby 200, Gaby 270, Gaby 290, Gaby 300 y sondaje AD 1060.

Para el 18/11/2022 (111 días desde el colapso), CMODS consigue sellar parcialmente la entrada en Jocelyn por el sondaje AD 1060, reduciendo considerablemente la entrada de agua al sector (*ID 13 en Tabla 3.1*). Para principios de diciembre de 2022, se cuantifica que el bombeo hacia superficie es de 342.301 m³ de agua, se reconoce la inundación de galerías y caserones en los niveles profundos de Gaby (entre las cotas 40 y 100), de los caserones de Gaby 01, Gaby 04, y Gaby 12 (entre los niveles 200 y 270), así como las galerías y caserones de Jocelyn entre los niveles 157 y 200. En su conjunto CMODS estima que el volumen de agua que inunda las galerías y caserones de la mina Alcaparrosa es de ~1.500.000 m³ aproximadamente. Finalmente, desde marzo de 2023 a julio de 2023, se produjo una pequeña fuga de agua en las galerías de Gaby a diferentes niveles como consecuencia de la degradación de los tapones existente en los muros de contención (*ID 30 en Tabla 3.1*). Según se estableció en los anexos del informe de junio de 2023 “Actualización de inundación mina”, el caudal aflorado alcanzó los 30 l/s, el cual pudo ser contenido mediante nuevas instalaciones de contención incluyendo la extensión del muro de hormigón del nivel 200 y la impermeabilización de las válvulas mediante resina. Posterior a este evento, no se han registrado nuevos incrementos de agua en la mina, más allá del agua bombeada a superficie a la planta PAC la cual se encontraba en torno a los 16 l/s para julio de 2023 (*ID 30 en Tabla 3.1*) según los registros de CMODS.

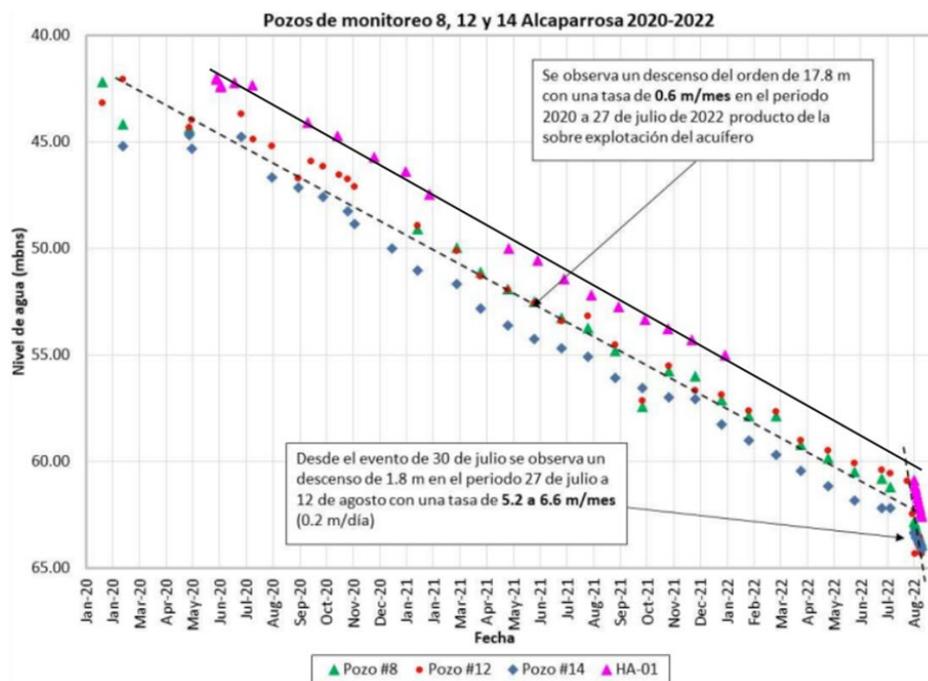


Fig. 4.11: Evolución temporal de los niveles piezométricos medidos en los pozos de monitoreo de la Mina Alcaparrosa en el periodo 2020 y 2022. Tomado del informe técnico realizado por VAI para CMODS en 2022.

5. ANALISIS DEL SISTEMA HIDROGEOLÓGICO Y DE LA AFECCIÓN GENERADA POR EL SOCAVÓN

5.1. Modelo Conceptual hidrogeológico

5.1.1. Escenario Pre-Socavón

En base a los antecedentes analizados, la zona donde se produjo la subsidencia se encuentra sobre el sistema hidrogeológico del río Copiapó (Fig. 5.1), el cual está integrado principalmente por dos medios geológicos bien diferenciados (Fig. 5.2) y conectados hidráulicamente entre sí:

- (1) Medio sedimentario superficial: compuesto por sedimentos no consolidados de origen fluvio-aluvial que rellenan el fondo del valle del Río Copiapó. Este medio tiene un comportamiento acuífero de porosidad primaria (aluvial).
- (2) Medio fracturado profundo: constituido por las rocas consolidadas de la Cordillera de la Costa que presentan porosidad secundaria y se pueden reconocer dos horizontes. Un horizonte meteorizado ubicado más superficialmente, y en contacto con el acuífero aluvial, correspondiente a los primeros metros de la formación rocosa. Luego, a mayor profundidad se reconoce basamento rocoso fracturado producto de esfuerzos tectónicos y/o antrópicos. Estos esfuerzos otorgan al medio descrito un comportamiento acuífero de tipo fracturado en conexión hidráulica con el medio suprayacente formando diferentes sectores acuíferos (Fig. 5.2).

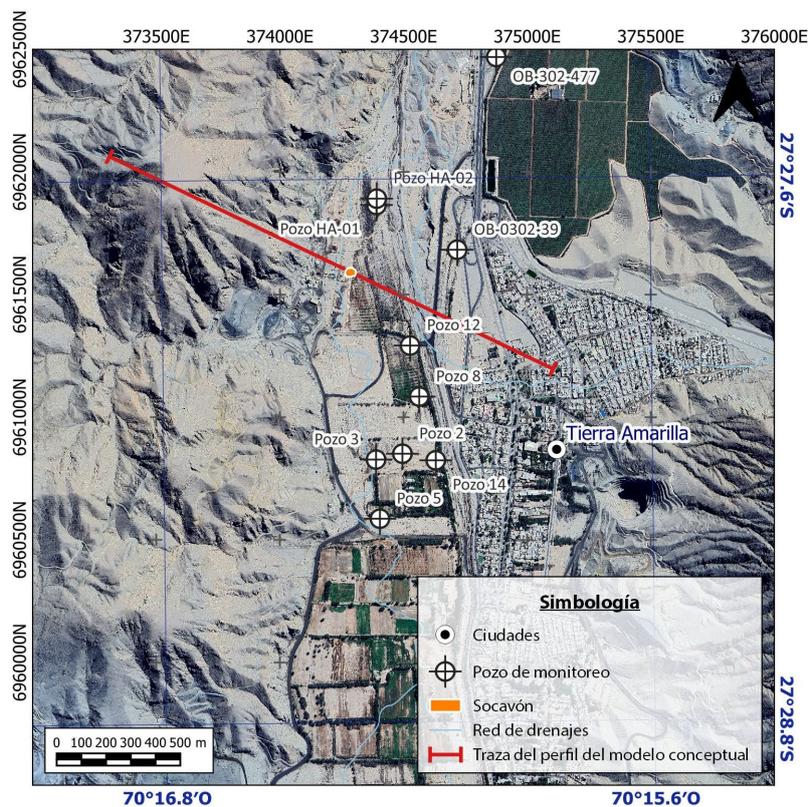


Fig. 5.1: Mapa del sector de Tierra Amarilla destacando la traza del perfil por donde se realizó el modelo hidrogeológico conceptual.

Sistema hidrogeológico del Río Copiapó

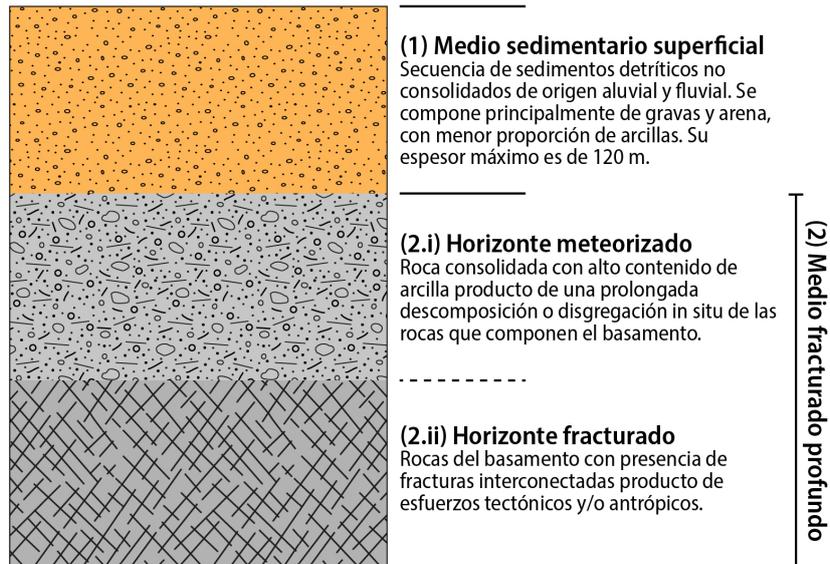


Fig. 5.2: Horizontes de características hidráulicas diferentes que componen el sistema hidrogeológico del área de estudio.

En base a datos piezométricos provenientes de sensores de medición continua y de campañas puntuales en pozos de monitoreo realizados y en diferentes niveles de galería, se ha identificado que previo a la formación del socavón existía un flujo vertical de agua desde el medio superficial hacia el medio fracturado profundo. Esta situación queda evidente en la Fig. 5.3, el potencial hidráulico pre-socavón era menor en profundidad que en superficie. Además, como se observa en la Fig. 5.3, el medio profundo y superficial presentan tendencias similares entre sí, y respuestas parecidas frente a los ascensos y descensos episódicos, tal como se registraron en 2018, 2019 o 2022. Una vez en profundidad, el flujo de agua subterránea utiliza dos tipos de vías para circular en el medio fracturado: (1) los sondajes y galerías excavadas por la minera, y (2) las fracturas naturales presentes en el basamento (Tabla 5.1). De esta forma, cualquier tipo de variación producida en profundidad supone una modificación de las condiciones de potencial hidráulico o conectividad del sistema, lo que repercute directamente en los niveles de superficie y viceversa (Fig. 5.3).

Un ejemplo de este mecanismo conjunto lo componen los cambios en los registros de caudales de agua entrantes en galerías y caserones de la mina Alcaparrosa. Tal como ha quedado registrado en los diferentes documentos presentados por CMODS, tanto previos como posteriores al socavón (VAIGS-IT-020-05279-IT o EXP.MP-043-2022, 2022), las entradas de agua en las galerías han ido incrementando en el tiempo conforme se desarrollaban los trabajos de expansión de las galerías y caserones, desde 4 l/s hasta 35 l/s en 2013 y 2020, respectivamente (Fig. 4.9). Estos aumentos del caudal fueron originados por la apertura de conexiones y cavidades en el medio para desarrollar la actividad minera. La extracción mineral conlleva la creación y ampliación de nuevas galerías y caserones, así como la perforación de sondajes exploratorios. Conforme avanzan estas operaciones, se van generando desequilibrios tanto mecánicos como hidráulicos a consecuencia de la apertura de nuevos espacios entre tramos fracturados y acuíferos suprayacentes. Estas nuevas condiciones hidráulicas acontecidas en profundidad podrían haber generado la entrada de caudales no despreciables al medio fracturado desde los sectores suprayacentes (Fig. 5.4).

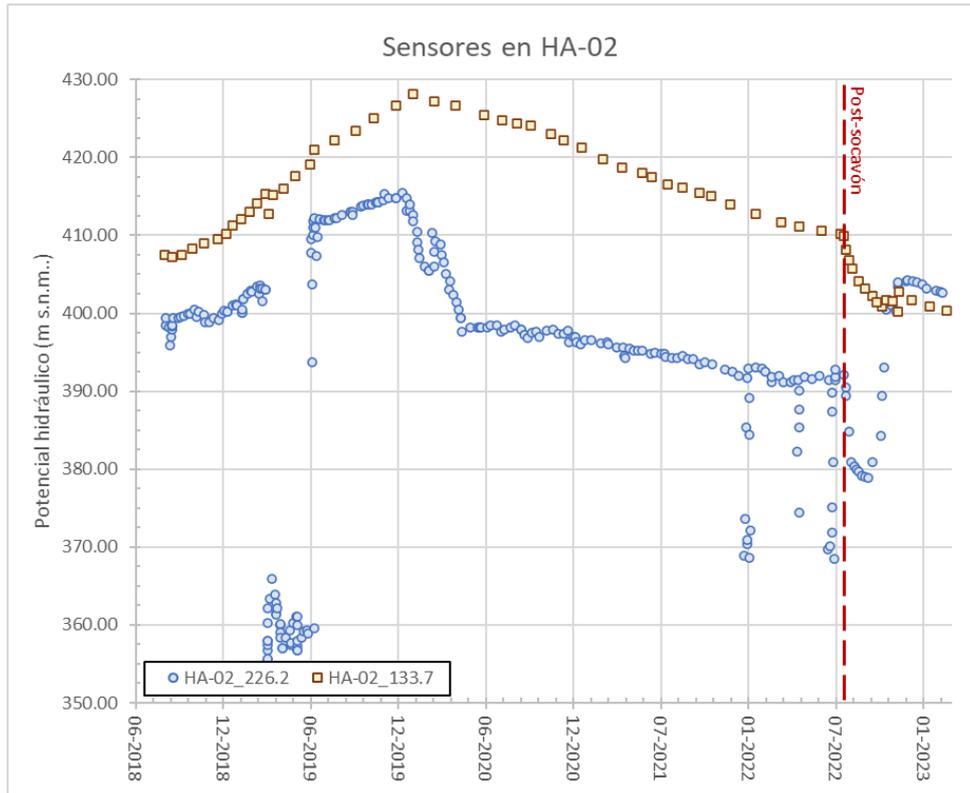


Fig. 5.3: Evolución del potencial hidráulico registrado en el pozo Ha-02 a diferentes profundidades (a 133.7 y 226.2 m desde la superficie). Ver ubicación en Fig. 5.1. Datos tomados de ID: 28 en Tabla 3.1.

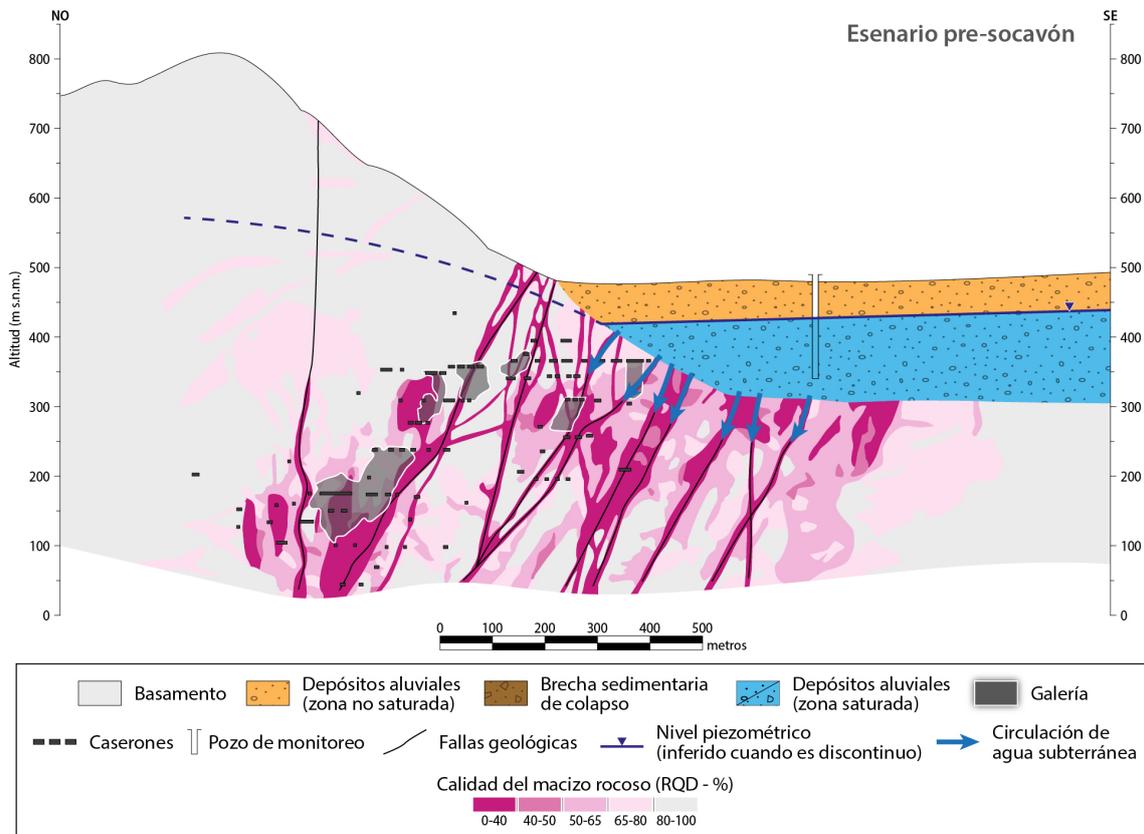


Fig. 5.4: Modelo hidrogeológico conceptual del área de Tierra Amarilla, mostrando el esenario pre-socavón. Ver ubicación de la traza del perfil en Fig. 5.1.

Tabla 5.1: Tabla resumen de las descripciones de los afloramientos naturales realizados en agosto de 2018 registrado en diversos sectores de la mina Alcaparrosa (ANEXO 2 – Modelo conceptual hidrogeológico Mina Alcaparrosa – IT-02 022-08342 de ID: 28 en Tabla 3.1).

Sector/Nivel	Descripción
Viviana 345	Se observa un goteo leve a lo largo de la galería, techo Caserón Viviana 01T1, en sectores asociados a la estructura caracterizada.
Viviana 290	En el acceso a caserón 5 se identificaron estructuras intermedias con presencia de agua, goteo o flujo por el bloque colgante de la estructura, en cambio por el lado yacente solamente se reconoce humedad.
Viviana 170	En todo el sector de la rampa de acceso se observa presencia de agua. En los techos se observa un flujo persistente a través de los pernos Split set que ha generado dificultades en la construcción del túnel.
Alcaparrosa Sur 350	En el sector de la galería Costilla 2 Cx-CI se observa una estructura de bajo ángulo con manto al Noroeste que es un conducto de un flujo importante de agua que filtra en forma de cascada por el bloque yacente.
Alcaparrosa Sur 300	En el frente de la labor Base 1 GT 01 se observa una estructura con manto hacia el oeste que presenta una condición distinta a ambos lados de la falla. Hacia el oeste hay un gran flujo de agua a través de los pernos split set y goteos leves en el resto de la sección, no obstante, por el lado este de la falla se presenta humedad y goteos leves.
Alcaparrosa Sur 270	Se detecta manchas de humedad en intersecciones de discontinuidades.
Galería de Exploración Este 200	Agua fluye por las perforaciones de sondajes.

5.1.2. Escenario Post-Socavón

Bajo las condiciones hidrogeológicas mencionadas anteriormente, es que tanto las extracciones de agua como las remociones de material rocoso desencadenaron desequilibrios en el subsuelo, que se propagaron hasta la superficie gatillando la formación del socavón de Tierra Amarilla el 30 de junio de 2022. Así, el socavón apareció sobre los caserones del sector Gaby de la mina Alcaparrosa propiedad de CMODS como consecuencia de su sobre excavación (*ID 25 en Tabla 3.1*), modificando la estructura del subsuelo de forma permanente. El fenómeno de subsidencia relacionada con la actividad minera ha sido ampliamente discutido en literatura científica (e.g., Kalendra & Dhar, 1997; Li C.L., et al. 2014, Deng et al. 2018). El caso de Tierra Amarilla se suma al historial de ejemplos de subsidencia por remoción mecánica, donde la sobre excavación de las rocas altamente fracturadas de los caserones dieron lugar a una situación de inestabilidad que propició el colapso progresivo de sus muros y techos.

Esta restructuración del subsuelo generó que, bajo el socavón, hasta al menos la base del caserón Gaby 04 (nivel 200), se constituyera un horizonte heterogéneo denominado como “brecha de colapso” (Fig. 5.5). En base a los caudales alumbrados en el caserón de Gaby se puede establecer que la “brecha de colapso” constituye un horizonte formado por la mezcla no consolidada de las unidades geológicas preexistentes, que tendría propiedades hidráulicas favorables para la circulación de agua subterránea. La aparición de esta “brecha de colapso” modificó las relaciones hidráulicas de los medios superficial y fracturado de forma instantánea y permanente para, al menos, toda la región de rotura. Esto quiere decir que su existencia ha propiciado cambios en los potenciales hidráulicos que han modificado los equilibrios previos, potenciando la conexión hidráulica entre el medio superficial y profundo. De esta forma, el agua fluyó a través de la “brecha de colapso” hacia las distintas discontinuidades en profundidad del medio fracturado, desplazándose tanto a las galerías como a aquellas zonas naturalmente interconectadas por estructuras geológicas (Fig. 5.6).

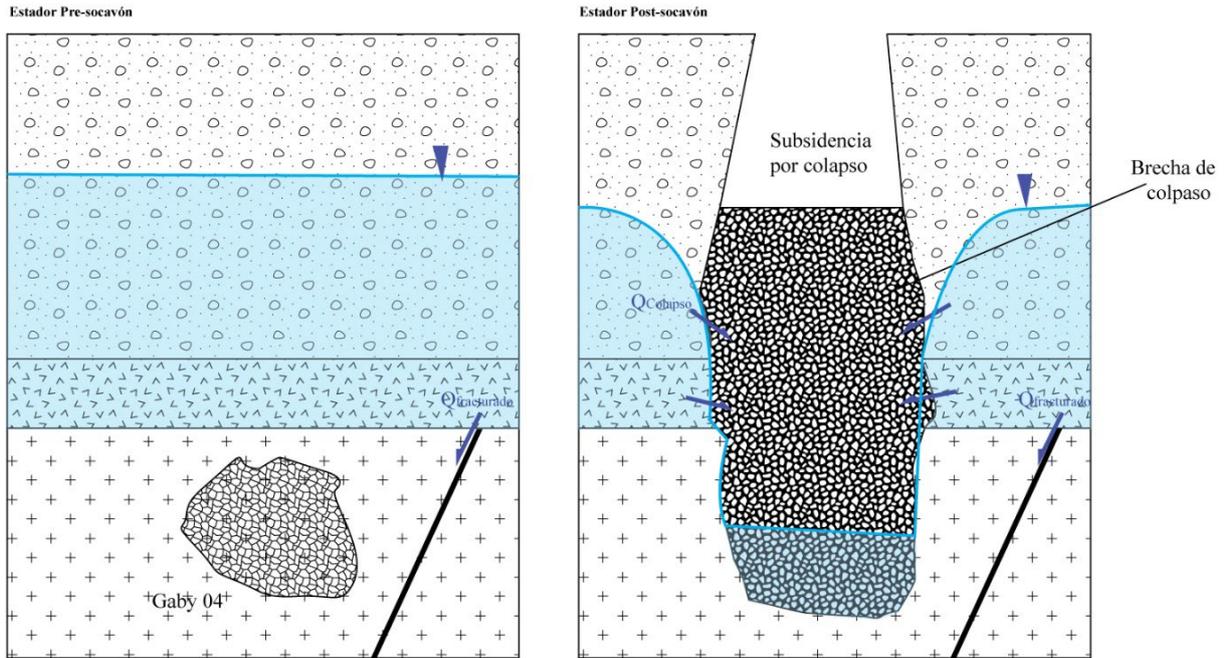


Fig. 5.5: Modelo esquemático en sección de detalle del cambio experimentado del sistema hidrogeológico en la zona del colapso.

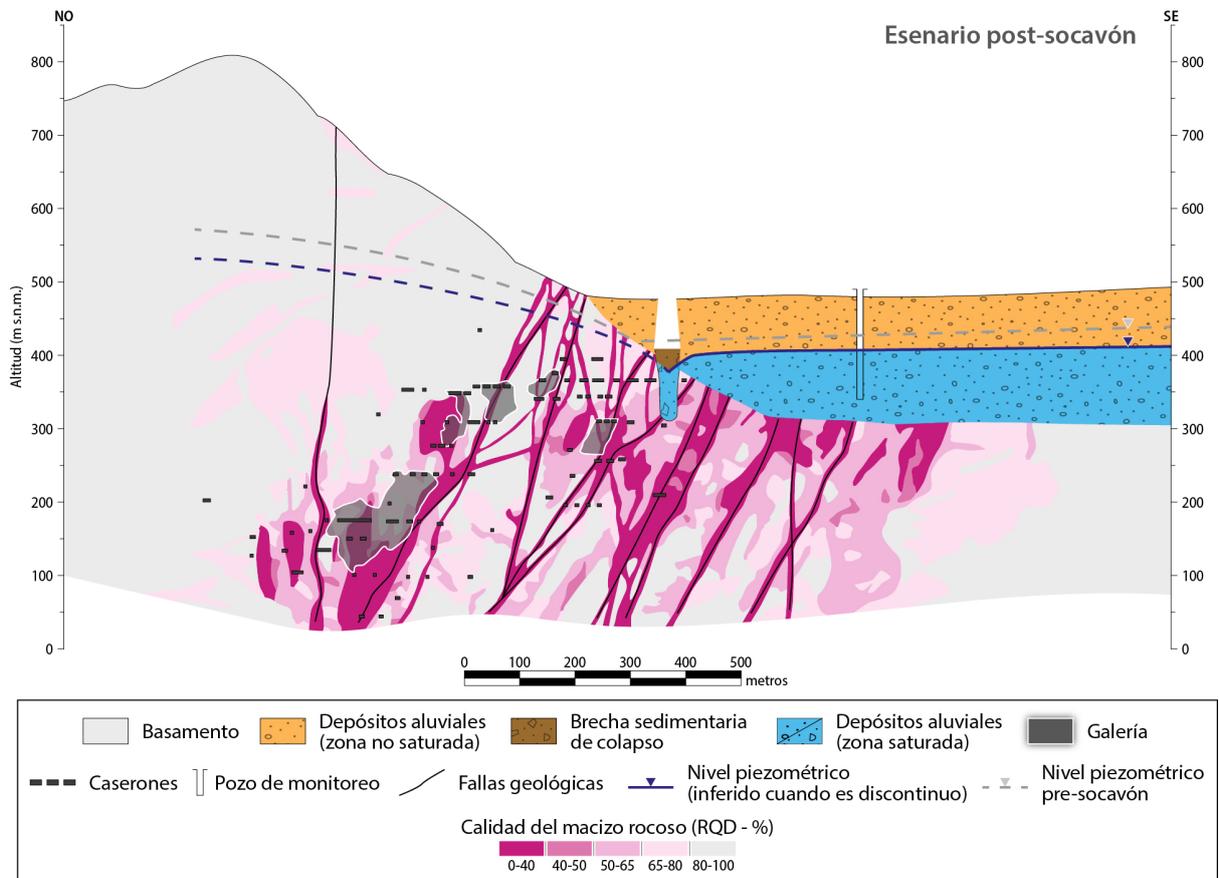


Fig. 5.6: Modelo hidrogeológico conceptual del área de Tierra Amarilla, mostrando el escenario post-socavón. Ver ubicación de la traza del perfil en Fig. 5.1

En el pozo HA-02 (ubicado a 360 m al norte del socavón; Fig. 5.1) corresponde a un piezómetro de cuerda vibrante con registro de datos automáticos y en continuo perteneciente a la red de monitoreo de niveles de CMODS en el entorno de la Mina Alcaparrosa, con registro de presiones de columna de agua, en el medio superficial y el medio fracturado profundo, a 133.7 m y 226.2 m desde la superficie topográfica respectivamente (*ID 28 en Tabla 3.1*). Una vez ocurrió el colapso, las presiones cayeron abruptamente más de 2 m en ambos sensores debido al desplazamiento de agua hacia la cavidad generada en Gaby (Fig. 5.7). Es importante destacar que este pozo se encuentra aguas abajo del flujo de agua subterránea, por lo que su fuerte caída de carga está relacionada con el impacto y redireccionamiento del gradiente hidráulico en dirección al socavón. Esta dinámica se mantuvo constante hasta mediados de septiembre 2022. A partir de esta fecha se aprecia un ascenso del potencial hidráulico profundo, probablemente como respuesta a la construcción de los tapones y muros de contención de entrada de aguas en las galerías de Gaby (finalizada el 21/9/2022). Dicho ascenso, que se produjo como consecuencia del cierre parcial del flujo y subsecuente llenado del caserón colapsado, representa la aparición de un flujo profundo ascendente. Este fenómeno también fue registrado por los sensores de presión instalados en los muros de contención del nivel 200 del caserón Gaby (Fig. 5.8). Por su parte, la presión del sensor de superficie siguió cayendo armónicamente, aunque a una tasa, menor para estas mismas fechas (Fig. 5.7, Fig. 5.8).

Como consecuencia del llenado del caserón Gaby, la presión hidráulica en el medio fracturado profundo aumentó entre los meses de septiembre y diciembre (Fig. 5.7 y Fig. 5.8) hasta casi alcanzar los valores del medio más superficial (Fig. 5.7). Como consecuencia de esta sobrepresión hidráulica en profundidad, el agua comenzó a migrar hacia sectores conectados en el medio fracturado, lo que dio lugar a nuevos alumbramientos de agua en caserones y galerías lejanas a la zona del socavón. Como es conocido, a los 3 meses del colapso se registraron infiltraciones de agua de hasta 69 l/s en galerías y caserones del sector de Jocelyn (ubicado a 400 m al norte del socavón), y posteriormente se registraron nuevas entradas de agua en el sector de Viviana (ubicado a 1.350 m al norte del socavón). Esta secuencia de nuevos alumbramientos de agua en sectores mineros ubicados al norte del socavón, evidencian la interconectividad hidráulica existente en el basamento rocoso, facilitado por las fracturas y las excavaciones mineras.

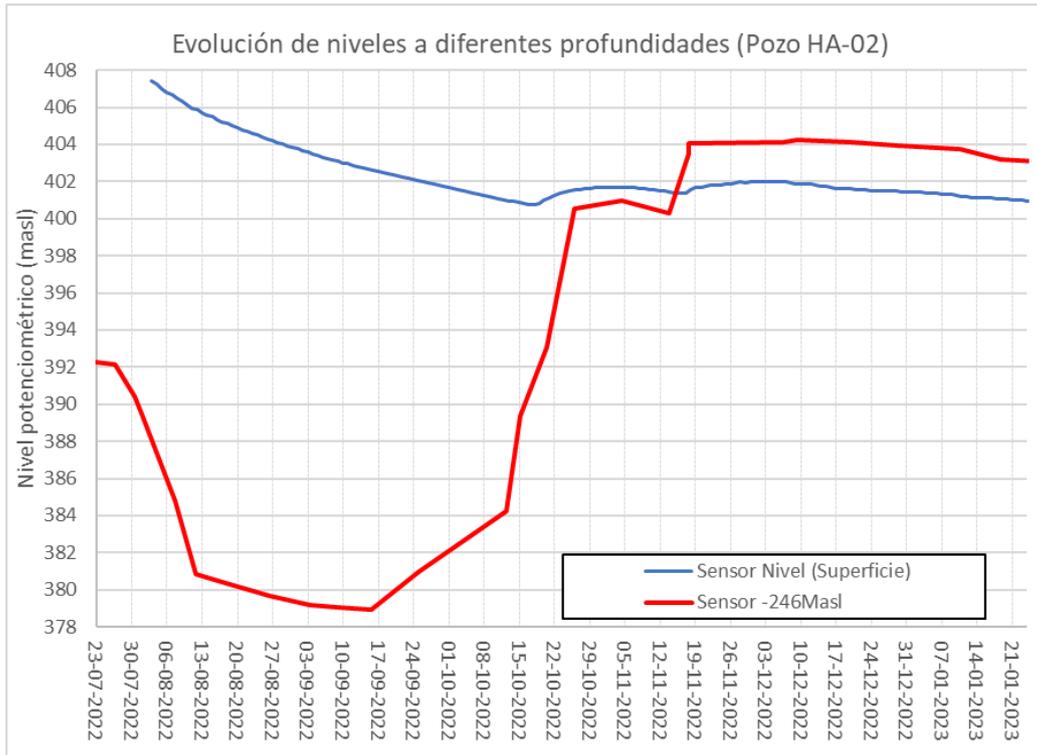


Fig. 5.7: Gráfico del comportamiento de los sensores superficial y profundo ubicados en el pozo HA-02, ubicado a 340 m al norte del socavón. Datos tomados de figura 4-35 del documento “ANEXO 2 – Modelo conceptual hidrogeológico Alcaparrosa – IT-02 022-08342” de agosto 2023

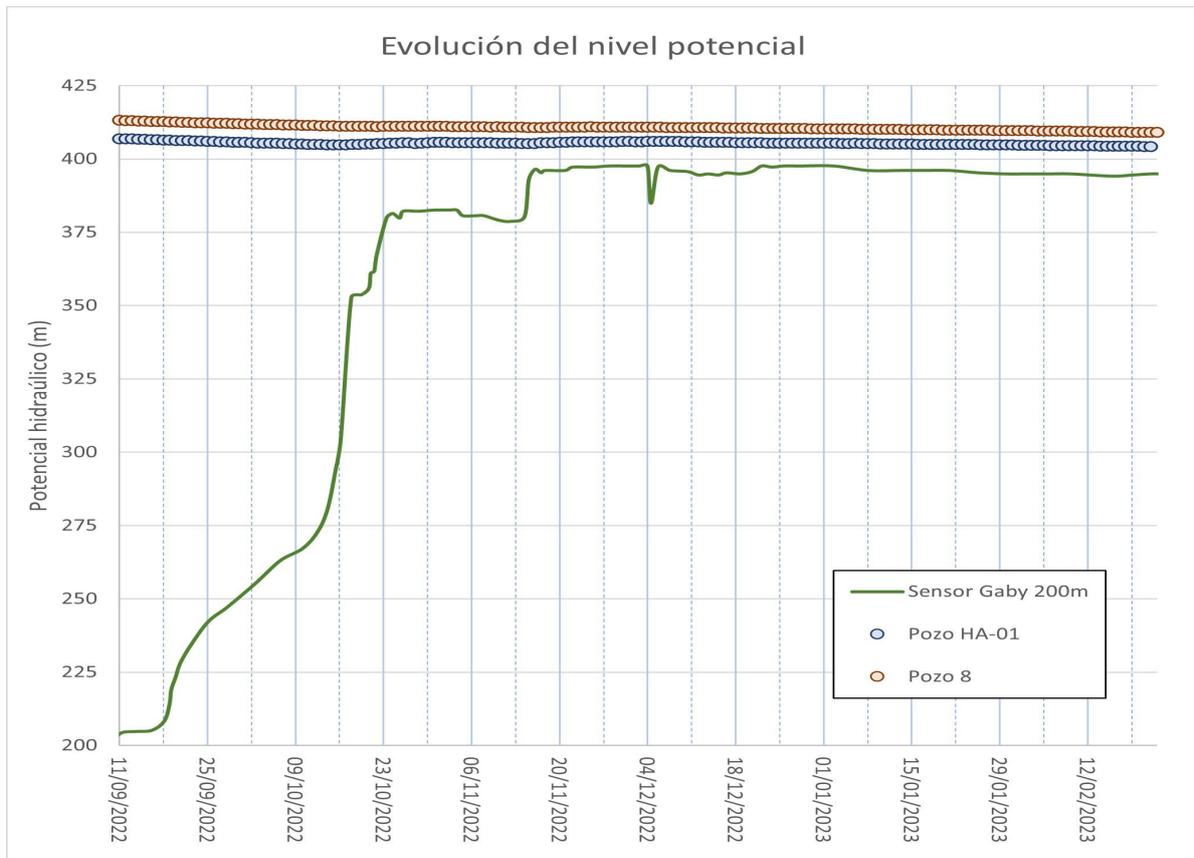


Fig. 5.8: Evolución de potenciales hidráulicos en los pozos situados aguas arriba (pozo 8) y aguas abajo (pozo HA-01) así como en las paredes del muro de contención de la galería Gaby 04 a los 200 m s.n.m. Tomado de ID 28 de Tabla 3.1

En octubre de 2022, los sensores de Gaby 04 en el nivel 200 (200 m s.n.m.) registraron un ascenso abrupto del potencial hidráulico alcanzando un nivel de 396 m s.n.m. (Fig. 5.8). Dicho evento guardaría una estrecha relación con el sellado parcial de los alumbramientos en Jocelyn en la misma fecha. Este potencial hidráulico puede considerarse como el existente en ambos medios (superficial y profundo), ya que éstos estarían completamente interconectados en la zona de Gaby a través de la “brecha de colapso”.

Si atendemos a los niveles de los pozos del entorno (Fig. 5.1), observamos que tanto los situados aguas arriba (pozo 8) como los aguas abajo (pozo HA-02) del socavón, presentan presiones hidráulicas sobre los 405 m s.n.m., lo que supone alrededor de 9 m sobre el nivel medido en Gaby. Esta diferencia demuestra que el flujo en superficie se está desplazando en dirección al socavón desde el pozo 8 y el pozo HA-02, tal como lo demuestra la presencia de un flujo superficial hacia el socavón para toda la serie histórica de datos presente. Esto supone que desde el inicio del socavón se ha producido una transmisión de agua subterránea ininterrumpida desde el medio superficial al profundo, situación que no ha sido estabilizada según los datos registrados. Este incremento del caudal infiltrado al medio fracturado es el responsable del aumento del caudal registrado en las instalaciones mineras (Fig. 5.9). Como puede observarse en la Fig. 5.9, el socavón produjo una entrada de agua, en las galerías, procedente del medio superficial, infiltración que no pudo ser contenida en su totalidad a pesar de los esfuerzos y medidas de contención realizadas por CMODS, ya que no se ha conseguido obtener un nivel de caudal en mina similar al registrado pre-socavón. Los últimos datos de caudales infiltrados disponibles (VAIGS-IT-020-05279-IT) permiten atestiguar el claro aumento de los caudales de ingreso a la mina. Mientras que en julio de 2022 (pre-socavón), el caudal de ingreso era de ~16 l/s, en marzo de 2023 (último dato registrado) el caudal era de ~45 l/s. Estos valores reflejan el aumento del caudal total de ingreso a las instalaciones mineras que prácticamente se triplicó a pesar de los esfuerzos realizados por contener y taponar los muros de galerías, caserones y sondajes afectados.



Fig. 5.9: Gráfico del caudal de infiltración registrado en la mina pre y post socavón (obtenido de obtenido de figura 4-7 del documento “ANEXO 2 – Modelo numérico hidrogeológico Alcaparrosa – IT-02 022-08342” de agosto 2023)

Parece evidente señalar que el socavón ha generado nuevas conexiones y ha amplificado las existentes, facilitando el vaciado del medio superficial al profundo, y generando así una sobrepresión hidráulica en este último que da lugar a cambios en la hidrodinámica. De esta forma, el medio fracturado se encontraría en desequilibrio hidrodinámico, ya que sigue experimentando un incremento de su flujo neto procedente desde el sector más superficial. Este flujo tiene una dirección y descarga desconocida

en su totalidad pero que, a tenor de las evidencias, parece seguir las estructuras geológicas principales en dirección norte. Hay que tener en cuenta que el basamento rocoso naturalmente ya se encontraba altamente fracturado por sistemas de fallas regionales (Fig. 4.1), sistemas que permiten y favorecen la circulación de agua subterránea por el medio fracturado.

En este sentido, es complejo suponer que toda el agua infiltrada desde el medio superficial al fracturado tras el socavón haya sido recogida, redistribuida y almacenada por CMODS en su totalidad. En esta complejidad hidrogeológica, el agua recogida y manejada por CMODS sólo supone un porcentaje del total infiltrado, pero los desequilibrios en los potenciales hidráulicos revelan que debe existir otra parte de agua infiltrada a través de la “brecha de colapso” que se encuentra desplazándose por discontinuidades más allá de la zona donde se encuentran galerías y caserones, y fuera de la red de control actual. Este volumen de agua no identificada no se está considerando ni cuantificando por ningún organismo, pero las evidencias presentes en reportes previos (registros de fallas con caudales de infiltración en galerías en Tabla 5.1) o el aumento de la presión hidráulica en sectores profundos en zonas alejadas (Fig. 5.7) donde no existen conexiones dentro de la mina (Pozo HA-02) son una evidencia sólida que asegura su existencia. Por lo tanto, una fracción del agua infiltrada está viajando en el medio fracturado siguiendo el flujo regional condicionado por el sistema de fracturas e impulsado por la sobrepresión generada. De hecho, si atendemos a la relación de potencial hidráulico existente entre el medio superficial y profundo en el pozo HA-02 (Fig. 5.7), se observa que desde el sellado de Jocelyn (noviembre de 2022), el nivel potenciométrico del medio profundo es mayor que el superficial. Esto es la evidencia de un flujo proveniente del medio profundo hacia la superficie a través de fracturas naturales (Fig. 5.10).

El socavón dio lugar a una amplificación permanente de la interconexión entre el medio superficial y el medio fracturado profundo a través de la “brecha de colapso”, material que ha demostrado poseer características hidráulicas favorables para la circulación de agua subterránea. Este cambio en la arquitectura del sistema hidrogeológico del Río Copiapó modificó notablemente el gradiente hidráulico, dando lugar a un desequilibrio hidrodinámico que propició una transferencia de grandes caudales de agua desde el medio superficial al profundo vía el socavón. Los datos disponibles de niveles y caudales de infiltración más recientes muestran que dicho desequilibrio hidrodinámico aún persiste. Puede que con el tiempo se genere un nuevo equilibrio, pero sería bajo este contexto hidrogeológico modificado y diferente al pre-socavón. En ese sentido, el registro de los potenciales hidráulicos medidos en el pozo HA-02 (Fig. 5.3) reflejan un cambio radical en la dirección del flujo. Mientras que pre-socavón existía un flujo proveniente del medio superficial al profundo, post-socavón se está observando un flujo desde el profundo al superficial.

Nos encontramos entonces en un nuevo contexto (Fig. 5.10). Por un lado, se ha acentuado el flujo de agua subterránea desde el medio superficial en dirección al socavón, el cual se conecta con el medio profundo a través de la brecha de colapso. Este flujo produce una sobrepresión en las fracturas del basamento, que en su desplazamiento hacia el norte da lugar a la existencia de un flujo vertical ascendente desde el medio profundo al superficial en aquellas zonas donde ambos medios se encuentren interconectados. Por otro lado, la instalación de estructuras de contención en las distintas galerías y sondajes por CMODS estarían dando lugar a un aumento en la presión del sistema, lo cual además de volver más compleja las ya modificadas trayectorias de flujo, gatillarían las roturas de estas mismas estructuras. Esto último quedó manifestado a un año del socavón (julio de 2023), donde estructuras de tapón sufrieron roturas por sobrepresión hidráulica (*ID 28 en Tabla 3.1*).

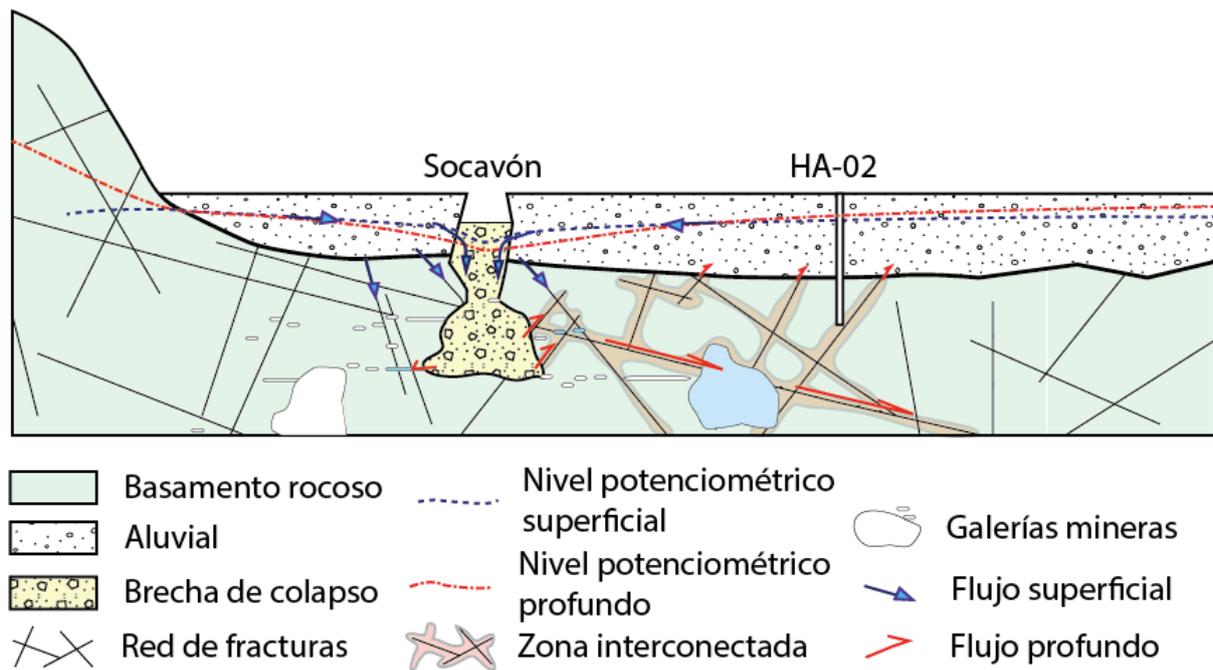


Fig. 5.10: Esquema conceptual del sistema hidrogeológico actualmente en donde ambos medios (superficial y profundo) se encuentran interconectados y en equilibrio dinámico.

5.2. Respuesta potenciométrica superficial

Como se ha mencionado con anterioridad, el comportamiento de los niveles piezométricos en una cuenca hidrográfica refleja el resultado del balance o relación entre las entradas y salidas (en volumen de agua) del sistema hidrogeológico al que pertenecen. Del mismo modo, hay que considerar que, como se ha discutido previamente, el principal agente de control de este balance lo componen las extracciones de agua realizadas en la cuenca, siendo la precipitación un factor que amplifica o reduce el impacto de dichas extracciones. Como nuestro objetivo se enmarca en definir cuál ha sido efecto del socavón en los niveles piezométricos y si los cambios registrados son o no permanentes, entonces es necesario establecer, por un lado, la tendencia de niveles pre-socavón y, por otro, definir qué tipo de variaciones han supuesto los distintos eventos registrados post-socavón en los niveles de los distintos pozos monitoreados, tanto el efecto de su apertura como el taponamiento de las galerías.

En base a los registros de datos disponibles en la zona de estudio (Fig. 4.7) se observa que previo al evento del socavón, todos los pozos registraban un descenso paulatino de sus niveles, a excepción del pozo 15, el cual estaba estable a una profundidad de ~ 86 m desde superficie. La tendencia registrada en los sectores lejanos aguas arriba del socavón (pozo 9) muestra que el descenso era más agudo que en las cercanías del socavón, registrando una tasa de 0.96 m/mes. Para el conjunto de pozos cercanos a la zona del socavón (Pozos HA-01, HA-02, Pozo 5, Pozo 8, Pozo 12, Pozo 14), se registró una tasa de descenso de sus niveles piezométricos previo al colapso de entre ~ 0.65 m/mes (Pozo HA-01, HA-02 y pozo 8) y ~ 0.45 m/mes (Pozo 5, Pozo 12 y pozo 14). Mientras que aguas abajo del socavón (Pozo OB-302-477) la tasa de descenso era más suavizada, de ~ 0.22 m/mes (Fig. 5.11). Esta bajada progresiva en la tasa de descenso según nos desplazamos hacia posiciones aguas abajo, podría explicarse por la entrada de aportes secundarios a la masa de agua subterránea del río Copiapó procedente de valles que van apareciendo desde el pozo 9 al pozo 15 (Quebrada Rajo, Quebrada Amarilla y Quebrada Paipote).

Tras el colapso, se produjo un descenso brusco del nivel piezométrico en los pozos cercanos al socavón (Fig. 5.11), como consecuencia del cambio en el gradiente hidráulico. Esto dio lugar a la entrada radial

de un mayor caudal de agua subterránea desde el medio superficial al fracturado a través de la “brecha de colapso”. Así, el socavón estaría formando un conoide de descenso con eje en su centro. De esta forma, los efectos causados por la pérdida de agua del medio superficial fueron más notorios cuanto menor era la distancia de los pozos con respecto al socavón. Este contexto quedó reflejado en los pozos HA-01, HA-02 y 14. Los dos primeros están ubicados a 300 m del socavón y muestran un mayor descenso durante las primeras 24 horas de acontecido el colapso en comparación al pozo 14 que se ubica a 800 m. Mientras HA-01 y HA-02 sufrieron un descenso de 2 m durante ese lapso, el pozo 14 experimentó un descenso de 0.3 m. En el caso de los pozos ubicados a mayor distancia, como el pozo 9 ubicado 3.5 km aguas arriba o los pozos 15 y 16 ubicados 6 km aguas abajo, el efecto generado por el socavón no fue tan inmediato, sino que al cabo de unas semanas. El pozo 9 pasó de una tasa de descenso de 0.9 m/mes pre-socavón (julio) a 1.55 m/mes para finales de agosto. Por su parte, el pozo 15, estable pre-socavón, comenzó a experimentar descensos de 0.15 m/mes a finales de octubre. Estos retardos en la llegada del efecto están en concordancia con los valores de transmisividad hidráulica promedio estimadas del acuífero aluvial del río Copiapó (~50 m/d). Por lo que, podemos establecer que el socavón generó un impacto extenso (registrado en todos los pozos monitoreados para tal efecto) al sistema acuífero del río Copiapó.

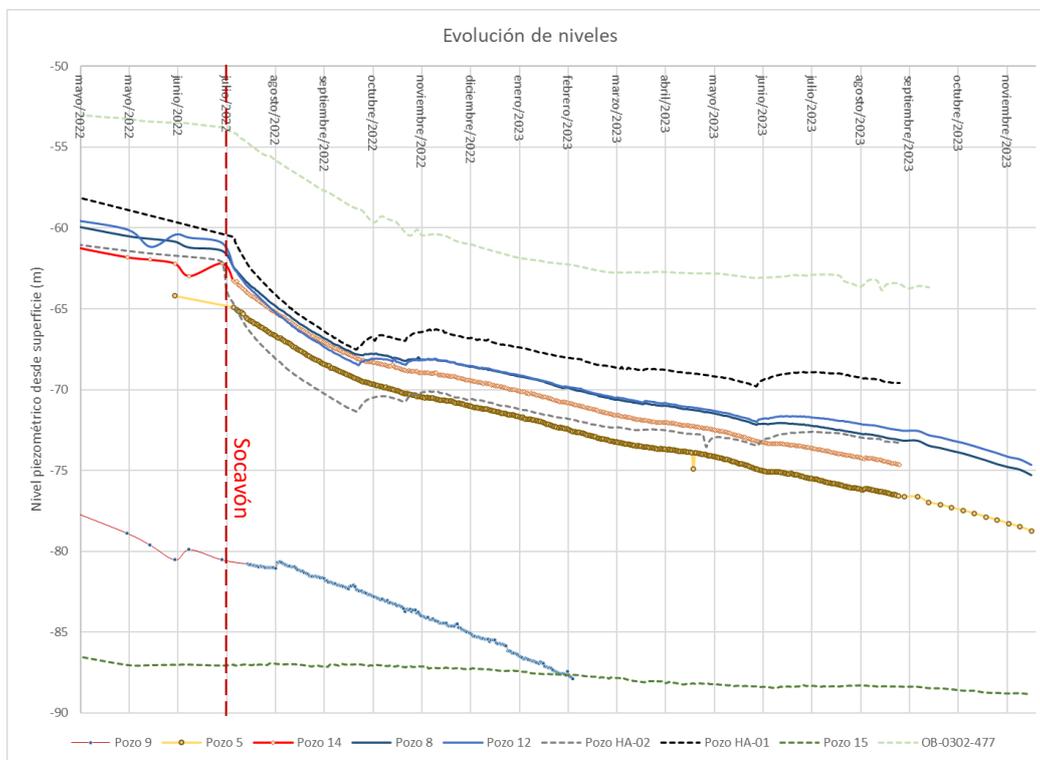


Fig. 5.11: Registro de niveles piezométricos de pozos de monitoreo más cercanos al socavón. Las líneas punteadas representan los registros de los pozos ubicados aguas abajo del socavón, mientras que las líneas continuas representan los registros de pozos ubicados aguas arriba. (datos procedentes de: [https://sitministerial.maps. \[...\]](https://sitministerial.maps. [...] y fuentes extractivas [DGA]) y fuentes extractivas [DGA])

Posterior al evento, y durante los tres meses siguientes, todos los pozos cercanos al socavón mantuvieron altas tasas de descenso de sus niveles piezométricos (Fig. 5.11). Al mismo tiempo se reportaron filtraciones en las galerías mineras procedentes del medio superficial con caudales mayores a 370 l/s durante este periodo. Las tasas de descenso fueron amortiguándose (Fig. 5.12) conforme se llevaban a cabo las obras de taponamiento de muros y sondajes. Estas obras supusieron una reducción del volumen de entrada desde el medio superficial, lo que conllevó una reducción de sus caudales de infiltración. Del mismo modo que funcionaría un bombeo, al reducir el volumen de extracción se reduce también el descenso hidráulico de su cono de depresión. En las inmediaciones del socavón, los datos del pozo HA-02 muestran que el nivel piezométrico experimentó una tasa de descenso inicial de ~5.63 m/mes, la cual fue amortiguándose paulatinamente hasta alcanzar ~1.56 m/mes a partir de mediados de septiembre de 2022 (Fig. 5.12). Una vez disminuida la entrada de agua en las galerías, el agua que

ingresaba en estas comenzó a llenar los poros de la brecha de colapso, aumentando la presión hidráulica. Esto queda registrado con el aumento de la presión hidráulica en los muros de contención de Gaby 200 (Fig. 5.8), y en los sensores profundos del pozo HA-02 (Fig. 5.7). La nueva arquitectura del sistema hidrogeológico generó que, a partir del 18 de octubre de 2022, los pozos que presentan mejor conexión hidráulica con el medio fracturado (Pozos HA-01, HA-02, 8 y 12) registraran un ascenso repentino de sus niveles y tendencias (Fig. 5.11). Se interpreta que este ascenso está asociado con dos factores: (1) el descenso del caudal de entrada a los niveles profundos por la finalización de los taponos en los sectores Gaby y Jocelyn; (2) la existencia de un flujo desde el medio profundo al superficial a consecuencia de la sobrepresión generada en la red de fracturas por la modificación permanente que supuso el socavón (Fig. 5.10). Este aumento local del nivel piezométrico se mantuvo constante hasta principios de diciembre de 2022 (8-10 de diciembre). A partir de esta fecha el nivel volvió a descender con una tasa mayor al estado pre-socavón (0.74 m/mes), evolucionando en el tiempo a valores de descenso de ~ 0.6 m/mes para abril de 2023.

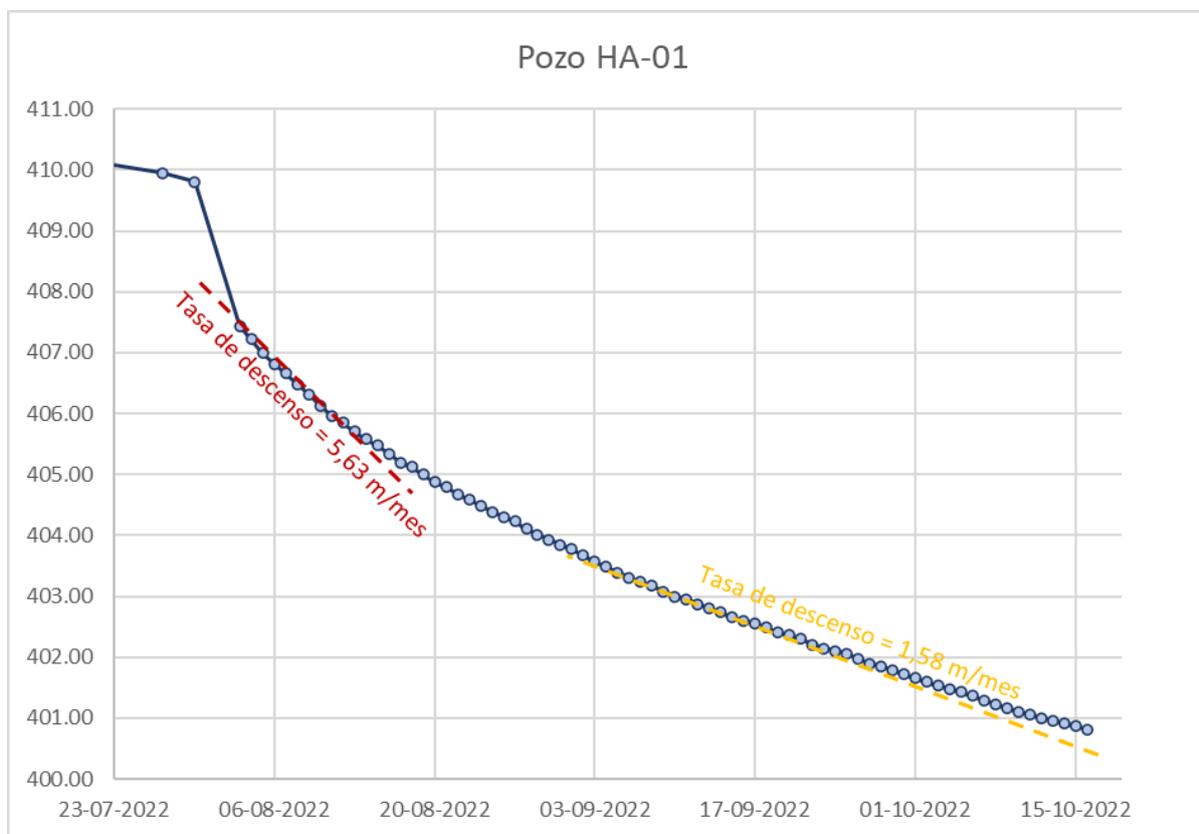


Fig. 5.12:Detalle del descenso registrado en el pozo HA-01 entre el 30/7/2022 y el 17/10/2022.

Al comparar estas tasas de descenso con aquellas ocurridas pre-socavón, se observa una similitud que se podría interpretar como una estabilización del sistema hidrogeológico y que se está volviendo al comportamiento hidrodinámico pre-socavón. Sin embargo, las variaciones de los niveles en los pozos de distancias intermedias (pozo 5, pozo 14 y OB-0302-477) indican lo contrario. Desde agosto de 2022 a abril de 2023, los pozos 5, 14 y OB-0302-477 solo registraron una disminución paulatina de la tasa de descenso (Fig. 5.13). Para los pozos 5 y 14 la tasa de descenso pasó de ~ 0.4 m/mes pre-socavón a ~ 0.65 m/mes, mientras que para el pozo OB-0302-477 el descenso pasó de 0.27 m/mes a 0.63 m/mes en el mismo periodo. Este cambio en las tendencias de los pozos situados en una distancia intermedia sugiere que la nueva arquitectura del sistema hidrogeológico ha modificado la dinámica de los niveles

piezométricos de acuerdo con el contexto post-socavón descrito en la Fig. 5.10. Entonces, la “estabilización de niveles” sería más bien un reflejo de la respuesta hidráulica a la disminución de los caudales de entrada a las galerías por el taponamiento de estos, en lugar de una recuperación del sistema hidrogeológico al estado pre-socavón. Las operaciones de sellado habrían conllevado únicamente a una amortiguación leve de la tasa de descenso, pero el valor final sigue siendo muy superior a los valores pre-socavón.

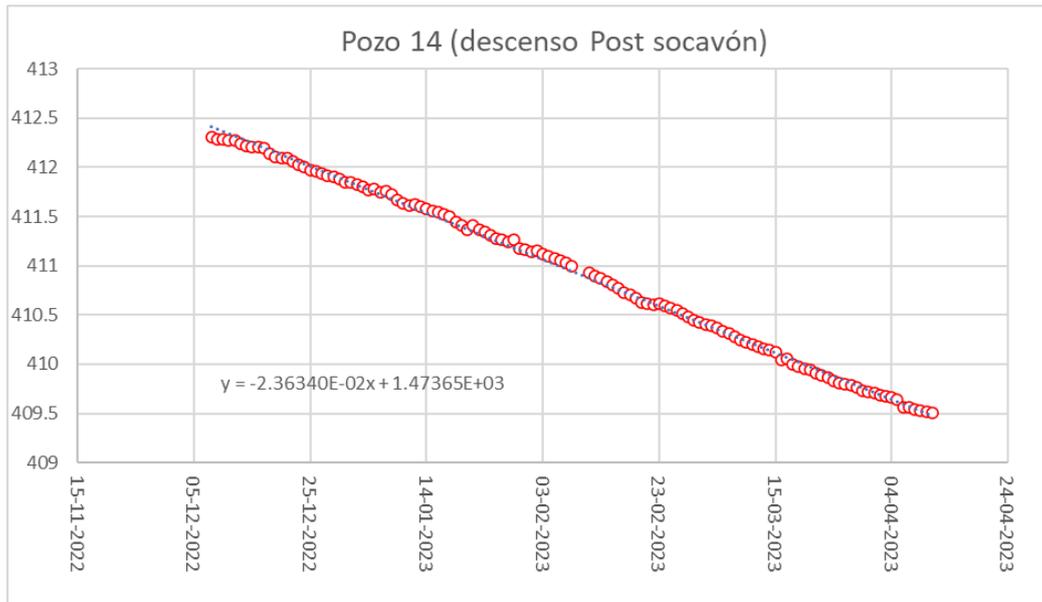


Fig. 5.13: Detalle del descenso registrado para el pozo 14 entre diciembre de 2022 y abril de 2023

Sumado al análisis temporal, y con la finalidad de visualizar los cambios espaciales provocados por el socavón en la circulación de agua subterránea se elaboraron 3 mapas piezométricos para los días 16 de Julio (Fig. 5.14), 19 de agosto de 2022 (Fig. 5.15) y 17 de septiembre de 2023 (Fig. 5.16). La elaboración de estos mapas se realizó mediante interpolación por krigging ordinario de los datos de nivel piezométrico disponibles. Estos datos proceden de los pozos monitoreados en la zona por la DGA y por la empresa por instrucción de la SMA. Además de esos puntos, se ha añadido un valor de nivel en el socavón para el día 19 de agosto relativo al techo de la galería más superficial de Gaby (nivel 360) y de 395 m para septiembre de 2023 correspondiente al valor de potencial máximo registrado en los sensores Gaby 04 para marzo de ese mismo año. Los mapas piezométricos son una representación estática del funcionamiento del flujo subterráneo en base a los niveles observados en pozos de monitoreo para esa fecha. Por lo tanto, los tres mapas piezométricos permiten visualizar el escenario pre-socavón y dos post-socavón a efectos de considerar cambios en el flujo y niveles, tanto de orden transitorio como permanente.

Como se observa en la Fig. 5.14, el flujo subterráneo pre-socavón se desplazaba predominantemente siguiendo la dirección del río Copiapó con un gradiente suave (~ 0.0037) desde el sur hacia el norte. Los aportes laterales de agua subterránea procedentes de la “quebrada amarilla” generaban una disminución del gradiente en la zona y una pequeña reorientación de las isolíneas de nivel hacia una dirección NW.

Tras el socavón, el flujo de agua subterránea sufrió un profundo cambio en su gradiente y dirección. En base a toda la información piezométrica disponible en agosto de 2022 (Fig. 5.15), se puede observar que se produjo un gran cono de depresión alrededor del punto donde se encuentra el socavón. Este cono modificó las trayectorias de flujo reorientándolas hacia el socavón, dando lugar a un flujo radial, y aumentando el gradiente hacia su centro (~ 0.011). Esta nueva realidad, instalada a partir del socavón en la dinámica del flujo subterráneo, ha prevalecido a lo largo del tiempo. Tal y como se puede apreciar

en septiembre de 2023, el cono de depresión sigue perfectamente definido (Fig. 5.16), destacando la persistencia de las condiciones hidráulicas impuestas por el socavón. Por lo tanto, se puede concluir que el socavón ha impuesto un cambio persistente en la dinámica del flujo, que se puede resumir en: (i) presencia de un conoide de depresión centrado en el socavón; (ii) modificación persistente del flujo general, pasando de una dirección de flujo principal N-S a una dirección radial hacia el socavón; (iii) variación del gradiente hidráulico regional.

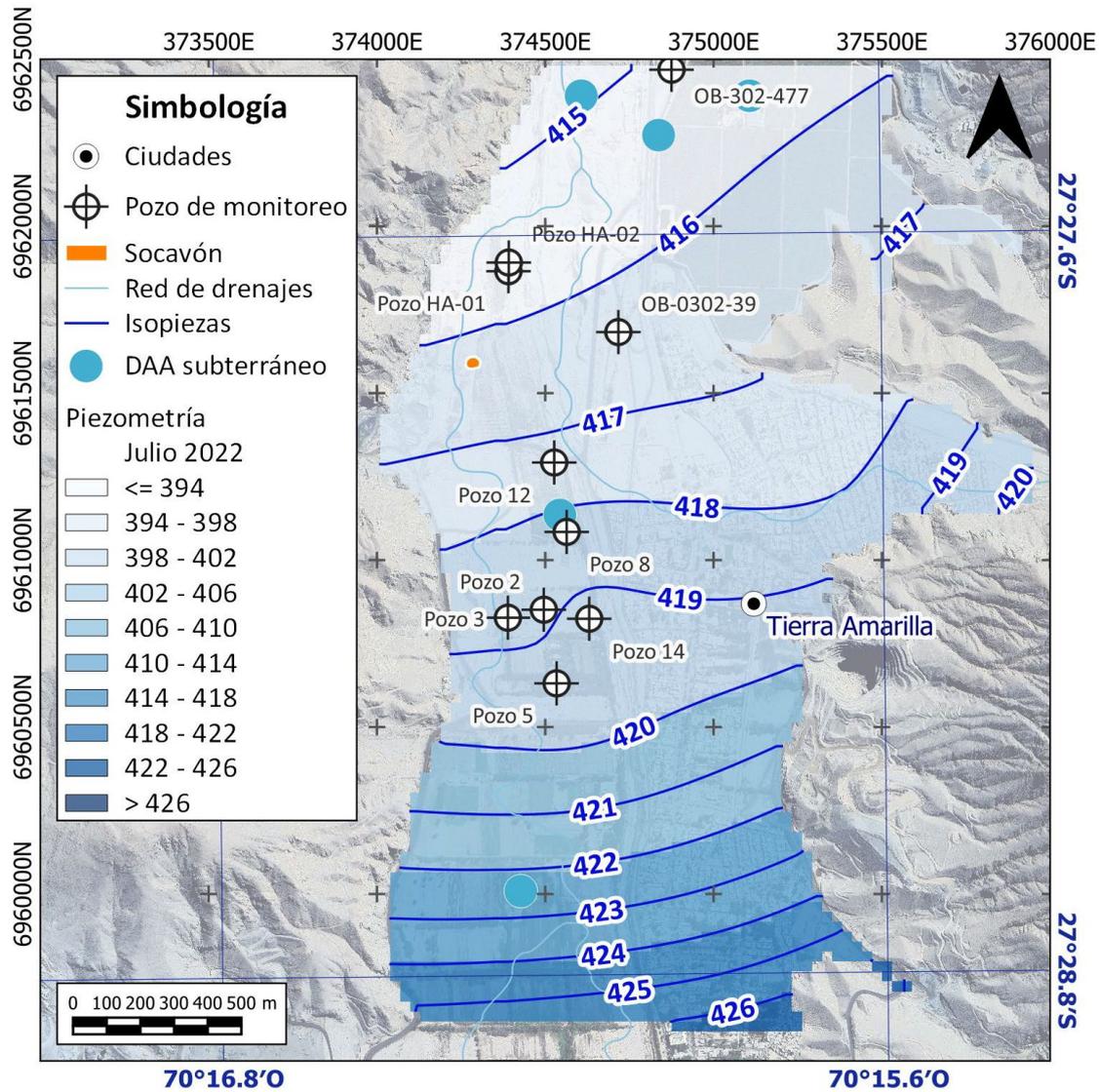


Fig. 5.14: Mapa piezométrico correspondiente al día 16 de Julio de 2022, reflejando el estado del sistema hidrogeológico pre-socavón.

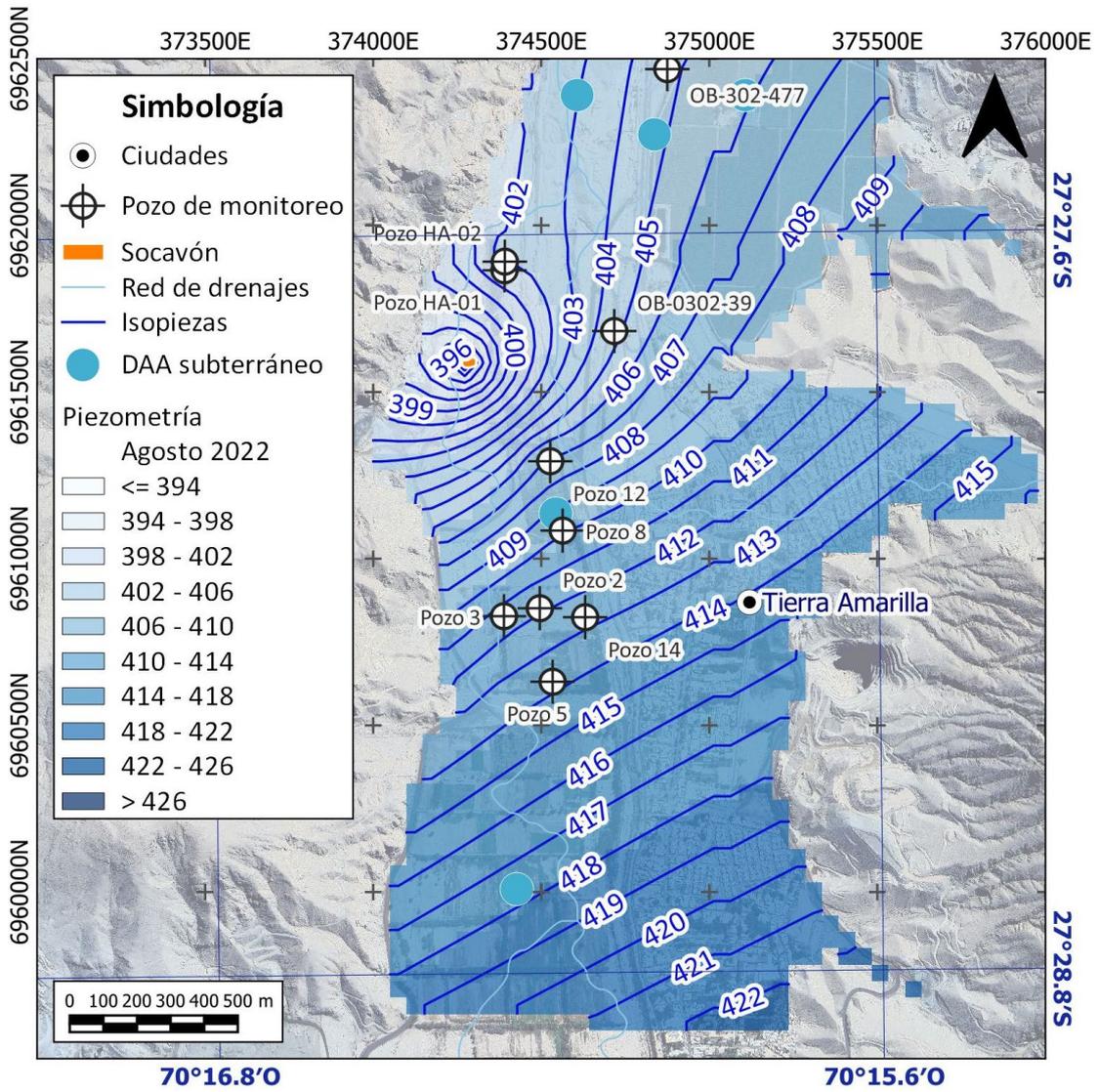


Fig. 5.15: Mapa piezométrico correspondiente al día 19 de agosto de 2022, reflejando el estado del sistema hidrogeológico post-socavón.

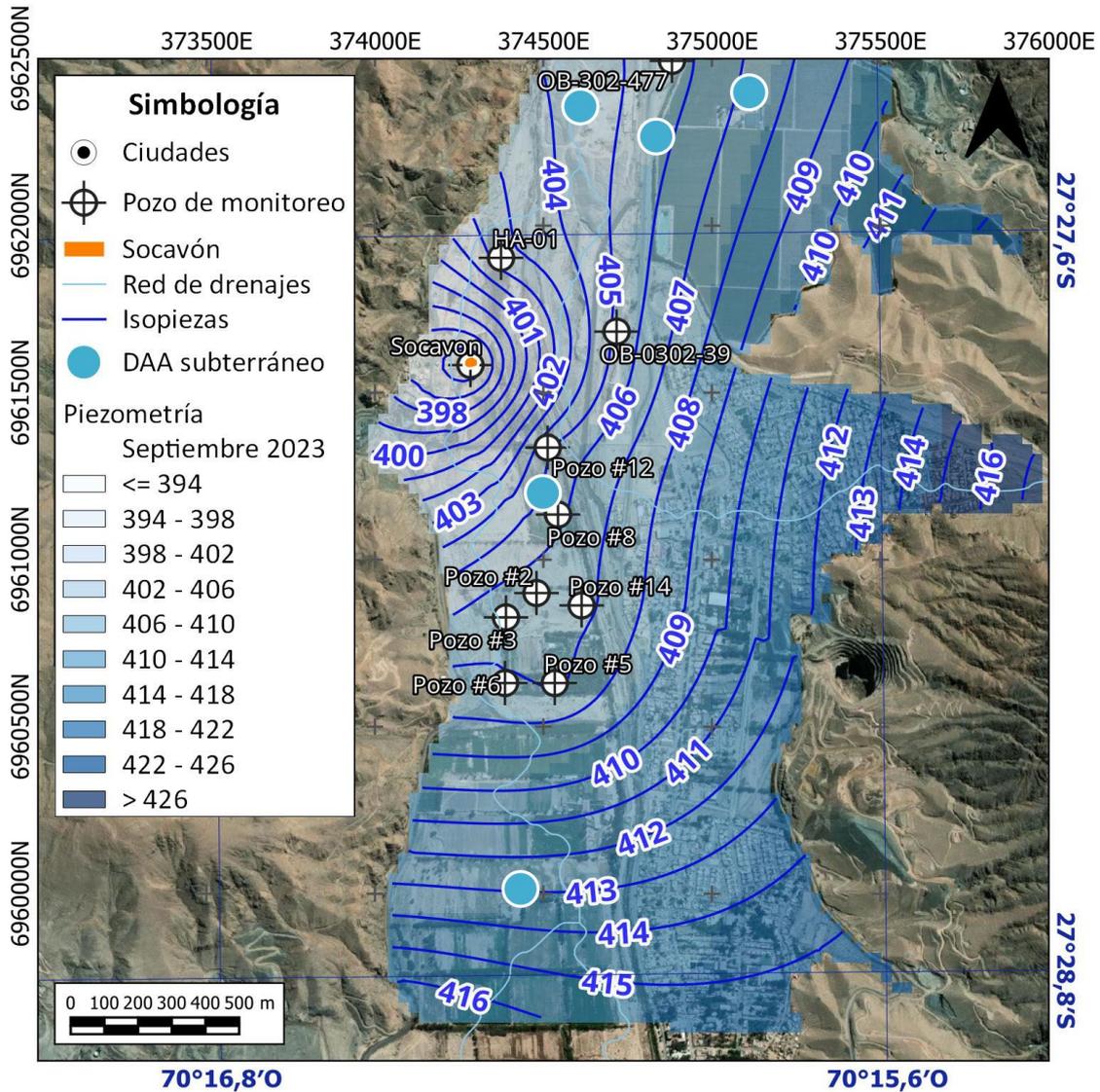


Fig. 5.16: Mapa piezométrico correspondiente al día 17 de septiembre de 2023, reflejando el estado del sistema hidrogeológico post-socavón

5.3. Cuantificación volumétrica

Como se ha mencionado con anterioridad, desde el inicio de la actividad minera en Alcaparrosa por parte de CMODS, se lleva aconteciendo el ingreso de caudales de agua a la mina a través de fracturas y sondajes (Tabla 5.1 y Fig. 5.9). Antes del desarrollo del socavón, dichos caudales de agua subterránea ingresaban ininterrumpidamente a las galerías y caserones, los cuales se tuvieron que manejar y redistribuir por CMODS para no entorpecer la extracción mineral. Según los documentos disponibles, la mayor parte del volumen de agua de entrada a la actividad minera, alumbrado previo al socavón fue enviada a una planta ubicada en superficie (Planta Aguirre Cerda). Atendiendo a los registros entregados por CMODS (*ID 28* en Tabla 3.1) previos al socavón (Tabla 5.2), CMODS dispuso de un volumen aproximado de $\sim 4.960.000 \text{ m}^3$ de agua infiltrada en la mina entre 2013 y 2020.

Para estimar el volumen de agua que ingresó post-socavón al medio profundo, hemos utilizado los datos de ingreso a la mina suministrados por CMODS en *ID 28* de Tabla 3.1. Luego del colapso, se registraron caudales de infiltración en la mina mayores a 345 l/s (Fig. 5.17), muy superiores a la capacidad de bombeo a superficie (50 l/s). Por lo mismo, se decidió conducir el agua hacia niveles inferiores en los

distintos caserones y piques en desuso. Esto provocó la inundación progresiva de los niveles inferiores a Gaby. El registro detallado del caudal de bombeo realizado tanto a superficie como a niveles profundos en la mina desde el inicio del socavón permite realizar una primera aproximación del volumen infiltrado, al cual habría que añadir el volumen almacenado en el caserón de Gaby, y el perdido por la red de fracturas fuera de las zonas donde se ubican las galerías y caserones.

Tabla 5.2: Resumen de valores de caudales promedio registrados en la mina anuales desde 2013 a 2022 y su volumen estimado para dicho periodo

Año	Caudal Promedio (l/s)	Volumen estimado (m ³)
2013	6,3	201.179
2014	11,2	353.600
2015	11,1	350.816
2016	9,7	306.950
2017	14,5	459.835
2018	22,8	721.830
2019	25,3	798.589
2020	26,6	838.778
2021	20,2	637.641
2022 (pre-socavón)	16,0	4.960.418

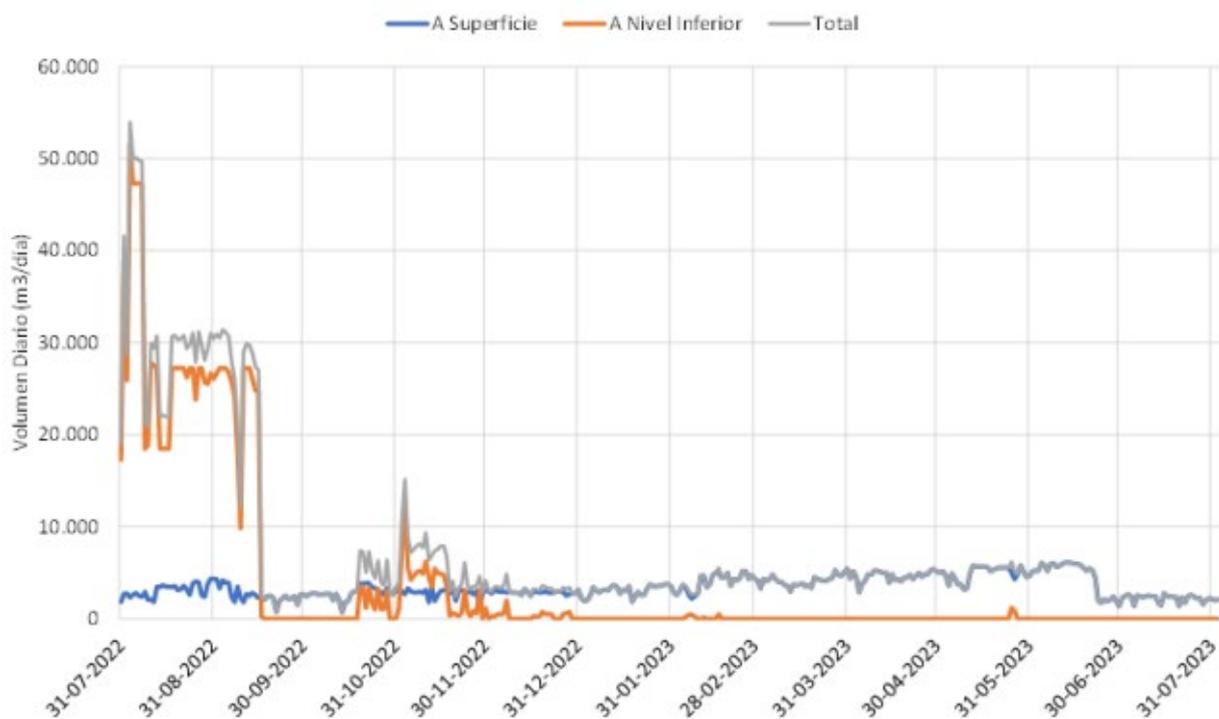


Fig. 5.17: Caudales de infiltración bombeados hacia superficie (línea azul) y hacia galerías profundas desde el inicio del socavón. (ANEXO 1 en ID: 28 en Tabla 3.1).

De esta forma, y según los datos extraídos de la Fig. 5.17, desde el inicio de socavón, hasta la fecha de registro (31/7/2023) la empresa bombeó a los niveles profundos $\sim 1.458.571 \text{ m}^3$ y $\sim 1.324.971 \text{ m}^3$ hacia superficie a la planta Pedro Aguirre Cerda. Lo que supone la movilización de un volumen total de $2.783.543 \text{ m}^3$ de agua bombeados durante el primer año tras el socavón. Este volumen de agua administrado por CMODS equivale al 56% del volumen total manejado por la empresa entre 2013 y

julio de 2022. En consecuencia, COMDS ha tenido que distribuir, almacenar y/o utilizar un volumen total de ~7.743.000 m³ desde el inicio de la operación de la minera en 2013. Como se puede observar en la Fig. 5.17 la mayor parte del agua bombeada a los niveles más profundos ocurrió en dos periodos: i) 87% del volumen total durante los primeros meses tras el socavón; ii) 10% del volumen total entre octubre y diciembre de 2022, durante los afloramientos de agua en Jocelyn y Viviana. Lo último probablemente se asociaría con los cierres dispuestos por CMODS en Gaby y Jocelyn, ya que los taponos hicieron manejable los caudales de infiltración en la mina, permitiendo su extracción hacia superficie.

Los datos permiten observar que los caudales bombeados a superficie aumentaron desde octubre 2022 hasta mediados de junio 2023, fecha a partir de la cual se registró una disminución del volumen bombeado. Según los registros de control de volúmenes almacenados en sectores profundos mineros, de todo el volumen bombeado a superficie, 177.198 m³ proceden de sectores drenados y rehabilitados (galerías nivel 155 y nivel 157) por CMODS desde febrero 2023. Esto quiere decir que el resto del volumen bombeado a superficie es el caudal infiltrado a la mina procedente desde el medio superficial, lo que supone ~2.600.000 m³ de agua infiltrada a zonas mineras hasta el 31 de julio 2023. A este volumen infiltrado es necesario sumar el volumen de agua almacenado en el caserón de Gaby y la brecha de colapso, que según estimaciones realizadas por el SERNAGEOMIN (*ID 25 en* Tabla 3.1 asciende a ~850.000 m³. Igualmente, es necesario considerar la parte del caudal infiltrado que circula por la red de fracturas presentes en el basamento y que no es retenido por las estructuras mineras (galería, sondaje o caserón). Este último volumen de agua infiltrada no ha sido cuantificado con exactitud, pero si debe considerarse en el cómputo total, remarcando que la cifra estimada representa el valor mínimo de infiltración estimado.

De esta forma, la cantidad mínima de agua infiltrada al medio profundo tras el socavón fue de ~3.460.000 m³. Para tener una idea más tangible, este volumen es equivalente al registrado durante los meses de invierno de 2022 en el embalse Lautaro, situado aguas arriba del socavón (Fig. 5.18). A su vez, el volumen estimado corresponde al ~14% de la capacidad total actual del embalse Lautaro (26.000.000 m³) o al 43% del volumen promedio de agua almacenada (datos procedentes del boletín N° 538 de la DGA).

EMBALSE	2022-2023											
	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	E	F
Conchi	15	15	15	16	16	17	17	16	15	14	12.7	13
Lautaro (*)	0.2	0.6	1.4	2.5	3.8	4.5	3.7	3.0	2.2	2.1	0.2	0.8
Santa Juana	77	74	74	75	82	84	84	82	81	81	79.4	79
La Laguna (**)	21	20	20	21	29	22	22	23	23	22	20.0	18
Puclaro (**)	57	53	49	48	53	52	50	47	43	41	36.4	33
Recoleta (***)	13	10	10	9	16	19	19	19	18	17	15.8	14
La Paloma	95	84	84	81	100	106	112	119	121	112	95.2	81
Cogotí	0	0.0	0.0	0.0	13.5	17.2	18.9	22.6	26.7	24.5	20.9	19
Culimo	1.9	1.9	1.8	1.8	1.9	1.8	1.8	1.8	1.7	1.6	1.5	1.2
El Bato	1.1	1.2	1.4	1.7	3.2	5.1	6.4	9.1	12.3	13.7	13.7	13.1
Corrales	1.5	1.4	1.0	1.0	4.5	9.2	12.3	18.6	23.6	23.3	21.4	2.9
Aromos	11.0	9	7	8	12	18	20	18.4	17.4	16.5	14.1	11.7
Peñuelas	0.0	0.0	0.0	0.0	1.0	1.1	1.0	0.9	0.7	0.4	0.3	0.2
El Yeso	154	148	146	150	154	158	150	144	156	175	186.4	194
Rungue	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0
Convento Viejo	105	120	159	195	201	203	205	226	237	195.3	148.8	115
Rapel	535	512	534	498	550	595	575	584	588	573	557.7	545
Colbún	878	932	1075	956	834	865	1047	1276	1445	1221	1007.0	869
Lag. Maule	276	270	276	285	295	271	283	301	331	349	354.4	333
Bullileo	1	7	15	27	56	60.0	60.0	60.0	59.8	48	24.5	4.0
Digua	11	18	55	107	172	212	224	222	199	133	66.6	20
Tutuvén	0.9	1.0	2	3	8.6	11.4	13.1	13.5	11.4	8.7	5.9	3.2
Coihueco	6	5	12	19	20	29	29	29.1	26.0	19	15.2	9.9
Lago Laja (&)	637	647	683	736	830	865	980	1187	1367	1338.8	1190.7	1033
Ralco	766	801	779	774	1085	1118	992	1179	1133	942	844.7	711
Pangué	77	79	74	79	79	75	81	82	76	78	69.1	78

(*) : Curva corregida por embanque

(**) : Se realiza ajuste de Capacidad Máxima.

(&) : Volumen sobre cota 1300 msnm

(***) : destrucción parcial del peraltamiento del vertedero, se calibra la capacidad máxima actual.

Fig. 5.18: volumen de agua expresado en Millones de metros cúbicos registrados en los embalses monitoreados por la DGA durante el año 2022-2023 (Boletín N° 538 de la DGA).

5.4. Hidrogeoquímica

5.4.1. Hidrogeoquímica pre-socavón

El análisis hidrogeoquímico se llevó a cabo empleando datos recopilados de muestreos de 2015 y 2018. Las muestras del 2015 corresponden a las recolectadas por Xterrae en el sector de la mina durante el mes octubre de 2015 (Xterrae, 2016) y las muestras del 2018 son tomadas del Informe de los resultados del Modelo Hidrogeológico Conceptual y Modelo Numérico, Mina Alcaparrosa 2020 (VAI, 2020). En primera instancia, se presentan los datos hidrogeoquímicos en un diagrama Piper (Fig. 5.19). Las aguas, tanto del medio sedimentario superficial como del fracturado profundo, se caracterizan principalmente por facies sulfatadas-cálcicas. A su vez, los diagramas Stiff, ayudan a visualizar espacialmente las características composicionales del agua subterránea (Fig. 5.20). De estos diagramas se desprende que, a pesar del enriquecimiento común de sulfato y calcio, las muestras presentan diferentes grados de mineralización. En términos prácticos, lo anterior se refleja en los diferentes tamaños de los polígonos (diagrama Stiff). Además, las muestras A2, A3, y A4, presentan concentraciones altas de cloruro en comparación con las otras muestras. De todo lo anterior, se infiere que la composición de las muestras resulta de variados procesos hidrogeoquímicos que ocurren en el mismo medio solapándose entre sí y que podrían estar influenciados tanto por factores naturales como antrópicos. Sin embargo, no se puede profundizar en las diferencias observadas entre muestras ni especificar los procesos que dan origen a los iones disueltos por falta de información relevante acerca de éstas.

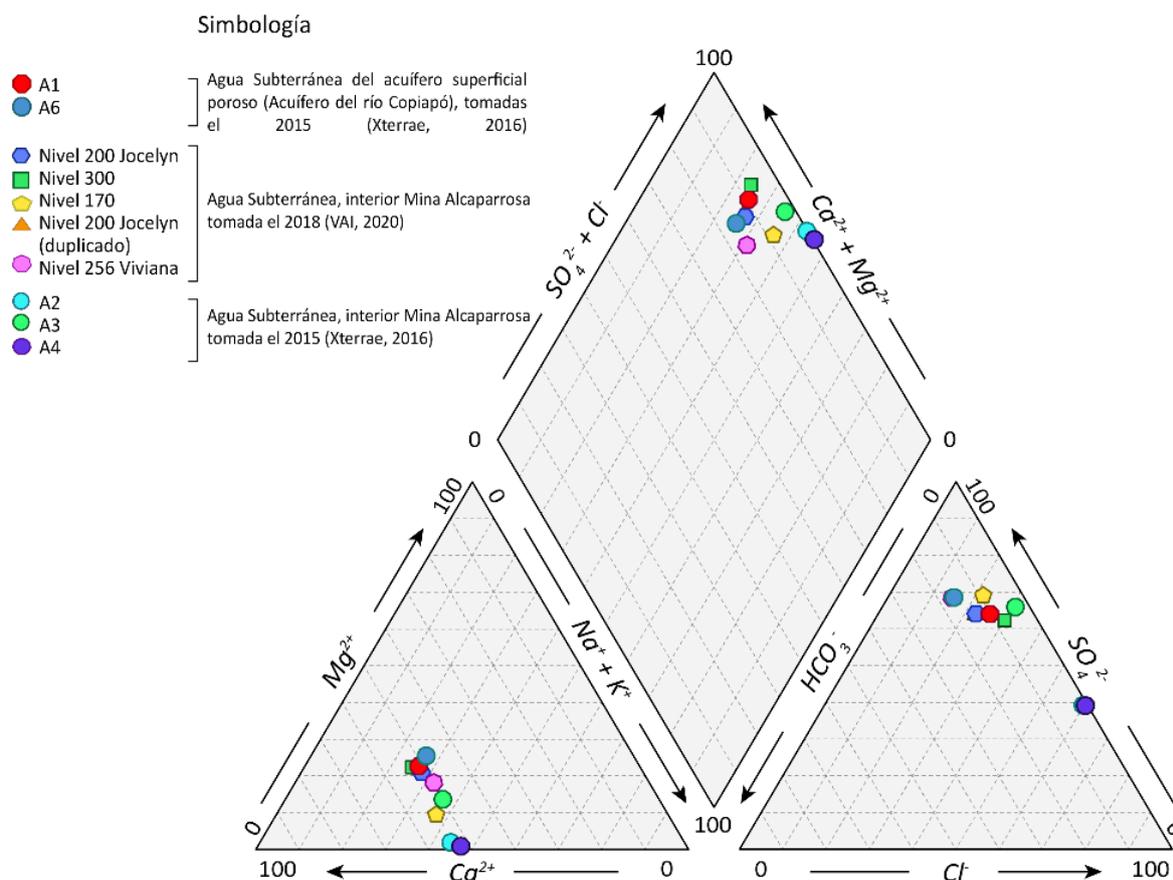


Fig. 5.19: Diagrama Piper de las muestras de agua subterránea del área de Tierra Amarilla pre-socavón.

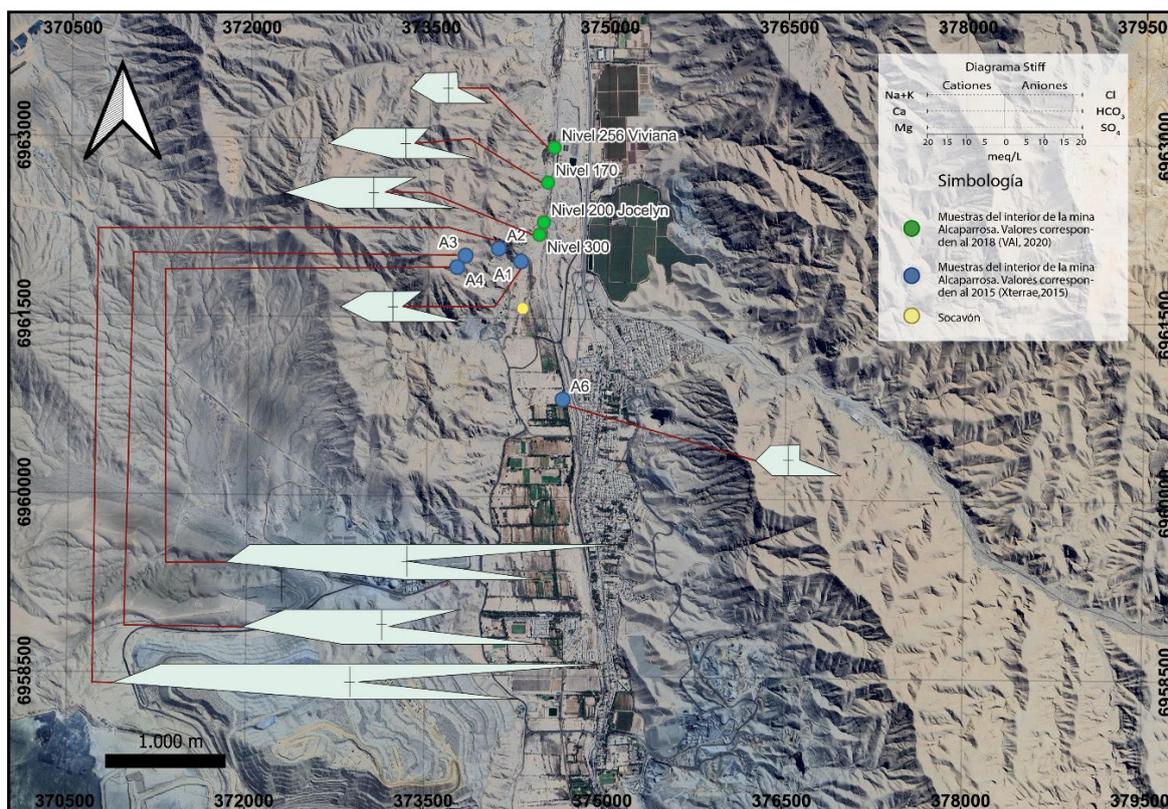


Fig. 5.20: Diagramas Stiff de las muestras de agua subterránea del área de Tierra Amarilla.

5.4.2. Hidrogeoquímica post-socavón

Para el análisis hidrogeoquímico post-socavón, se tienen datos de 9 pozos de la zona de estudio, que cuentan con 6 fechas de monitoreos desde noviembre del 2022 hasta septiembre del 2023. Estos pozos captan agua directamente del medio sedimentario superficial. La ubicación de las muestras y la relación de proporción de los iones disueltos para el periodo 24/11/2022-09/02/2023 y 23/02/2023-12/09/2023 se presentan en las Fig. 5.21 y Fig. 5.22, respectivamente. Al igual que las muestras pre-socavón, las aguas se caracterizan principalmente por facies del tipo sulfatada-cálcica, con algunas excepciones como las muestras Pozo 15 que es clorurada-cálcica y las de los pozos 8 y 16 que son cloruradas-sódicas. Se observa también que, a pesar de lo cercana en las fechas de monitoreo, los datos muestran variaciones en las concentraciones (Fig. 5.21). Lo anterior es particularmente evidente en las concentraciones de sulfato de las muestras tomadas con fecha 26 de enero del 2023. Estos cambios en el corto plazo podrían responder a las maniobras de control de filtraciones que la minera CMODS está llevando a cabo desde la formación del socavón. En el muestreo siguiente que se realizó 14 días después, los valores vuelven a indicar las concentraciones de los anteriores muestreos. Cabe destacar que el análisis de todas las muestras tomadas el 10 de marzo de 2023 presentan errores superiores al 10% (Fig. 5.21), alcanzando ~21% de error, por lo que no se pueden considerar estas muestras para un análisis profundo. A pesar de esto, se grafican para mostrar la serie de información completa que ha sido entregada.

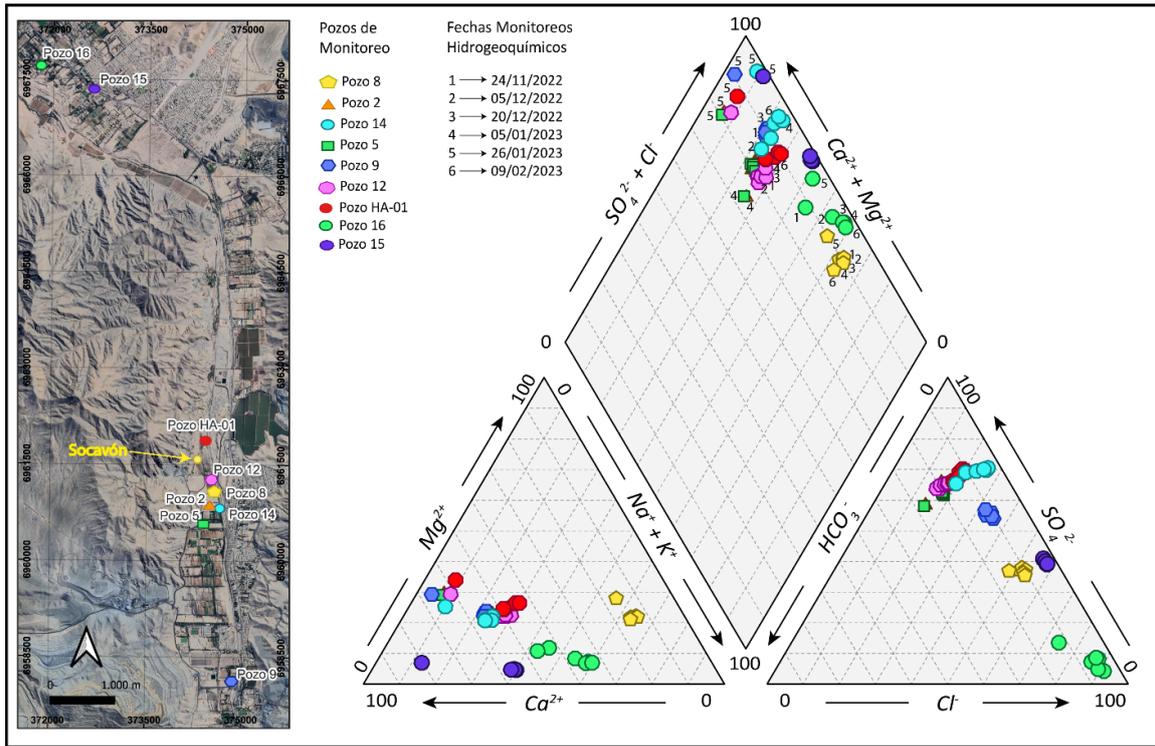


Fig. 5.21: Diagrama Piper de las muestras de agua subterránea del área de Tierra Amarilla post-socavón en el monitoreo desde 24/11/2022 hasta 09/02/2023.

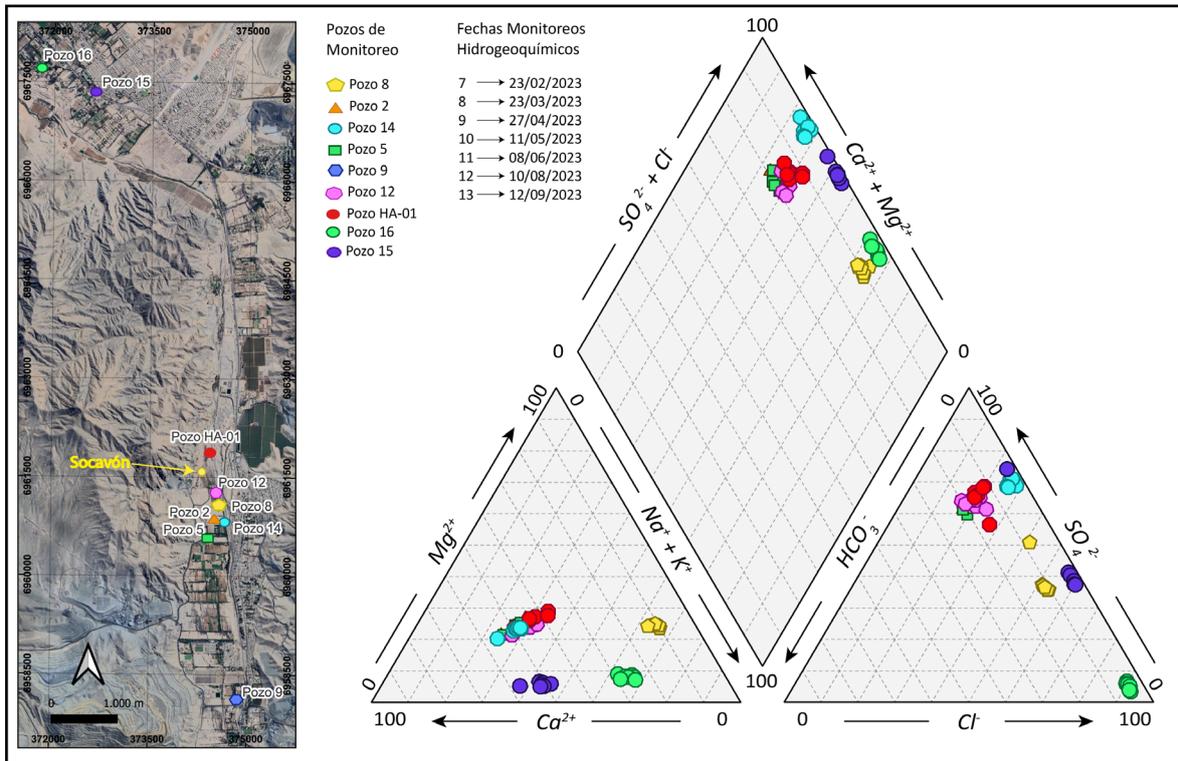


Fig. 5.22: Diagrama Piper de las muestras de agua subterránea del área de Tierra Amarilla post-socavón en el monitoreo desde 23/02/2023 hasta 12/09/2023.

La evolución temporal de la composición química del agua subterránea fue evaluada graficando los parámetros fisicoquímicos y todos los iones disueltos analizados en el tiempo (Fig. 5.23, Fig. 5.24), con el propósito estudiar su variación las fechas muestreadas. Respecto la conductividad eléctrica, es posible notar que, a pesar de las oscilaciones en su valor, que en algunos casos llega a ser de hasta $\sim 1000 \mu\text{S}/\text{cm}$, presenta una tendencia generalizada a aumentar. Las mediciones de temperatura también muestran oscilaciones con el tiempo, pero con una tendencia general a disminuir, desde casi 26°C en diciembre de 2022 a alrededor de 20°C en septiembre de 2023. Los valores de pH por pozo se muestran más o menos constantes en el tiempo, aunque se logran reconocer dos grupos: i) Los pozos 8, 15 y 16 muestran valores que oscilan alrededor de pH 9; ii) Los pozos 2, 5, 9, 12, 14 y HA-01 muestran valores oscilando alrededor de pH 7.5. El oxígeno disuelto en general oscila alrededor de 8.1 mg/l sin mostrar una tendencia clara.

Los aniones (Cl^- , SO_4^{2-} , HCO_3^-) se muestran con valores más o menos estables en el tiempo, con las concentraciones de HCO_3^- oscilante en los pozos 12 y HA-01. Se puede reconocer que el pozo 16 muestra un único cambio notorio en el 27 de abril de 2023, en el que el contenido de Cl^- disminuyen drásticamente mientras que simultáneamente el SO_4^{2-} incrementaba de igual forma. La concentración de los cationes (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+}), al igual que la de los aniones, se muestran con cierta estabilidad en el tiempo con excepción de fechas muy puntuales. Los datos del 20 de enero de 2023 muestran una caída drástica en el contenido de Na^+ en todos los pozos. Por su parte, los contenidos de K^+ y Ca^{2+} en todos los pozos aumentan drásticamente el 27 de abril y 11 de mayo de 2023, respectivamente. Sin contar con más información acerca de los protocolos de muestreo y técnicas analíticas, entre otros factores, no se puede dar una explicación clara a estos valores anómalos en el tiempo. Sin embargo, es importante señalar que no es común que muestras tomadas a distancias considerables entre ellas y a profundidades diferentes muestren el mismo comportamiento anómalo. Esto da lugar a inferir que dichas anomalías no guardarían relación con variaciones en el sistema hidrogeológico del Río Copiapó, sino más bien tendrían que ver con la manipulación de las muestras. Los elementos trazas (Al, Cr, Fe, Mn, Ni, Cu, Zn, As, Se, Mo) muestran concentraciones variables en el tiempo sin tendencias definidas. De estos, se puede destacar que las concentraciones de Al, Fe y Mn son altas y se pueden considerar como elementos menores que, en tales concentraciones, vuelven al agua corrosiva y no apta para ni para beber ni para riego. Aunque en ciertas fechas se observan valores anómalos en algunos elementos, como por ejemplo en la medición de Mo del 10 de agosto de 2023 en el pozo 16, es difícil poder interpretarlos sin más información.

La concentración de estos elementos es comparada también con las normas chilenas para agua potable y agua de riego (NCh 409 y 1333, respectivamente; INN, 2005 y 1987). Respecto a estas normas, de manera general, marcan un límite máximo de concentración de un elemento para que el agua sea considerada apta para su uso. En este caso se tienen múltiples elementos que superan los valores límites legales presentes en las normas anteriormente citadas. En primer lugar, la NCh 409 referente al agua potable, es superada en los iones Cl^- y SO_4^{2-} . Por su parte la concentración de Cl^- supera el límite para consumo humano en los pozos 9 y 16 y la concentración de SO_4^{2-} supera el límite máximo en los pozos 2, 5, 9, 12 y HA-01. Esta norma es también superada en la concentración de los elementos Mn, Fe, As y Se. La concentración de Mn es superada en las muestras de los pozos 5, 12, 14, 15, 16 y HA-01. La concentración de Fe supera la norma en todos los pozos de monitoreo. Solo los pozos 5 y 9 superan la concentración de As fijada en la norma. Finalmente, la concentración de Selenio supera la norma en todos los pozos de los primeros monitoreos, excepto por el pozo 9 que supera la norma en todas las fechas que fue posible monitorearlo. Luego, la NCh 1333 es referente al estándar para agua de riego, que es superada también por la concentración de iones Cl^- y SO_4^{2-} . La concentración de Cl^- supera esta norma en los pozos 9, 14 y 15 y la concentración de SO_4^{2-} supera la norma en los pozos 2, 5, 9, 12, 14, 16 y HA-01. Además, los elementos que superan el límite máximo de concentración son el Mn, Fe y Se.

Tabla 5.3: Resultados del balance iónico de los análisis geoquímicos

Muestra	Hora	mE	mN	[µs/cm]	[°C]	pH [UpH]	H+	[mg/L]										[mg/L]																
								Cl	SO4	HCO3 F	Na	K	Ca	Mg	SiO2	Al	Cr	Fe	Mn	Ni	Cu	Zn	As	Se	Mo	Ag	Cd	Pb	anions	cations	ionic-balance	ionic-balance		
Muestra n° 1-24/11/2022	Pozo 8	16:25	374.564	6.961.084	701	22.19	8.9	0.0000	3.256	2.322	0.541	0.000	3.902	0.077	0.857	1.048	0.0750	0.1200	0.0820	-0.014	-0.014	0.0300	-0.01	-0.014	-0.01	-0.006	-0.006	-0.013	6.1191	6.2506	1.0624	1.0624		
	Pozo 2	15:25	374.496	6.960.851	1912	24.98	7.26	0.0005	3.680	14.414	3.573	0.000	5.131	0.131	11.088	5.119	-0.062	0.1190	0.016	-0.014	-0.014	-0.022	-0.01	0.0220	0.0100	-0.006	-0.006	-0.013	21.6622	21.5001	-0.1766	0.1766		
	Pozo 14	15:57	374.631	6.960.824	1497	22.27	6.9	0.0013	3.804	11.946	1.393	0.019	3.801	0.109	8.174	3.566	-0.062	4.1876	0.6570	-0.014	-0.014	-0.022	-0.01	-0.014	-0.01	-0.006	-0.006	-0.013	17.6225	15.6515	-4.6037	4.6037		
	Pozo 5	15:00	374.405	6.960.586	2001	21.34	6.89	0.0013	3.808	14.555	4.032	0.024	5.421	0.139	12.544	5.497	0.1070	0.2650	0.1810	-0.014	-0.014	-0.022	-0.01	-0.014	-0.01	-0.006	-0.006	-0.013	22.4188	23.6001	2.5670	2.5670		
	Pozo 9	14:17	374.862	6.958.117	3188	24.39	7.14	0.00007	13.215	19.279	2.770	0.000	7.748	0.173	19.239	8.559	-0.062	0.6330	0.1980	-0.014	-0.014	-0.022	-0.01	0.0170	-0.01	-0.006	-0.006	-0.013	35.2633	35.7196	0.6428	0.6428		
	Pozo 12	17:15	374.527	6.961.292	1607	25.42	7.27	0.00004	3.010	11.047	3.097	0.000	4.729	0.115	8.711	4.014	-0.062	3.8370	0.1420	-0.014	-0.014	-0.022	-0.01	0.0210	0.0100	-0.006	-0.006	-0.013	17.1551	15.9688	1.1913	1.1913		
	Pozo HA-01	12:45	374.391	6.961.865	1940	22.05	7.15	0.00007	4.207	14.442	2.819	0.000	5.717	0.134	10.385	5.428	-0.062	0.0000	22.6100	0.1800	-0.014	-0.014	-0.022	-0.01	0.0150	-0.01	-0.006	-0.006	-0.013	21.5683	21.6636	0.2205	0.2205	
	Pozo 15	18:15	372.643	6.967.375	984	25.4	8.3	0.00000	7.415	13.993	0.551	0.038	4.923	0.103	4.554	1.386	0.2250	308.2390	25.6920	-0.014	-0.014	0.0220	0.1600	0.014	-0.01	-0.006	-0.006	-0.013	9.7967	10.9487	5.7623	5.7623		
	Pozo 16	19:05	371.750	6.967.776	2264	22.95	9.12	0.00000	13.909	9.942	0.131	0.000	8.239	0.187	11.636	1.204	0.0880	15.5470	0.2820	-0.014	-0.014	0.0410	-0.01	-0.014	-0.01	-0.006	-0.006	-0.013	23.9815	21.6663	-6.0008	6.0008		
	Pozo 8	16:10	374.564	6.961.084	696	22.8	8.9	0.00000	3.246	2.342	0.475	0.000	3.829	0.090	0.723	1.376	0.0770	0.0035	0.1170	0.0400	-0.014	-0.014	-0.022	-0.01	0.0140	-0.01	-0.006	-0.006	-0.013	6.0636	6.2022	-0.3589	0.3589	
Pozo 2	13:40	374.496	6.960.851	1905	21.01	7.6	0.00003	3.907	14.211	3.737	0.000	5.387	0.133	11.677	5.324	0.1000	0.0073	0.3500	0.1000	-0.014	-0.014	-0.022	-0.01	-0.014	-0.01	-0.006	-0.006	-0.013	21.8549	22.5216	1.5022	1.5022		
Pozo 14	15:25	374.631	6.960.824	1403	27.45	6.8	0.00016	3.193	9.882	1.885	0.017	3.312	0.109	7.710	3.064	0.1040	0.0029	65.3480	0.8130	-0.014	-0.014	-0.022	-0.01	-0.014	-0.01	-0.006	-0.006	-0.013	14.9772	14.1943	-2.6840	2.6840		
Pozo 5	11:17	374.405	6.960.586	2015	21.45	7.6	0.00003	4.144	14.603	3.933	0.000	5.375	0.136	11.848	5.266	0.1470	0.0077	9.6230	0.3820	-0.014	-0.014	-0.022	-0.01	-0.014	-0.01	0.0090	-0.006	-0.013	22.6800	22.7245	-0.1224	0.1224		
Pozo 9	10:57	374.862	6.958.117	3141	19.74	7.3	0.00003	13.399	11.177	2.802	0.000	8.267	0.182	20.037	9.266	11.5230	0.0097	51.0110	1.7460	-0.014	-0.014	1.9390	0.2680	-0.01	-0.014	-0.01	-0.006	-0.006	-0.013	37.3791	37.7519	0.4961	0.4961	
Pozo HA-01	18:12	374.527	6.961.292	1593	24.29	7.7	0.00002	2.874	11.138	3.261	0.000	4.789	0.114	8.221	3.914	0.1040	0.0027	6.4480	0.4880	-0.014	-0.014	-0.022	0.0100	-0.014	-0.01	-0.006	-0.006	-0.013	17.2742	17.0395	-0.6840	0.6840		
Pozo 15	16:59	374.391	6.961.865	1811	22.74	7.2	0.00006	3.859	13.185	1.885	0.012	5.585	0.134	8.519	5.276	0.1280	0.0045	24.6690	0.2440	-0.014	-0.014	-0.022	-0.01	-0.014	-0.01	-0.006	-0.006	-0.013	18.2412	19.5346	1.4911	1.4911		
Pozo 16	20:08	372.643	6.967.375	978	22.04	8.4	0.00000	8.003	0.728	0.344	0.038	4.897	0.095	3.255	0.828	0.1020	0.0043	65.2720	1.6250	-0.014	-0.014	0.1890	-0.01	-0.014	-0.01	-0.006	-0.006	-0.013	9.1131	9.0739	-0.2152	0.2152		
Pozo 16	21:43	371.750	6.967.776	2128	20.68	9.9	0.00000	13.298	9.577	0.882	0.000	8.545	0.190	12.053	1.191	0.4170	0.0050	9.2170	0.1080	-0.014	-0.014	-0.022	-0.01	-0.014	-0.01	-0.006	-0.006	-0.013	22.9566	21.9783	-1.2770	1.2770		
Pozo 8	17:37	374.564	6.961.084	653	21.04	9.19	0.00000	3.356	2.321	0.442	0.000	3.752	0.092	0.734	1.435	0.1190	0.0020	3.6900	0.0592	-0.014	-0.014	0.1400	0.0100	-0.014	-0.01	-0.006	-0.006	-0.013	6.1193	5.9232	-1.6286	1.6286		
Pozo 2	16:02	374.496	6.960.851	1859	21.04	7.39	0.00004	3.431	12.777	0.720	0.026	5.343	0.137	11.942	5.594	0.0730	0.0111	34.4000	0.8420	-0.014	-0.014	0.0072	0.0041	0.0102	0.0054	-0.01	-0.006	-0.006	-0.013	0.0006	19.9540	22.1661	5.2518	5.2518
Pozo 14	16:58	374.631	6.960.824	1416	21.1	6.86	0.00014	3.716	10.434	0.720	0.000	3.244	0.106	7.821	3.092	-0.062	0.0039	63.7000	0.8420	-0.014	-0.014	0.0059	0.0144	0.0111	0.0018	-0.01	-0.006	-0.006	-0.013	14.8707	14.4629	-2.0863	2.0863	
Pozo 5	15:04	374.405	6.960.586	1822	21.85	7.49	0.00003	4.390	13.795	3.966	0.000	5.473	0.137	11.874	5.203	-0.062	0.0120	7.1800	0.1250	-0.014	-0.014	0.0087	0.0046	0.0140	0.0043	-0.01	-0.006	-0.006	-0.013	22.1513	22.7866	1.4138	1.4138	
Pozo 9	14:05	374.862	6.958.117	3124	21.27	7.4	0.00003	11.211	18.392	2.880	0.000	7.765	0.170	18.849	7.861	0.1520	0.0114	12.2900	0.1590	-0.014	-0.014	0.0135	0.0141	0.0117	0.0129	-0.01	-0.006	-0.006	-0.013	32.5864	34.7447	2.6270	2.6270	
Pozo 12	19:25	374.527	6.961.292	1505	20.05	7.64	0.00002	3.003	11.463	2.999	0.024	4.651	0.112	8.088	3.896	0.0890	0.0111	25.9900	0.1080	-0.014	-0.014	0.0139	0.0117	0.0139	-0.01	-0.006	-0.006	-0.013	10.277	14.866	-2.1692	2.1692		
Pozo HA-01	18:50	374.391	6.961.865	1737	21.1	7.45	0.00004	4.301	14.694	1.737	0.000	5.603	0.134	8.487	5.323	0.0900	0.0044	26.0400	0.2440	-0.014	-0.014	0.0155	0.0241	0.0015	0.0015	-0.01	-0.006	-0.006	-0.013	20.323	19.5467	-2.9442	2.9442	
Pozo 15	20:13	372.643	6.967.375	975	22.69	9.05	0.00000	7.798	0.783	0.115	0.000	4.547	0.090	2.565	0.623	0.1000	0.0021	46.7000	0.4840	-0.014	-0.014	0.0196	0.0491	0.0105	0.0035	-0.01	-0.006	-0.006	-0.013	8.6962	7.8252	-2.5660	2.5660	
Pozo 16	21:15	371.750	6.967.776	2128	20.5	9.45	0.00000	13.571	8.997	0.666	0.023	4.610	0.207	12.848	1.262	0.1840	0.0018	24.7200	0.7995	-0.014	-0.014	0.0107	0.0147	0.0026	0.0023	-0.01	-0.006	-0.006	-0.013	0.0007	22.6569	23.8333	2.5208	2.5208
Pozo 8	15:28	374.564	6.961.084	653	20.71	9.41	0.00000	3.267	2.205	0.492	0.000	3.823	0.089	0.702	1.350	-0.062	0.0059	16.6600	0.142	-0.014	-0.014	0.0105	0.0109	0.0117	0.0025	-0.01	-0.006	-0.006	-0.013	0.0042	5.9638	5.8336	-0.0012	0.0012
Pozo 2	18:37	374.496	6.960.851	1867	21.99	7.3	0.00000	2.480	9.009	0.379	0.011	5.305	0.131	9.170	4.983	0.0650	0.0102	0.0400	0.0497	-0.014	-0.014	0.0035	0.0136	0.0015	0.0055	0.0009	0.0009	-0.006	-0.006	-0.013	15.2530	15.9899	12.4456	12.4456
Pozo 14	14:58	374.631	6.960.824	1480	20.92	7.49	0.00003	3.480	12.265	0.521	0.000	2.743	0.094	0.733	1.432	-0.062	0.0048	0.8750	0.0366	-0.014	-0.014	0.0089	0.0172	0.0046	0.0004	-0.01	-0.006	-0.006	-0.013	0.0031	6.2694	5.9012	-1.2526	1.2526
Pozo 5	17:38	374.405	6.960.586	1834	21.99	7.32	0.00005	4.240	8.553	3.835	0.011	5.055	0.129	8.640	4.885	-0.062	0.0108	0.0110	0.1170	-0.014	-0.014	0.0025	0.0023	0.0021	0.0042									

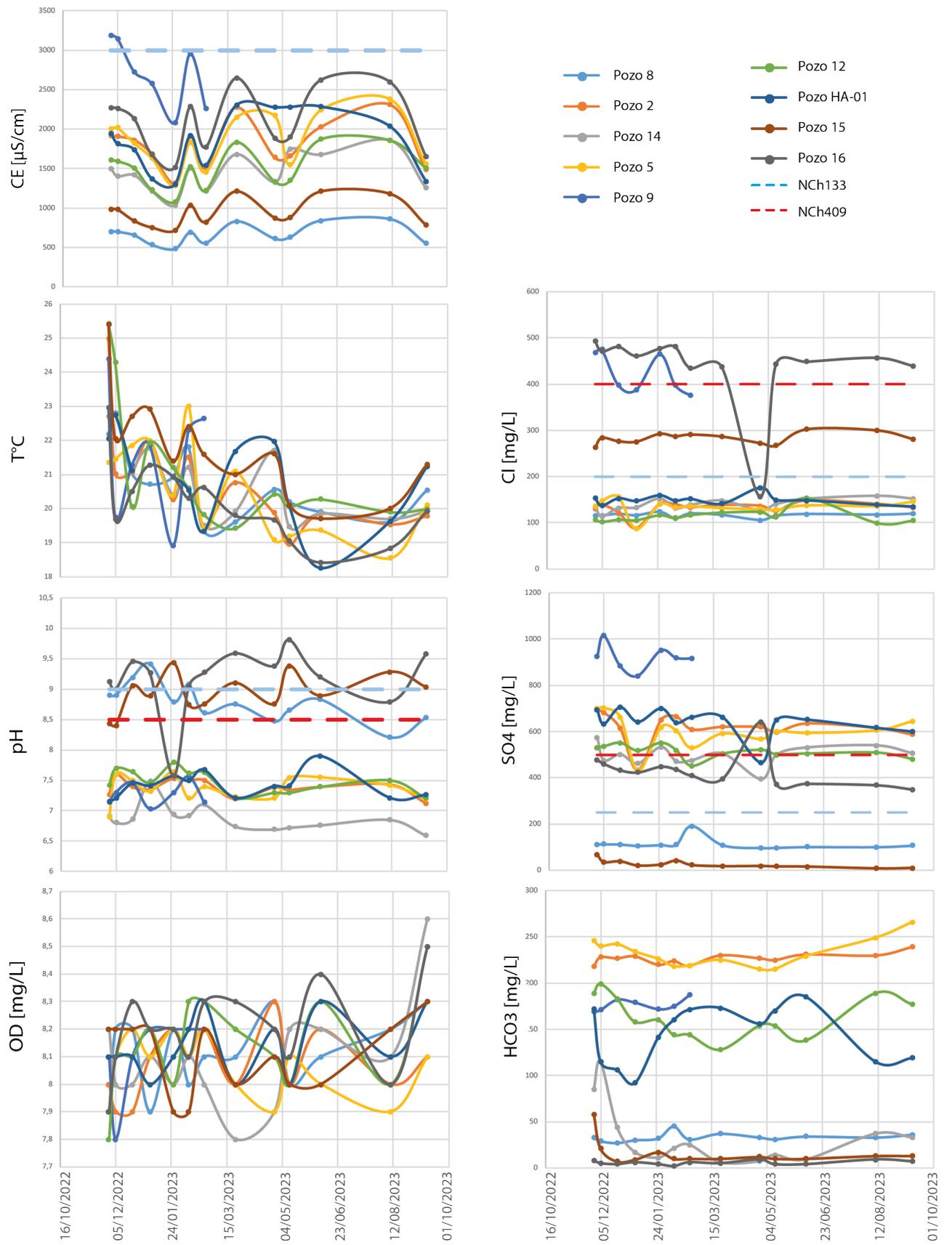


Fig. 5.23. Evolución temporal de los parámetros fisicoquímicos y elementos mayores de las aguas subterráneas del área de Tierra Amarilla.

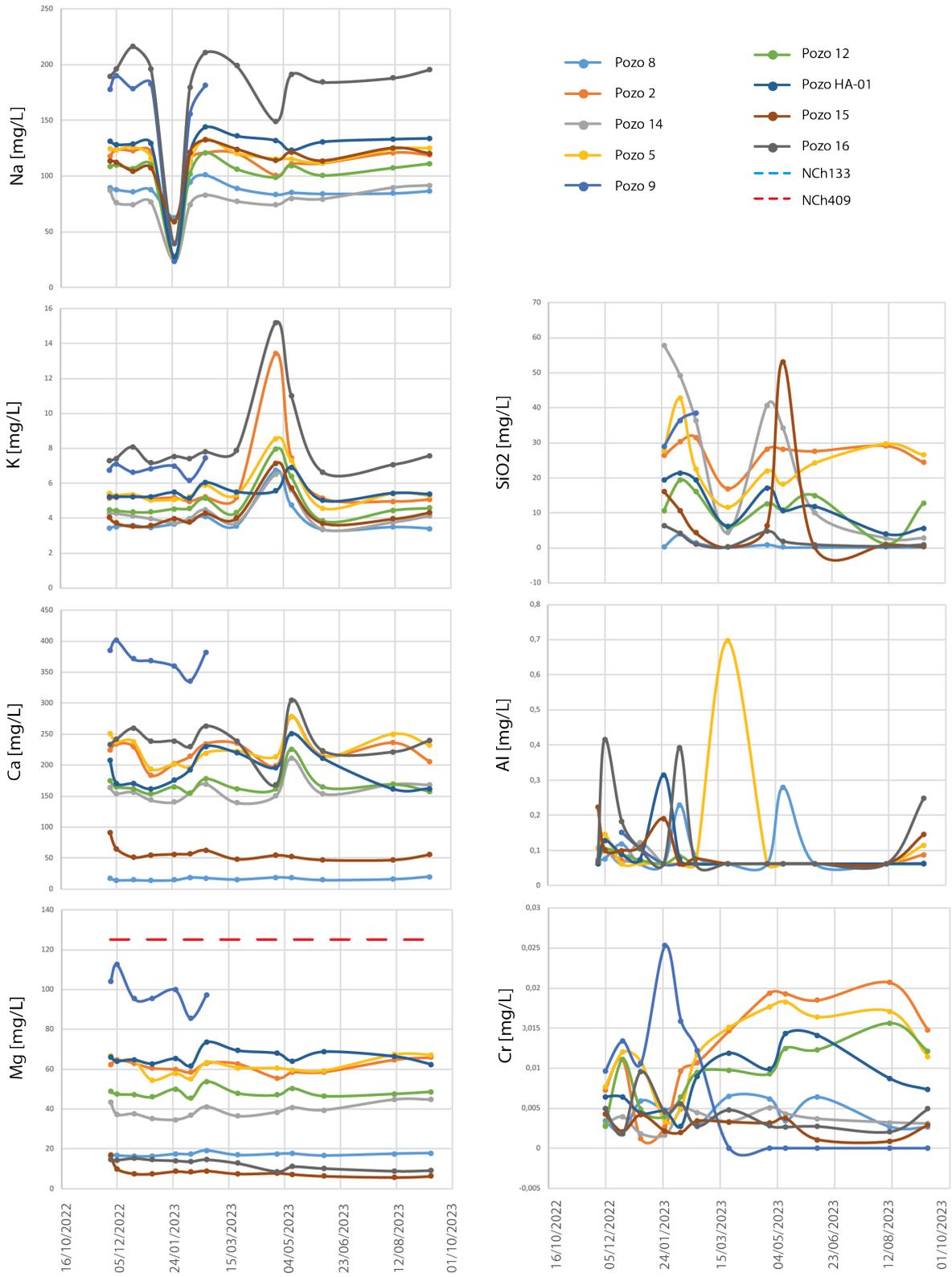


Fig. 5.23 (continúa)

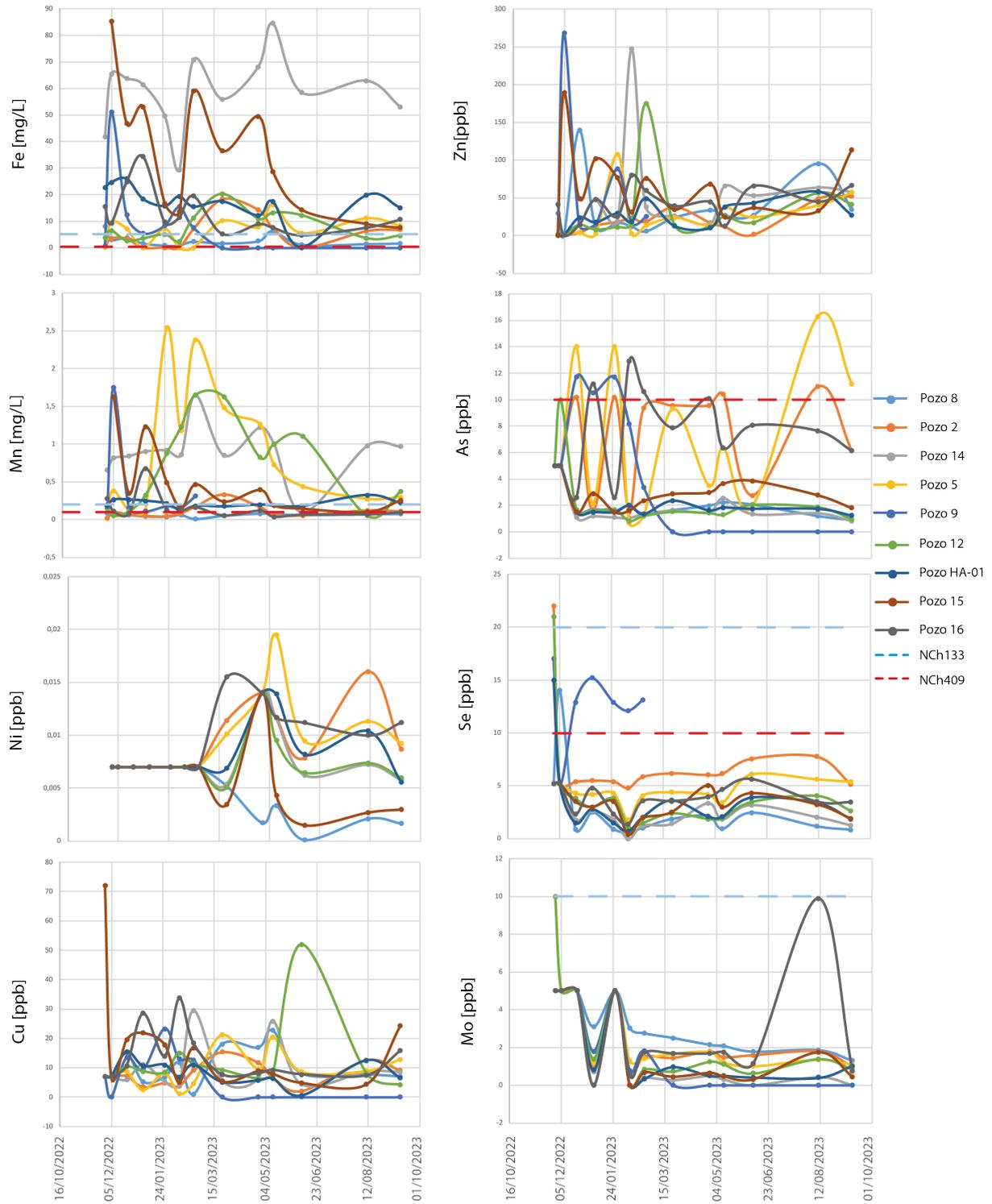


Fig. 5.24. Evolución temporal de los elementos trazas de las aguas subterráneas del área de Tierra Amarilla.

5.4.3. Isotopos estables

En primer lugar, para el análisis de los isótopos estables de la molécula de agua, es decir $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^2\text{H}$, se construyó la Línea de Agua Meteórica Local (en adelante LMWL; Fig. 5.25). Esta se construyó con la finalidad de dilucidar el origen de las aguas subterráneas y los procesos hidrológicos que las han afectado, empleando los datos tomados por Lorca (2011) en el marco del proyecto “Evaluación Hidrogeológica de la Cuenca del Río Copiapó, con Énfasis en la Cuantificación, Dinámica y Calidad Química de los Recursos Hídricos Superficiales y Subterráneos” desarrollado por el SERNAGEOMIN. Esta línea fue producto de la interpolación de los datos tomados en invierno de 2008 y 2009 (no se ponderaron por las precipitaciones mensuales dada la falta de estos datos). La línea resultante sigue la ecuación $\delta^2\text{H} = 8.02\delta^{18}\text{O} + 12.43$, la cual es similar a la Línea de Agua Meteórica Global (GMWL; Jasechko, 2019), validando así su uso en este trabajo (Fig. 5.25, a). Considerando la altitud de las muestras de lluvia tomadas por Lorca (2011), se determinó el gradiente altitudinal del $\delta^{18}\text{O}$ el cual refleja el efecto continental orográfico en las precipitaciones (Fig. 5.25, b), resultando en una variación de -0.43‰ $\delta^{18}\text{O}$ por cada 100 m de altura. Este gradiente altitudinal permite estimar la altura que dio origen a las precipitaciones que contribuyen a la recarga de las aguas subterráneas en la cuenca del Río Copiapó, y con ello los mecanismos de recarga.

Las muestras de agua subterránea empleadas en este estudio fueron aquellas presentadas por Fuentes et al., (2023) en el marco del estudio hidrogeológico que llevó a cabo el SERNAGEOMIN posterior a la ocurrencia del socavón. En total se presentaron 31 muestras, 7 pre-socavón tomadas por diferentes empresas entre 2009 y 2018, y 24 post-socavón tomadas por el SERNAGEOMIN (Tabla 5.4). Estas fueron tomadas tanto del acuífero aluvial como del medio fracturado. Las muestras presentan contenidos variables de $\delta^{18}\text{O}$ entre -10.85‰ y -0.76‰ y de $\delta^2\text{H}$ entre -83.40‰ y -15.30‰ (Tabla 5.4), y no se observan variaciones notables entre aquellas muestras pre- y post-socavón. Al compararlas con la LMWL (Fig. 5.25, a), las muestras se ajustan a una tendencia de enriquecimiento isotópico dada por la ecuación $\delta^2\text{H} = 6.66\delta^{18}\text{O} - 10.95$ ($R^2=0.99$), indicando que las muestras han sufrido evaporación. Por la pendiente ($S=6.66$) se infiere que la evaporación debió haber ocurrido en condiciones más húmedas que las presentes en el área de estudio. La intersección entre la tendencia de evaporación con la LMWL da un valor de -17.15‰ de $\delta^{18}\text{O}$ (Fig. 5.25, a). Dicho valor es considerado como representativo de las precipitaciones que contribuyen a la recarga de las aguas subterráneas, es decir el $\delta^{18}\text{O}$ originario. Los datos permiten estimar que estas precipitaciones ocurrieron, en promedio, alrededor de los 3500 m s.n.m. (Fig. 5.25, b), hacia la parte alta de la cuenca del Río Copiapó, siendo consistente con el efecto orográfico característico de los Andes. De esta forma, el mecanismo que permitiría la recarga del agua subterránea sería indirecto, facilitado por la infiltración de agua superficial a lo largo del valle del Río Copiapó. Este resultado destaca que el agua tomada tanto del acuífero aluvial como del medio fracturado tendrían un origen común.

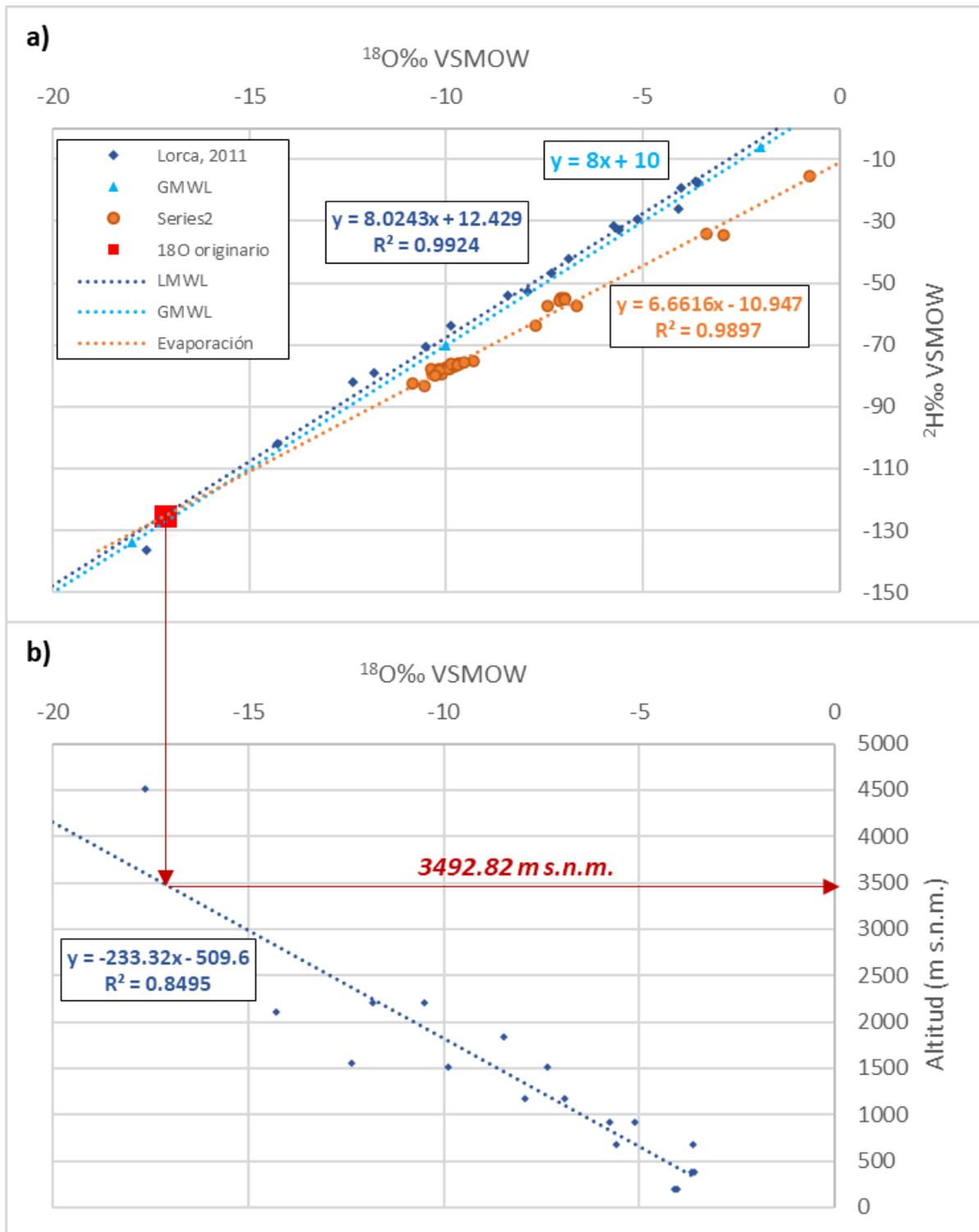


Fig. 5.25: Isótopos estables del agua. a) Relación entre $\delta^{18}\text{O}$ vs $\delta^2\text{H}$ de las muestras de agua subterránea (presentadas por Fuentes et al., 2023) y la línea meteórica local establecida a partir de los datos de precipitaciones de invierno de 2008 y 2009 del estudio de Lorca (2011). Los contenidos isotópicos de las muestras de agua subterránea se encuentran en la Tabla 5.4. b) Efecto orográfico sobre el $\delta^{18}\text{O}$ en la cuenca del Río Copiapó.

Tabla 5.4: Concentración de los isótopos estables de la molécula del agua de las muestras de agua subterránea presentadas por Fuente et al., 2023

Muestra	Fecha	d ¹⁸ O	d ² H	Referencia
CPO-RT-039	08-10-2009	-10.36	-79.30	Troncoso_2012
Xterrae_A-2	22-10-2015	-10.02	-77.40	Xterrae_2016
Xterrae_A-1	22-10-2015	-10.85	-82.60	Xterrae_2016
Xterrae_A-3	22-10-2015	-7.74	-63.60	Xterrae_2016
Xterrae_A-4	22-10-2015	-6.69	-57.6	Xterrae_2016
Xterrae_A-6	22-10-2015	-10.2	-77.60	Xterrae_2016
CPM-JC-07	25-04-2018	-9.31	-75.10	Espinoza_2021
SOC-FF-02	15-08-2022	-10.11	-79.60	Fuentes_2023
SOC-FF-01	15-08-2022	-10.24	-78.92	Fuentes_2023
SOC-FF-03	15-08-2022	-9.93	-77.90	Fuentes_2023
CCMO-1950	18-08-2022	-9.67	-76.00	ANAM_2022
CCMO-1951	18-08-2022	-9.89	-77.20	ANAM_2022
CCMO-1952	18-08-2022	-7.1	-55.00	ANAM_2022
SOC-CM-01	19-08-2022	-10.38	-77.81	Fuentes_2023
SOC-CM-02	21-08-2022	-7.42	-57.50	Fuentes_2023
SOC-CM-03	21-08-2022	-10.55	-83.40	Fuentes_2023
CCMO-2573	25-08-2022	-9.71	-76.30	ANAM_2022
CCMO-2572	25-08-2022	-9.96	-77.60	ANAM_2022
CCMO-2571	25-08-2022	-7.12	-55.90	ANAM_2022
SOC-FF-11	01-09-2022	-10.19	-78.20	Fuentes_2023
CCMO-2570	01-09-2022	-9.63	-76.10	ANAM_2022
SOC-FF-13	01-09-2022	-10.28	-80.00	Fuentes_2023
CCMO-2569	01-09-2022	-9.79	-77.00	ANAM_2022
SOC-FF-10	01-09-2022	-9.87	-76.10	Fuentes_2023
CCMO-2568	01-09-2022	-6.99	-54.80	ANAM_2022
SOC-FF-06	01-09-2022	-2.95	-34.44	Fuentes_2023
SOC-FF-08	01-09-2022	-3.39	-34.2	Fuentes_2023
SOC-FF-09	01-09-2022	-0.76	-15.3	Fuentes_2023
CCMO-2960	08-09-2022	-9.71	-76.70	ANAM_2022
CCMO-2959	08-09-2022	-9.54	-75.60	Fuentes_2023
CCMO-2958	08-09-2022	-6.99	-55.50	ANAM_2022

5.5. Geofísica

Además del socavón, en la zona también se han observado diversas evidencias de subsidencia como grietas de considerable tamaño en el suelo (Fig. 5.26), que, a falta de estudios más detallados, podrían estar relacionadas genéticamente con este proceso progresivo en un estadio pre-colapso. Es por ello, que, para evaluar el estado del suelo y la posibilidad que se generen nuevos socavones, a los pocos días del evento se realizaron varias mediciones geofísicas mediante el método de Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE), Georadar (GPR) y Sísmica pasiva (MASW). Estas mediciones fueron adquiridas cerca de la zona del socavón, para evaluar la posible presencia de otras cavidades o subsidencias (Fig. 5.27).



Fig. 5.26: Fotografías de grietas encontradas en el suelo (SERNAGEOMIN, 2022)



Fig. 5.27: Ubicación de las medidas de TRE y MASW realizadas para el SERNAGEOMIN (ID 25 en Tabla 3.1).

Al no disponer de los datos originales de los perfiles realizados en estas campañas de geofísica (adquirida por el SERNAGEOMIN y por GEODATOS), hay que considerar nuestras interpretaciones como provisionales, ya que no podemos evaluar correctamente si las anomalías y resultados que arrojan las inversiones de los datos son debidas a anomalías reales o a artefactos matemáticos amplificados por la inversión fruto del ruido registrado durante la adquisición. Esto es importante señalarlo ya que algunos resultados aportados presentan errores de más del 25% (ID 25 en Tabla 3.1).

Como se puede ver en la Fig. 5.27 el perfil L1 de TRE (Fig. 6.16) y el perfil L1 de MASW se ubican en posiciones parecidas muy cercanas al socavón en dirección Norte-Sur, mientras que el perfil L2 de MASW se encuentra en una dirección W-E siguiendo el camino principal, y el perfil L2 de TRE una dirección NE-SW.

El perfil L2 de TRE os permite establecer las características geoelectricas del medio hidrogeológico descrito con anterioridad. En este Fig. 5.28 observamos dos capas bien diferenciadas según su posición, su respuesta resistiva y su ubicación en profundidad (Fig. 5.28).

En la zona más superficial del perfil se encuentra un horizonte geoelectrico con resistividades media-altas (entre los 190 y los 1500 Ohm•m) algo heterogéneo y cuya potencia va entre os 80 y los 100 m desde superficie. Bajo este horizonte subyace otro horizonte de bajas resistividad (con valores inferiores a 190 Ohm•m), más homogéneo y que alcanza la máxima profundidad de muestreo del perfil (220 m).

Dada esta distribución de las resistividades (Fig. 5.28) y la realidad geológica conocida (Fig. 5.2) interpretamos que el horizonte ubicado en profundidad representa la roca subyacente fracturada sobre la cual se dispone los materiales no consolidados del acuífero de Copiapó (horizonte geoelectrico suprayacente), cuyo espesor aproximado oscilaría entre los 80 y los 100 m en la zona.

La heterogeneidad presente en este horizonte superficial puede ser causada principalmente a la distribución del contenido en arcillas en el depósito sedimentario. Las arcillas, al presentar minerales hidratados en su estructura, son mucho más conductoras que el resto de los sedimentos detríticos, por lo que dependiendo del porcentaje relativo de arcillas presentes en la mezcla sedimentaria, su respuesta geoelectrica puede oscilar entre rangos más conductores, relacionados con zonas más arcillosas, y tramos más resistivos, relacionados con zonas con menor proporción arcillosas.

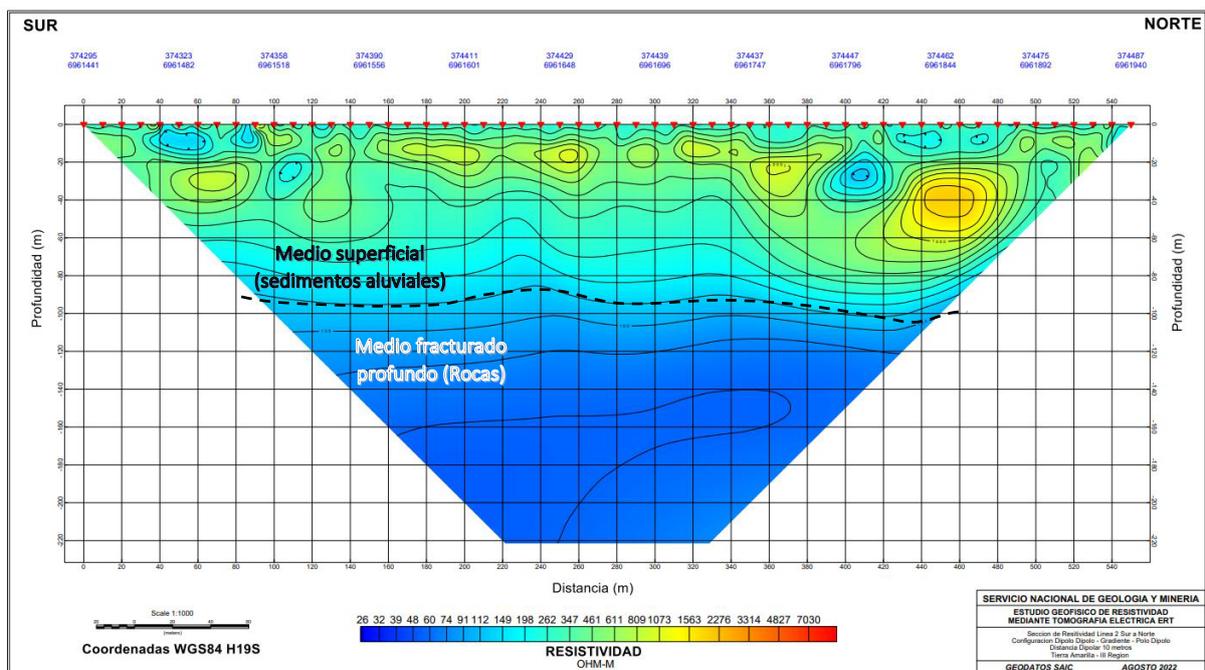


Fig. 5.28: Perfil L2 de TRE interpretado.

Una vez establecidas las características geoelectricas principales del subsuelo en base a la hidrogeología presente en el medio, se ha interpretado el perfil L1 de TRE (Fig. 5.30). Como puede observarse, dicho perfil también muestra la presencia de dos horizontes definidos por sus características geoelectricas, su posición relativa y su ubicación en profundidad. De este modo, en la zona más profunda, encontramos un horizonte relativamente homogéneo de resistividades bajas (entre los 26 y los 160 Ohm•m) ubicado desde los 80 m de profundidad hasta la base del perfil, sobre el cual se encuentra un horizonte heterogéneo de rangos de resistividad intermedios/altos (entre 160 y 1500 Ohm•m).

Este horizonte superficial (correspondiente con los sedimentos aluviales) presenta un conjunto de anomalías resistivas (con valores de resistividad superiores a 10.000 Ohm•m) de tamaños considerables (Fig. 5.29). Estas anomalías se encuentran principalmente ubicadas entre os 50 y los 80 metros de

profundidad y se localizan espacialmente en sectores con presencia de grietas en superficie o cercanos a la zona donde se produjo el hundimiento.

Estos valores de resistividad son excesivamente altos para depósitos sedimentarios, y su morfología y falta de continuidad lateral a lo largo de todo el perfil L1 y L2 hacen que puedan deberse a otros factores como podrían ser: (1) Errores o artefactos en los datos de adquisición, o (2) Posibles cavidades vacías (aire).

Los errores en la adquisición pueden generar artefactos artificiales en la inversión (tanto conductores como resistivos) producto de un mal estado de las condiciones de adquisición (cables desgastados, mal contacto entre electrodos-superficies, fuente de alimentación no constante, etc.). Estos datos erróneos pueden ser parcial o totalmente corregidos durante el procesamiento de datos geofísicos previo a la inversión, lo que permite eliminar los puntos “con ruido” para que no se incluyan en la inversión. Al no disponer de los datos medidos no es posible realizar una separación del “ruido” para este perfil. Si consideramos su ausencia y que el procesamiento de los datos se ha realizado correctamente, las anomalías observadas podrían deberse a la presencia de cavidades vacías con aire. Las cavidades con aire suelen generar anomalías de alta resistividad (valores superiores a 5.000 Ohm•m) como las que se muestran en el perfil L1, ya que el aire (infinitamente resistivo) no deja pasar la electricidad en el medio, lo que hace que el valor de resistividad aparente registrado por el resistivímetro se encuentra varios ordenes de magnitud por encima del valor del medio en que se encuentra. Si a esta posible interpretación de la resistividad se le añade el hecho que las anomalías corresponden con las zonas afectadas por grietas en superficie y cercanas al socavón, podemos inferir que, es probable, que estas anomalías resistivas sean producto de la presencia de cavidades con aire en los niveles basales de depósito sedimentario. Estas posibles cavidades, aunque no hayan producido una subsidencia (o colapso) como sí lo hizo el socavón, pueden encontrarse en una situación de pre-colapso, y de existir suponen un riesgo añadido a la estabilidad del medio hidrogeológico de la zona.

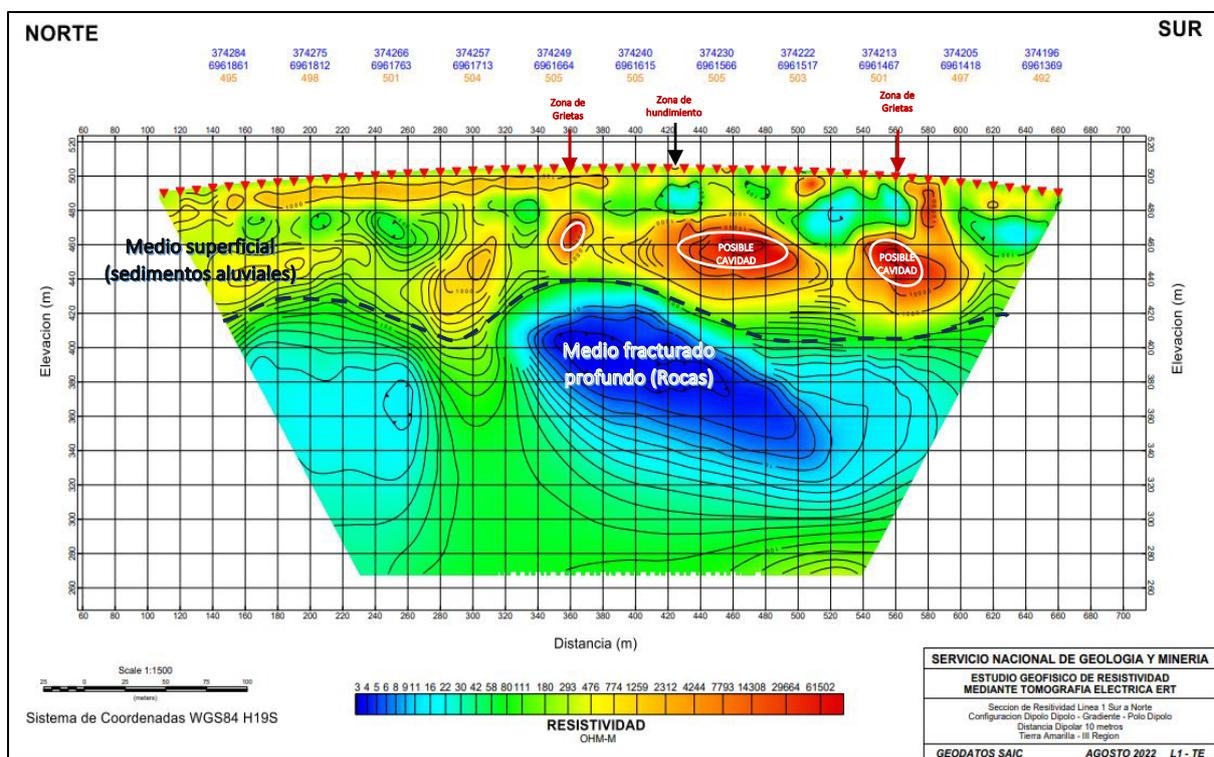


Fig. 5.29: Perfil L1 de TRE interpretado

Por su parte, los perfiles de MASW (Fig. 5.30) muestran una disposición de los valores de velocidad de cizalla o Vs en claro ascenso según profundizamos en cada geófono de adquisición. Estos cambios en la velocidad de las ondas Vs parecen tener relación con el grado de cohesión y naturaleza de los materiales. En línea general los valores de Vs ascienden en función del grado de compactación y

cementación de estos, por lo que es esperable que el basamento presente mayor velocidad V_s que el sedimento, o que, dentro del sedimento, aquellas litologías más cementadas presenten mayores valores de velocidad. Es por eso por lo que, comúnmente, las velocidades sedimentarias ascienden con la profundidad, ya que para un mismo tipo sedimentario su cementación será mayor cuanto mayor sea su profundidad.

Por consiguiente, si tenemos en cuenta la realidad geológica descrita (Fig. 5.2), los primeros 80-100 m se corresponderían con la respuesta sísmica de los materiales aluviales, mientras que la respuesta sísmica del basamento rocoso correspondería a los valores de velocidad registrados a mayores profundidades.

Si consideramos ambos perfiles, podemos definir que los valores de velocidad V_s del sedimento aluvial oscilan en un rango entre 200 y 1800 m/s, en los cuales se puede apreciar 3 horizontes diferenciados: Un horizonte superficial de baja velocidad V_s (de entre 300 y 800 m/s) correspondiente a los primeros 30-60 m de material no consolidado, un horizonte de velocidades intermedias (800 a 1800 m/s) de potencia inferior a 15 m, y un horizonte más profundo de bajas velocidades (entre 800 y 450 m/s) ubicado a unos 70 m desde la superficie.

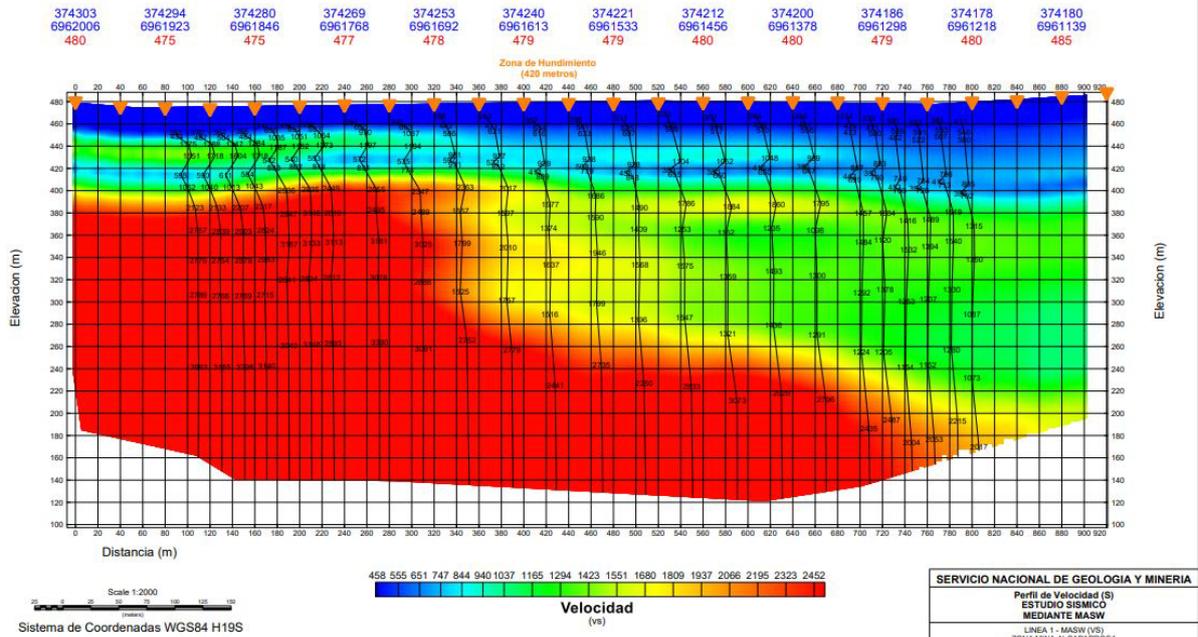
Por su parte, el basamento rocoso el cual presenta un rango de velocidades entre los 1000 y los 3800 m/s. Esta disparidad en los valores de V_s del basamento está relacionada con el grado de meteorización y fracturación presente en el mismo. Cuanto mayor es el grado de fracturación de una roca menor es su velocidad V_s . De esta forma, podemos indicar que el basamento rocoso presente en la zona va desde muy fracturado, para valores inferiores a 2200 m/s, a poco fracturado, para valores superiores a 2200 m/s.

De este modo, en el perfil L2 observamos que los valores superiores a 2200 m/s se encuentran todos en profundidades mayores a 260 m, por lo que indica que, en ese sector, el basamento fracturado se encuentra en contacto directo con el medio aluvial. Sin embargo, en el perfil L1 existen una variación lateral de los valores de velocidad del basamento. Como se puede ver en Fig. 5.30, al norte del metro 340 del perfil L1 los valores del basamento son superiores a 2200 m/s casi desde su aparición a los 80 m de profundidad, mientras que, a partir de este punto hasta su final al sur, los valores de velocidad superiores a 2200 m/s se encuentran a profundidades similares a las del perfil L2 (Fig. 5.30). Esta divergencia entre los valores del basamento refleja un cambio abrupto en las condiciones del subsuelo. Este cambio podría estar relacionado con la presencia de alguna estructura mayor (falla de orden regional) que pudiera generar un mayor grado de fracturación en función del bloque de falla en el que se encuentre.

Asimismo, también es importante señalar que las grietas observadas en el perfil L1 corresponderían a posiciones ubicadas desde el metro 360 hacia el Sur, por lo que, en base a ambos métodos, no es descartable que ambas realidades estén mostrando la existencia de una zona de mayor fragilidad estructural donde pudieran desarrollarse futuras subsidencias. Para poder corroborar estas hipótesis se requeriría de estudios geofísicos de mayor detalle, que permitieran visualizar las variaciones sísmicas y eléctricas en 3D. Sin embargo, no contamos con tal información.

NORTE

SUR



ESTE

OESTE

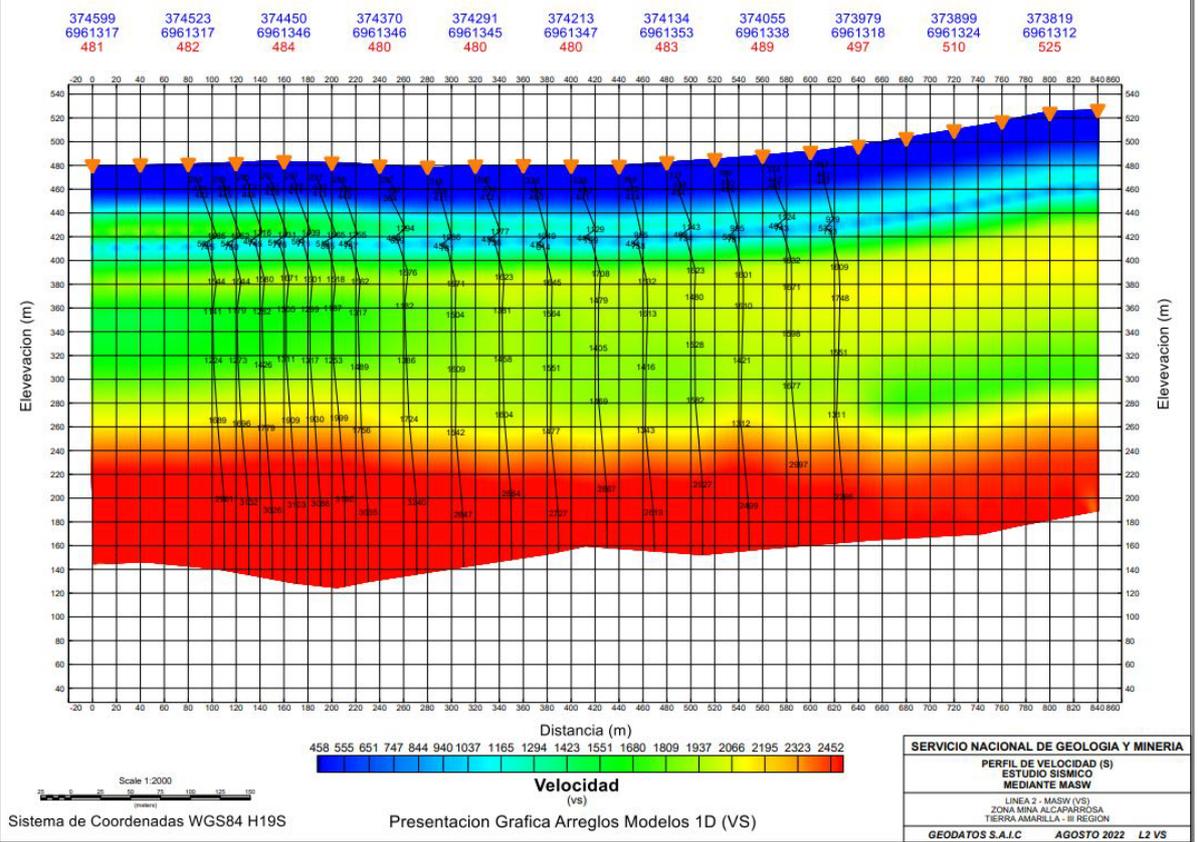


Fig. 5.30: Perfil de velocidades de onda S del perfil L1 y L2 de MASW.

6. CONCLUSIONES

El socavón aparecido el 30 de julio de 2022 en la región de Tierra Amarilla es la respuesta topográfica de un proceso de subsidencia de origen antrópico por remoción mecánica causado por el sobre-excavamiento de los caserones del sector Gaby de la mina de Alcaparrosa. A pesar de que este tipo de colapso antrópico se ha registrado también en otros lugares del mundo, la bibliografía académica y técnica consultada acredita que el caso de Tierra Amarilla puede referenciarse como un ejemplo de clase mundial. Lo anterior se debe a los impactos permanentes del socavón al sistema hidrogeológico del Río Copiapó en un contexto de dependencia extrema del agua subterránea en una de las zonas más áridas del mundo.

El sistema hidrogeológico pre-socavón se componía de dos medios: i) el medio superficial conformado por los sedimentos aluviales no consolidados, y ii) el medio fracturado profundo formado por la roca que constituye el basamento mineralizado. Previo al socavón, ambos medios hidrogeológicos se encontraban interconectados únicamente en aquellas zonas donde convergían la red fracturas del basamento con los sedimentos superficiales. Esta interconexión permitía la existencia de un flujo vertical entre ambos medios desde el medio superficial hacia el profundo. El colapso ocurrido dio lugar a la aparición de una “brecha de colapso” entre la base del socavón (ubicada en el medio superficial) y la base del caserón Gaby 04 (ubicada en el medio fracturado profundo). Dicha brecha de colapso generó una modificación física en la arquitectura del sistema hidrogeológico previo. La presencia de esta brecha de colapso acentuó la interconexión entre ambos medios hidrogeológicos propiciando entrada de agua desde el medio superficial al fracturado profundo e introduciendo cambios drásticos en la hidrodinámica y trayectorias de flujo del sistema hidrogeológico. En un inicio, ingresaron a los sectores mineros caudales de aproximadamente 370 l/s a través de las galerías de Gaby. Estos caudales se fueron reduciendo como consecuencia de las medidas de sellado que tomó la minera en el sector Gaby y Jocelyn. Sin embargo, según los registros presentados en julio de 2023, a pesar del sellado sigue entrando agua a los sectores mineros con caudales aproximados a 32 l/s, es decir 2 veces el caudal que entraba en las galerías previo al socavón.

Como consecuencia directa del caudal drenado desde el medio superficial al profundo, la zona ha experimentado un descenso extremo de los niveles piezométricos desde que ocurrió el colapso. Esto incide directamente en la disponibilidad de agua tanto río arriba como río abajo del socavón para los usuarios del sistema hidrogeológico del Río Copiapó. El nivel piezométrico ha experimentado una modificación de su dinámica persistente en el tiempo que se caracteriza por la instalación de un conoide de depresión en la zona donde se ubica el socavón. Según el mapa piezométrico realizado para septiembre de 2023, el cono sigue modificando la dinámica natural del sistema hidrogeológico, haciendo que todo el flujo aguas arriba y aguas abajo del socavón converja hacia este.

El análisis de las tasas de descensos registradas por los pozos de monitoreo muestra que los pozos HA-01, HA-02, 12 y 8 se ven influenciados directamente por el socavón. Estos pozos registraron un descenso abrupto inicial, seguido de un tenue ascenso de niveles como consecuencia del sellado de los muros de Gaby y Jocelyn. Finalmente, el ascenso dio paso a un nuevo descenso sostenido, aunque de menor entidad. Esta última caída de los niveles presentó una tasa de descenso similar a las del estado pre-socavón, lo cual se interpreta como consecuencia una amortiguación del sellado por la reducción del caudal de entrada en el socavón, pero de ninguna forma como una estabilización del sistema hidrogeológico. Esto es más evidente al analizar las tasas de descenso de los pozos ubicados a distancias más lejanas al socavón (Pozo 6, Pozo 5, Pozo OB-0302-477). Estos pozos presentaron tendencias de descensos paulatinas sin incrementos de nivel y muestran tasas de descenso superiores al escenario pre-socavón. Esto demostraría que el sistema sigue perdiendo agua en dirección al socavón a pesar de la ausencia de bombeos por parte de la CMODS durante este periodo.

En base a estos datos, nos encontramos con un proceso activo cuya estabilización parece que no haberse alcanzado. Así, el socavón supuso un cambio permanente en el sistema hidrogeológico, cuya duración y extensión son difíciles de predecir con los datos disponibles hasta la fecha. Estos cambios incluyen la sobrepresión del medio fracturado, la cual ha hecho que en algunos sectores se invierta el gradiente hidráulico, desarrollándose un flujo vertical desde medio fracturado profundo hacia el sedimentario superficial. Flujo que como hemos mencionado siempre fue en dirección inversa en el estadio pre-socavón. Esta sobrepresión parece ser la responsable del deterioro de las estructuras de contención de los muros de Gaby en marzo de 2023 (menos de 1 año desde su instalación), poniendo en consideración la necesidad de una reevaluación periódica de los sellos existentes para así evitar nuevas filtraciones y ahonde en el desequilibrio existente. Lo que además evidencia la capacidad de esta sobre presión en el medio profundo a abrir nuevas interconexiones y/o amplificar las existentes en el medio fracturado.

En base a los registros de caudal alumbrados CMODS ha movilizado un total de 7.560.000 m³ de agua infiltrada desde 2013, de los cuales 2.600.000 m³ han sido bombeados desde julio de 2022 hasta julio de 2023. De este volumen movilizado 1.458.571 m³ han sido almacenados en los niveles inferiores de la mina y ~1.324.971 m³ han sido movilizados a superficie. En base a nuestro análisis, el volumen mínimo de agua infiltrada al medio fracturado profundo consecuencia por el socavón es de 3.460.000 m³ de agua durante el primer año desde su aparición. Comparativamente, este volumen es asimilable a las reservas hídricas existente durante el mes de Julio de 2022 en el embalse de Lautaro, y supone un caudal mínimo promedio de 103 l/s de infiltración desde el medio superficial al profundo durante el primer año de existencia. Estos valores de agua infiltrada han “salido” del medio superficial el cual se enmarca en una zona climática árida de gran escasez hídrica, lo que supone un agravio añadido a la disponibilidad y gestión del recurso hídrico.

Respecto a la hidrogeoquímica, en base a los datos disponibles no se observan grandes cambios en la composición química de las aguas a lo largo del tiempo. Se resalta la aparición de datos anómalos que se infieren producto de la manipulación de las muestras. El agua de los pozos de monitoreo supera en múltiples elementos las normas de agua potable y de riego (NCh 409 y 1333), por lo tanto, la calidad no es apta para todos los usos. Aunque no se determina si el colapso generó un cambio, se destaca el alto contenido de Al, Fe y Mn, elementos que vuelven al agua más corrosiva. Por su parte, los isótopos estables indican que el agua subterránea que circula tanto en el medio superficial como en el profundo del sistema hidrogeológico, tienen un origen en común relacionado con precipitaciones que ocurren a aproximadamente 3500 m s.n.m.

Por otra parte, en el área del socavón se han observado la presencia de grietas y fisuras de tamaño considerable en el suelo. La geofísica realizada en las cercanías a estas áreas muestra que estas grietas se encuentran ubicadas en sectores donde aparecen anomalías resistivas y zonas de alta fracturación del basamento. Estas evidencias podrían indicar la presencia de subsidencias incipientes en el subsuelo. Sin embargo, y debido a que no se disponen de los datos “crudos” con los que poder evaluar errores de adquisición, no se puede determinar el grado actual estructuras y su potencial peligrosidad. Para poder establecer esto, se requeriría de una campaña geofísica de detalle que permitiera definir el subsuelo en 3D.

Finalmente, y a pesar de que no es factible aplicar métodos de estimación de vulnerabilidad de acuíferos en este caso, podemos asegurar que la ocurrencia del socavón ha modificado la arquitectura del sistema hidrogeológico del Río Copiapó de forma profunda y que en vista de la imposibilidad de volver al sistema original del que partió, el daño ocasionado se considera como permanente.

REFERENCIAS

- Arévalo, C., 2005. Carta Geológica Copiapó, Región de Atacama, Escala 1:100.000. Santiago.
- Castellanza, R., Lollino, P., & Ciantia, M. (2018). A methodological approach to assess the hazard of underground cavities subjected to environmental weathering. *Tunnelling and Underground Space Technology*, 82, 278–292. <https://doi.org/10.1016/J.TUST.2018.08.041>
- Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, M.P., 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile., *The Geology of Chile*. <https://doi.org/10.1144/GOCH.3>
- Cheng, W. C., Li, G., Liu, N., Xu, J., & Horpibulsuk, S. (2020). Recent massive incidents for subway construction in soft alluvial deposits of Taiwan: A review. *Tunnelling and Underground Space Technology*, 96, 103178. <https://doi.org/10.1016/J.TUST.2019.103178>
- del Real, I., Thompson, J.F.H., Carriedo, J., 2018. Lithological and structural controls on the genesis of the Candelaria-Punta del Cobre Iron Oxide Copper Gold district, Northern Chile. *Ore Geology Reviews* 102, 106–153. <https://doi.org/10.1016/J.OREGEOREV.2018.08.034>
- Deng, Y., Chen, C., Xia, K., Yang, K., Sun, C., & Zheng, X. (2018). Investigation on the characteristics of overlying strata caving in the Chengchao Iron Mine, China. *Environmental Earth Sciences*, 77(10), 1–25. <https://doi.org/10.1007/S12665-018-7553-9/TABLES/9>
- Fazio, N. L., Perrotti, M., Lollino, P., Parise, M., Vattano, M., Madonia, G., & Di Maggio, C. (2017). A three-dimensional back-analysis of the collapse of an underground cavity in soft rocks. *Engineering Geology*, 228, 301–311. <https://doi.org/10.1016/J.ENGGEOL.2017.08.014>
- Fidelibus, M. D., Gutiérrez, F., & Spilotro, G. (2011). Human-induced hydrogeological changes and sinkholes in the coastal gypsum karst of Lesina Marina area (Foggia Province, Italy). *Engineering Geology*, 118(1–2), 1–19. <https://doi.org/10.1016/J.ENGGEOL.2010.12.003>
- Fuentes, F., Machuca, C., López, L., Donoso, C., 2023. Caracterización hidrogeológica del área afectada por la subsidencia del 30 de julio de 2022 en la mina Alcaparrosa, Tierra Amarilla, región de Atacama, Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Informe Registrado IR-23-104 (Inédito), 142 pp.
- Garreaud, R.D., 2009. The Andes climate and weather. *Advances in Geosciences* 22, 3–11. <https://doi.org/10.5194/ADGEO-22-3-2009>
- Gutiérrez, F., Benito-Calvo, A., Carbonel, D., Desir, G., Sevil, J., Guerrero, J., Martínez-Fernández, A., Karamplaglidis, T., García-Arnay, Á., & Fabregat, I. (2019). Review on sinkhole monitoring and performance of remediation measures by high-precision leveling and terrestrial laser scanner in the salt karst of the Ebro Valley, Spain. *Engineering Geology*, 248, 283–308. <https://doi.org/10.1016/J.ENGGEOL.2018.12.004>
- Gutiérrez, F., Fabregat, I., Roqué, C., Carbonel, D., Guerrero, J., García-Hermoso, F., Zarroca, M., & Linares, R. (2016). Sinkholes and caves related to evaporite dissolution in a stratigraphically and structurally complex setting, Fluvia Valley, eastern Spanish Pyrenees. Geological, geomorphological and environmental implications. *Geomorphology*, 267, 76–97. <https://doi.org/10.1016/J.GEOMORPH.2016.05.018>
- Gutiérrez, F., & Lizaga, I. (2016). Sinkholes, collapse structures and large landslides in an active salt dome submerged by a reservoir: The unique case of the Ambal ridge in the Karun River, Zagros Mountains, Iran. *Geomorphology*, 254, 88–103. <https://doi.org/10.1016/J.GEOMORPH.2015.11.020>

Horton, B.K., 2018. Tectonic Regimes of the Central and Southern Andes: Responses to Variations in Plate Coupling During Subduction. *Tectonics* 37, 402–429. <https://doi.org/10.1002/2017TC004624>

Hou, Y., Fang, Q., Zhang, D., & Wong, L. N. Y. (2015). Excavation failure due to pipeline damage during shallow tunnelling in soft ground. *Tunnelling and Underground Space Technology*, 46, 76–84. <https://doi.org/10.1016/J.TUST.2014.11.004>

Jasechko, S., 2019. Global Isotope Hydrogeology—Review. *Reviews of Geophysics* 57, 835–965. <https://doi.org/10.1029/2018RG000627>

Kovačič, G., & Ravbar, N. (2005). A review of the potential and actual sources of pollution to groundwater in selected karst areas in Slovenia. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 5(2), 225–233. <https://doi.org/10.5194/NHESS-5-225-2005>

Linares, R., Roqué, C., Gutiérrez, F., Zarroca, M., Carbonel, D., Bach, J., & Fabregat, I. (2017). The impact of droughts and climate change on sinkhole occurrence. A case study from the evaporite karst of the Fluvia Valley, NE Spain. *Science of The Total Environment*, 579, 345–358. <https://doi.org/10.1016/J.SCITOTENV.2016.11.091>

Lorca, M.E., 2011. Hidrogeología e hidrogeoquímica de la cuenca de la Quebrada Paipote, Región de Atacama. Tesis de magíster, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 125 pp.

Montecinos, A., Aceituno, P., 2003. Seasonality of the ENSO-Related Rainfall Variability in Central Chile and Associated Circulation Anomalies. *Journal of Climate* 16, 281–296. [https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0442\(2003\)016<0281:SOTERR>2.0.CO;2](https://doi.org/https://doi.org/10.1175/1520-0442(2003)016<0281:SOTERR>2.0.CO;2)

Panno, S. V., & Luman, D. E. (2018). Characterization of cover-collapse sinkhole morphology on a groundwater basin-wide scale using lidar elevation data: A new conceptual model for sinkhole evolution. *Geomorphology*, 318, 1–17. <https://doi.org/10.1016/J.GEOMORPH.2018.05.013>

Parise, M. (2019). Sinkholes. *Encyclopedia of Caves*, 934–942. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-814124-3.00110-2>

Parise, M., Qiriazzi, P., & Sala, S. (2004). Natural and anthropogenic hazards in karst areas of Albania. *Natural Hazards and Earth System Sciences*, 4(4), 569–581. <https://doi.org/10.5194/NHESS-4-569-2004>

Sarricolea, P., Herrera-Ossandon, M., Meseguer-Ruiz, Ó., (2016). Climatic regionalisation of continental Chile. <https://doi.org/10.1080/17445647.2016.1259592> 13, 66–73. <https://doi.org/10.1080/17445647.2016.1259592>

Scotto di Santolo, A., Forte, G., & Santo, A. (2018). Analysis of sinkhole triggering mechanisms in the hinterland of Naples (southern Italy). *Engineering Geology*, 237, 42–52. <https://doi.org/10.1016/J.ENGGEOL.2018.02.014>

Singh, K. B., & Dhar, B. B. (1997). Sinkhole subsidence due to mining. *Geotechnical and Geological Engineering*, 15(4), 327–341. <https://doi.org/10.1007/BF00880712/METRICS>

Taucare, M., Viguier, B., Figueroa, R., & Daniele, L. (2023). The alarming state of Central Chile's groundwater resources: A paradigmatic case of a lasting overexploitation. *Science of The Total Environment* 167723. <https://doi.org/10.1016/J.SCITOTENV.2023.167723>

Tegachouang, N. C., Bowa, V. M., Li, X., Luo, Y., & Gong, W. (2022). Study of the Influence of Block Caving Underground Mining on the Stability of the Overlying Open Pit Mine. *Geotechnical and Geological Engineering*, 40(1), 165–173. <https://doi.org/10.1007/S10706-021-01890-0/FIGURES/9>

Valois, R., MacDonell, S., Núñez-Cono, J.H., & Maureira-Cortés, H. (2020). Groundwater level trends and recharge event characterization using historical observed data in semi-arid Chile. *Hydrological Sciences Journal* 65 (4), 597-609. <https://doi.org/10.1080/02626667.2020.1711912>

Viale, M., & Garreaud, R., (2015). Orographic effects of the subtropical and extratropical Andes on upwind precipitating clouds. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 120, 4962–4974. <https://doi.org/10.1002/2014JD023014>

Viguié, B., Jourde, H., Leonardi, V., Daniele, L., Batiot-Guilhe, C., Favreau, G., & de Montety, V. (2019). Water table variations in the hyperarid Atacama Desert: Role of the increasing groundwater extraction in the pampa del tamarugal (Northern Chile). *Journal of Arid Environments* 168, 9–16. <https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2019.05.007>

Waltham, A. C., & Fookes, P. G. (2003). Engineering classification of karst ground conditions. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 36(2), 101–118. <https://doi.org/10.1144/1470-9236/2002-33>

Xiao, H., Li, H., & Tang, Y. (2018). Assessing the effects of rainfall, groundwater downward leakage, and groundwater head differences on the development of cover-collapse and cover-suffosion sinkholes in central Florida (USA). *Science of The Total Environment*, 644, 274–286. <https://doi.org/10.1016/J.SCITOTENV.2018.06.273>

Xiao, X., Gutiérrez, F., & Guerrero, J. (2020). The impact of groundwater drawdown and vacuum pressure on sinkhole development. Physical laboratory models. *Engineering Geology*, 279, 105894. <https://doi.org/10.1016/J.ENGGEOL.2020.105894>