



FaIn·UNCo
Facultad de Ingeniería

TRABAJO FINAL DE LICENCIATURA
LICENCIATURA EN CIENCIAS GEOLÓGICAS
Caracterización geohidrológica de la Cueva del León
(Cordón de Curymil), Departamento Picunches,
Provincia del Neuquén

Autor: Gasparini, Martín Nicolás

Legajo: 2081

DNI: 37474639

Directora: Dufilho, Ana Cecilia

Co-Director: Bassani, Santiago

Neuquén, 2024



Índice

Resumen	1
Abstract	2
Agradecimientos	3
1. Introducción	4
1.1 Objetivo general.....	4
1.2 Objetivos específicos.....	4
1.3 Área de estudio.....	4
2. Marco Teórico	7
2.1 Hidrogeología kárstica.....	7
2.2 Cavidad en yesos.....	8
2.3 Formación de un sistema kárstico.....	9
2.4 Evolución de las redes kársticas.....	10
2.4.1 Proceso en régimen freático.....	11
2.4.2 Proceso en régimen vadoso.....	13
2.4.3 Desprendimientos.....	14
2.4.4 Salas.....	15
2.4.5 Galerías.....	15
2.5 Morfología kárstica en yesos.....	15
2.6 Morfologías exokársticas.....	16
3. Metodología	17
3.1 Trabajo de gabinete.....	17
3.1.1 Cartografía.....	17
3.1.2 Secciones geológicas.....	18
3.1.3 Caracterización climática.....	18
Precipitación y evapotranspiración potencial.....	18
3.1.4 Capacidad de infiltración del suelo.....	18
3.1.5 Hidroquímica.....	19
3.1.6 Balance hidrológico.....	19
3.2 Trabajo de campo.....	19
3.2.1 Ensayos de infiltración.....	19
3.2.2 Reconocimiento de morfologías exokársticas.....	23
3.2.3 Reconocimiento de morfologías del hipogeo.....	24
3.2.4 Observación de niveles de inundación.....	26
3.2.5 Mediciones in situ y muestreo de agua.....	28
4. Caracterización del área de estudio	29

4.1	La Cueva del León	29
4.2	Clima	30
4.3	Suelos	32
4.4	Geomorfología	33
4.5	Geología	35
4.5.1	Estratigrafía	35
4.5.2	Estructuras	37
4.5.3	Secciones geológicas	38
4.6	Hidrología	39
4.6.1	Hidrología Superficial	39
4.6.2	Hidrología Subterránea	40
5.	Resultados	42
5.1	Capacidad de infiltración	42
5.1.1	Curvas de infiltración	44
5.2	Características hidroquímicas del agua de la vertiente y el lago	46
5.3	Caudal de la vertiente	48
5.4	Balance hidrológico	48
5.4.1	Balance de la cuenca endorreica	49
5.4.2	Balance del lago de la Cueva del León	49
5.4.3	Posible causa de la disminución del nivel del Lago en el período 2012-2017	50
5.5	Modelo conceptual de la dinámica hidrológica de la Cueva del León	51
6.	Conclusiones	53
	Referencias bibliográficas	54

Resumen

En Argentina existe una amplia cantidad de sistemas kársticos formados tanto en calizas, como en yesos. Muchos estudios de estos cavernamientos como los realizados por el Grupo Espeleológico Argentino (GEA), Agüero y Tedesco (1988), Barredo *et al.*, (2012), analizan los distintos orígenes, características y composiciones del agua. En este trabajo, se evaluó la caverna “Cueva del León” y las vertientes aledañas para conformar una base de datos geohidrológica y georreferenciada. Con este propósito, se llevó a cabo un relevamiento de campo de las distintas geoformas exokársticas (dolinas, chimeneas) y endokársticas (estalactitas, estructuras tipo popcorn, de libro, etc.) y ensayos de infiltración que indicaron una gran capacidad de infiltración en la zona. Además, se recolectaron muestras de agua cuya composición química se analizó en los laboratorios del Ente Provincial de Agua y Saneamiento (EPAS). Con el objeto de localizar estos rasgos se elaboró la cartografía digital con el software ArcGIS 10.8.

Considerando información de topografía, clima y estratigrafía se estima que la alimentación de la vertiente se produciría a través de la infiltración de zonas aledañas, descartando así que provenga del lago interior. Por otro lado, el análisis de los factores ambientales, revelan que la cuenca tiene una alta capacidad de infiltración y percolación lo que produce una respuesta del sistema kárstico a la acción de las precipitaciones.

El balance hidrológico se dividió en dos sistemas: el de la microcuenca endorreica y el del lago interior. La microcuenca endorreica tiene un área de 99 ha y un perímetro aproximado de 4,1 km, con suelos de escaso desarrollo que poseen una capacidad de infiltración básica superior a 1000 mm/h, por lo cual no permite el desarrollo de cauces en superficie. Además, la baja a nula retención en el perfil del suelo impide el desarrollo de vegetación y por lo tanto la evapotranspiración es mínima. En este ambiente, las precipitaciones efectivas percolan en el subsuelo en un sistema karstificado, pudiendo recargar lagos interiores y acuíferos. Considerando los excedentes promedio de invierno de 40 mm anuales y despreciando la escorrentía superficial y la evapotranspiración, se tendría una recarga anual promedio al sistema subterráneo de 39.600 m³ anuales.

Por otro lado, el lago de la Cueva del León tiene un diámetro de 50 m (Barredo *et al.*, 2012), abarcando una superficie de 2000 metros cuadrados. Debido a las condiciones estables de temperatura y humedad dentro de la cueva, así como la ventilación restringida, la evaporación debería ser mínima. Los 40 mm anuales de precipitaciones excedentes que podrían aportar directamente al lago serían de unos 80 m³.

La información hidrológica disponible para este estudio es escasa por lo que la interpretación de la dinámica hidrológica de la Cueva del León es preliminar, sujeta a revisión y ajustes con nuevos datos climáticos, de niveles y caudales.

Para analizar los niveles del lago de manera exhaustiva, se recomienda el uso de sonda específica que permita obtener registros continuos en intervalos de tiempo diarios e incluso menores. A su vez la instalación de una estación meteorológica en el Puesto Catriel permitiría obtener datos climáticos locales para asociarlos con la oscilación de los niveles del lago y ajustar el balance hidrológico.

Palabras clave: Cuenca Neuquina, Las Lajas, Formación Auquilco, Formación La Manga, karst, yesos, hidrogeología.

Abstract

In Argentina, there are numerous karst systems formed in both limestones and gypsums. Various groups, such as the Argentine Speleological Group (GEA), are dedicated to investigating these systems. Studies like those by Barredo *et al.*, (2012) and Agüero and Tedesco (1988) analyze the origins and characteristics of these cave formations. In this final bachelor's degree, the "Cueva del León" cave and the surrounding springs were evaluated to establish a geohydrological and georeferenced database. This is why, a field survey of the various exokarstic (dolines, chimneys) and endokarstic (stalactites, popcorn-type structures, book structures, etc.) geoforms was conducted, along with infiltration tests that indicated a high infiltration capacity in the area. Water samples were collected and their chemical composition was analyzed in the laboratories of the Provincial Water and Sanitation Agency (EPAS). To locate these features, digital cartography was developed using ArcGIS 10.8 software.

Based on data regarding lithology, topography, climate, and dips, it is estimated that the spring's recharge occurs through infiltration from adjacent areas, thus ruling out the possibility that it is fed by the internal lake of the cave. On the other hand, the analysis of environmental factors reveals that the basin has a high infiltration and percolation capacity, which leads to a response of the karst system to precipitation events.

The hydrological balance was divided into two systems: an endorheic micro-basin system with an area of 99 ha and an approximate perimeter of 4.1 km. In this area, soils are poorly developed and have a basic infiltration capacity exceeding 1000 mm/h, so there would be no surface channels; moreover, the low to zero retention in the soil profile prevents vegetation development, thus minimizing evapotranspiration. In this environment, effective rainfall percolates into the subsurface through a karstified system, potentially recharging lakes and aquifers. Considering the average winter surplus of 40 mm per year and disregarding surface runoff and evapotranspiration, there would be an average annual recharge to the underground system of 39.600 m³ per year.

The second system to consider is the lake of Cueva del León, which has a diameter of 50 meters (Barredo *et al.*, 2012), covering an area of 2000 square meters. Due to the stable temperature and humidity conditions inside the cave, as well as restricted ventilation, evaporation should be minimal. The 40 mm of annual surplus precipitation could contribute approximately 80 m³ to the lake, considering only the direct contribution to the surface.

The hydrological information available for this study is scarce, so the interpretation of the hydrological dynamics of Cueva del León is preliminary, subject to revision and adjustments with new climate, level, and flow data that allow for more accurate balances with local data and a more detailed explanation of this dynamic.

To analyze the lake levels more exhaustively, the use of specific probes capable of continuous recordings at daily or shorter intervals is recommended. This will ensure a more precise observation of these levels. Additionally, the installation of a weather station at Puesto Catriel would allow for the collection of local climate data to be associated with lake level oscillations and adjust the hydrological balance accordingly.

Keywords: Neuquén Basin, Las Lajas, Auquilco Formation, La Manga Formation, karst, gypsums, hydrogeology,

Agradecimientos

Desde el inicio al final de este trabajo, siempre fui un agradecido y recuerdo el acompañamiento de aquellas personas que en todo sentido me impulsaron en la realización de este y mi desarrollo como persona.

Este apartado se centrará en nombrar a aquellas personas que, de una manera u otra forman parte del trayecto a convertirme no solo en profesional, sino que también en mi crecimiento personal.

Primero agradecer a mi familia, sin el apoyo incondicional de ellos esto no hubiese sido posible, sobre todo en los momentos de mayor frustración, a mi hermano Tomas Gasparini, a mi papá Mario, a mi mamá Magui, a mis tíos Mariana y Fabian, a mis abuelos Marisa y Francisco.

A mis amigos y compañeros que me dio la carrera y hoy son parte de mi vida, a Julieta Páez con quien transité no solo toda la carrera, sino que también todo el proceso del trabajo final, juntándonos en incontable cantidad de oportunidades para poder finalizarlo y que me bancó en todo este desarrollo y Leonardo Morales, con quien recorrí también gran parte de la carrera, me apoyó en muchas ocasiones y me acompañó a la zona de estudio para darme una mano con los ensayos.

A Mariana quien pudo ver algo en mí que yo no veía, y que con eso logré motivarme y darme cuenta de que este proceso se podía hacer mucho más ameno de lo que parecía y que tengo todas las herramientas para poder realizarlo.

A mis amigos de la vida quienes aportaron su granito de arena para levantarme cuando me estaba por dejar vencer.

A mi directora de trabajo final Cecilia Dufilho por ayudarme en no solo las correcciones de este trabajo sino también en aportar a los análisis de muestras de manera económica y me ayudó mucho con sus consejos.

A mi codirector Santiago Bassani por llevarme a la zona de estudio.

A los jurados Dra. Silvia Barredo, Lic. Nerea Bastianelli y Geol. Luis Elzeard por sus observaciones que han contribuido a mejorar este trabajo.

A la Autoridad Interjurisdiccional de Cuencas (AIC), por facilitarme los datos de precipitaciones de la zona.

1. Introducción

La Cueva del León se encuentra a 20 km de la localidad de Las Lajas, provincia de Neuquén, y se caracteriza por poseer fauna endémica única. Posee una longitud aproximada de 852 m con una altura máxima registrada de 24, 31 m. La región donde se encuentra presenta formas kársticas superficiales como dolinas, depresiones por disolución y valles ciegos (Barredo *et al.*, 2012).

Si bien diversos autores como Agüero y Tedesco (1988), Barredo *et al.*, (2012), Elzeard (1987) han estudiado los distintos sistemas cavernarios de Neuquén como la Cueva del León o el Sistema de Cuchillo Curá, caracterizando geología, geomorfología kárstica y origen de los cavernamientos entre otros, no se ha abordado hasta el presente el estudio geohidrológico del sistema de la Cueva del León.

Motiva este trabajo aportar al conocimiento de la dinámica geohidrológica, estimando el balance hidrológico con la información disponible, cuantificando la magnitud de la infiltración en los suelos de la microcuenca, y determinado las características geoquímicas del agua del lago interior y su relación con el agua de la vertiente del Puesto Catriel ubicada a un kilómetro al oeste de la cueva.

1.1 Objetivo general

En este trabajo se estudiaron las características geohidrológicas de la microcuenca donde se localiza la Cueva del León a efecto de proponer un modelo hidrológico conceptual y cuantificar los términos de los componentes del balance hidrológico que expliquen los niveles de agua observados en el lago interior y su posible relación con la vertiente de Puesto Catriel.

1.2 Objetivos específicos

- Desarrollar una cartografía geológica, geomorfológica e hidrológica de la cuenca
- Definir el modelo conceptual y el balance hídrico de la cuenca
- Registrar niveles de inundación de agua antiguos y actuales de la cueva
- Determinar la composición química y origen del agua del lago y de la vertiente del Puesto Catriel, ubicada a 1 km de la boca de la cueva
- Establecer la relación existente entre el agua del lago y la vertiente
- Generar una base de datos geohidrológica georreferenciada

1.3 Área de estudio

El área de estudio (Figura 1) se encuentra en el Cordón de Curymil, a 20 km de la localidad de Las Lajas y a 1310 msnm (Agüero y Tedesco, 1988), dentro del departamento Picunches, provincia de Neuquén. Sus coordenadas son 38°37'43''S y 70°13'12''O. Geológicamente forma parte de los afloramientos que corresponden al sector centro-oeste de la Cuenca Neuquina y tectónicamente se localiza en la región de la Faja Plegada y Corrida del Agrío (Ramos *et al.*, 2011).

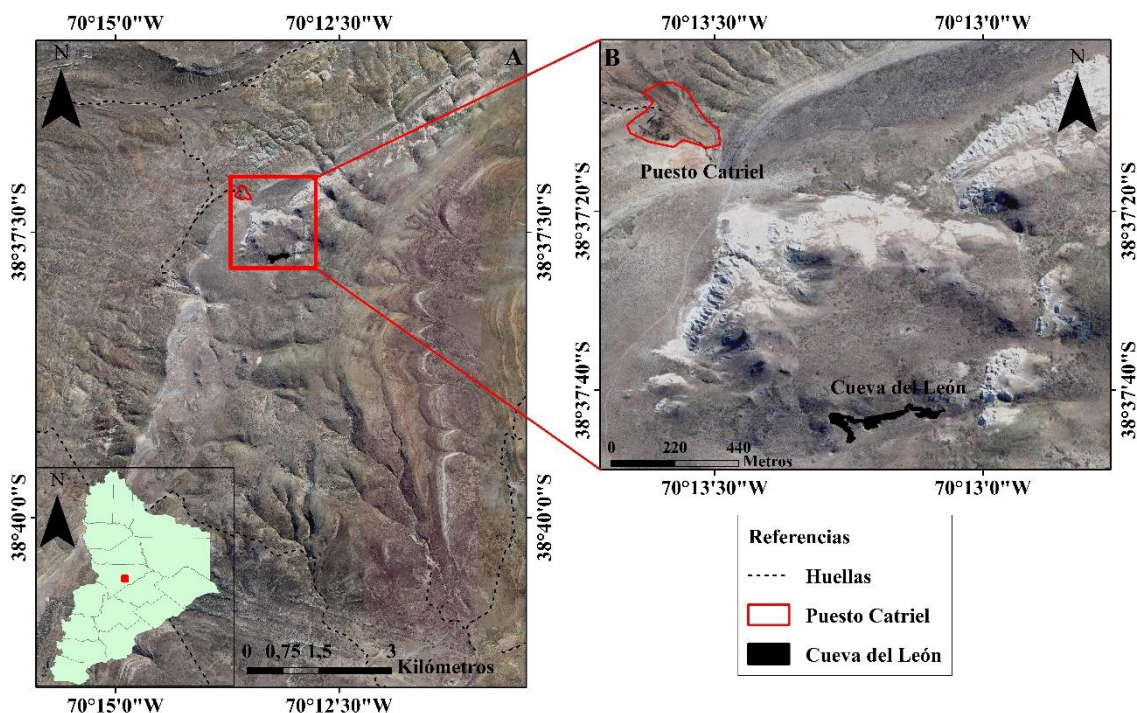


Figura 1: A. Localización del área de estudio. B. Cordón de Curymil.

Según Yrigoyen (1991) la Cuenca Neuquina (Figura 2), se extiende en una vasta área triangular en el centro-oeste de Argentina, entre las latitudes 32° y 40° sur. Esta región es uno de los principales focos de producción de hidrocarburos en Argentina, abarcando gran parte de la provincia de Neuquén, el sector occidental de La Pampa, la zona noroccidental de Río Negro y la porción meridional de la provincia de Mendoza. Su límite occidental está definido por el arco volcánico que separa Chile de Argentina, mientras que al noreste se encuentra la Sierra Pintada y al sudeste el macizo Nordpatagónico (Páez 2024).

La Cuenca Neuquina se desarrolló en un contexto de margen de placas convergentes, donde una parte era de naturaleza oceánica, integrante del proto-océano Pacífico y la otra formada por corteza continental, marcando el límite sudoccidental de Gondwana (Arregui *et al.*, 2011a). Su historia depositacional abarca desde el Triásico tardío hasta el Cenozoico, acumulando una columna sedimentaria de más de 6000 m de espesor que incluye rocas marinas y continentales desde el Triásico Superior hasta el Paleoceno (Howell *et al.*, 2005).

El basamento ígneo-metamórfico de la Cuenca Neuquina está asociado con eventos de deformación, fusión, reciclaje cortical y colisión de terrenos alóctonos ocurridos durante el Paleozoico medio superior-Triásico. Llambias y Sato (2011) indican que en el Pérmico tardío se forma la provincia magmática de Choiyoi, que constituye gran parte del basamento de la cuenca, marcando una etapa importante de magmatismo bimodal (Franzese y Spalletti 2001; Charrier *et al.*, 2007).

La evolución de la Cuenca Neuquina se divide en tres etapas: Rift, Postrift y Antepaís. Durante la etapa de Rift, que se extiende desde el Triásico hasta el Jurásico temprano, se genera un contexto extensivo en la cuenca debido al desmembramiento de Pangea y la subducción del proto-océano Pacífico debajo del límite sudoccidental de Gondwana. La etapa de Postrift comienza en el Triásico tardío alto-Jurásico temprano, marcando el final del rift y el inicio de un régimen de subducción en el margen occidental de Gondwana.

Durante el Jurásico temprano hasta el Cretácico tardío, la cuenca evoluciona a una cuenca de retroarco rellenada por diversos ciclos sedimentarios. En el Cretácico Superior alto, la cuenca se desvincula del océano Pacífico y comienza su continentalización, marcando el inicio de un régimen compresivo y la etapa de Antepaís representada por los sedimentos sinorogénicos del Grupo Neuquén (Ramos *et al.*, 2011).

La Cueva del León se ha formado en las rocas yesíferas de la Formación Auquilco (Weaver (1931) y Groeber (1946)).

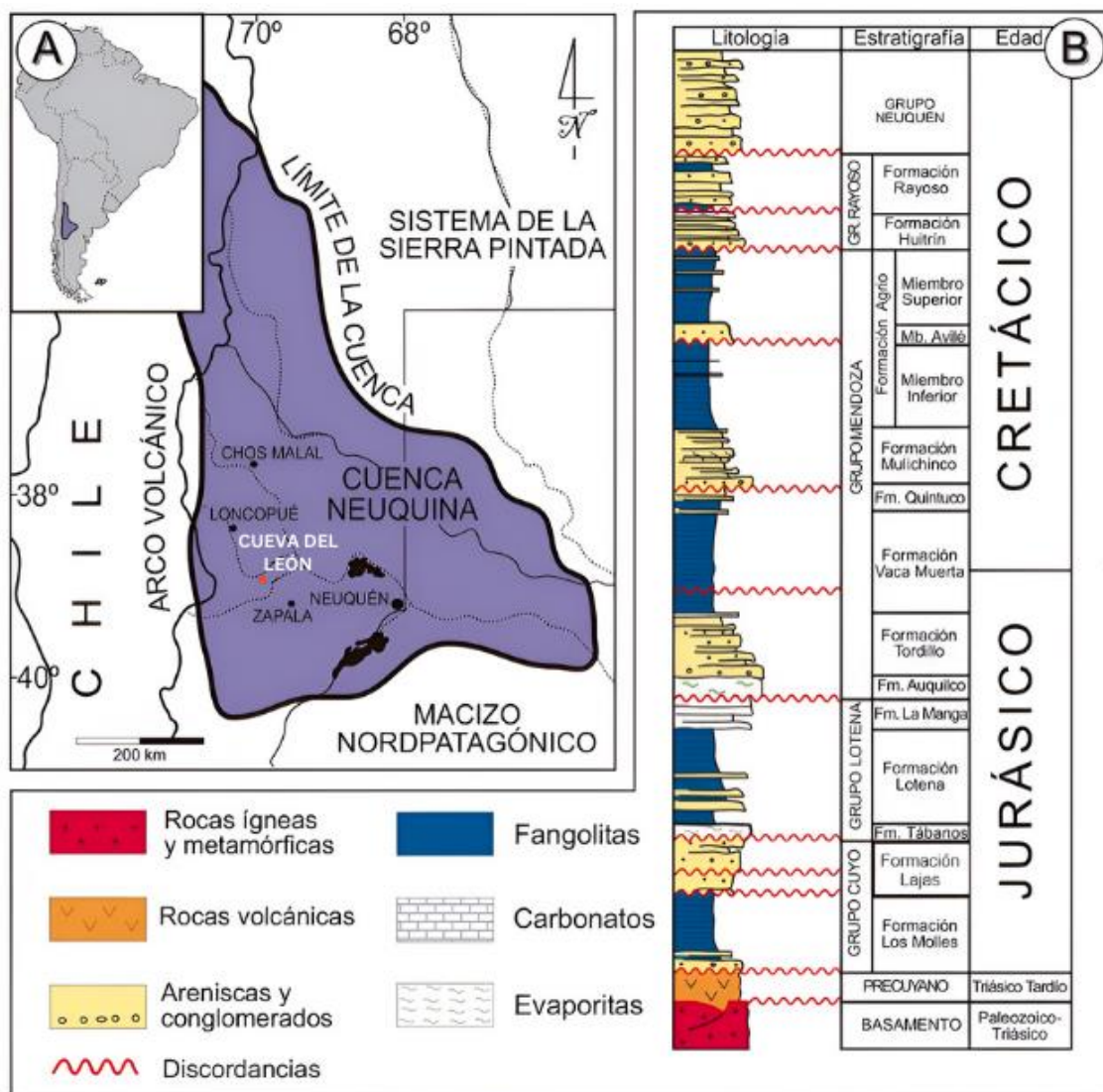


Figura 2: A. Ubicación de la Cuenca Neuquina. En rojo se señala la localización de la Cueva del León. B. Columna estratigráfica generalizada de la cuenca (Páez 2024).

2. Marco Teórico

Un karst puede ser definido como un terreno con una hidrología distintiva y formas de relieve que surgen de una combinación de alta solubilidad de rocas y porosidad secundaria bien desarrollada. Tales áreas se caracterizan por arroyos que desaparecen bajo tierra, cuevas, depresiones cerradas, afloramientos rocosos y manantiales. Por otro lado, la estructura y litología de la roca también son importantes, ya que, rocas masivas, puras y con fracturas gruesas desarrollan mejor un sistema kárstico (Ford y Williams 2007). Según Klimchouk (1996) un karst es un sistema de transferencia de masa que contiene rocas solubles con una estructura de permeabilidad dominada por conductos interconectados de la roca madre que se han disuelto y se encuentran organizados de tal manera que permiten facilitar la circulación de fluidos en dirección aguas abajo, donde la estructura de permeabilidad evolucionó como consecuencia de la disolución. Un factor importante a la hora de la formación de un relieve kárstico es la fábrica deformacional de la roca, ya que la circulación de agua será condicionada por las discontinuidades de la misma, facilitando el paso de los fluidos que disparan las reacciones químicas (Fernández *et al.*, 1995). Al ser la disolución el proceso más importante en el desarrollo de un karst, se puede decir que cualquier roca que sea soluble y tenga discontinuidades por donde el agua pueda penetrar puede ser karstificable.

Las rocas más propensas a la karstificación son aquellas compuestas principalmente por carbonato de calcio, como las calizas que contienen calcita, y las dolomías que poseen carbonato de calcio y magnesio. También son susceptibles las rocas evaporíticas como yesos y anhidritas, formadas por una variedad de minerales como halita, silvina, carnalita y yeso, siendo este último el más común, compuesto por sulfato de calcio hidratado. Además, el hielo puede considerarse una roca susceptible a la karstificación debido a su alta solubilidad y estructura que facilita la fracturación en los glaciares (Fernández *et al.*, 1995).

Las formas kársticas se pueden clasificar en subaéreas o exokársticas (dolinas, chimeneas) y en subterráneas o endokársticas. (estalactitas, estalagmitas, estructuras tipo popcorn, de libro, etc.).

2.1 Hidrogeología kárstica

La hidrogeología es la ciencia que trata del agua en la tierra, su incidencia y distribución, sus propiedades físicas y químicas, y sus relaciones con el medio (Chow *et al.*, 1996). La hidrogeología kárstica es la rama de la hidrogeología que estudia la circulación del agua en rocas solubles. Debido a la solubilidad de la roca, la circulación de agua conlleva una serie de fenómenos fisicoquímicos que se inician con las precipitaciones y el escurrimiento de aguas en superficie y continúan en la roca luego de la infiltración y percolación del agua en el interior de los macizos rocosos. Esta agua circulante por la roca es la causante de una serie de fenómenos de erosión y disolución subterránea, que son los generadores de las cavernas (Llopis 1970).

La hidrogeología de cualquier acuífero kárstico es principalmente una función de la configuración general hidroestratigráfica/recarga-descarga (condiciones límites) y de la porosidad kárstica secundaria. Ambas deben considerarse como variables en el tiempo, en respuesta a las condiciones geomorfológicas cambiantes y al desarrollo interno del sistema kárstico. Esta evolución es muy importante para comprender la hidrogeología

kárstica. Esto es clave para el desarrollo de los karst de yeso, ya que su desarrollo, normalmente es más rápido que el de los karst en rocas carbonáticas (Klimchouk *et al.*, 1996).

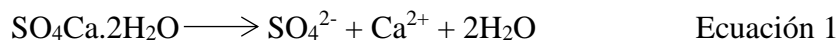
El origen del agua que puede ingresar a un sistema kárstico puede provenir de escorrentía superficial/fluvia, fusión de hielo y/o de nieve, y precipitación. Cada uno de estos tipos de agua tiene distinta capacidad de disolución debido a que poseen diferentes grados de salinidad, siendo las fluviales las habitualmente más mineralizadas y por lo tanto las menos activas químicamente. Al ingresar en el manto freático, el agua se mezcla rápidamente, lo que genera una dilución de sales que se encuentran presentes en el manto y adquiriendo de esta manera una cierta salinidad (Fernández *et al.*, 1995).

2.2 Cavidad en yesos

El desarrollo de un karst es un sistema complejo que se impulsa mediante la disolución de la roca huésped y luego la eliminación de la materia disuelta por el agua en movimiento. Este proceso inicia o desencadena procesos asociados, entre los cuales están la erosión, colapso y la subsidencia. La disolución de las rocas de sulfato avanza mediante mecanismos y velocidades diferentes en comparación con las asociadas a la disolución de las rocas carbonáticas (Klimchouk *et al.*, 1996). Forti *et al.*, (1993) indica que el control del clima sobre los karst de yeso es en general mayor que sobre los karst de caliza y que también son indicativos para estudiar los cambios paleoclimáticos que experimentaron las diferentes áreas de yeso en el mundo.

El yeso, así como el CaCO_3 y la sal, se disuelve de manera reversible, pero no ocurre lo mismo con la anhidrita. Cuando la anhidrita se disuelve, forma una solución de sulfato de calcio que, a temperaturas y presiones comunes, se encuentra en equilibrio con la fase sólida de yeso, pero no con la anhidrita. Si hay un desequilibrio en el sistema sólido-solvente, el yeso precipita. Esto se debe a la inestabilidad de la anhidrita bajo condiciones termobáricas superficiales y subsuperficiales normales. La solubilidad del yeso en agua pura a 20°C es de 2.531 gramos por litro. Esta solubilidad es aproximadamente 140 veces menor que la de la sal común (360 gramos por litro), pero cuatro órdenes de magnitud mayor que la solubilidad del CaCO_3 (1,5 miligramos por litro). Sin embargo, en presencia de CO_2 , la disolución de la calcita se ve potenciada y la diferencia en solubilidad entre la calcita y el yeso disminuye a 10-30 veces. En el rango de 0 a 30°C , que abarca la mayoría de las aguas naturales, la solubilidad del yeso aumenta en un 20%, alcanzando un máximo (alrededor de 2.66 g/L) a 43°C (Klimchouk *et al.*, 1996).

El yeso en presencia del agua se disuelve, mediante disociación, según la reacción de la ecuación 1.



Las variaciones de la solubilidad con la presión y las temperaturas son mínimas y no se han descrito procesos o morfologías asociadas a estas variaciones (Fernández *et al.*, 1995).

2.3 Formación de un sistema kárstico

La génesis de estos sistemas comienza con la infiltración del agua en el macizo, a través de los poros y/o discontinuidades de la roca que le otorgan cierta permeabilidad (Figura 3). Desde el momento en el que los sedimentos comienzan a depositarse en la cuenca sedimentaria dando lugar a la formación de las rocas, sufren distintos procesos que condicionan su posterior karstificación, interrupciones sedimentarias, mezcla de fluidos, esfuerzos tectónicos (fallas, diaclasas, grietas de descompresión, etc.), o la propia estructura de la roca (porosidad, cambios composicionales o planos de estratificación (Fernández *et al.*, 1995).

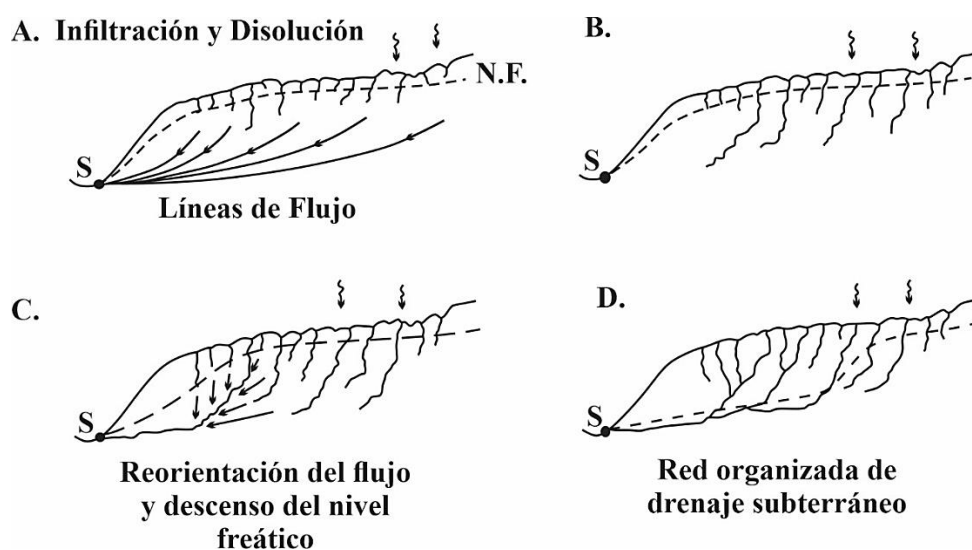


Figura 3: Génesis de la red de drenaje subterránea de un macizo kárstico a partir de la infiltración de agua de precipitación y disolución de la roca (A) ampliación del sistema de fisuras (B), hasta lograr conexión de un conducto con el manantial S (C) lo que produce el descenso del nivel freático y la evolución de la red de drenaje (D) (Fernández *et al.*, 1995).

Las rocas que se encuentran susceptibles a la disolución poseen una red de fisuras que se encuentra interconectada y es lo suficientemente densa como para que el agua pueda moverse en ellas. Según Fernández *et al.*, (1995), grietas que oscilan entre 10 a 25 μm ya permiten una lenta circulación del agua, que empieza así a disolver la roca. Al principio la disolución tiene lugar según líneas de flujo homogéneas. La disolución avanza desde la zona de infiltración produciendo aumentos en el ensanchamiento de las fisuras y dando lugar a los conductos de disolución con diámetros de 5 a 15 milímetros. En algún momento estos conductos conectan la zona de recarga con la surgencia lo que conlleva a un aumento de la velocidad de circulación del agua, las líneas de flujo se orientan hacia esos conductos y la disolución aumenta progresivamente.

Las redes kársticas desarrolladas en yesos presentan una serie de peculiaridades, como por ejemplo lo señalado en el ítem 2 que muestra que la reacción ocurre en tiempos breves, generándose en la mayoría de los casos conductos poco ramificados y de recorridos lineales guiados por discontinuidades. Sin embargo, son frecuentes también las morfologías laberínticas o reticuladas esto ocurre cuando hay grandes aportes de agua

con flujos lentos a través de rocas muy fisuradas y de poco buzamiento (Fernández *et al.*, 1995).

2.4 Evolución de las redes kársticas

Para entender el funcionamiento de las redes kársticas se deben conocer ciertos conceptos básicos de acuíferos que se presentan en la Figura 4 y se describen a continuación.

- Zona vadosa: es la zona que se encuentra por encima del nivel freático, en este sector los poros y fisuras poseen aire y agua en proporciones variables.
- Zona saturada: es la zona situada por debajo del nivel freático, donde todos los poros y fisuras se encuentran saturados de agua.
- Recarga: es el proceso mediante el cual el agua se infiltra en el suelo y alcanza el acuífero subyacente. Esta recarga puede darse por diferentes mecanismos, como la infiltración directa de la precipitación, a través de cuerpos de agua superficiales como ríos o lagos, o la infiltración desde canales de riego (Custodio y Llamas, 1983).
- Nivel de base: el nivel de base se refiere a la línea imaginaria que corresponde a la zona más baja de emisión y suele colocarse en el sector más bajo del valle.
- Hidroapoyo: es el sector inferior del acuífero que posee rocas impermeables o insolubles.

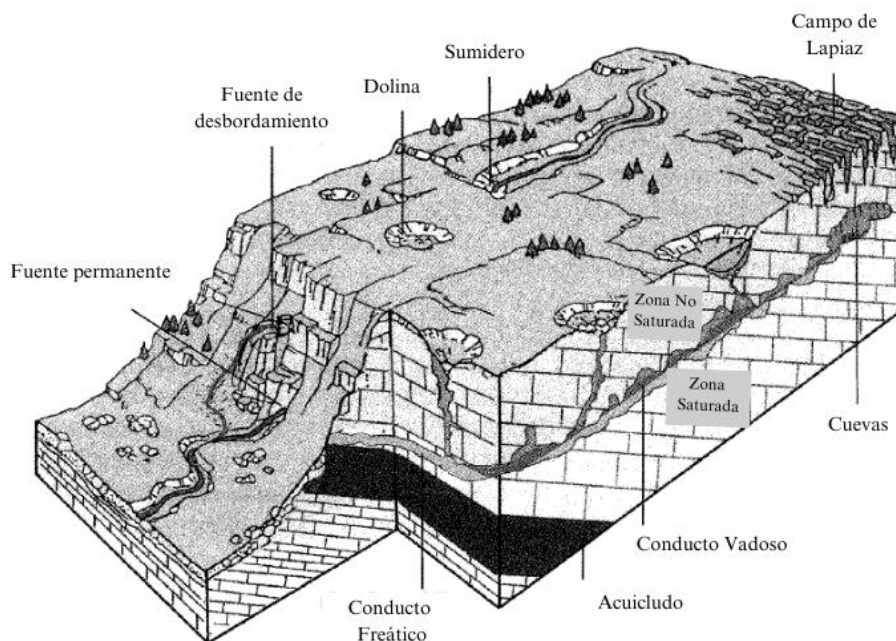


Figura 4: Diagrama de un paisaje kárstico que muestra algunas formas típicas del relieve kárstico superficial y subterráneo y su relación con el sistema hidrológico (Modificado de Goldscheider y Drew 2014).

Los modelos de evolución de cuevas generalmente postulan que existen dos etapas: una freática, de circulación forzada o a presión hidrostática y otra vadosa, de circulación libre o fluvial (Barredo 2004). Según Llopis (1970) el primer caso sucede cuando la penetración del agua es a través de conductos que se formaron producto de la disolución. De a poco, los conductos van aumentando su diámetro y se combinan como consecuencia de los procesos de disolución y erosión a circulación forzada. Eventualmente, llega un

momento en que, el agua no llena completamente los conductos y empieza el proceso de circulación libre o fluvial, condiciones que se dan estadios más avanzados de la cueva. La transición de circulación forzada a libre lleva mucho tiempo, ya que este cambio no se produce de manera uniforme o regular, incluso es común que durante este periodo se puedan encontrar zonas de circulación forzada con otras de circulación libre, hasta que finalmente se impone esta última en todo el recorrido de un conducto o red de conductos.

2.4.1 Proceso en régimen freático

El movimiento de las aguas en los acuíferos kársticos muestra marcadas diferencias con aquellos desarrollados en otros tipos de rocas donde el flujo es laminar y de movimiento lento. En un estadio inicial el agua se mueve lentamente como un flujo laminar (no hay mezcla) por los conductos embrionarios (circulación forzada) como planos de discontinuidad, fallas, diaclasas, microfracturas y espacios porales. Ocupa toda la cavidad por donde circula a presión hidrostática y con alto poder de corrosión (Barredo, 2004).

En este régimen de circulación forzada o régimen freático, al estar los poros llenos de agua, la disolución es uniforme en toda la sección por lo que esta tiende a ser circular, es por esto por lo que los conductos de disolución se denominan “**tubos freáticos**” (Fernández *et al.*, 1995). Frecuentemente estos se desarrollan a favor de una discontinuidad de la roca o de la intersección de dos de ellas. Si su resistencia es baja pueden formarse secciones elípticas u ojivales.

Fernández *et al.*, (1995) indican que la presencia de niveles de distinta solubilidad puede producir formas irregulares como lo son las “*scallops*” o “**huellas de corriente**” (Figura 5), que son hendiduras provocadas en la roca con formas ligeramente alargadas, dispuestas de manera tal que cubren techos, suelos y paredes. Estas se forman cuando el agua químicamente activa disuelve la roca generando en sus proximidades una capa con mayor concentración que frena el proceso. Sin embargo, la presencia de pequeñas irregularidades provoca un flujo turbulento local, con velocidades más altas debajo de estas irregularidades. De esta manera se difunde una capa de mayor concentración, acelerando la velocidad de disolución y formándose una concavidad, lo que acentúa la turbulencia, que permite la continuación y extensión del proceso. Sus tamaños normalmente oscilan entre 0.5 a 20 cm, aunque se han descrito hasta de 2 metros.

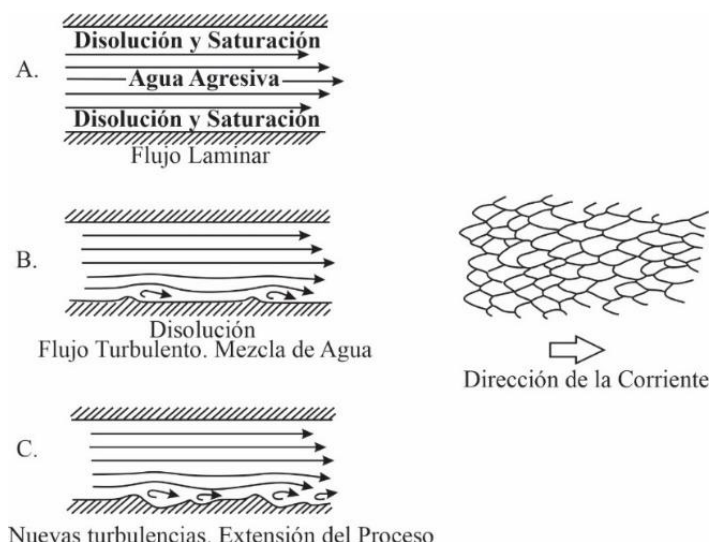


Figura 5: Génesis de los *scallops* o huellas de corrientes a partir de un tubo con flujo laminar (A), disolución e inicio de turbulencia (B) y extensión del proceso con la dirección de la corriente (C) (Fernández *et al.*, 1995).

Otras formas bastante frecuentes asociadas a conductos freáticos son las “**cúpulas de disolución**” (Figura 6). Se trata de huecos ascendentes formados normalmente en los techos de los conductos, en la zona donde una fisura aporta agua de infiltración. La mezcla de aguas inicia la corrosión, agrandando la fisura y con el tiempo, el techo de la cavidad se vuelve delgado debido a este proceso de disolución, eventualmente colapsando y formando una abertura hacia arriba (Fernández *et al.*, 1995). De esta manera, las cúpulas de disolución se caracterizan por ser estructuras huecas ascendentes, que reflejan el proceso dinámico de formación y evolución de los sistemas kársticos. Las mayores cúpulas descritas alcanzan 30 m de altura.

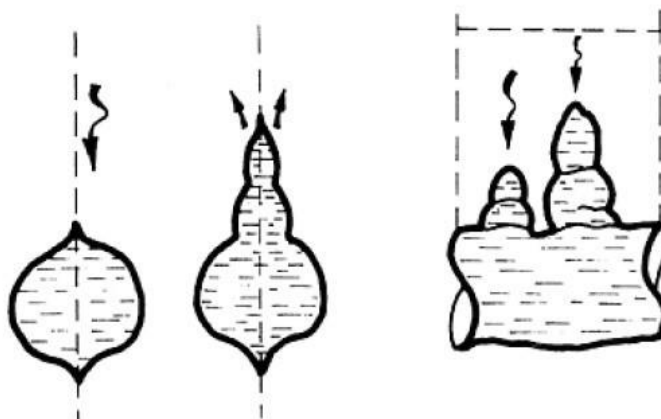


Figura 6: Génesis de cúpulas de disolución a partir del ingreso del agua de infiltración en el conducto a través de una fisura (A), con el agrandamiento de la misma y formación del hueco por colapso del techo del conducto principal (B) y formando así estos huecos ascendentes (C) (Fernández *et al.*, 1995).

2.4.2 Proceso en régimen vadoso

Hay dos tipos de conductos vadosos:

- De encajamiento: Se desarrollan a favor de conductos freáticos originados con anterioridad y que guían su recorrido y disposición. Suelen ser los primeros conductos vadosos en formarse debido al descenso del nivel freático lo cual origina erosión y disolución de la roca (Figura 7).
- De invasión: Estos se generan a partir de cursos de agua no relacionados con redes preexistentes, por lo que poseen mayores pendientes que los de encajamiento y carecen de morfologías freáticas asociadas (Figura 8).

Si durante el desarrollo del conducto de invasión, la permeabilidad no es suficiente para evacuar el flujo de agua, pueden establecerse condiciones freáticas que no están relacionadas al nivel freático en ese momento, formando “**conductos parafreáticos**” (Fernández *et al.*, 1995).

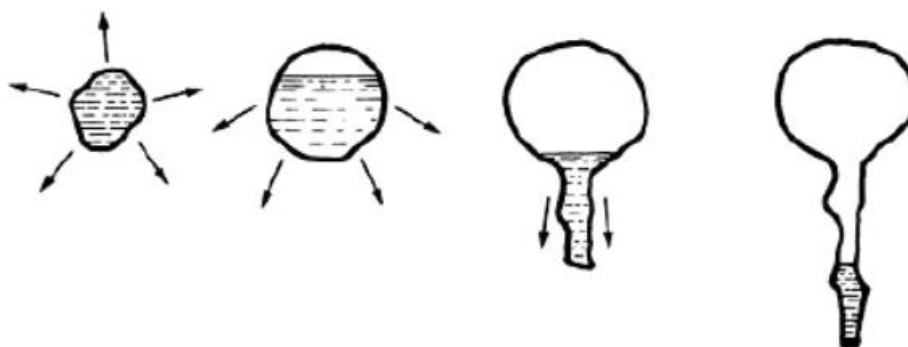


Figura 7: Génesis de conductos vadosos por encajamiento en el cual el nivel freático comienza a descender (izq.) produciendo disolución y erosión hasta formar el conducto actual (der.) (Fernández *et al.*, 1995).

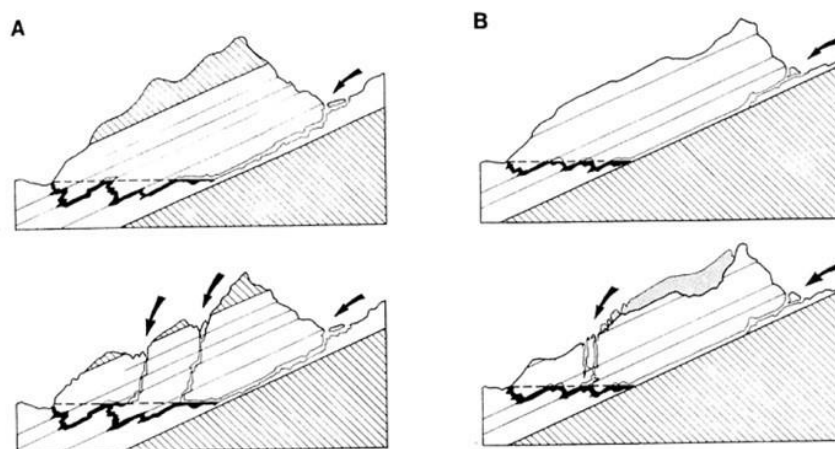


Figura 8: Génesis de conductos vadosos por invasión (Fernández *et al.*, 1995).

El tamaño de los conductos vadosos (cualquiera de los dos), depende del caudal y de su tiempo de actuación. Las dimensiones alcanzadas por estos suelen ser de gran tamaño, siendo característicos los “**meandros y pozos**”.

En los pozos que pueden alcanzar profundidades de más de 500 m (como el Pozo de la Golondrina, México (Figura 9)) la disolución se da a partir de la condensación del agua que baja como una película por la sección o bien por cascada o goteo, donde la disolución es mucho mayor.



Figura 9: Pozo de las Golondrinas (Raines 1968).

Los meandros se pueden formar a partir del retroceso de una cascada o por el encajamiento en la vertical de un curso activo. Pudiendo alcanzar alturas de hasta 100 m y recorridos horizontales de varios kilómetros (Fernández *et al.*, 1995).

2.4.3 Desprendimientos

La inestabilidad de la masa de roca generada por la formación de los conductos provoca la caída de bloques de las paredes o de los techos de la cavidad. Las características estructurales y mecánicas de la roca, como así también el tamaño y sección del conducto son los condicionantes de este proceso (Fernández *et al.*, 1995).

2.4.4 Salas

La disolución subterránea también da lugar en algunos casos a huecos de enorme volumen, como por ejemplo ‘*Sarawak Chamber*’ en Nueva Guinea (162.700 m² de superficie y 12 millones de m³). La formación de las salas se da en lugares con desprendimientos importantes y grandes cursos de agua activos. El agua disuelve el material a medida que cae, dando lugar de esta manera a salas de gran tamaño (Fernández *et al.*, 1995).

2.4.5 Galerías

Según Ford y Williams (2007) las ‘**galerías**’ son cavidades subterráneas de considerable tamaño que se forman por la disolución de las rocas, debido a la acción del agua subterránea. Éstas son una característica distintiva de los paisajes kársticos y pueden variar en forma y tamaño, desde estrechos y sinuosos pasajes hasta amplias cámaras interconectadas, por ejemplo, la Cueva del Mamut (Kentucky-Estados Unidos) que posee más de 650 km de galerías exploradas.

2.5 Morfología kárstica en yesos

Dentro de un karst se pueden generar distintas formas constructivas (Figura 10) que se darán a partir de diversos procesos de aporte de agua:

- Goteo
- Filtración
- Condensación
- Flujo
- Crecimiento bajo una lámina de agua

Según Calaforra y Berrocal (2008) las formas más características asociadas al medio subterráneo son las ‘**estalactitas**’ y las ‘**estalagmitas**’. La génesis de las estalactitas está relacionada esencialmente con la pérdida de CO₂ de la gota que atraviesa el espeleotema a favor de un conducto central. Esta pérdida provoca la precipitación de carbonato de calcio en el ápice de crecimiento del espeleotema. En cuanto a la formación de las estalagmitas está relacionado a la ‘**salpicadura**’ que genera el agua de goteo al impactar en el suelo, lo que produce la pérdida de CO₂ y la precipitación del carbonato, los tamaños son muy variables desde centímetros a decenas de metros, siendo la más grande del mundo de 67 metros de altura.

Otra morfología que se encuentra dentro del karst son las denominadas ‘**banderas**’ que se forman debido a una corriente de agua por las paredes de la cavidad (Fernández *et al.*, 1995). Por otro lado, cuando el aporte de agua es por filtración (a través de fisuras), por salpicaduras de goteo o flujo sobre una superficie, se pueden formar espeleotemas de aspecto rugoso como los ‘**corales**’ (Fernández *et al.*, 1995).

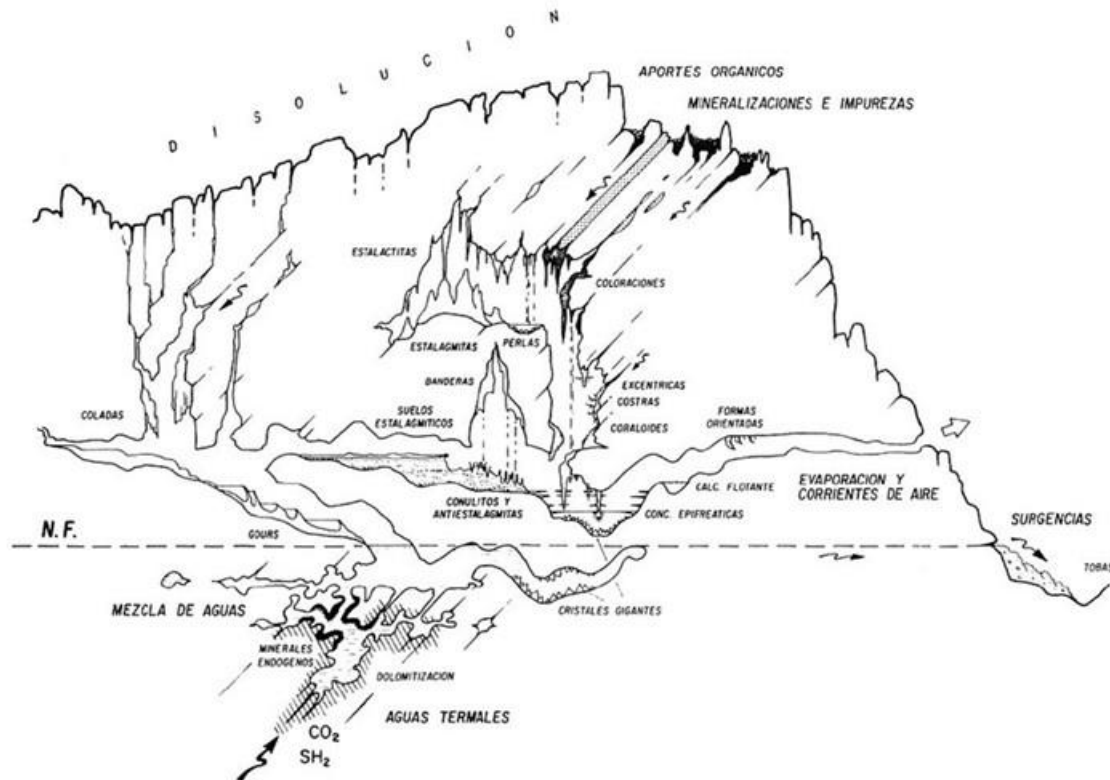


Figura 10: Disposición de morfologías endokársticas (Fernández *et al.*, 1995).

2.6 Morfologías exokársticas

La morfología externa de un karst se encuentra condicionada por tres factores principales que, a su vez, también condicionan la cobertura edáfica:

- Hidrología (en especial el tipo de recarga)
- Geología (litología y estructura)
- Climáticos (precipitaciones y temperaturas)

Las morfologías (Figura 11) más frecuentes son las “**dolinas**”, depresiones con diámetros de pocos metros hasta 1 km y profundidades de 50 cm a 100 metros. Estas formas geomorfológicas surgen de procesos de disolución en áreas propicias de la superficie o en sus cercanías, y se distinguen por su origen en tres tipos principales: las dolinas de colapso, las dolinas por disolución normal y las dolinas de subsidencia. Las dolinas de colapso se originan a partir del hundimiento de la superficie debido al desarrollo de galerías endokársticas de gran tamaño, caracterizadas por paredes verticales, y a menudo son conocidas como “**simas**”. Por otro lado, las dolinas por disolución normal se forman en zonas donde la disolución progresa gradualmente a través de diaclasas, fracturas y planos de estratificación, en áreas de fácil disolución. Finalmente, las dolinas de subsidencia se generan cuando la disolución ocurre debajo de un estrato de material suelto, típicamente depósitos aluviales; el agua se filtra a través del material poroso y produce la disolución al entrar en contacto con el substrato rocoso (Calaforra y Berrocal 2008). Además, se pueden observar otro tipo de geometrías denominadas “**karren**”, formadas cuando el agua corre por una superficie rocosa con pendiente y en

su camino disuelve y remueve fragmentos de roca dejando atrás acanaladuras paralelas a la dirección de inclinación. Estos presentan diversidad de formas y escalas, desde centímetros hasta tamaños métricos (Fernández *et al.*, 1995).

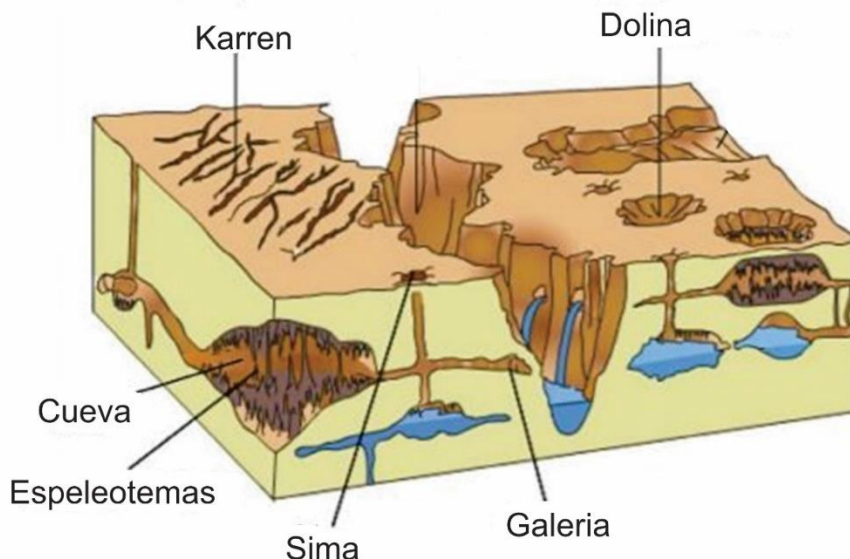


Figura 11: Morfologías kársticas, modificado de Andreu Rodes *et al.*, (2016).

3. Metodología

3.1 Trabajo de gabinete

Para realizar el marco teórico, la cartografía, las secciones geológicas y la caracterización climática del área, se analizó bibliografía y antecedentes de la zona a partir de estudios publicados en la web, así como en libros y artículos académicos dedicados al tema que se encuentran citados en las referencias bibliográficas.

3.1.1 Cartografía

Para esta etapa de trabajo, luego del análisis bibliográfico y de antecedentes, se confeccionaron las cartografías digitales de la zona utilizando un Sistema de Información Geográfica (SIG), con el cual se procesaron modelos de elevación digital (DEM) e imágenes satelitales descargadas del Instituto Geográfico Nacional (IGN), que permitieron realizar mapas de clasificación de suelos, geomorfológico, hidrológico y geológico. El DEM utilizado para la confección de estos mapas fue de 30x30 metros extraído de la página “*Alaska Satellite Facility Data Search*” (ASF Data Search), este se volcó en el software ArcGIS para los cálculos de pendientes y alturas, que sobre la base de las clases de pendientes de la Clasificación Mundial de Suelos de la Organización para la Alimentación y la Agricultura de las Naciones Unidas (ONUUA) o más conocida como “*Food and Agriculture Organización*” (FAO) se realizó la clasificación de las mismas en el mapa geomorfológico. Para el mapa de suelos se utilizaron los datos de la página del Instituto Geográfico Nacional (IGN) y con estos se realizó la diferenciación de los tipos de suelos presentes en el área. Para la elaboración de los mapas hidrogeológicos y

geológicos correspondientes, se tomaron datos de las formaciones presentes en la zona a partir del IGM y con el DEM de 30x30 m se procedió a crear las dimensiones y tamaños de la cuenca que generó el ArcGIS.

3.1.2 Secciones geológicas

Para la confección de las secciones se utilizó el software ‘‘GoogleEarth Pro’’ con el que se obtuvieron los perfiles de elevación del terreno. Luego, se identificaron los contactos y buzamientos en el mapa geológico y luego, con la ayuda de los softwares Microsoft Excel y CorelDRAW 2019 se elaboraron las secciones geológicas del subsuelo.

3.1.3 Caracterización climática

Precipitación y evapotranspiración potencial

Se solicitaron los datos de precipitación y evapotranspiración potencial, diarias, mensuales y anuales disponibles en las estaciones meteorológicas más cercanas a la zona de estudio a la Autoridad Interjurisdiccional de Cuencas (AIC) y se utilizó el programa ‘‘Local Climate Estimator’’ (New LocClim FAO) para realizar los gráficos y observar de esta manera la dinámica hídrica de la zona.

Los datos suministrados por la AIC corresponden a las estaciones de Bajada del Agrio cuyas coordenadas son 38° 27' 14.47" S, 70° 5' 10.04" O, aproximadamente a 23 km de la caverna y con una altitud de 646 msnm y Portada Covunco cuyas coordenadas son 38° 47' 54.46" S, 70° 12' 8.66" O, aproximadamente a 19 km de la caverna y con una altitud de 857 metros sobre el nivel del mar.

3.1.4 Capacidad de infiltración del suelo

La infiltración es el proceso por el cual el agua penetra en el suelo a través de la superficie de la tierra, y queda retenida por el o alcanza un nivel de acuífero. Superada la capacidad de campo del suelo, el agua desciende por acción conjunta de la gravedad y las fuerzas capilares, denominándose a esta parte del proceso percolación. Horton (1933), llama capacidad de infiltración de un suelo, a la máxima cantidad de agua de lluvia que puede absorber un suelo en la unidad de tiempo y en unas condiciones definidas previamente. Esta capacidad de infiltración va decreciendo con el tiempo a partir de un máximo al comienzo de la lluvia y luego de alguna fluctuación. Horton la relaciona con la duración de una lluvia de intensidad superior a la capacidad de infiltración en cada momento mediante la ecuación 2 (Custodio y Llamas 1983):

$$fp = fc + (fo - fc)^{-k*t} \quad \text{Ecuación 2}$$

donde: fp es capacidad de infiltración (mm/hora), fc es capacidad de infiltración final (mm/hora), fo es capacidad de infiltración inicial (mm/hora), k es el factor de proporcionalidad (min⁻¹) y t es el tiempo transcurrido de infiltración (minutos).

Los valores de fo, fc y k, se obtienen de la bibliografía o surgen de las mediciones directas en campo, con doble anillo de infiltración que se tratará más adelante.

En ambientes karstificados, a este fenómeno de flujo en medio poroso no saturado en régimen laminar que explica Horton, es necesario agregar otro fenómeno de flujo

preferencial por macroporos, grietas y estructuras de disolución, que ocurre en régimen turbulento y a mayor velocidad de circulación.

3.1.5 Hidroquímica

Para la caracterización hidroquímica del agua presente en el área se muestrearon los sitios con manifestaciones de agua en la zona de estudio. Las muestras de agua fueron analizadas en el Laboratorio del Ente Provincial de Agua y Saneamiento (EPAS) de la provincia de Neuquén. Se realizaron análisis químicos de iones mayoritarios: calcio, magnesio, potasio, sodio, sulfatos, carbonatos, bicarbonatos y cloruros, conductividad eléctrica, alcalinidad, sólidos disueltos y dureza. Los resultados fueron graficados en diagramas de Piper y Stiff con el programa “*Diagrammes*” (*software* de uso libre y gratuito).

3.1.6 Balance hidrológico

El balance hidrológico permite cuantificar diversos parámetros hidrológicos al relacionar las entradas y salidas de agua en la unidad de análisis y a lo largo de un período de tiempo determinado. La unidad de análisis tendrá diferente alcance geográfico pudiendo abarcar cuencas hidrográficas, subcuencas, etc. Para realizar un balance se requieren datos (meteorológicos, caudales superficiales y subterráneos, niveles freáticos, cobertura vegetal) tomados a una escala temporal (diaria, mensual, etc.) acorde con los objetivos del análisis.

La ecuación del balance hídrico, indica los valores relativos de entrada y salida de flujo y la variación del volumen de agua almacenada en una cuenca o sistema hidrológico. En general, las entradas en la ecuación del balance hídrico comprenden la precipitación (P), en forma de lluvia o nieve, y las aguas superficiales y subterráneas (Q_e). Las salidas incluyen la evaporación (E) desde la superficie de la masa de agua, la evapotranspiración (E_v) desde el suelo y la salida de agua superficial y subterránea desde la cuenca (Q_s). Cuando las entradas superan a las salidas el volumen de agua almacenada (ΔS) aumenta, cuando ocurre lo contrario disminuye y en el caso de que las entradas no superen ni sean menores que las salidas, el sistema se encuentra en equilibrio (Vargas *et al.*, 2012).

En este estudio de la Cueva del León, se tomaron dos unidades de análisis: la cuenca endorreica y el lago.

3.2 Trabajo de campo

Las tareas de campo tuvieron por objetivo determinar la infiltración de los suelos, reconocer las estructuras kársticas y formas del epigeo e hipogeo, observar niveles antiguos de inundación de agua y tomar muestras del agua del lago interno y la vertiente.

3.2.1 Ensayos de infiltración

Los ensayos de infiltración se realizaron en 5 sitios en proximidades de la caverna (Tabla 1 y Figura 12) mediante el método de doble anillo de diámetro de 14,1 cm como se puede observar en la Figura 13. El modelo del infiltrómetro fue desarrollado por el Soil Conservation Service (USDA) y comercializado por diversas empresas como Turf Tec. Este método consiste en hincar el infiltrómetro, llenar ambos cilindros con agua y luego medir simultáneamente la altura del agua en el cilindro interior y los tiempos de descenso del nivel del agua. Con estos datos se ajustan los parámetros de la ecuación de Horton.

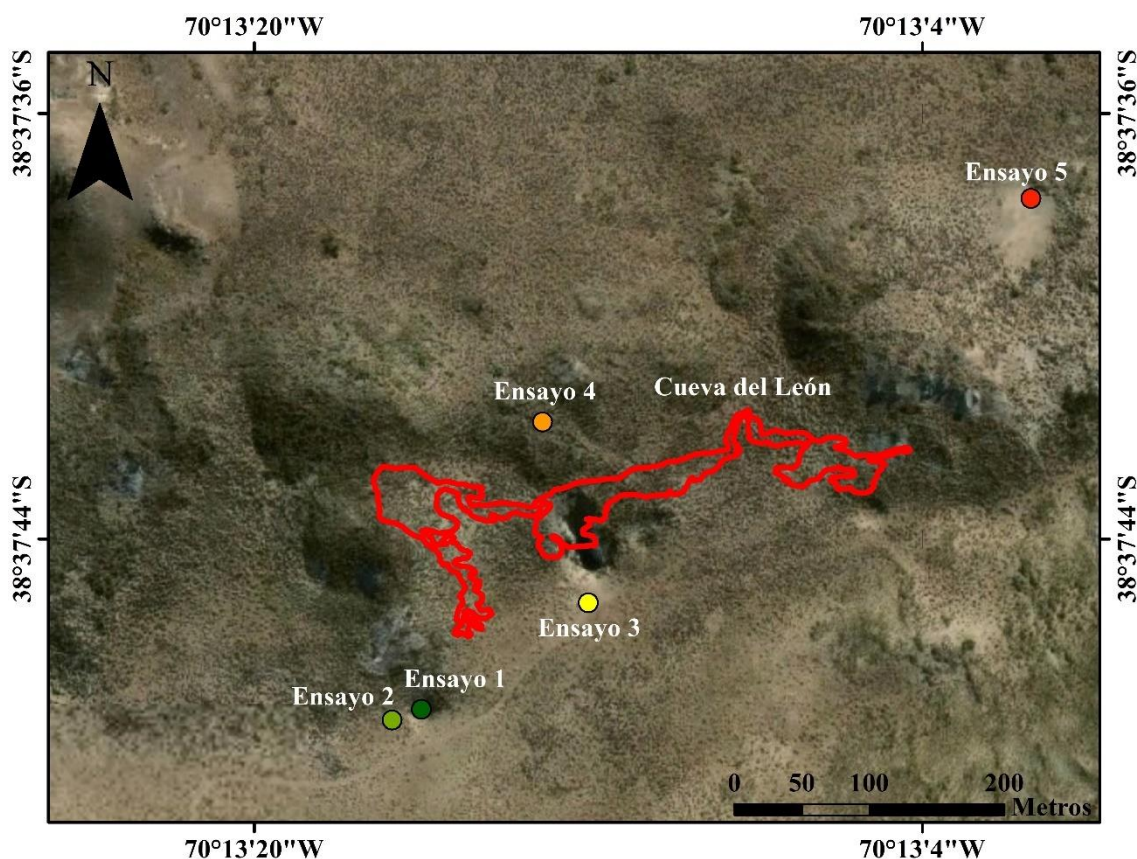


Figura 12: Localización geográfica de los sitios donde se realizaron los ensayos de infiltración por el método de doble anillo en relación con el esquema en planta del hipogeo (en rojo), (extraído de Barredo *et al.*, 2012).

Ensayos de infiltración					
Sitios	Coordenadas		Altura (msnm)	Cantidad de recargas	Observaciones
	Latitud	Longitud			
Sitio 1	38°37'47,2'' S	70°13'16'' O	1319	3	Arena muy suelta
Sitio 2	38°37'47,45'' S	70°13'16,7'' O	1326	5	Sedimentos muy finos
Sitio 3	38°37'45,2'' S	70°13'12'' O	1336	5	Próximo a entrada de la cueva
Sitio 4	38°37'41,8'' S	70°13'13,1'' O	1364	6	Alta capacidad de infiltración
Sitio 5	38°37'37,6'' S	70°13'1,4'' O	1374	3	Suelo muy meteorizado, escasa a nula vegetación

Tabla 1: Coordenadas y características de los sitios donde se realizaron los ensayos. El tipo de terreno presente en cada uno de los sitios donde se realizó cada ensayo se pueden observar en las figuras 14, 15, 16, 17 y 18.



Figura 13: Ensayo de infiltración con infiltrómetro de doble anillo.



Figura 14: Imagen del sitio 1 con sedimentos arenosos muy sueltos y afloramiento de rocas karstificadas.



Figura 15: Imagen del sitio 2 donde se observa presencia de sedimentos muy finos y escasa cobertura vegetal.



Figura 16: Imagen del sitio 3, con ensayo realizado sobre sedimentos muy finos y escasa cobertura vegetal. Atrás se observa la boca de la cueva, que corresponde al inicio de la dolina de colapso.



Figura 17: Imagen del sitio 4 con abundante presencia de rocas en superficie y muy alta capacidad de infiltración



Figura 18: Imagen del sitio 5 donde se observa ausencia de vegetación, sedimentos muy finos y una muy alta capacidad de infiltración.

3.2.2 Reconocimiento de morfologías exokársticas

Se realizó un reconocimiento de estructuras kársticas de superficie en las zonas aledañas a la caverna. Se pudieron reconocer dos chimeneas ubicadas en el techo de la caverna (Figura 19 y Figura 20) y una dolina. Por otro lado, Barredo *et al.*, (2012), propusieron la presencia de 5 chimeneas y 3 dolinas, que en este trabajo no fueron identificadas.



Figura 19: Evidencias de chimeneas halladas en superficie sobre el techo de la cueva. A. Chimenea 1. B. Chimenea 2. La ubicación se puede observar en la Figura 20.

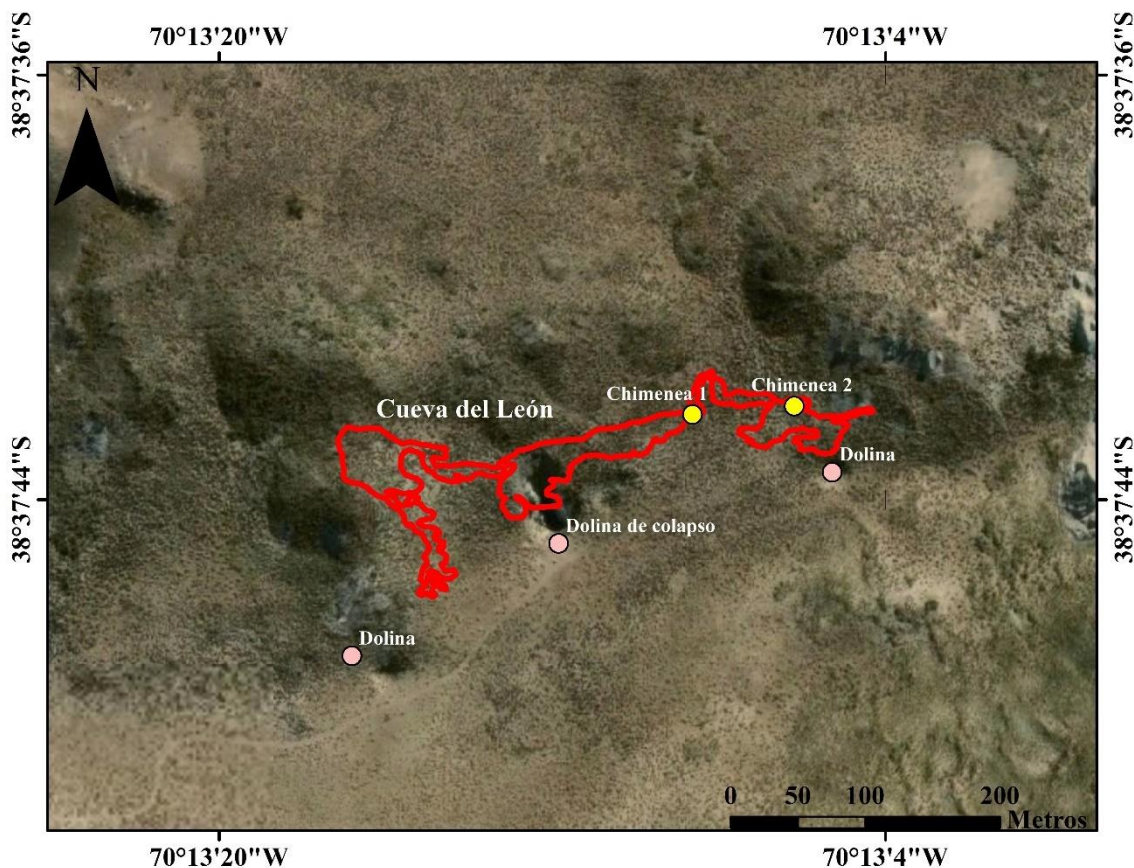


Figura 20: Localización de las morfologías exokársticas halladas en el área, en los alrededores de la cueva y sobre ella. En rojo la traza de la Cueva del León.

3.2.3 Reconocimiento de morfologías del hipogeo

Dentro de la cueva se identificó un tipo de roca denominada caliza algal que se produce a partir de restos fosilizados de algas, junto con estructuras kársticas constructivas como lo son las estalactitas, popcorn, estructuras tipo libro, geoformas de erosión por goteo y estructuras disolutivas como es el caso de la forma de bandera (Figura 21 y Figura 22).

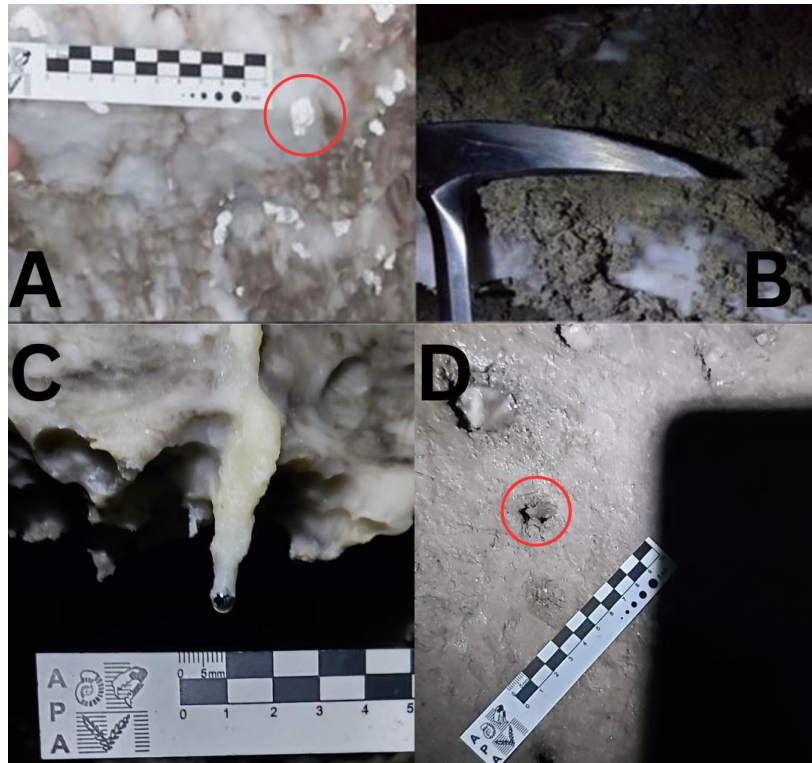


Figura 21: Geometrías en el hipogeo. A. Estructura de popcorn y macroformas de disolución. B. Litología de caliza algal. C. Pequeñas estalactitas. D. Erosión por goteo.
Nota: la separación en la escala es de 1 centímetro.



Figura 22: Geometrías en el hipogeo. Estructura tipo libro.

3.2.4 Observación de niveles de inundación

En el interior de la Cueva del León se realizó la observación de distintos niveles de inundación antiguos separados en 3 zonas (Tabla 2). En la galería de la U, se identificaron tres sectores con diferentes niveles de inundación (véase **¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.**). En el primer sector, se observaron marcas de inundación a 10 cm, 1 m y 2 m de altura sobre el piso de la cueva. En el tramo medio, las marcas alcanzaron alturas de 1,5 m y 3 m, mientras que en el tramo final se registraron niveles de inundación de 40 cm y 75 cm sobre el piso de la cueva. En la Sala del Lago, se encontraron niveles de inundación que oscilan entre los 30 y 40 centímetros. Por último, en la zona de talud, se observaron marcas de inundación que van desde 1,25 m hasta 2 m de altura. Es importante destacar que, debido a la naturaleza de las formaciones geológicas y la falta de datos precisos, no se puede especificar con certeza el tiempo en el que se formaron estas marcas de inundación.

Zonas	Niveles de inundación observados
Galería de la U	Primer tramo 10 cm, 1 m y 2 m Sector intermedio 1,5 m y 3 m Último tramo 40 cm y 75 cm
Sala del Lago	30 cm a 40 cm
Talud del laguito	1,25 m y 2 m

Tabla 2: Cuadro indicando los sectores donde se observaron las distintas marcas de agua y las alturas desde el nivel del suelo de la caverna.

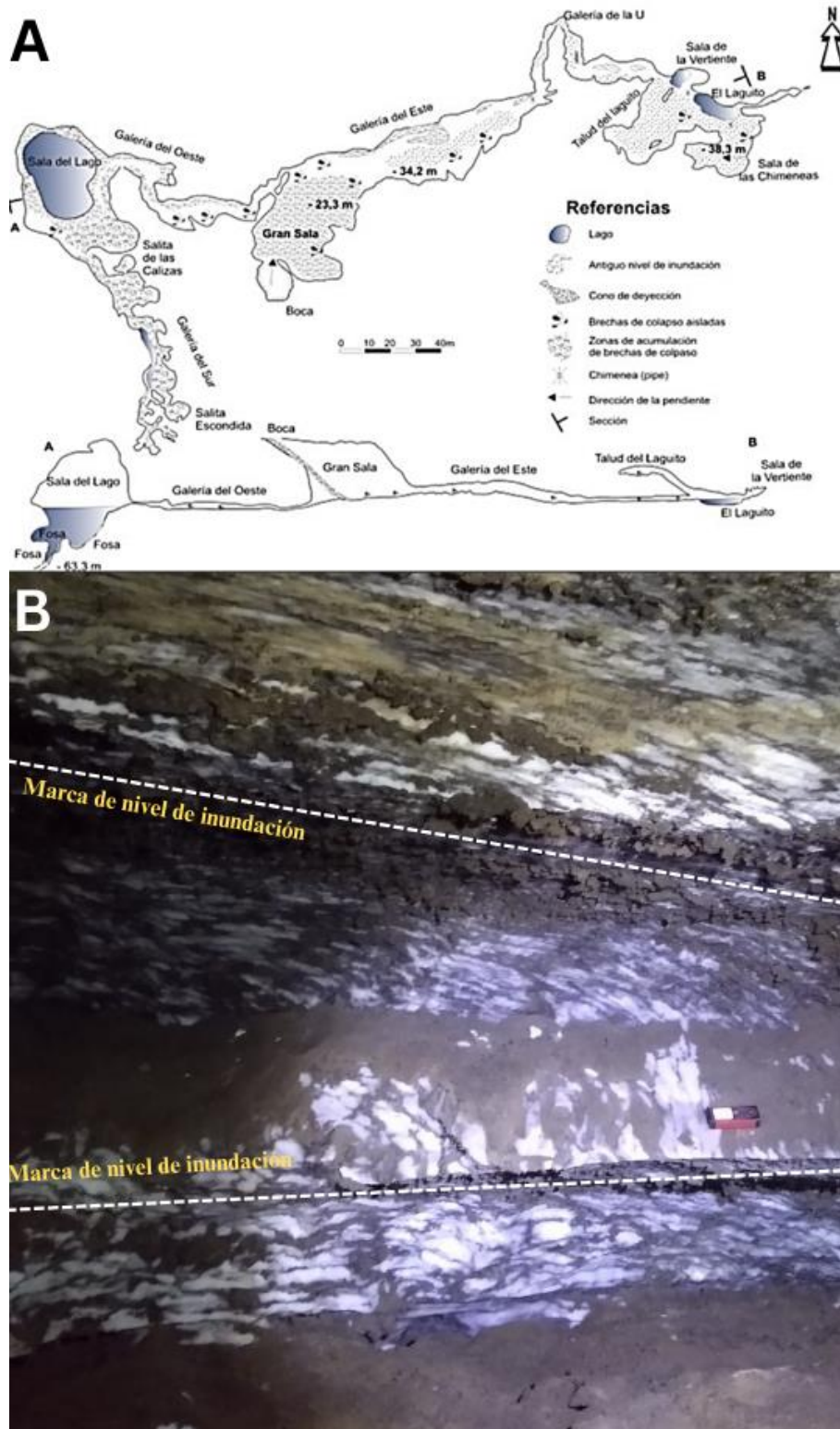


Figura 23: A. Topografía (planta y perfil) de la Cueva del León según Barredo *et al.*, (2012). B. Marcas observadas de los niveles de inundación antiguos (líneas de trazo blancas) en el último tramo de la Galería "U".

3.2.5 Mediciones in situ y muestreo de agua

Se midió con sonda Hanna la temperatura y pH del agua en el lago dentro de la cavidad (Figura 24) y en la vertiente correspondiente al Puesto Catriel.

La toma de muestras en el lago se realizó con un bailer de plástico, de diámetro 4 cm y una capacidad 1 litro. Se llenaron los recipientes esterilizados especiales para este tipo de análisis, luego se colocaron en una conservadora con hielo para mantener la temperatura del agua.

En la vertiente que se encuentra a 1 km al NO de la boca de la caverna, cuyas coordenadas son 38° 37' 12,35''S y 70° 13' 35,7'' O y a una altura de 1210 msnm (aprox.), se tomaron muestras de agua, se determinaron los parámetros in situ y se midió el caudal mediante el método volumétrico, tomando el tiempo que tarda en llenarse un recipiente de 500 ml de volumen. Se realizaron cinco repeticiones y se determinó el promedio aplicando a cada volumen y tiempo los siguientes cálculos (ecuación 3):

$$Q = \frac{V}{T} \quad \text{Ecuación 3}$$

En donde: “Q” corresponde al caudal, “V” al volumen del recipiente y “T” al tiempo que tardó en llenarse dicho recipiente.

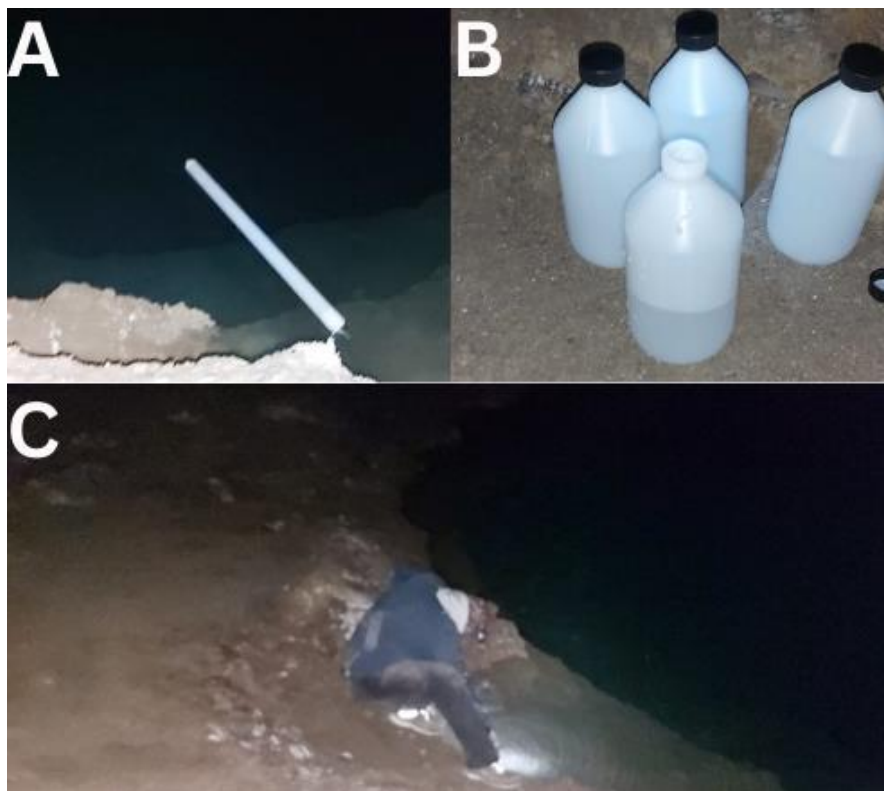


Figura 24: Toma de muestras de agua y mediciones en el lago interior. A. Muestreador de agua tipo Bailer en la superficie del lago interno. B. Recipientes que se utilizaron para la toma de muestras del agua del lago. C. Medición de temperatura y pH del agua del lago.

4. Caracterización del área de estudio

4.1 La Cueva del León

La Cueva del León es un sistema que posee una longitud aproximada de 852 m y la mayor altura registrada es de 24,31 metros. La región donde se encuentra está rodeada de formas kársticas superficiales como dolinas, depresiones por disolución y valles ciegos (Barredo *et al.*, 2012). También posee chimeneas de yeso en los depósitos no consolidados que corresponden al techo del karst, asociadas a diaclasas de la roca consolidada (Forti *et al.*, (1993), citado en Barredo *et al.*, (2012). Lipps (1986), propuso la presencia de conos de absorción de sección semicircular de hasta 8 m.

Como ya se mencionó, las rocas hospedantes de esta cavidad corresponden a la Formación Auquilco definida por Weaver (1931) y Groeber (1946), que consiste en una sucesión evaporítica de yeso y anhidrita, con intercalaciones de calizas algales según Lambert (1956) y Holmberg (1976) citados en Barredo *et al.*, (2012). Subordinadamente posee lentes de ópalo y calcedonia con algunos bancos pelíticos (Forti *et al.*, (1993), citado en Barredo *et al.*, (2012). El yeso se encuentra afectado por sistemas de fallas normales de rumbo 85° y 180°, 32° y 190° y por numerosas diaclasas asociadas a un pliegue que posee un rumbo en sentido este-oeste, con un buzamiento oriental que afecta a las unidades jurásicas (Barredo *et al.*, 2012).

La cavidad está compuesta por dos grandes salas (**¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.** A), una denominada la Gran Sala y la otra la Sala del Lago, desarrollándose en sentido este-noreste. El acceso es por una boca que constituye un conducto de disposición vertical, que se produjo por un desplome de un nivel basal; posee una pendiente de 40° formada a partir de un cono de deyección que llega a la Gran Sala (Barredo *et al.*, 2012). La temperatura interior oscila entre los 8° a 10° y la humedad es aproximadamente del 90% (Lipps 1986). La circulación del aire varía dentro de la caverna según la estación, en invierno las corrientes de aire frío ingresan a la cueva se calientan y van hacia el exterior, mientras que en el verano ocurre lo opuesto, las corrientes de aire cálidas ingresan a la cavidad donde se enfrían. En el sector oriental del cavernamiento, se encuentran la sala de las Vertientes y de las Chimeneas, a las que se accede a partir de un conducto cubierto por brechas de colapso y dentro de la misma también se encuentran acumulaciones de estas brechas, manchas de inundaciones periódicas en las paredes, además de cuerpos de agua y conos de deyección que forman conductos (**pipes**) (Barredo *et al.*, 2012).

Por otro lado, la Sala del Lago situada hacia el noroeste de la cueva, está caracterizada por una notable presencia de brechas de colapso y tramos que pueden hallarse parcial o completamente inundados (Gonzales (1984) mencionado en Barredo *et al.*, (2012)). En el interior de esta sala, se extiende un cuerpo de agua con un diámetro aproximado de 50 m y una profundidad que alcanza los 40 metros. Alrededor de este lago subterráneo se observan conos de deyección resultantes del desplome del techo de la cueva. En el estadio actual de la caverna, la Sala del Lago se encuentra seca exceptuando el área donde se encuentra el lago. Además, la Sala del Lago se conecta con otras áreas de la caverna a través de gateras, enlazando con la Sala del Tambor o de las Calizas y la Sala Escondida, aunque actualmente el acceso a esta última se encuentra bloqueado por derrumbes. Cabe aclarar que hay 3 fosas en el fondo del lago, aun inexploradas ya que las galerías se encuentran derrumbadas (Barredo *et al.*, 2012). Durante los años 2017 y 2018 diversos

grupos de espeleología realizaron campañas de inmersión sin poder superar los 25 metros de profundidad debido a derrumbes en las galerías.

4.2 Clima

Dentro de la provincia de Neuquén, el clima es producto de los gradientes climáticos que están asociados a las variaciones de temperaturas y a las precipitaciones, dando como resultado también así, una marcada diversidad temporal. Estos factores que afectan a la heterogeneidad climática se deben a las variaciones de temperaturas que están asociadas a la altimetría (a mayor altitud, menores temperaturas) y al cambio en la proporción de precipitaciones en sentido oeste-este (mayores en el límite con Chile y menores hacia el este), además de una distribución desigual en el año (Pereyra *et al.*, 2011).

En el mapa de la Figura 25, se puede observar la localización de las estaciones meteorológicas de la Autoridad Interjurisdiccional de Cuencas (AIC) utilizadas para obtener los datos de precipitaciones de la zona, mientras que los gráficos de las Figura 26 y Figura 27 representan las precipitaciones medias mensuales históricas de las zonas y en particular del año 2021. Por otro lado, la Figura 28 representa los datos de la precipitación vs. evapotranspiración de la zona (obtenidos a partir del software *New LocClim* de FAO, Grieser *et al.*, (2006)).



Figura 25: Localización de las estaciones meteorológicas Portada Covunco y Bajada del Agrio.

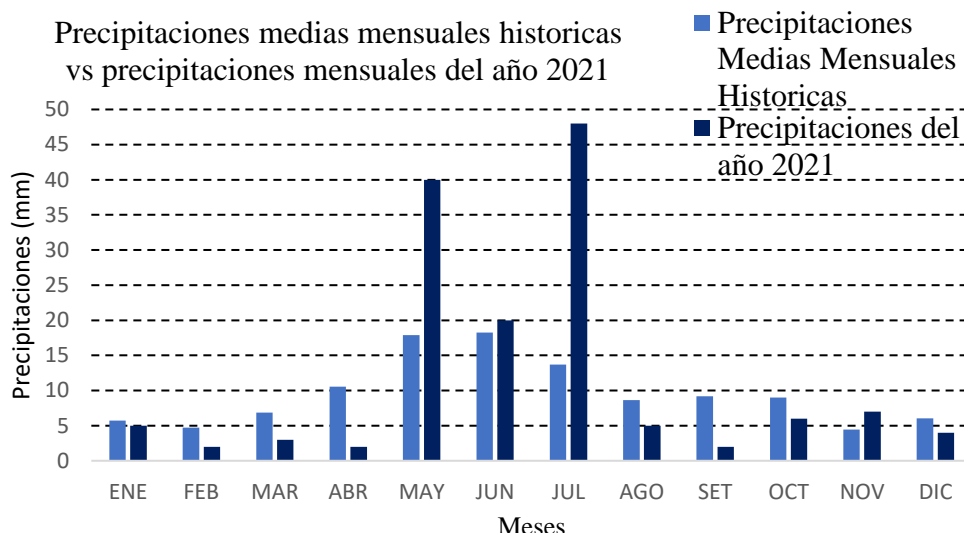


Figura 26: Precipitaciones medias mensuales históricas de 1997 a 2021 vs las precipitaciones mensuales del año 2021 de la estación Portada Covunco, nótese que los meses de mayor precipitación corresponden a mayo, junio y julio (Fuente de datos: AIC).

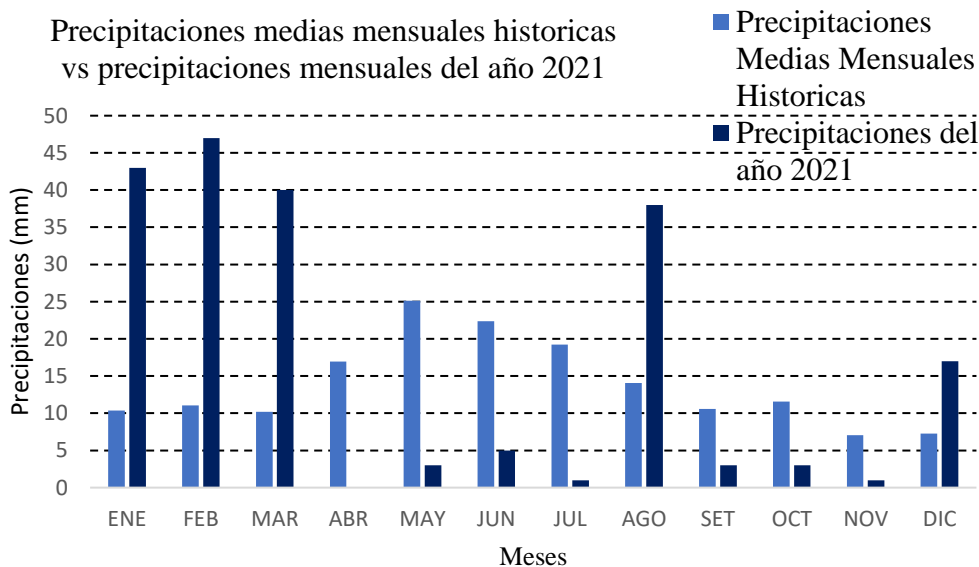


Figura 27: Precipitaciones medias mensuales históricas de 1997 a 2021 vs las precipitaciones mensuales del año 2021 de la estación Bajada del Agrio. Nótese que los meses de mayor precipitación histórica corresponden a mayo, junio y julio, mientras que en el año 2021 fue más seco durante esos meses (Fuente de datos: AIC).

Se observa que las precipitaciones presentan un patrón similar con mayores valores en otoño e invierno, siendo la media anual del período 1997 a 2021 en estación Bajada del Agrio de 160 mm, mientras que en estación Portada Covunco es de unos 115 mm (Figura 26 y Figura 27). La Cueva del León que está ubicada entre ambas estaciones y considerando una variación lineal del gradiente de precipitaciones, se podría indicar que recibe una precipitación media anual de unos 138 mm.

Según los datos históricos promedios de precipitación y evapotranspiración potencial (estimada por el método de Penman Monteith) (Figura 28), elaborada con el programa New LocClim (Grieser *et al.*, 2006) para la ubicación de la Cueva del León, se pueden observar valores de 280 mm de precipitación y evapotranspiración potencial de 910 mm anuales, marcando escasez hídrica durante los meses finales e iniciales del año, mientras que en los meses de mayo, junio y julio esa tendencia se revierte. Esto indicaría que durante este período del año podría existir un excedente de unos 40 mm promedio disponibles para recargar acuíferos y el lago de la cueva.

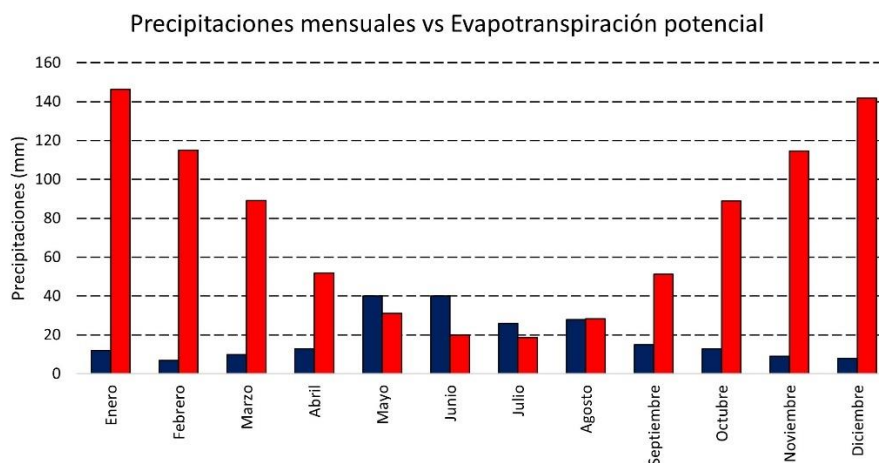


Figura 28: Precipitación media mensual (azul) y evapotranspiración potencial media mensual (rojo) de la zona (Realizado con New LocClim, Grieser *et al.*, 2006).

Se observa que existen diferencias en las precipitaciones registradas por AIC y por FAO, siendo los valores de AIC aproximadamente la mitad que los de FAO.

El año 2021 registró mayores precipitaciones que el promedio durante mayo y julio en Portada Covunco (Figura 26), siendo de 40 y 48 mm respectivamente, aumentando los excedentes disponibles durante este período para la recarga. Sin embargo, en Bajada del Agrio se registró un otoño más seco y un agosto más lluvioso que el promedio histórico (Figura 27).

Considerando la evapotranspiración potencial estimada por FAO, se puede inferir que en el año 2021 existió un excedente hídrico de 20 mm en el mes de agosto en la estación Bajada del Agrio, mientras que en estación Portada Covunco el excedente fue de 38 mm durante los 3 meses. Este excedente de precipitación es superior al promedio histórico en ambas estaciones y sería más cercana a las de FAO. Dado que los valores proporcionados por FAO se basan en registros más largos de estaciones contrastadas, es que se tomará el excedente promedio histórico estimado en 40 mm como posible fuente de recarga del lago.

4.3 Suelos

En la zona árida a semiárida de la provincia de Neuquén dominan los entisoles y los aridisoles (Ferrer *et al.*, 2006). Estos tipos de suelos se caracterizan por tener un escaso o nulo desarrollo de horizontes y están íntimamente asociados al material parental a poca profundidad, a su vez, estos tipos de suelos son muy arenosos. Los aridisoles se

caracterizan en general por infiltrar rápidamente el agua de las precipitaciones, son suelos generalmente delgados que se encuentran muy cercana a la superficie o expuestos en muchos sectores. En el área de estudio la mayor proporción del estilo de suelo es la roca aflorante, lo que indicaría el nulo desarrollo de suelos en la región y en menor proporción los entisoles, como se puede observar en la Figura 29.

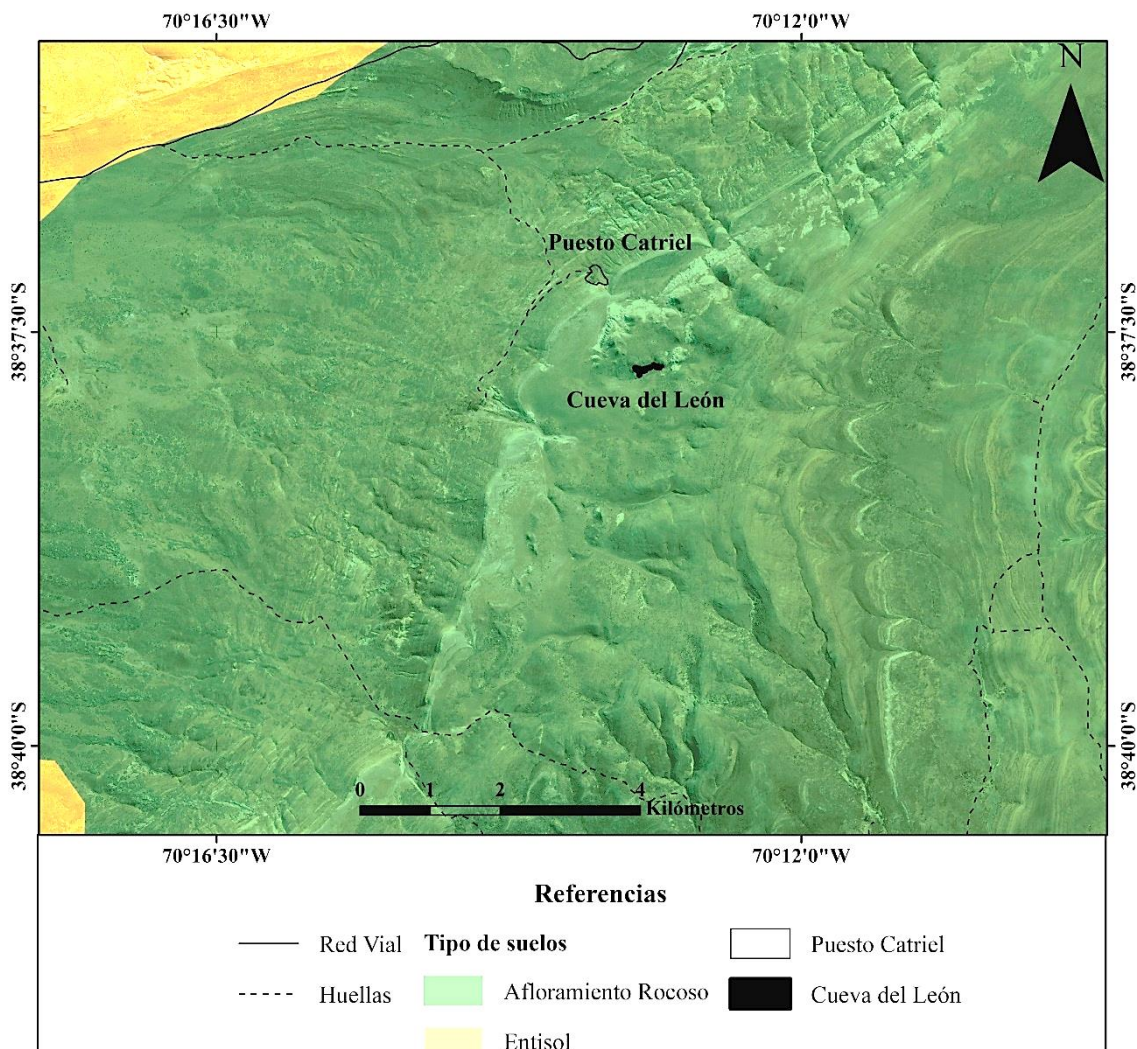


Figura 29: Mapa de suelos. Nótese lo escaso del desarrollo de los entisoles en la zona de estudio y la gran proporción de afloramientos rocosos (Fuente de datos: Ferrer *et al.*, 2006).

4.4 Geomorfología

Según la Figura 30 el relieve general del área consiste en una gran variación de pendientes, las mismas oscilan entre 0 a más de 55% dependiendo del sector en el cual nos encontremos, aunque en su mayoría la zona es afectada por desniveles de 6% a 13% y de 13% a 25%, lo que indicaría según la Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y Alimentación (FAO 2006), que el terreno sería inclinado a moderadamente escarpado. En cuanto a la Cueva del León y la vertiente del Puesto Catriel las inclinaciones son aún mayores, de manera que podrían clasificarse como moderadamente escarpado (13% a 25%) a escarpado (25% a 55%). En general es un paisaje con control

estructural con geoformas en estructuras plegadas (cuestas, anticlinales, sinclinales), además de las estructuras kársticas indicadas anteriormente.

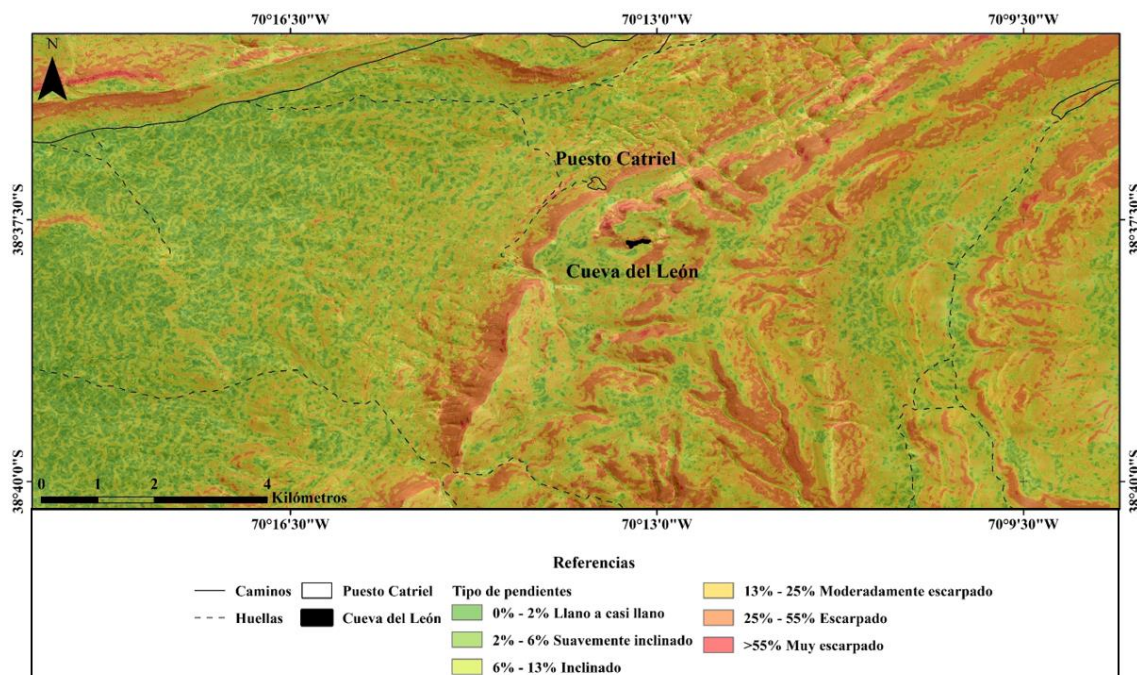


Figura 30: Mapa de pendientes. Nótese que en el área circundante a la Cueva las pendientes de las laderas expuestas al oeste son más abruptas que las orientadas al este.

En la Figura 31 se observa la dirección suroeste a noreste del Cordón de Curymil, ocupando una posición media y separando las estaciones meteorológicas Bajada del Agrío (al norte) de Portada Covunco (al sur). Esta situación orográfica podría explicar la diferencia de precipitaciones registradas por el AIC.

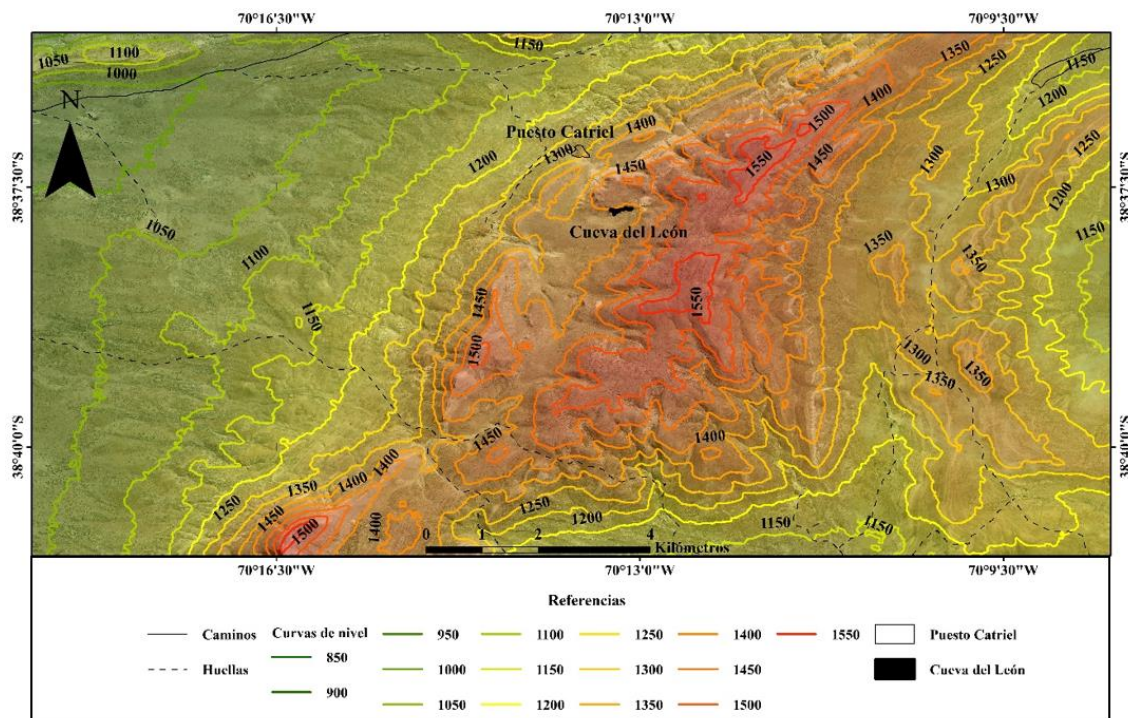


Figura 31: Curvas de nivel (equidistancia 50 m) donde se observan las mayores alturas de 1550 msnm en el Cordón de Curmil ubicada al este de la Cueva.

4.5 Geología

4.5.1 Estratigrafía

La geología de la región abarca una amplia variedad de rocas pertenecientes a tres grupos del interior de la Cuenca Neuquina (Cuyo, Lotena y Mendoza) como se puede observar en la Figura 32, cuyas formaciones se caracterizan a continuación.

1. El Grupo Cuyo

- Formación Molles: Esta formación descrita por Weaver (1931) de edad Jurásica (Toarciense inferior-Aleniense) y luego estudiada por Digregorio (1972), Dellapé *et al.*, (1978) y Leanza (1992), está compuesta casi en su totalidad por lutitas y areniscas, aunque, en menor proporción posee calizas y margas, corresponde al primer ciclo de sedimentación marina en los sectores centro y sur de la provincia de Neuquén.
- Formación Lajas: Descrita en un inicio por Weaver (1931) como una secuencia de areniscas grises, con cemento calcáreo e intercalaciones de conglomerados, coquinas, limolitas y lutitas. Esta formación se creía era transicional a la Formación Lotena, luego se comprobó, que corresponde al tramo final de la secuencia regresiva del Grupo Cuyo (Dellapé *et al.*, 1978). Su edad es Jurásica (Bajociense inferior tardío- Calloviano inferior).

2. El Grupo Lotena

- Formación Lotena: En la región de estudio, se pueden observar tres tramos bien diferenciados. La base corresponde a areniscas calcáreas grises y lentes de conglomerados, el sector intermedio compuesto por pelitas grises y el tramo superior, está integrado por arcilitas y limolitas con intercalaciones de areniscas de grano medio.

Esta formación de edad Jurásica media-superior (Calloviano medio alto), fue nombrada de esta manera debido al Cerro Lotena por Weaver (1931).

- Formación La Manga: Esta formación definida formalmente por Stipanovic (1966) de edad Jurásica superior (Oxfordiano inferior a medio), está conformada por calizas muy duras, gris azuladas, con concreciones de pedernal e intercalaciones de areniscas. La misma se puede dividir en tres ambientes de depositación, la parte basal a la zona intermedia de una rampa carbonática, el tramo medio, inicialmente corresponde a un ambiente litoral, que pasa de manera gradual a la parte intermedia o distal de una rampa carbonática y, por último, el tramo superior, se debe a un ambiente de plataforma externa.
3. El Grupo Mendoza
- Formación Auquilco: Definida por Schiller (1912), está compuesta por areniscas yesíferas calcáreas, calizas yesíferas y brechas calcáreas grises y corresponde a un sistema marino poco profundo con salinidad elevada que suprayace a la Formación La Manga. Se confirmó que la edad de esta formación corresponde al Jurásico superior (Oxfordiano superior).
 - Formación Tordillo: Esta formación definida así por Stipanovic (1966), corresponde a una secuencia de potentes bancos de areniscas y conglomerados con pequeñas pátinas calcáreas, asociados a un periodo de sedimentación continental. La misma tiene una edad Jurásica superior (Kimmeridgiano).
 - Formación Vaca Muerta: Definida por Weaver (1931), esta formación está compuesta por pelitas y calizas correspondientes a un periodo de transgresión en la cuenca. La edad de esta es Jurásica Superior a Cretácico inferior (Tithoniano inferior-Berriasiano).
 - Formación Quintuco (Picún Leufú): Esta formación definida por Leanza (1973), constituye un conjunto de calizas, arcilitas y areniscas de tonalidad blanquecinas y verdosas, las mismas depositadas en un ambiente marino poco profundo, oxigenado y de energía baja a moderada, lo que indicaría una zona de plataforma carbonática. La Formación Quintuco posee una edad Jurásica superior a Cretácica inferior (Tithoniano medio superior- Berriasiano).

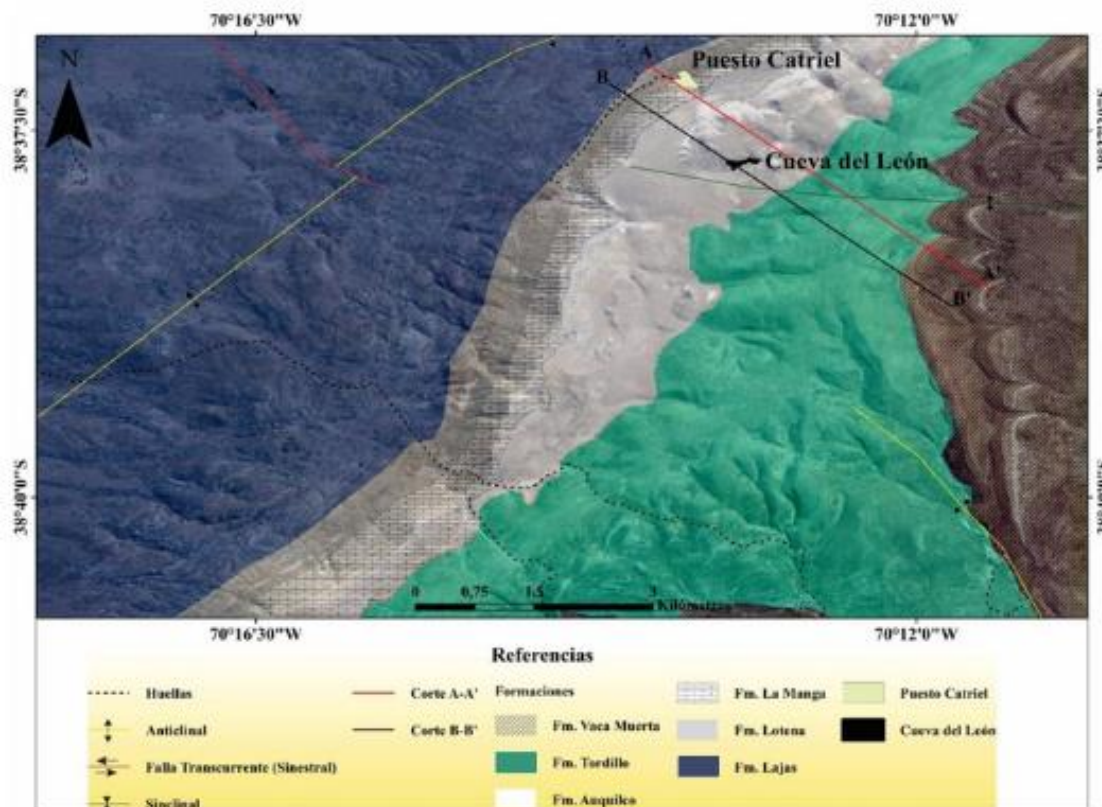


Figura 32: Mapa geológico de la zona señalando las líneas de secciones que se realizaron. Datos extraídos del Instituto Geográfico Nacional (IGN).

4.5.2 Estructuras

Según Ramos *et al.*, (2011) la zona de estudio se encuentra dentro de la Faja Plegada y Corrida del Agrio. La Faja se distingue por la presencia de estructuras de plegamiento asociadas a fallas, que representan los mejores ejemplos desarrollados en la provincia. En función de las características estructurales y la distribución de los afloramientos correspondientes al Mesozoico, se puede diferenciar en dos sectores, uno interno y otro externo. El primero dominado por afloramientos del Jurásico inferior y medio, en este sector occidental de la Cuenca Neuquina, el Lineamiento Loncopué delimita un basamento preliásico hundido al este. El análisis de plegamientos y fallas revela varios altos de basamento basculados, siendo el más notable el Bloque del Cerro Mocho, limitado por fallas de dirección este-oeste y noroeste. Este bloque presenta un sinclinal rectilíneo interpretado como una falla preliásica. La Sierra de Vaca Muerta y la estructura del Pichi Moncol, al sur de la sierra también muestran influencia de bloques de basamento invertidos. En cuanto al sector externo, está dominado por afloramientos del Cretácico inferior. La formación de pliegues tipo "Churriaca" se caracteriza por fajas isoclinales con flancos abruptos de escala kilométrica, interpretados como pliegues de despegue del Grupo Mendoza. También hay pliegues tipo "Codo de Chapúa" de escala hectométrica, relacionados con despegues internos del Grupo Mendoza, que involucran principalmente a las Formaciones Mulichinco y Agrio. Estos pliegues, ubicados en echelon, indican la zona de máxima deformación y acortamiento horizontal. Es difícil separar el sector interno y externo de la Faja Plegada y Corrida del Agrio basándose en el grado de erosión o aspectos geométricos de las estructuras, especialmente en el sur de Mendoza (Leanza y Hugo 2005).

La región de estudio se caracteriza estructuralmente por una serie de plegamientos sinclinales y anticlinales con orientación NO-SE y NE-SO, junto a fallas transtensivas sinestrales que afectan especialmente el sector noroccidental. Este patrón está influenciado por la presencia de la sierra de la Vaca Muerta, formada durante el Cretácico Medio. Según Leanza y Hugo (2005) la sierra es parte de un sistema montañoso que se eleva ante la cordillera, con un amplio pliegue anticlinal asimétrico. En este caso, las cumbres no se encuentran alineadas con la charnela, albergando un valle anticlinal. La misma está constituida por los cordones de Cuchillo Cura y Curymil, separados entre sí unos 50 km y formando los flancos norte y sur del anticlinal.

Las capas del sector oriental muestran un buzamiento hacia el este, con un promedio de 15° a 20° y algunas desviaciones hacia el ENE o ESE. Sin embargo, en la zona noroccidental, el buzamiento es mucho más pronunciado, llegando a ser vertical en algunos casos. Además, el eje anticlinal, orientado al ENE, experimenta un ascenso gradual hacia el OSO. Este proceso ha llevado a que, debido a la erosión en el área, la charnela esté compuesta por capas cada vez más antiguas (Lambert 1956).

4.5.3 Secciones geológicas

Para facilitar una comprensión más completa de la geología regional y la estructura del subsuelo, se elaboraron dos secciones que abarcan la Cueva del León, el Puesto Catriel y parte de la geología circundante (véanse los perfiles en Figura 32). Estas secciones que se encuentran representadas en las Figura 33 y Figura 34 tienen una longitud total de 4500 metros y abarcan altitudes que oscilan entre los 1190 metros sobre el nivel del mar (cota mínima) y los 1550 metros sobre el nivel del mar (cota máxima), lo que implica una variación altimétrica de aproximadamente 380 metros.

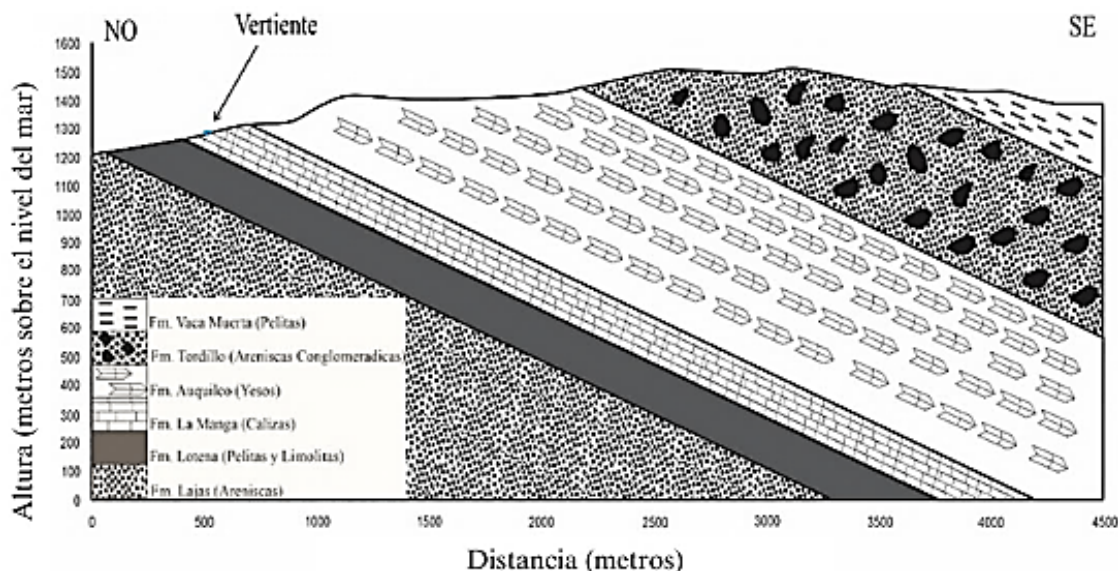


Figura 33: Sección A-A' con la estratigrafía de la zona.

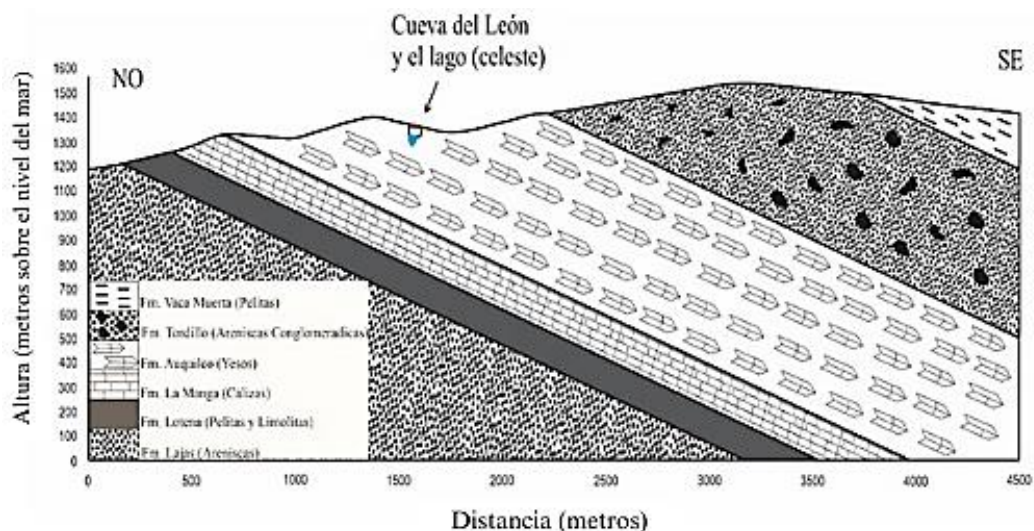


Figura 34: Sección B-B' con la estratigrafía de la zona.

Como se puede observar, ambas secciones poseen la misma variación litológica en sentido noroeste-sureste, areniscas de la Formación Lajas, pelitas y lutitas de la Formación Lotena, calizas de la Formación La Manga, yesos de la Formación Auquileo, areniscas conglomerádicas de la Formación Tordillo y pelitas de la Formación Vaca Muerta. Dada la litología presente en el área de la caverna y el sector de la vertiente, se infiere que hay zonas de alta permeabilidad primaria y secundaria, exceptuando las pelitas de las Formaciones Lotena y Vaca Muerta.

4.6 Hidrología

4.6.1 Hidrología Superficial

En la zona se observan cauces efímeros con una baja densidad, debido al tipo de material rocoso presente que permite la rápida infiltración del agua en el suelo, ya sea por la propia permeabilidad de los sedimentos (areniscas, areniscas conglomerádicas) o bien por las vías de conducción de tipo estructural y/o disolución de las rocas solubles (yesos y calizas).

La cueva se encuentra dentro de una pequeña cuenca endorreica (Figura 35) de superficie menor a 1 km² y un perímetro de 4,41 km (Tabla 3). Al ser una cuenca endorreica el agua que ingresa a la zona de la caverna está dada directamente por las precipitaciones que ocurren dentro del área de la cuenca. Los ríos más cercanos son el río Agrio que se encuentra a 10 km al norte y el río Covunco a 20 km al sur.

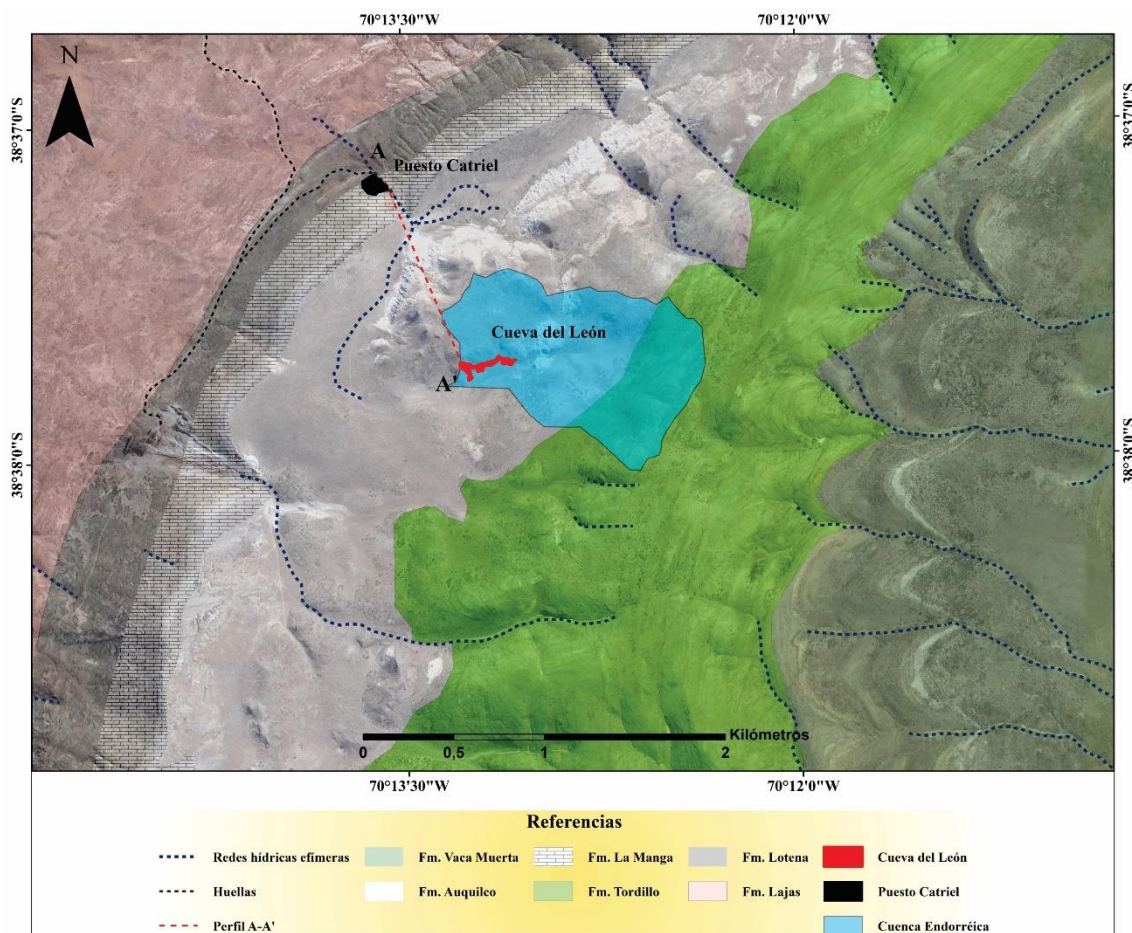


Figura 35: Mapa hidrológico superficial, indicando formaciones presentes en el área, la cuenca endorreica y la red hídrica efímera (fuente de datos: Instituto Geográfico Nacional (IGN)).

Parámetros de la Cuenca	
Área (km ²)	0,98949
Perímetro (km)	4,41440

Tabla 3: Dimensiones de la cuenca endorreica dentro de la que se ubica la cueva.

4.6.2 Hidrología Subterránea

La unidad más básica de análisis para los sistemas de drenaje naturales, la cuenca, puede definirse tanto para flujos superficiales como subterráneos. Sin embargo, la diferencia entre un entorno kárstico y uno no kárstico radica principalmente en que en regiones kársticas el agua subterránea puede fluir de manera independiente de la topografía superficial. La evolución de conductos más grandes, portadores de agua en el subsuelo, por disolución puede, en cierta medida, estar desacoplada de la topografía superficial.

Además, en muchos casos, las divisorias de agua también pueden cambiar con el tiempo, dependiendo de la posición del nivel freático. Los conductos subterráneos que, en condiciones de sequía, están por encima del nivel freático pueden activarse cuando este sube, proporcionando nuevas rutas que permiten que el agua atraviese las divisorias de drenaje previas (Goldscheider y Drew 2014).

Los sistemas kársticos se caracterizan por la presencia de acuíferos formados por la disolución de rocas solubles, lo que crea una red de cavidades subterráneas y lagos. Según Ford y Williams (2007), los modelos hidrogeológicos de sistemas kársticos incluyen el análisis de las unidades hidrogeológicas, como acuíferos y zonas de recarga y descarga.

Para realizar el balance hidrológico en este trabajo se tomó el sistema de la cuenca endorreica en el cual se encuentra la cueva y el sistema del lago.

Hacia el noroeste de la cuenca endorreica existe la vertiente del Puesto Catriel que, según información de puesteros del lugar y personas del Grupo Azul de Espeleología y Montañismo del Neuquén (G.A.E.M.N), tiene un caudal variable, aunque señalan que hubo una disminución después del arreglo del camino de acceso a la cueva (Figura 36) en el año 2017. Esta disminución también podría obedecer a procesos neotectónicos.

Parte del agua de infiltración se almacena en los acuíferos o en los lagos subterráneos del karst, como ocurre con el lago de la cueva (Figura 37). Según un informe de G.A.E.M.N (2017), se observó una disminución del nivel del lago de 1 metro. De acuerdo con esta información si la vertiente se encuentra conectada al sistema kárstico podría actuar como la zona de descarga del acuífero, mientras que, a través de sus conductos o fracturas, el lago probablemente sea la zona de recarga del sistema del acuífero.



Figura 36: Imagen (vista hacia el oeste) del sector del camino con pérdida de caudal de la vertiente del Puesto Catriel. Se observan bloques de caliza micrítica derrumbados que obturan el paso durante una campaña espeleológica. Tomado de G.A.E.M.N (2017).



Figura 37: Lago interno de la Cueva del León. Tomado de G.A.E.M.N (2018).

5. Resultados

5.1 Capacidad de infiltración

En las tablas 4 a 8 se presentan los datos de los ensayos de infiltración en los 5 sitios seleccionados (Figura 12). La duración del ensayo dependió del tiempo transcurrido hasta lograr la estabilización de la infiltración, aunque en algunos casos no fue posible debido a que el terreno absorbió tan rápido el agua que la lectura de los datos se dificultó. Los descensos acumulados medidos mediante la regla adherida al infiltrómetro, se presentan en la segunda columna. Los tiempos y descensos parciales del intervalo se presentan en columna 3 y 4 con los cuales se calcula la velocidad de infiltración en milímetros por hora de la columna 5.

Tiempo ac. (min)	Descenso ac. (cm)	Tiempo (min)	Descenso (mm)	Vel. Infiltración (mm/h)
0,00	0	0	0	0
0,25	1	0,25	10	2400
0,50	2	0,25	10	2400
1,00	3	0,50	10	1200
2,00	4,7	1,00	17	1020
3,00	6,5	1,00	18	1080
4,00	8,5	1,00	20	1200
5,00	10,7	1,00	22	1320
10,00	15	5,00	43	516
15,00	22,2	5,00	72	864
20,00	29,7	5,00	75	900
25,00	37,6	5,00	79	948
30,00	45,8	5,00	82	984

Tabla 4: Resultados del ensayo de infiltración del sitio 1 (mapa de ubicación en Figura 12)

Tiempo ac. (min)	Descenso ac. (cm)	Tiempo (min)	Descenso (mm)	Infiltración (mm/h)
0,00	0	0	0	
0,25	1	0,25	10	2400
0,50	2,1	0,25	11	2640
1,00	4,3	0,50	22	2640
2,00	6,6	1,00	23	1380
3,00	9	1,00	24	1440
4,00	11,5	1,00	25	1500
5,00	14,2	1,00	27	1620
10,00	22,5	5,00	83	996
15,00	34	5,00	115	1380
20,00	45,8	5,00	118	1416
25,00	57,8	5,00	120	1440
30,00	70	5,00	122	1464
35,00	82,2	5,00	122	1464

Tabla 5: Resultados del ensayo de infiltración del sitio 2 (mapa de ubicación en Figura 12).

Tiempo ac. (min)	Descenso ac. (cm)	Tiempo (min)	Descenso (mm)	Infiltración (mm/h)
0,00	0	0	0	
0,25	1	0,25	10	2400
0,50	2,1	0,25	11	2640
1,00	3,7	0,50	16	1920
2,00	5,5	1,00	18	1080
3,00	7,5	1,00	20	1200
4,00	9,9	1,00	24	1440
5,00	12,5	1,00	26	1560
10,00	26,6	5,00	141	1692
15,00	41,6	5,00	150	1800
20,00	56,8	5,00	152	1824
25,00	72,3	5,00	155	1860
30,00	88	5,00	157	1884
35,00	103,9	5,00	159	1908

Tabla 6: Resultados del ensayo de infiltración del sitio 3 (mapa de ubicación en Figura 12).

Tiempo ac. (min)	Descenso ac. (cm)	Tiempo (min)	Descenso (mm)	Infiltración (mm/h)
0	0	0	0	
0,25	1	0,25	1,1	2640
0,5	2,5	0,25	1,5	960
1	4,5	0,5	2	600
2	7	1	2,5	300
3	10,5	1	3,5	600
4	14,5	1	4	300
5	19,5	1	5	600
10	38,5	5	19	1680
15	58	5	19,5	60
20	79	5	21	180
25	101	5	22	120
30	123,5	5	22,5	60
35	146,5	5	23	60

Tabla 7: Resultados del ensayo de infiltración del sitio 4 (mapa de ubicación en Figura 12).

Tiempo ac. (min)	Descenso ac. (cm)	Tiempo (min)	Descenso (mm)	Infiltración (mm/h)
0	0	0	0	
0,25	1	0,25	10	2400
0,5	6	0,25	50	12000
1	12,5	0,50	65	7800
2	23,5	1,00	110	6600
3	34,8	1,00	113	6780
4	46,8	1,00	120	7200
5	59,6	1,00	128	7680
6	73,1	1,00	135	8100
7	86,9	1,00	138	8280
8	101,2	1,00	143	8580

Tabla 8: Resultados del ensayo de infiltración del sitio 5 (mapa de ubicación en Figura 12).

Como se puede observar en las tablas 4 a 8 los tiempos de medición en general fueron de 30 a 35 minutos, exceptuando el sitio 5 en el cual la capacidad de infiltración del suelo fue elevada, correspondiendo una infiltración máxima de 12000 milímetros por hora, por lo que el tiempo en este caso fue menor. En cuanto al resto de los sitios en donde se realizaron estos ensayos se observó una infiltración máxima de 2640 milímetros por hora. En cuanto al terreno de cada uno de los sitios en general, se observaron muchos materiales sueltos con sedimentos finos y poca a nula vegetación (véase Tabla 1 para más información).

5.1.1 Curvas de infiltración

A partir de los datos de campo de las tablas 4 a 8 se realizaron los gráficos de la Figura 38 que permitieron ajustar la ecuación de infiltración de Horton (capacidad de infiltración en mm/h en color rojo y capacidad de infiltración acumulada en mm en color gris) para cada uno de los cinco sitios. Se observa un patrón general de valores de infiltración iniciales elevados y finales menores. Sin embargo, los valores presentan una fuerte variación de una lectura a otra, incluso aumentando la tasa de infiltración al pasar el tiempo. Este fenómeno puede estar reflejando la existencia de flujo preferencial a través de macroporos y grietas. También refleja la dificultad de la medición en un terreno con una muy alta permeabilidad, habiéndose registrado en todos los casos una infiltración inicial superior a 2000 milímetros por hora. Hacia el final de los ensayos los datos tienden a estabilizarse en valores de infiltración final también muy elevada, superiores a 1000 mm/h en todos los sitios. Estos valores superan ampliamente las intensidades de precipitaciones máximas registradas en la zona de la cuenca neuquina (menores a 200 mm/h) y explican la ausencia de cauces superficiales en la microcuenca de la cueva, dado que, aún para las intensidades máximas, el suelo tiene una capacidad de infiltración mayor (es decir, toda el agua de las precipitaciones se infiltrará y no habrá excesos para la escorrentía superficial).

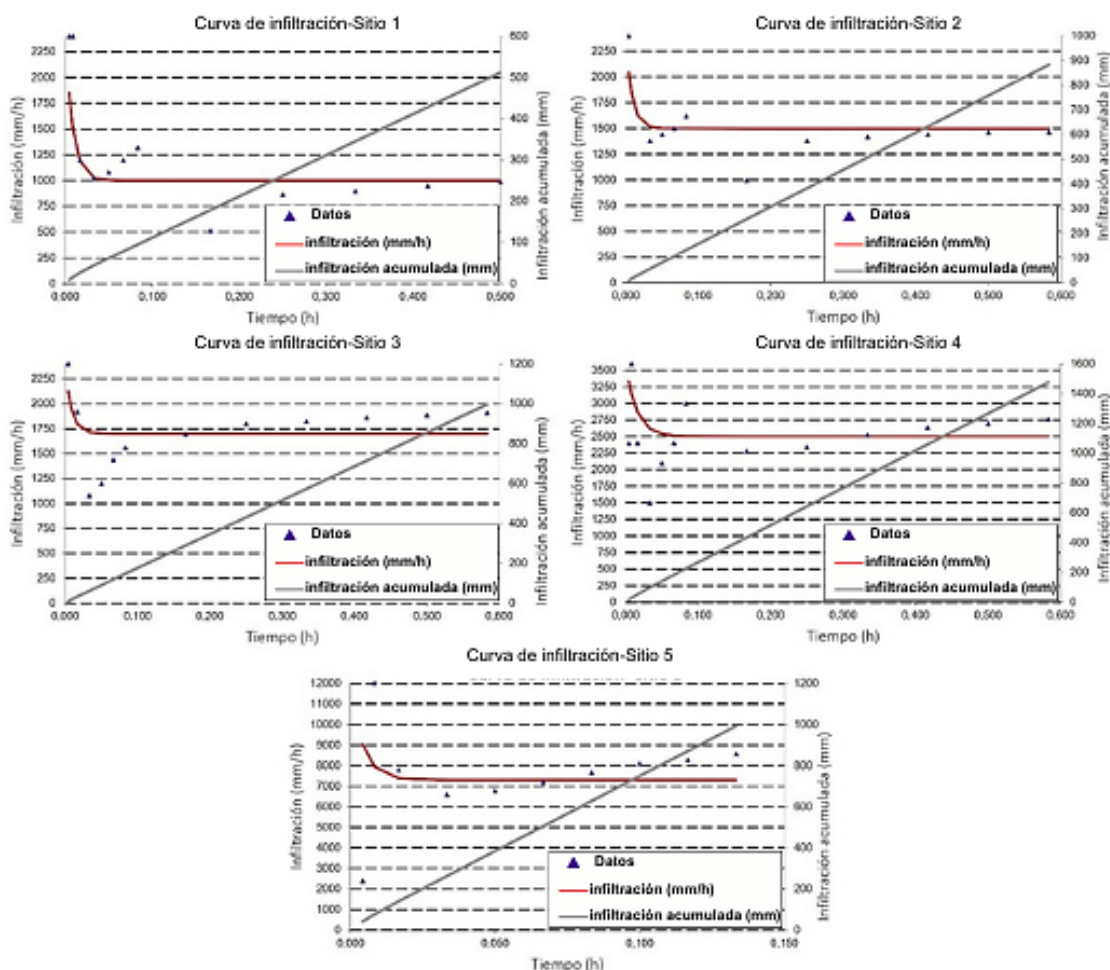


Figura 38: Curvas de capacidad de infiltración (rojo) e infiltración acumulada (gris) obtenida con la ecuación de Horton (ver parámetros en Tabla 9) a partir de los datos (triángulos) de ensayos de campo. Nótese la gran capacidad de infiltración de los sitios donde se hicieron los ensayos.

Las curvas de capacidad de infiltración de Horton que se muestran en rojo en la Figura 38, fueron ajustadas a los datos obtenidos en el campo mediante los parámetros indicados en la Tabla 9. Estos parámetros reflejan los valores observados en los ensayos, es decir, altos valores de infiltración inicial hasta llegar a un valor final menor. en todos los sitios. El factor de proporcionalidad es elevado, indicando una fuerte pendiente en la primera parte de la curva de infiltración, señalando que al comienzo del ensayo tenía un contenido de humedad muy bajo, cercano al punto de marchitez permanente.

Sitios	Capacidad de Infiltración inicial (fo en mm/h)	Capacidad de infiltración final (fc en mm/h)	Factor de proporcionalidad (k en h ⁻¹)
1	2400	1000	120
2	2400	1500	120
3	2400	1700	120
4	3600	2500	66
5	12000	7300	240

Tabla 9: Parámetros de la ecuación de Horton ajustados en los 5 sitios.

5.2 Características hidroquímicas del agua de la vertiente y el lago

Se extrajo una muestra de agua del lago interno y otra de la vertiente que fueron analizados en el laboratorio del EPAS (Neuquén) y cuyos resultados se presentan en las Tabla 10 y Tabla 11. Se observa que los valores de pH y Conductividad eléctrica medida in situ presentan valores similares, siendo definidas como aguas salobres por su contenido de sólidos disueltos totales (entre 1000 y 3000 ppm). Reflejan un enriquecimiento de iones a partir del agua de lluvia (que según Custodio y Llamas (1983) tiene una concentración promedio menor a 10 ppm,) al circular por las rocas del área.

Determinación	Unidades	Vertiente	Lago
pH	----	7,7*	7,9*
Conductividad eléctrica	uS/cm	3200*	2900*
Dureza	mg/l CaCO ₃	1548	1394
Sólidos disueltos Totales	mg/l	2228	2028
Alcalinidad	mg/l CaCO ₃	98	87

Tabla 10: Características fisicoquímicas de las muestras de agua de la vertiente del Puesto Catriel y el lago de la Cueva del León. Las muestras fueron tomadas en marzo del 2022 y analizadas en el laboratorio del EPAS. *medidos in situ.

Determinación	Vertiente (mg/L)	Lago (mg/L)	Vertiente (meq/L)	Lago (meq/L)
Carbonatos	0	0	0	0
Bicarbonatos	98	87	1,607	1,426
Cloruros	8	4,4	0,226	0,124
Sulfatos	1411	1297	29,400	27,020
Calcio	605	543	30,180	27,110
Magnesio	8,4	8,7	0,692	0,716
Sodio	10,5	14,7	0,457	0,639
Potasio	1,8	2,1	0,046	0,054

Tabla 11: Iones mayoritarios de las muestras tomadas en el lago de la Cueva del León y la vertiente del Puesto Catriel. Los resultados se presentan en mg/L y en meq/L

En la Tabla 11 se presenta la composición de iones mayoritarios en ambas muestras, mostrando que los iones predominantes son el sulfato y el calcio en ambas muestras. A partir de los valores en meq/L se realiza la representación en el diagrama de Piper (Figura 39) y en el de Stiff (Figura 40). Ambos diagramas indican que ambas muestras presentan composición similar, siendo según el diagrama de Piper aguas sulfatadas cálcicas y según el diagrama de Stiff predominan los iones sulfato y calcio.

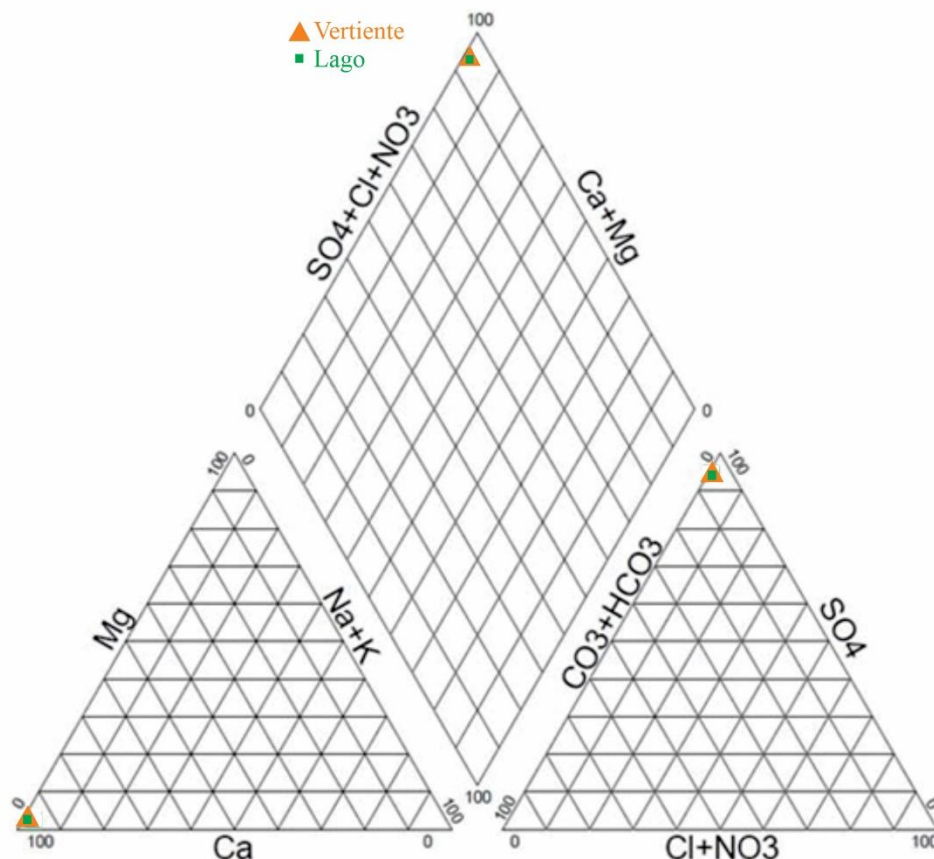


Figura 39: Diagrama de Piper del agua del lago y de la vertiente. Nótese que al ser muy similares las muestras se encuentran una sobre la otra en el diagrama.

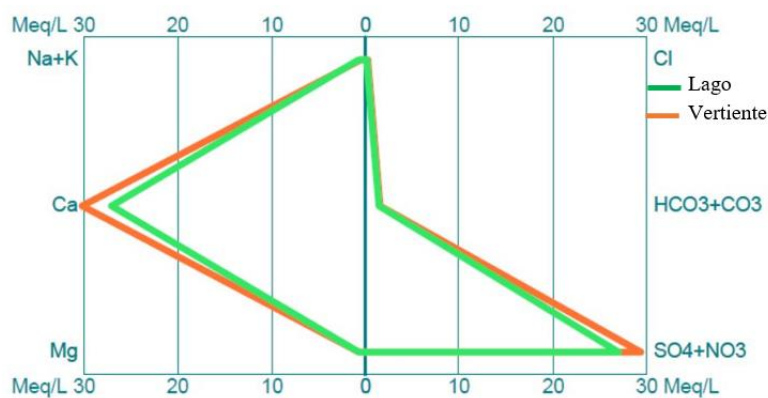


Figura 40: Diagrama de Stiff del agua del lago y la vertiente

Dado que los diagramas de Piper y Stiff (Figura 39 y Figura 40) muestran que la composición química de ambas muestras es similar, podría inferirse que éste parecido en la hidroquímica se debe a que existe algún tipo de conexión entre el lago y la vertiente, y que la vertiente podría recibir su suministro de agua desde el lago, dada su ubicación topográfica inferior. Sin embargo, el agua en rocas sulfatadas (yesos), como por ejemplo las de Fm. Huitrín (al norte de la zona de estudio) descritas por Bertoni y Dufilho (2016) presentan características hidroquímicas similares, por lo que, esta similitud entre el agua del lago y de la vertiente no indicarían necesariamente una relación entre ellas.

5.3 Caudal de la vertiente

Según señalan los pobladores locales, el caudal de la vertiente (Figura 41) varía todos los años, pero en los últimos, han observado que el nivel ha disminuido y adjudican esta disminución a la disminución de las precipitaciones. Los datos registrados por AIC muestran la existencia de ciclos de años secos y años más húmedos, pero no muestran una tendencia a la disminución. Como ya se comentó la disminución también podría deberse a la reconstrucción del camino de acceso (Figura 36) o bien a procesos neotectónicos.

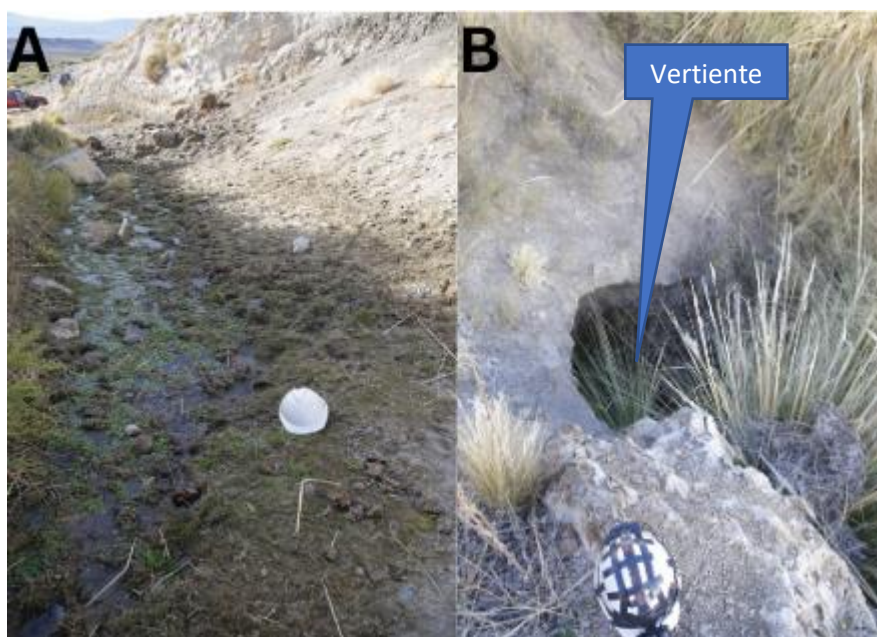


Figura 41: A. Sector donde se realizó el aforo del caudal de la vertiente (camino hacia la Cueva del León). B. Área de donde emana el agua de la vertiente (Puesto Catriel).

El caudal aforado en marzo 2022 fue de $50 \text{ cm}^3/\text{s}$, lo que equivale a $1576 \text{ m}^3/\text{año}$. Este valor representaría el menor valor anual dado que corresponde al final del estío antes del comienzo de las precipitaciones de invierno. Este dato no es suficiente para señalar una tendencia estacional ni interanual, por lo que serán necesarias nuevas mediciones para estimar la variabilidad del caudal de la vertiente.

5.4 Balance hidrológico

Las condiciones de aridez climática de la región donde se localiza la Cueva del León producen un marcado déficit hídrico anual, por lo que, no deberían existir excedentes disponibles para la recarga. Sin embargo, de acuerdo con los datos de precipitación disponibles, en invierno se podrían generar excedentes que permitirían la recarga subterránea. El balance hidrológico permitió estimar estos excedentes relacionando las entradas y salidas a la cuenca superficial y al lago.

5.4.1 Balance hídrico de la cuenca endorreica

Los suelos escasamente desarrollados presentes en el área tienen valores de infiltración básica medida in situ superior a 1000 mm/h, con una baja a nula capacidad de retención de agua en el perfil del suelo lo que impide el desarrollo de la vegetación y por lo tanto la evapotranspiración es mínima. La alta capacidad de infiltración de los suelos explica la ausencia de una red de drenaje bien desarrollada.

En este ambiente, las precipitaciones efectivas percolan en el subsuelo en un sistema karstificado, pudiendo recargar lagos y acuíferos. La recarga se produce en un breve lapso debido al flujo preferencial por grietas y conductos de alta permeabilidad, por lo que no se espera que exista un retraso en la respuesta del sistema hidrogeológico, entre el momento de la precipitación y el aumento de niveles en el lago y caudales de vertientes.

Por lo tanto, considerando los excedentes promedio de invierno de 40 mm anuales (véase Figura 28) que se producen en la microcuenca endorreica (Figura 35) que posee una superficie de 99 ha, y despreciando la escorrentía superficial y la evapotranspiración, se tendría una recarga anual promedio hacia el subsuelo de 39.600 m³ anuales (ecuación 4).

$$Ra = Sc * P = 990.000m^2 * 0,04m = 39.600m^3 \quad \text{Ecuación 4}$$

donde: Ra= recarga anual (m³), Sc= superficie de la cuenca (m²) y P=excedentes anuales de precipitación (m).

Esta agua circula por la zona vadosa de manera vertical o subvertical a través de diaclasas, fracturas u otros sistemas que se encuentren en profundidad, y podría alimentar lagos y vertientes como los de la Cueva del León y otros no descubiertos aún. Para lograr definir con mayor precisión el flujo subterráneo se requiere mejorar el conocimiento litoestratigráfico y adquirir información piezométrica no disponible hasta el presente.

5.4.2 Balance del lago de la Cueva del León

El agua que abastece al lago proviene de la percolación de la precipitación y/o de los acuíferos que podrían estar vinculados con el lago. Los excedentes anuales de precipitación estimados son de 40 mm (Figura 28). En relación con los posibles acuíferos que podrían estar vinculados con el lago no existen datos piezométricos que permitan señalar la presencia de niveles saturados. Se sabe que en regiones áridas la escasez de precipitaciones genera niveles saturados profundos, alejados de la superficie del terreno. Por lo tanto, se infiere que la vertiente situada a unos 100 m por debajo de la superficie del lago refleja el nivel local de la zona saturada, aunque no existe en la zona información de pozos que permitan estimar las condiciones de flujo subterráneas.

Las pérdidas de agua que pueden ocurrir en el lago se deben a evaporación directa desde la superficie del agua o por filtración en las rocas de caja. Dada las condiciones estables de humedad y temperatura en el interior de la cueva y la ventilación restringida, la evaporación debe ser mínima. Por otro lado, se estima que las pérdidas por filtración

deben ser similares a los ingresos de agua por lluvia dado que al pelo de agua del lago se lo ha observado en equilibrio durante varios años como se analiza en el punto siguiente.

Teniendo en cuenta estas consideraciones se puede estimar el balance hidrológico del sistema hidrológico del lago. De acuerdo con Barredo *et al.*, (2012) el lago tiene un diámetro de 50 m que representa una superficie de unos 2000 metros cuadrados. Por lo tanto, el aporte directo por percolación de la precipitación excedente a la superficie del lago sería de unos 80 m³ anuales (ecuación 5)

$$V_a = S_l * P = 2000\text{m}^2 * 0,04\text{m} = 80\text{m}^3 \quad \text{Ecuación 5}$$

donde: V_a = volumen de aporte anual (m³), S_l = superficie del lago (m²) y P =excedentes anuales de precipitación (m).

De acuerdo con esta estimación, la precipitación podría ser suficiente para mantener el nivel del lago con episodios de aumento de niveles debido a inundaciones por precipitaciones torrenciales.

5.4.3 Posible causa de la disminución del nivel del Lago en el período 2012-2017

Asumiendo que el lago mantiene su nivel con la recarga local que se produce en el área de la cuenca endorreica, una posible explicación para la disminución del nivel registrada estaría en la variación de la precipitación en la zona en el mismo período. En la Figura 42 se observa que los años 2009 a 2013 fueron secos en la zona, presentando valores de precipitación inferiores al promedio de 100 mm y sin embargo no se dispone de antecedentes precisos de descensos de nivel del lago en ese período. Esta falta de datos podría ser solo eso: falta de registro, pero no se puede verificar.



Figura 42: Precipitación anual en Estación Portada Covunco en el periodo 1997 a 2021 (datos AIC) y profundidad del agua en el Lago según Barredo (2012) y GAEMN (2017).

Sin embargo, en los tres años siguientes que superan la media anual (alcanzando valores cercanos a 200 mm en 2016) el nivel del lago no se recuperó a los niveles previos al año

2012 habiéndose observado en 2017 una disminución de 1 metro. Este descenso de nivel de 1 m representa una pérdida de unos 2000 m³ de agua en el período, es decir un promedio de 400 m³ anuales.

Según las campañas realizadas por GAEMN en 2017, no se pudo realizar una inmersión que superara los 25 m de profundidad en el lago ya que los conductos y galerías que se encuentran en el fondo están colapsados. Esta situación abona la posibilidad de que se pudo abrir un conducto en el lago que alimenta a otros sistemas cavernarios ubicados por debajo de la Cueva del León aún no explorados y que provocaría la disminución de su nivel a un nuevo estado de equilibrio. Si bien la sismicidad de la zona es moderada según el Instituto Nacional de Prevención Sísmica (aceleración máxima del suelo 0,18g), podría contribuir a este fenómeno.

5.5 Modelo conceptual de la dinámica hidrológica de la Cueva del León

En el esquema noroeste-sureste que atraviesa la cueva (Figura 43) se puede observar una sucesión de estratos, entre ellas las formaciones Auquilco (yesos), La Manga (calizas), Lotena (pelitas y limolitas) y Lajas (areniscas). La Fm. La Manga y Auquilco formadas principalmente por yesos y calizas, permiten la rápida infiltración y percolación de agua de precipitación a través de grietas y estructuras de disolución. La Fm. Lotena compuesta por sedimentos de granulometría fina se comporta como un hidroapoyo local de este flujo subterráneo, generando un flujo hacia la región oriental a favor del buzamiento de las capas/estratos.

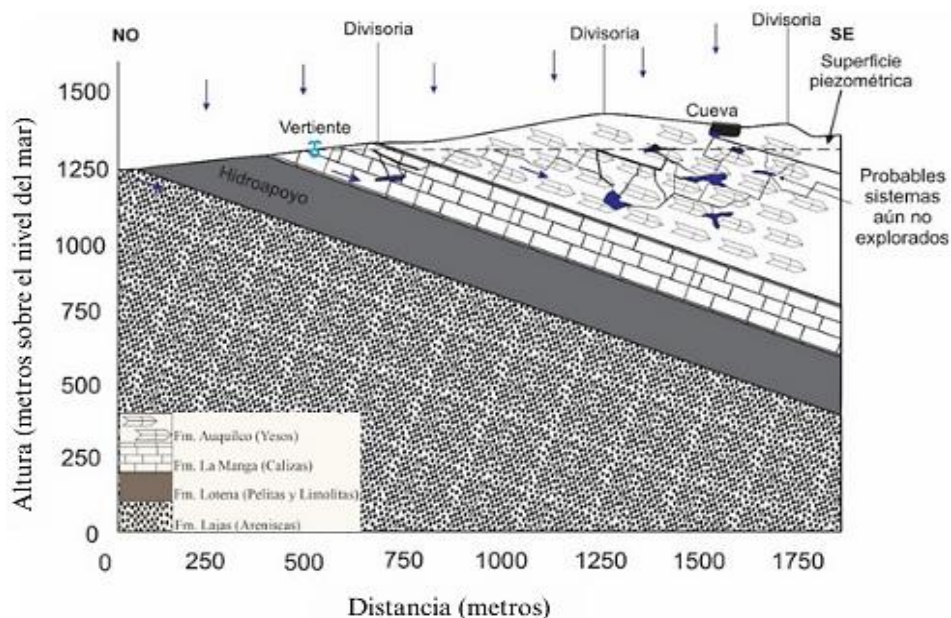


Figura 43: Modelo hidrogeológico de subsuelo con las formaciones geológicas que se encuentran en la zona, indicando la precipitación (flechas) y la posible (no existen mediciones piezométricas en el lugar) superficie piezométrica y los flujos resultantes.

La cueva que está localizada cerca de la superficie del terreno no presenta indicios de que el nivel del lago tenga conexión con la capa freática, más bien se podría afirmar que el

lago se ubica en la zona vadosa. En este sentido Forti *et al.*, (1993) explica la evolución de los espeleotemas de la Cueva del León en un sistema vadoso. La presencia de la vertiente a nivel topográfico inferior (100 m aprox.) estaría también indicando que el nivel saturado se encuentra por debajo del piso de la cueva. En estas condiciones la génesis del lago sería la de conductos vadosos por encajonamiento según la clasificación de Fernández *et al.*, (1995) desarrollados en grietas o discontinuidades de la roca, en condiciones actuales epifreáticas.

La disminución de un metro del nivel del lago no reflejaría un cambio de condiciones climáticas que produciría menor recarga, sino que obedecería a un proceso de acomodamiento interno del agua, quizás por desprendimientos que pusieron en comunicación cavernas cercanas, alcanzando el nivel del lago un nuevo equilibrio al colmatarlas.

6. Conclusiones

De acuerdo con la revisión de antecedentes, relevamiento de campo y análisis realizados se pueden extraer las siguientes conclusiones:

- La superficie del terreno posee una gran capacidad de infiltración de agua (superior a 1000 mm/h) debido a la presencia de suelos poco desarrollados y rocas kársticas. En el subsuelo, las estructuras de disolución y grietas favorecen la percolación profunda del agua hasta alcanzar niveles saturados o cuerpos de agua como el lago de la Cueva del León.
- El agua del lago y de la vertiente del Puesto Catriel son similares, de tipo sulfatada cálcica. La vertiente tiene una concentración de sólidos disueltos de 2228 mg/L, 10% mayor que la del lago, posiblemente debido a la mineralización producida durante el tránsito por la Fm. Auquilco.
- Bajo las condiciones climáticas actuales, se estima que se podrían recargar anualmente unos 39.600 m³ en la cuenca endorreica donde se inserta la cueva y que unos 80 m³ aportarían directamente al lago. El resto de la recarga podría abastecer la vertiente del Puesto Catriel (que drena un volumen superior a 1576 m³/año) a través de un acuífero freático localizado en las rocas de las formaciones La Manga y Auquilco cuyo hidroapoyo es la Fm. Lotena. El valor de la recarga anual estimada para la zona permite suponer la existencia además de otras vertientes que no han sido estudiadas en este trabajo.
- La información hidrológica disponible para este estudio es escasa por lo que la interpretación de la dinámica hidrológica de la Cueva del León es preliminar, sujeta a revisión y ajustes con nuevos datos climáticos, de niveles piezométricos y caudales que permitan obtener balances con datos locales y explicar los flujos con mayor detalle. Para el estudio de los niveles del lago debería realizarse con una sonda específica que permita obtener registros continuos de nivel en intervalos de tiempo diarios o inferiores. A su vez la instalación de una estación meteorológica en el Puesto Catriel permitiría obtener datos climáticos locales para asociarlos con la oscilación de los niveles del lago y ajustar el balance hidrológico.

Referencias bibliográficas

- Agüero, R. y Tedesco, E. (1988). Buceo en la Caverna del León. *Revista Salamanca*, (4), 17-21.
- Andreu, J. M., Calaforra, J. M., Cañaveras, J. C., Cuezva Robleño, S., Durán, J. J., Garay, P., Del Cura, M. A. G., García-Cortés, A., Gázquez, F., Ordóñez, S. y Sánchez-Moral, S. (2016). Karst: un concepto muy diverso. *Revista Enseñanzas de las Ciencias de la Tierra*, 24 (1), 6-20.
- Arregui, C., Carbone, O. y Leanza, H. A. (2011). Contexto tectosedimentario. En Leanza, H. A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J. C. y Valles, J. M. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino (pp. 29-36), Neuquén.
- Barredo, S. (2004). Karstificación. En Gonzales, M. A. y Bajerman, N. J. (Eds.), *Peligrosidad geológica en Argentina. Metodologías de análisis y mapeo. Estudio de casos*. Asociación Argentina de Geología Aplicada a la Ingeniería. Publicación especial, 291-325pp.
- Barredo, S., Gabriele, N., Garrido, A. y Redonte, G. (2012). Los principales sistemas de cavernas cársticas de la provincia de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 69 (4), 556-569.
- Bertoni, L., Dufilho, A. C., (2016). Caracterización hidrogeológica de acuíferos de la región noreste de la provincia de Neuquén. IX Congreso Argentino de Hidrogeología. Catamarca, 8pp.
- Calaforra, J. y Berrocal, J. A. (2008). *El Karst de Andalucía, Geoespeleología, Bioespeleología y Presencia Humana*. Sevilla: Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía, 126pp.
- Charrier R., Pinto L. y Rodríguez M. P. (2007). Tectono-stratigraphic evolution of the Andean orogen in Chile. En: Gibbons, W. y Moreno, T. (Eds.): *Geology of Chile*, Chapter 3. The Geological Society, London, Special Publication, 21-116pp.
- Chow, V. T., Maidment, D. R. y Mays, L. W. (1996). *Hidrología aplicada*. Bogotá: McGraw-Hill Interamericana, 299pp.
- Custodio, E. y Llamas, M. R. (1983). *Hidrología subterránea (Vol. 1)*. Barcelona: Omega, 1192pp.
- Dellapé, D. A., Pando, G. A., Uliana, M. A. y Musacchio, E. A. (1978). Foraminíferos y ostrácodos del Jurásico en las inmediaciones del arroyo Picún Leufú y la ruta 40 (Provincia del Neuquén, Argentina) con algunas consideraciones sobre la estratigrafía de la Formación Lotena. En *7° Congreso Geológico Argentino* (pp. 489-507), Buenos Aires.
- Fernández, E., Herrero, N., Leiro, J., Ortiz, I., Peiro, R. y Rossi, C. (1995). *Introducción a la geología kárstica*. Barcelona: Federación Española de Espeleología, 202pp.
- Ferrer, J. A., Irisarri, J. A. y Mendia, J. M. (2006). *Suelos de la Provincia del Neuquén*. Buenos Aires: INTA-CFI, 224pp.
- Food and Agriculture Organization of the United Nations (FAO) (2006). *Guía para la descripción de suelos*. Roma: FAO, 111pp.
- Ford, D. y Williams, P. (2007). *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. John Wiley y Sons, 578pp.
- Fuertes Córdoba, M. (2017). *Hidrogeología del sistema kárstico de las Cuevas del Toll* (Tesis de grado). Universidad Politécnica de Cataluña, 71pp.

- Forti, P., Costa, G., Oute, V., Re, G. H. y Barredo, S. (1993). Two peculiar karst forms of the gypsum outcrop between Zapala and Las Lajas (Neuquén, Argentina). *Actas: 54-56, 11° International Congress of Speleology*, Beijing.
- Franzese J. R. y Spalletti, L. A. (abril 2001). Late Triassic-early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences*, 257-270pp.
- Grupo Azul Espeleológico y de Montañismo del Neuquén (GAEMN) (8 de diciembre de 2018). Campaña Caverna del León, segunda etapa. gaemn.org. <http://gaemn.org/campana-caverna-delleon-segunda-etapa/>
- Goldscheider, N. y Drew, D. (Eds.) (2014). *Methods in Karst Hydrogeology*. Londres: Taylor and Francis Group, 280pp.
- Groeber, P. (1946). Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 1 (3), 177-208.
- Grieser J., R. Gomme, M. Bernardi (2006). New LocClim - the Local Climate Estimator of FAO. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 8, 08305. SRef-ID: 1607-7962/gra/EGU06-A-08305
- Holmberg, E. (1976). Descripción Geológica de la Hoja 32c, Buta Ranquil, Provincia del Neuquén. *Carta Geológica-Económica de la República Argentina*. Escala 1:200.000. Boletín 152, 93pp. Buenos Aires, Servicio Geológico Nacional.
- Howell, J., Schwarz, E., Spalletti, L. y Veiga, G. (2005). The Neuquén Basin: an overview. En Veiga, G., L. Spalletti, J. Howell y E. Schwarz (Eds.) *The Neuquén Basin, Argentina: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*. Geological Society of London: Special Publications 252: 1-14pp.
- Klimchouk, A., Lowe, D., Cooper, A. y Sauro, U. (Eds.) (1996). *Gypsum karst of the world*. L'Aquila: Società Speleologica Italiana, 308pp.
- Lambert, L. R. (1956). Descripción Geológica de la Hoja 35b, Zapala. *Carta Geológica-Económica de la República Argentina*. Escala 1:200.000. Territorio Nacional del Neuquén. Boletín 83, 101pp. Buenos Aires, Dirección Nacional de Minería.
- Leanza, H. A., Hugo, C. A., Repol, D. (2005). *Hoja Geológica 3969-I, Zapala*. Provincia de Neuquén. Escala 1:250.000. Boletín 275, 133pp. Buenos Aires, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino.
- Llopis Lladó, N. (1970). *Fundamentos de hidrogeología cárstica (introducción a la geoespeleología)*. Madrid: Blume, 355pp.
- Llambías, E. J., y Sato, A. M. (2011). Ciclo Gondwánico: la provincia magmática Choiyoi en Neuquén. En Leanza, H. A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J. C. y Valles, J. M. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino (pp. 217-235), Neuquén.
- Paez, J. A. (2024). *Análisis geológico y estructural para el área Estación Fernández Oro, Río Negro* (Trabajo Final de Licenciatura). Universidad Nacional del Comahue, 94pp.
- Pereyra, F. X., Irisarri, J. A. y Ferrer, J. A. (2011). Suelos: factores de formación, procesos pedogenéticos y distribución. En Leanza, H. A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J. C. y Valles, J. M. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino (pp. 871-880), Neuquén.
- Raines, T. W. (1968). Sótano de las Golondrinas. *Association for Mexican Caves studies. Bulletin*, 2. 37 pp.

- Ramos, V. A., Folguera, A. y García Morabito, E. (2011). Las provincias geológicas del Neuquén. En Leanza, H. A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J. C. y Valles, J. M. (Eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*. Relatorio del 18° Congreso Geológico Argentino (pp. 317-326), Neuquén.
- Vargas, J., De La Fuente, L. y Arumí, J. L. (2012). Balance hídrico mensual de una cuenca Patagónica de Chile: Aplicación de un modelo parsimonioso. *Obras y Proyectos* (12). Autores, 32-41pp.
- Weaver, C. E. (1931). *Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of west central Argentina (Vol. 1)*. Seattle: University of Washington Press, 599pp.
- Yrigoyen, M. R. (1991). Hydrocarbon resources of Argentina. En *13° World Petroleum Congress*. Petrotecnia, Buenos Aires: Special Issue: 38-54pp.