



LICENCIATURA EN CIENCIAS GEOLÓGICAS

Trabajo Final de Licenciatura en Ciencias Geológicas

“Estudio topo-geológico de la Cueva del León (Cordón de Curymil), Dpto Picunches, Provincia del Neuquén”

Alumno: Navarro Joaquin Salvador

Leg: ING-8252

DNI: 34124966

Director: Lic. Santiago Bassani

Codirector: Dr. Lucas Oliva

Neuquén Capital, Argentina

Año 2024

RESUMEN

La Cueva del León está situada en el departamento Picunches, en el centro-oeste de la Provincia del Neuquén. Esta caverna de yeso (Formación Auquilco) es la de mayor desarrollo entre las de su tipo registrada hasta el momento en Argentina.

Su formación se debe a procesos cársticos influenciados por factores como la estructura deformacional, especialmente las fallas y microfisuras, derivadas de la evolución tectónica de la Faja Corrida y Plegada del Agrio (FCPA). Estos procesos facilitaron la infiltración de agua en el yeso propiciando su progresiva disolución, en un modelo espeleogenético epigénico.

El clima y la hidrología que influyeron en la formación de la cueva no fueron los actuales, hay dos momentos posibles para ello: durante la última glaciación, cuando las condiciones eran de un clima frío y seco, lo que nos situaría al menos en el Pleistoceno medio, o durante un período de enfriamiento de dicha glaciación, que no fue constante, con ciclos de temperatura fluctuante, lo que sugeriría una edad más joven, probablemente entre el Pleistoceno y el Holoceno. En la actualidad, la Cueva del León debido al clima árido-semiárido muestra un proceso espeleogenético de mínima actividad y evolución, solo alterada por procesos gravitatorios como colapso de bloques y el desmoronamiento de techos. Esto último explica la magnitud en tamaño de esta cavidad.

El relevamiento topográfico del sistema hipogeo fue realizado con un distanciómetro láser (Leica DISTO™ X310) que además de sus mediciones originales como la distancia y ángulo horizontal, mediante el agregado de una placa mide también ángulos verticales ubicando un punto (disparo) en el espacio (x,y,z). La salida de estos datos posteriormente se transfiere al software TopoDroid para obtener salidas en 3D.

Los resultados revelan que actualmente el sistema subterráneo donde se puede desplazar en la Cueva del León se extiende a lo largo de 422,54 metros en el sentido este a oeste. La accesibilidad a algunos sectores de la cueva se vio impedida debido a desprendimientos que bloquearon el paso a la Galería del Sur, y otros que obturaron el paso hacia una galería en el extremo este en cercanías a la Sala del Laguito. El desnivel aéreo de la cueva alcanza los 29 metros, con una inclinación pronunciada de aproximadamente 40° en los primeros metros, correspondiente al cono de deyección que se extiende desde la boca de la cueva hasta el piso del sector occidental de la Gran Sala. Exceptuando la sección ocupada por el lago, el sistema se caracteriza por su predominante horizontalidad, con una pendiente de apenas 2° en el sentido este a oeste. La cueva exhibe desde techos altos que superan los 25 m en áreas como la Sala del Lago, hasta pasajes estrechos como el acceso a la Galería del Oeste, donde tiene menos de un metro de diámetro.

Del análisis de estudios previos se determinó que, en las últimas décadas, ha habido una progresiva disminución del nivel de agua en la cavidad, corroborado por fotografías y datos que evidencian el secado de pequeños cuerpos de agua. A su vez se observó una permanente disminución del nivel del lago en la Sala del Lago. Se registraron

topográficamente y correlacionaron marcas de niveles de inundación antiguos en varios sectores del sistema subterráneo. Al comparar el nivel del lago en el momento de su medición (19/03/2022) con dichas marcas, se identificó una disminución de 4.88 metros. Estos indicios confirman un período de notable reducción en la recarga hidrológica, atribuida al clima árido-semiárido de la región.

En relación a la morfología cárstica identificada en la Cueva del León, se observan mayoritariamente formas de disolución, entre las que se incluyen los "*scallops*" y "*ceiling pocket*". En lo que respecta a las ornamentaciones cársticas vinculadas con procesos de precipitación, se han detectado pequeñas estalactitas y delgadas agujas de yeso, así como coraloides ("*popcorn*") y pequeñas banderas. También se registraron unas estructuras sedimentarias en forma de "libro abierto" muy particulares, de composición carbonática que difieren en su composición de las anteriores de yeso.

En la cueva, se identificaron diaclasas predominantes con orientaciones NE-SO y NO-SE, y sus buzamientos se orientan tanto al oeste como al este. Así como fallas con rumbos de 85° y 180°, 32° y 190°. También se observaron pliegues enterolíticos de yeso, típicos de ambientes de sabkha marino, principalmente en el sector oriental del sistema hipogeo.

Palabras clave: Cueva del León, distanciómetro láser, levantamiento topo-geológico.

ABSTRACT

La Cueva del León is located in the department of Picunches, in the central-western region of the Province of Neuquén. This gypsum cave (Auquilco Formation) is the largest of its kind recorded so far in Argentina

Its formation is due to karst processes influenced by factors such as deformational structure, especially faults and microfractures, resulting from the tectonic evolution of the Faja Corrida y Plegada del Agrio (FCPA). These processes enabled water infiltration into the gypsum, promoting its progressive dissolution in an epigenic speleogenetic model.

The climate and hydrology that influenced the cave's formation were not the current ones; there are two possible moments for this: during the last glaciation, when conditions were cold and dry, placing it at least in the Middle Pleistocene, or during a cooling period of said glaciation, which was not constant, with fluctuating temperature cycles, suggesting a younger age, probably between the Pleistocene and Holocene. At present, due to the arid-semi-arid climate, La Cueva del León shows little speleogenetic activity and evolution, only altered by gravitational processes such as block collapse and roof fall. This latter factor explains the cave's considerable size.

The topographic survey of the hypogeal system was carried out using a laser distance meter (Leica DISTO™ X310), which, in addition to its standard measurements such as distance and horizontal angle, also measures vertical angles with the addition of a plate, positioning

a point (shot) in space (x, y, z). The output of this data is then transferred to the TopoDroid software to generate 3D models.

The results reveal that the underground system currently accessible in the Cueva del León extends over 422.54 meters from east to west. Access to certain sections of the cave was hindered due to collapses that blocked the passage to the Galería del Sur, as well as others that obstructed the passage to a gallery at the eastern end near the Sala del Laguito. The cave's vertical drop reaches 29 meters, with a steep slope of approximately 40° in the first few meters, corresponding to the debris cone that extends from the cave entrance to the floor of the western section of the Gran Sala. Except for the area occupied by the lake, the system is characterized by its predominant horizontality, with a slope of just 2° from east to west. The cave features high ceilings, exceeding 25 meters in areas like the Sala del Lago, and narrow passages such as the access to the Galería del Oeste, where the diameter is less than one meter.

An analysis of previous studies determined that, in recent decades, there has been a progressive decrease in the water level within the cave, corroborated by photographs and data showing the drying of small bodies of water. Additionally, a continuous drop in the lake level in the Sala del Lago was observed. Ancient flood marks in various parts of the cave system were topographically recorded and correlated. By comparing the lake level at the time of measurement (19/03/2022) with these marks, a decrease of 4.88 meters was identified. These findings confirm a period of significant reduction in hydrological recharge, attributed to the region's arid-semi-arid climate.

Regarding the karstic morphology identified in La Cueva del León, dissolution forms are predominantly observed, including "scallop" and "ceiling pockets." As for karstic formations associated with precipitation processes, small stalactites and thin gypsum needles, as well as coralloids ("popcorn") and small flags, have been detected. Some very particular sedimentary structures in the shape of an "open book," composed of carbonates, were also recorded, differing in composition from the previous gypsum formations.

In the cave, predominant joints with NE-SW and NW-SE orientations were identified, and their dips are oriented both to the west and east. Additionally, faults with strikes of 85° and 180°, 32° and 190° were observed. Gypsum enterolithic folds, typical of marine sabkha environments, were also noted, mainly in the eastern sector of the hypogean system.

Keywords: Cueva del León, laser rangefinder, topo-geological survey.

AGRADECIMIENTOS

Quisiera expresar mi profundo agradecimiento a quienes fueron pilares fundamentales en la realización de este trabajo final de tesis. En primer lugar, quiero agradecer a mis padres, que siempre estuvieron a mi lado, brindándome su apoyo. Que con su constante esfuerzo diario trabajaron para que a mí no me falte nada, y que yo pudiera estudiar la carrera de mi elección.

A mi esposa Paula, agradezco su infinita paciencia y apoyo constante a lo largo de este proceso. Su respaldo fue fundamental en los momentos más complicados. ¡Te amo!

A toda mi familia que de una u otra manera siempre estuvieron apoyándome, en especial a mis queridos ayudantes de campaña, Guadalupe y Marcelo, cuya dedicación y colaboración fueron esenciales para el éxito de este proyecto.

A Maxi, por su valiosa ayuda y experiencia, que me permitieron mejorar la descripción de las muestras.

A Flor, por tu infinita paciencia y dedicación en ayudarme en la edición de las fotografías.

A Eduardo Canales, del Laboratorio Petrográfico del Asentamiento Zapala de la Universidad Nacional del Comahue, por su valiosa colaboración en la preparación de los cortes delgados de las muestras de roca.

A mi tía Adriana, por su constante disposición y generosa ayuda con las traducciones al inglés.

A Santiago, mi sincero agradecimiento por su incondicional acompañamiento en este arduo camino. Su generosidad al compartir su tiempo, recursos y habilidades no es más que un ejemplo del compromiso de los profesores con sus alumnos.

A los miembros del jurado que me honraron con el tiempo y la atención dedicados a la revisión del trabajo, y con la calidad de sus apreciaciones.

A todos mis amigos, quienes formaron parte de esta maravillosa travesía académica, les agradezco por los momentos compartidos y el apoyo mutuo a lo largo de nuestra carrera.

A mi país y a la educación pública, que, siendo hijo de trabajadores, me brindaron la oportunidad de convertirme en un profesional sin ningún tipo de condicionamientos.

En resumen, mi más sincero agradecimiento a cada uno de ustedes que, de diversas maneras, contribuyeron a hacer realidad este logro académico. Su apoyo ha sido invaluable y quedará grabado en mi corazón.

Este trabajo se lo dedico a mi hija Faustina. Un regalo de la vida, mi sol. ¡Te amo!

Y como dice mi papá: **¡Hasta la victoria siempre!**

ÍNDICE

RESUMEN.....	I
ABSTRACT.....	II
AGRADECIMIENTOS	IV
1 INTRODUCCIÓN	1
1.1 Objetivo general.....	2
1.2 Objetivos específicos	2
2 ANTECEDENTES.....	2
3 ÁREA DE ESTUDIO	4
3.1 Clima.....	5
3.1.1 Condiciones climáticas e hidrológicas en la formación de la Cueva del León	7
3.2 Vegetación.....	8
3.3 Marco geológico.....	10
3.4 Geomorfología exocárstica	11
3.5 Características generales de la Cueva del León	13
4 MARCO TEÓRICO.....	16
4.1 Evaporitas de yeso.....	16
4.2 Solubilidad y cinética de disolución del yeso y su impacto en la espeleogénesis.....	16
4.2.1 Formación de Espeleotemas en Cuevas de Yeso	18
4.3 Tipo de carst de yeso.....	19
4.3.1 Clasificación de la Cueva del León.....	22
4.3.2 Descripción de Espeleotemas yesíferos	23
4.4 Modelos de formación de cuevas cársticas: espeleogénesis epigénica e hipogénica	26
4.5 Génesis y evolución cárstica de la Cueva del León	29
4.6 Métodos aplicables a la topografía de cavidades subterráneas	31
4.7 Topografía espeleológica	33
4.7.1 Espeleometría - Mapeo en 3D.....	34
4.7.2 Espeleografía -Proyección en planta, alzado y secciones	34
5 METODOLOGÍA	36
5.1 Método espeleológico, dispositivo y software utilizados.....	36
5.2 Trabajo de campo.....	37
5.3 Trabajo de gabinete	39
5.3.1 Espeleometría.....	39
5.3.2 Espeleografía.....	41

5.4	Análisis petrográfico de muestras de roca del sistema hipogeo de la cueva	44
6	RESULTADOS	45
6.1	Mapa en 3D	45
6.2	Mapa en planta	48
6.3	Mapa en alzado	49
6.4	Secciones.....	50
6.5	Descripción macro y microscópica de las muestras extraídas.....	51
6.6	Contactos litológicos.....	59
6.7	Niveles de inundación.....	63
6.7.1	Cueva del León: ejemplo de espeleogénesis epigénica.....	72
6.8	Estructuras deformacionales	73
6.9	Morfología interior y espeleotemas identificados	75
6.10	Estructuras sedimentarias.....	80
7	OBSERVACIONES Y MAPA FINAL.....	81
8	CONCLUSIONES	86
9	RECOMENDACIONES	87
10	BIBLIOGRAFÍA.....	89

INDICE DE FIGURAS

Figura 3-1:A: Ubicación de la Cueva del León en la Sierra de Curymil (Google, s.f). B: ubicación aproximada en el Depto Picunches (Prov. del Neuquén)	4
Figura 3-2: Distribución areal de la precipitación en la cuenca del río Agrio, ilustrando el gradiente de precipitación del tipo orográfico. Se observa una mayor acumulación de precipitación en el oeste (Cordillera de los Andes), con una marcada y rápida disminución hacia el este de esta cuenca. Modificado de Catinari <i>et al.</i> (2022).....	6
Figura 3-3: Distribución areal de la temperatura media máxima y mínima, revelando un patrón térmico influenciado por la presencia de la Cordillera de los Andes al oeste y caracterizado por un incremento de las temperaturas de oeste a este. Modificado de Catinari <i>et al.</i> (2022).....	7
Figura 3-4: Mapa Fitogeográfico de la Provincia del Neuquén. Tomado de Movia <i>et al.</i> (2006).	9
Figura 3-5: Caracterización geológica y estructural del área de estudio. Nótese los pliegues en el Cordón de Curymil. Tomado de Barredo <i>et al.</i> (2012).	11
Figura 3-6: A) “Dolina” situada aproximadamente a 128 metros al sudoeste de la entrada de la cueva. B) Pequeños canales formados por disolución conocidos como “karren”.....	12
Figura 3-7: Mapa en planta del hipogeo de la Ficha Catastral Q1 del Catastro Nacional de Cavidades Naturales (Grupo Espeleológico Argentino 1990)	14
Figura 3-8: Topografía de la caverna del León. Tomado de Barredo <i>et al.</i> (2012).....	15
Figura 4-2: A: En zonas áridas o semiáridas, la escasa vegetación reduce el CO ₂ en las aguas infiltradas, impidiendo la disolución incongruente y favoreciendo la evaporación, lo que forma espeleotemas de yeso. B: En zonas húmedas, la vegetación y las abundantes lluvias aumentan el	

H ₂ CO ₃ en el agua, haciendo que la disolución incongruente sea el proceso dominante, resultando en espeleotemas de carbonato (Modificado de Calaforra et al. 2008)	19
Figura 4-1: Tipos de carst según su evolución y posición estratigráfica. Modificado de Klimchouk y Ford (2000).....	22
Figura 4-4: Los espeleotemas yesíferos se pueden clasificar en función de las características del entorno en el que se desarrollan (yesífero o carbonatado) y posteriormente atendiendo a si precipitan sobre o bajo el nivel freático (subaéreo o subacuático, respectivamente). Modificado de Gázquez et al. (2011).	24
Figura 4-5: a) Círculos de goteo descubiertos en la Cueva Grotta Imbroglita. b) Ejemplo de anillos encontrados en el lago seco de la Cueva Grotta del Secchio. Tomado de Nozzoli et al. (2009).	25
Figura 4-3: Sección transversal idealizada de un sistema cárstico epigénico típico. La recarga se lleva a cabo mediante arroyos que se insumen, “dolinas” y otras geoformas del epicarst dando lugar a afluentes que conforman un sistema de cuevas ramificado. Los pasajes vadosos, que se forman por encima del nivel freático, incluyen pozos y cañones. En el nivel freático, el agua subterránea sigue una pendiente relativamente suave hasta los manantiales en los valles adyacentes. Modificado de Audra y Palmer (2015).	28
Figura 4-6: Sala de las Chimeneas, chimenea con formas de disolución, luz entrando desde el epigeo	30
Figura 4-7: Talud del Laguito, marcas de inundación en bloque caído.	30
Figura 4-8: A: Leica DISTO™ X310 utilizado en la Cueva del León. B: Estación total en levantamiento topográfico. Tomado de Domínguez-Cuesta et al. (2012).....	33
Figura 4-9: Proyección en planta y diferentes secciones de un mismo sistema hipogeo. Modificado de Martínez i Rius (1992).....	35
Figura 4-10: A) En este alzado desarrollado, podemos apreciar la totalidad del sistema hipogeo en su escala real. B) En contraste, en el alzado proyectado, obtenemos una perspectiva peculiar de la cavidad, con medidas que no reflejan con precisión su escala real. Modificado de Martínez i Rius (1992).	36
Figura 5-1: Distanciómetro láser Leica DISTO™ X310 utilizado en el mapeo de la Cueva del León.	37
Figura 5-2: A) Representación de la poligonal que muestra todas las estaciones establecidas en la cavidad, visualizadas mediante TopoDroid. B) Detalle de las estaciones que conforman el "esqueleto" del sistema subterráneo de la cueva, con sus respectivas radiaciones.	40
Figura 5-3: A) Las estaciones dentro del software Cave 3D se encuentran como puntos, donde cada disparo que las une se dispone como segmentos de diferente color. B) Se observa las múltiples radiaciones que disponen todas las estaciones dentro del sistema hipogeo de la cueva.	41
Figura 5-4: A) Boceto en planta del sistema hipogeo de la Cueva del León, con las estaciones y sus direcciones correspondientes, creado mediante TopoDroid. B) Alzado esquemático del sistema hipogeo de la Cueva del León, con las estaciones y sus respectivas orientaciones, generada a través de TopoDroid.	43
Figura 5-5: Sección de la Cueva del León donde se puede observar las radiaciones efectuadas desde la estación 12 (Galería del Este).....	44
Figura 6-1: Producto final obtenido por los datos ingresados al programa Cave 3D. Los diferentes tonos de grises es un efecto del programa para darle volumen a la imagen en 3D.	46
Figura 6-2: Producto final obtenido por los datos ingresados al programa Cave 3D. Los diferentes todos de grises que marcan el sistema hipogeo de la cueva es un efecto del programa para darle volumena la imagen en 3D.....	47
Figura 6-3: Mapa en planta de la Cueva del León realizado con el software AutoCAD® 2021.	48

Figura 6-4: Alzado de la Cueva del León realizado con el software AutoCAD® 2021.	49
Figura 6-5: Cortes realizados en la cueva con sus respectivas ubicaciones dentro del sistema hipogeo.	50
Figura 6-6: Ubicación de las muestras de roca descritas en este trabajo.	51
Figura 6-7: Muestra de yeso con bandas de carbonato de calcio. Bajo el microscopio, el yeso (Y) se observa incoloro con nicoles paralelos y exhibe colores de primer orden bajo polarizadores cruzados. En contraste, los carbonatos (C) presentan un color castaño/marrón con nicoles paralelos y muestran una birrefringencia extrema bajo nicoles cruzados.	52
Figura 6-8: Wackestone con textura micrítica y presencia de cemento esparítico. Se distinguen restos de bivalvos y otros organismos marinos.	54
Figura 6-9: Yeso con intercalaciones con carbonato de calcio. En microscopio podemos observar el yeso (Y) incoloro en nicoles paralelos y con polarizadores cruzados muestra colores de primer orden. En cambio, los carbonatos (C), presentan un color gris con nicoles paralelos y con nicoles cruzados una birrefringencia extrema.	56
Figura 6-10: El yeso (Y) se presenta incoloro bajo nicoles paralelos, mientras que bajo polarizadores cruzados exhibe colores de primer orden. En contraste, los carbonatos (C), presentes en mínima cantidad, muestran un tono castaño oscuro con nicoles paralelos y una birrefringencia extrema bajo nicoles cruzados.	58
Figura 6-11: Galería de la U, secuencia alternante entre el yeso y la caliza algal.	59
Figura 6-12: Sala del Lago Galería del Oeste, fractura fresca de la caliza micrítica gris azulada, componente de las brechas de colapso.	60
Figura 6-13: Brecha de colapso en la entrada a la Sala del Lago (pared sur).	60
Figura 6-14: Sala del Lago. Brecha de falla presentando clastos de calizas micríticas gris azuladas y de yeso en una matriz arenosa.	61
Figura 6-15: Brecha de falla polimítica, presentando clastos de calizas micríticas gris azuladas en mayor proporción y otros de yeso, en una matriz arenosa (Talud del Laguito).	62
Figura 6-16: Brecha de colapso de caliza micrítica con una cubierta de material muy fino. Galería subacuática de la Sala del Lago (foto tomada de video, mayo 2018).	62
Figura 6-17: Marcas lineales de precipitados y sedimentos a una altura de 1.7 metros aproximadamente desde el suelo, que resultan de episodios de inundación en el interior de la cueva. Estas evidencias fueron registradas en el acceso a la Sala de las Chimeneas.	64
Figura 6-18: A) Marca lineal de sedimentos que identifica un nivel de inundación en el Talud del Laguito, posicionadas a más de 2 metros de altura medidos desde el suelo de la cavidad. B) En el sector norte de la Sala de las Chimeneas, la pared de la cueva exhibe una marca lineal erosiva que señala un antiguo nivel de inundación, que presentan una altura de un 1.7 metros aproximadamente en relación al piso de la cueva.	64
Figura 6-19: Se observan múltiples niveles de inundación en la pared norte de la Sala del Lago, evidenciados por marcas lineales de sedimentos con unos pocos centímetros de separación entre ellos.	65
Figura 6-20: Se realizaron múltiples secciones tanto en la Galería del Este como en la Galería de la "U", revelando los diferentes niveles de inundación presentes en cada una.	66
Figura 6-21: Secciones realizadas en el Talud del Laguito, donde podemos distinguir diferentes niveles de inundación, como así también en la Sala de las Chimeneas.	67
Figura 6-22: Superposición de distintos niveles de inundación en la Sala del Lago. Se puede observar como el nivel del lago a disminuido -4.88 metros.	68

Figura 6-23: Representación de los niveles de inundación en la Galería del Oeste. Se aprecia como estuvo anegada casi en su totalidad si la comparamos con el nivel máximo de inundación que se pudo observar.	69
Figura 6-24: Representación de los niveles de inundación identificados en el sistema hipogeo de la cueva. Se sugiere que en esta área, el agua habría alcanzado una altura de 3.1 metros en la Gran Sala y de 3.9 metros en la Galería del Este.	70
Figura 6-25: En la Galería de la “U” y la Sala de las Chimeneas, cuando se compara con los niveles de inundación registrados, el agua podría haber alcanzado una altura como máximo de 1.8 metro y 2.4 metros respectivamente.	71
Figura 6-26: Ubicación de las diaclasas medidas dentro de la cueva. Diaclasa 4, 14, 16 se encuentran en el techo de la misma.	73
Figura 6-27: Roseta de diaclasas donde se puede observar las direcciones de rumbo medidas en el sistema hipogeo de la cueva.	74
Figura 6-28: Proyección estereográfica de las mediciones azimutales de las diaclasas dentro del sistema hipogeo de la cueva.	74
Figura 6-29: Pliegues enterolíticos en la Galería del Este afectando a yeso con intercalaciones de caliza algal.	75
Figura 6-30: A) Formas de disolución del tipo de “ <i>ceiling pockets</i> ” asociados a agregados de pequeños cristales de yeso. C) “ <i>Scallops</i> ” ubicadas en la Galería del Oeste. Extraído de Barredo <i>et al.</i> (2012).	76
Figura 6-31: En esta fotografía se observan como los espeleotemas están asociados a los sistemas de diaclasas de la caverna, muchos de ellos con goteo asociado. Además, se observan cortinas y patinas de recubrimiento en sectores de la pared norte. Espeleotemas ubicados a 3 m. del piso en la Galería del Este.	77
Figura 6-32: Agregados cristalinos y estalagmita no presentaron reacción al HCL al 10%.	78
Figura 6-33: Helictita ubicada en la Galería del Oeste.	78
Figura 6-34: Coraloides subáreos denominados “ <i>Popcorn</i> ” ubicados en la Galería del Oeste.	79
Figura 6-35: Cristales de Selenita ubicados en el suelo de la Galería del Este.	80
Figura 6-36: Estructura sedimentaria depositacional en forma de laminaciones horizontales cíclicas encontradas en la Galería del Oeste (pared norte).	81
Figura 7-1: Vista desde la mitad del talud de entrada hacia el sector occidental de la Gran Sala.	82
Figura 7-2: Sala del Lago vista desde la entrada a la Galería del Sur, hoy obstruida. El sector más iluminado es la unión con la Galería del Oeste.	83
Figura 7-3: En 1984, el grupo espeleológico del Centro de Actividades Subacuáticas Buenos Aires y KARST, Organización Argentina de Investigaciones Espeleológicas, ingresó a la Sala del Lago a través de la Galería del Oeste utilizando un bote inflable. Se puede apreciar que la sala está inundada.	84

1 INTRODUCCIÓN

El siguiente informe corresponde al Trabajo Final de Licenciatura en Ciencias Geológicas, presentado en la Facultad de Ingeniería de la Universidad Nacional del Comahue. Este comprende un estudio topo-geológico de la Cueva del León, ubicada en el departamento Picunches, Provincia del Neuquén.

La denominación inicial y más común de esta cavidad natural es 'Cueva', término que se utiliza en este Trabajo Final de Licenciatura. Sin embargo, según las definiciones más aceptadas entre los grupos espeleológicos, existe una distinción entre 'cueva' y 'caverna' (UAE, 2020). Una cueva se considera una cavidad de mediano desarrollo, que posee zonas de penumbra u oscuridad total, con una longitud mayor a 5 metros, pero inferior a 100 metros. En cambio, una caverna se define como una cavidad que presenta áreas de plena oscuridad, múltiples galerías y un desarrollo superior a 100 metros.

Al momento de esta contribución se llevan registradas un total de 345 cavidades naturales (dentro de estas se contabilizan no solo las cuevas, cavernas, simas, “*dolinas*”, sino también aleros, puentes etc., es decir no solo cavidades con origen cárstico o paracárstico), siendo la Provincia del Neuquén la de mayor cantidad de registros en el país (agosto 2024), de acuerdo al Catastro Provincial de Cavidades, registro espejo del Catastro Nacional de Cavidades Naturales (CNCN) gestionado en el InfoCav 1.0 (sistema web para la gestión de información geográfica desarrollado para la Comisión de Catastro de la Unión Argentina de Espeleología) (UAE, 2024). La Cueva del León es al momento la cueva de yeso de mayor desarrollo en nuestro país, con 852.5 metros (UAE, 2024).

La Disposición 022 dictada en la Provincia de Neuquén en el año 2001, prohibió el ingreso a las cavernas debido a un incidente relacionado con un pequeño desmoronamiento en esta cueva. Esto produjo una fuerte merma en la actividad espeleológica, que afectó la continuidad de los diferentes estudios, principalmente los topográficos.

El origen de la Cueva del León se debe a un proceso de carstificación en yeso, donde el proceso de disolución de la roca es más rápido que otras rocas solubles como los carbonatos. Los últimos trabajos de relevamiento topográfico en esta cueva tienen más de 30 años y fueron efectuados por el Grupo Espeleológico Argentino (GEA) en noviembre de 1990. La metodología empleada en ese momento fue relevar con un grado de mapeo 6D BCRA (British Cave Research Association) adoptada y ajustada por la Unión Internacional de Espeleología (UIS 2012), usando una brújula taquimétrica con anteojo y precisión 0,5 grados. Esta se montaba sobre un trípode y se nivelaba, donde la distancia se medía taquimétricamente con una mira centimetrada.

A mediados del año 2016, la provincia del Neuquén crea el Área de Espeleología, bajo la órbita de la Dirección de Patrimonio Cultural de la Subsecretaría de Cultura, con el objetivo de gestionar lo referente al rico patrimonio espeleológico provincial.

Se adquirió un distanciómetro laser Leica DISTO™ X310 que con una placa adaptada le permite medir distancia, ángulo horizontal y ángulo vertical (x,y,z), especializado en topografía de cuevas.

Viendo la necesidad de probar las capacidades de este aparato y de tener información actualizada sobre la topografía de la Cueva del León, se proyectan salidas de campo hacia esta cavidad cuyos resultados se presentan en este trabajo final de licenciatura.

1.1 Objetivo general

Realizar un levantamiento topográfico-geológico del sistema hipogeo de la Cueva del León y confeccionar un mapa de detalle del mismo, con el fin de tener información precisa y actualizada.

1.2 Objetivos específicos

Mediante la utilización del distanciómetro láser Leica DISTO™ X310 en conjunto con el software TopoDroid, especializado en mapeo de cuevas, realizar las siguientes tareas:

- Confeccionar un mapa topo-geológico en 3D del sistema hipogeo de la Cueva del León.
- Confeccionar un mapa en planta del sistema hipogeo de la Cueva del León.
- Confeccionar un mapa en alzado a lo largo del desarrollo del sistema hipogeo y cortes transversales al mismo.
- Identificar y registrar espacialmente contactos litológicos en el sistema hipogeo
- Identificar y registrar espacialmente niveles de inundación que pudieron haber afectado a la cueva.
- Identificar y registrar espacialmente estructuras deformacionales como pliegues y fallas dentro del sistema hipogeo de la cueva.
- Identificar y registrar morfologías cársticas constructivas, erosivas y mecánicas dentro del sistema subterráneo de la cavidad, incluyendo aquellas de carácter direccional.
- Identificar, registrar y mapear espacialmente brechas de colapso, conos de deyección en el sistema hipogeo.

2 ANTECEDENTES

De acuerdo con el relato de los pobladores, la denominación de Cueva del León, se debe a la presencia de pumas en ese paraje. Según cita el Diccionario geográfico de las Gobernaciones Nacionales. Tomo 2 (1942) Cueva de los Leones. – Conócese con este nombre una caverna situada en el lote 32, sección XIII, zona andina, departamento Picunches. A ella se llega solamente a caballo, por un sendero arenoso y accidentado. “Cuenta la tradición que allá por el año 1890, un vaquero indígena de apellido Mena,

mientras a galope cumplía las tareas de su cargo sintió de improviso que su caballo se hundía, de cuya sumersión salvóse el jinete gracias a su agilidad. Disipada la nube de polvo que lo envolvió y serenado de espíritu, pudo constatar, con temor y asombro que su cabalgadura había desaparecido, y que en el lugar abría un hoyo en forma de embudo, por el que con rapidez deslizábase la arena circundante. Llevó el suceso a conocimiento de su patrón, don Demetrio Alsina, quien vino al lugar y pudo constatar la existencia de esta maravillosa caverna” (Diccionario geográfico de las Gobernaciones Nacionales, 1942).

En el ámbito de la geología de la zona de estudio, el geólogo alemán Pablo Groeber emerge como uno de los pioneros en investigar la región (Groeber 1929; Groeber 1946). Según Riccardi y Damborenea (1993), Groeber (1946) no aportó mayores precisiones sobre esta unidad, pero indicó claramente que es la misma que Schiller (1912) definió como Yeso Principal y Weaver (1931) como Auquinco Formation que, basándose en consideraciones toponímicas, modificó la grafía a Auquilco. El término Auquilco es considerado sinónimo de Auquinco, el nombre correcto de la localidad tipo de la unidad. Además de su sentido litoestratigráfico, Groeber (1946) utilizó el término Auquilcoense para denominar el episodio sedimentario correspondiente, integrante del Subciclo Chayacano del Ciclo Jurásico.

Adicionalmente, se encuentran trabajos como las de Lambert (1956) y Leanza *et al.* (2001) quienes detallan esta formación, en la descripción de la Hoja Geológica 35b y la Hoja 3969-I Zapala. En el año 2011, se destacan trabajos como el de Arregui *et al.* (2011b), que ofrece una descripción del Grupo Lotena, y el de Vega *et al.* (2011), que lleva a cabo un análisis estratigráfico de la Formación Lotena.

Ya en los años '70 se pueden encontrar una serie de publicaciones en revistas de actividades al aire libre que describen con cierto detalle la cueva, como la de Cabral (1974), donde publica un artículo en la revista Weekend denominada “Expedición espeleológica a la Cueva del León, en Neuquén” donde documenta el primer buceo realizado en su laguna. En la década de los ochenta, se publicaron artículos como el de González (1984), titulado “Cueva del León: un desafío para espeleólogos y buzos en las entrañas neuquinas”, en la revista Aire y Sol. Este artículo ofrece una descripción general de la cueva, destacando especialmente la experiencia del buceo. También se pueden encontrar autores como Lipps, (1986) que realiza una descripción general de la cueva. Posteriormente Agüero y Tedesco (1988), presentan un informe denominado Buceo en la Caverna del León publicado por la Revista Salamanca del Grupo Espeleológico Argentino.

Las últimas visitas a la cavidad, donde se realizaron actividades de buceo en el lago y sus galerías sumergidas fueron llevadas a cabo en exploraciones conjuntas entre la UAE (Unión Argentina de Espeleología), el GAEMN (Grupo Azul Espeleológico y de Montañismo del Neuquén), GEMA (Grupo Espeleológico Mendoza), GEA (Grupo Espeleológico Argentino) y el Departamento de Espeleología en los meses de septiembre y diciembre de 2017 y en mayo de 2018.

Los trabajos topográficos del GEA se efectuaron en 1982, 1983 y 1990, incluyendo un sondeo del lago subterráneo (Agüero *et al.* 1990), de donde derivan los mapas más conocidos de la cueva.

Por último, en la contribución de Barredo *et al.* (2012), se lleva a cabo una detallada descripción de las principales cavernas cársticas ubicadas en la provincia del Neuquén. Este estudio proporciona una descripción de la cueva, abarcando la geología, con especial hincapié en el modelado cárstico, y en la topografía que presenta el sistema hipogeo de la cueva.

3 ÁREA DE ESTUDIO

La Cueva del León se encuentra ubicada en el Lote 32, sección XIII, en territorio de la Comunidad Mapuche Cheuquel, localizada a 24 kilómetros al sudeste de la ciudad de Las Lajas, departamento Picunches, centro oeste de la provincia del Neuquén. Se accede a la misma recorriendo desde dicha localidad unos 10 km hacia el sur por la RN40, para luego tomar un desvío hacia el este por un camino de tierra y huella de unos 14 km. Sus coordenadas son $38^{\circ}37'44,57''\text{S}$ y $70^{\circ}13'11,82''\text{O}$ y a 1.348 m s.n.m. (Fig. 3-1).



Figura 3-1:A: Ubicación de la Cueva del León en la Sierra de Curymil (Google, s.f). B: ubicación aproximada en el Depto Picunches (Prov. del Neuquén).

3.1 Clima

La cuenca que drena el área de la Cueva del León constituye una parte integral de la cuenca del Río Agrío. Esta se encuentra situada al norte de la Patagonia, entre los 37,7° y 38,7° Latitud sur. Se trata de un componente esencial de uno de los sistemas hidrográficos más significativos del sur de Argentina, específicamente la cuenca del Río Neuquén.

Catinari *et al.* (2022) indica que el clima de esta zona se ve influenciado por dos fenómenos atmosféricos: el cinturón Subtropical de Altas Presiones proveniente del océano Pacífico y las bajas presiones subpolares presentes en el Círculo Antártico. Además, la presencia de la Cordillera de los Andes, con su efecto de barrera, favorece la ocurrencia de precipitaciones. La cuenca sigue un régimen pluvio-nival, en el cual las precipitaciones durante el invierno se acumulan en forma de nieve en las montañas.

Según Catinari *et al.* (2022), durante la primavera, el desplazamiento latitudinal del cinturón subtropical reduce la humedad proveniente del océano Pacífico, mientras que el aumento de las temperaturas provoca el derretimiento de la nieve. Este proceso incrementa la humedad en el área, resultando en un mayor caudal en arroyos y ríos de la cuenca.

De acuerdo al seguimiento realizado por Catinari *et al.* (2022), el área tiene una precipitación media anual de 371 mm, alcanzando un máximo de 934 mm en el año 1980 y un mínimo de 100 mm en 2004, según los datos de la estación meteorológica Las Lajas, que es la más cercana (Figura 3-2). Esta variabilidad en los niveles de humedad, que incluye tanto años de precipitaciones extremas como de déficit hidrológico, provoca fluctuaciones en la disponibilidad de agua en los diferentes ambientes de la cuenca, lo que se refleja en las lagunas superficiales y en el aporte hídrico a las cavernas del área.

Como se puede observar en el mapa de distribución de temperaturas (Figura 3-3) realizado por este autor, el patrón de temperaturas responde a la presencia de la Cordillera de los Andes al oeste, con un aumento de las mismas de oeste a este. A partir de la clasificación climática del sistema Thornthwaite, el área de la Cueva del León es establecida como un clima mesotermal B2, cuyas temperaturas medias mínimas varían entre los 4 a 5 °C y las máximas entre los 16 y 18 °C.

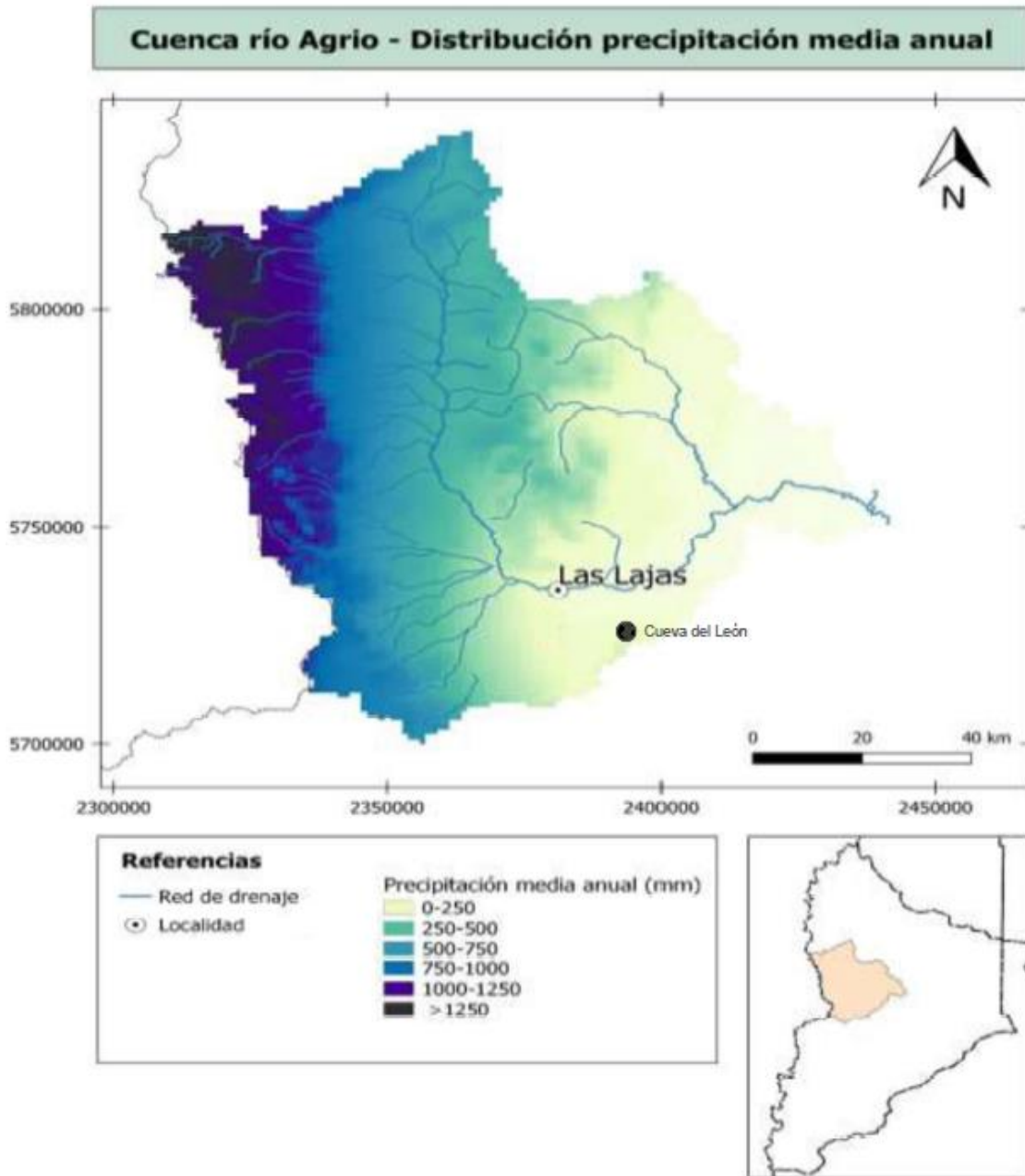


Figura 3-2: Distribución areal de la precipitación en la cuenca del río Agrio, ilustrando el gradiente de precipitación del tipo orográfico. Se observa una mayor acumulación de precipitación en el oeste (Cordillera de los Andes), con una marcada y rápida disminución hacia el este de esta cuenca. Modificado de Catinari *et al.* (2022).

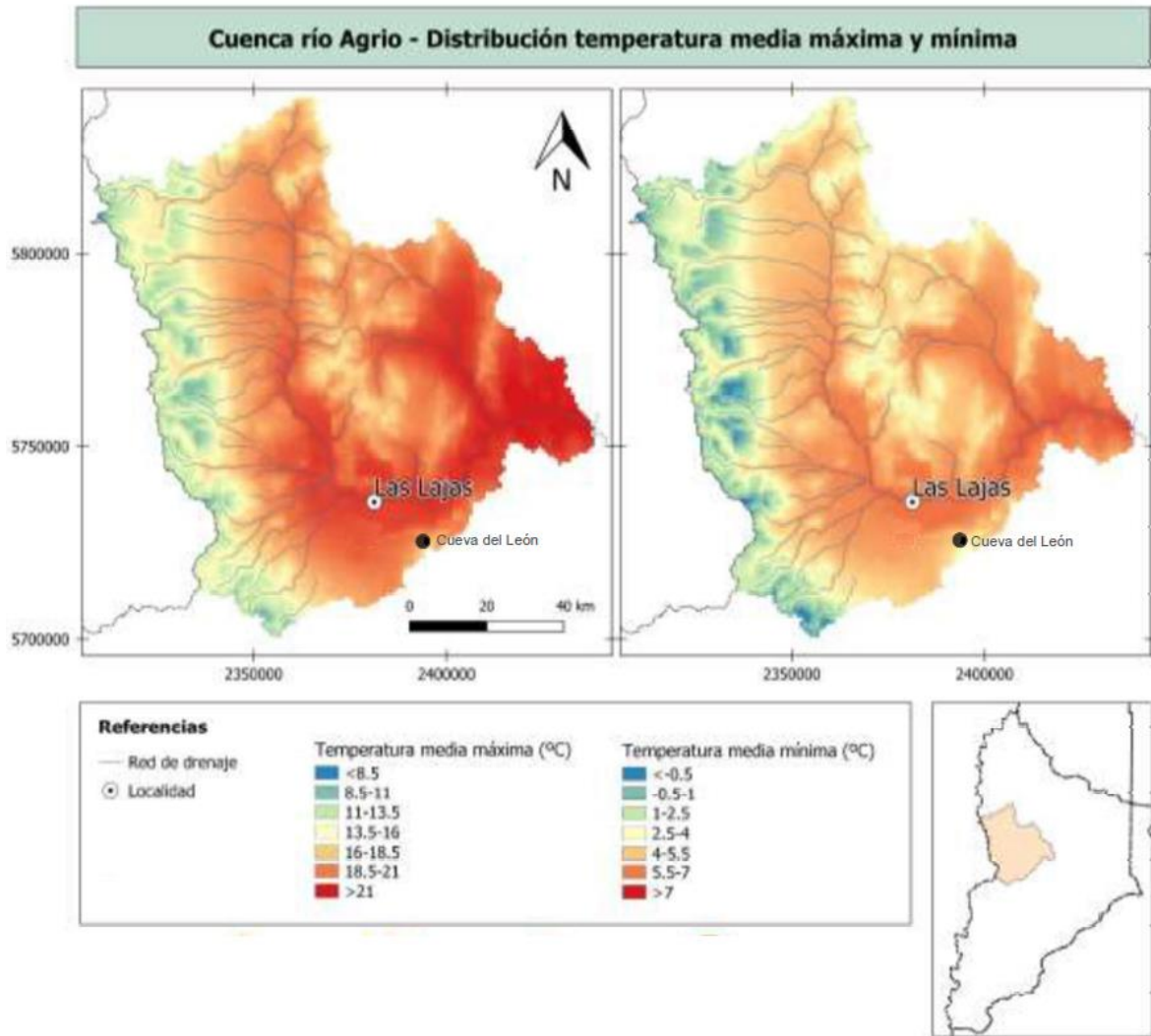


Figura 3-3: Distribución areal de la temperatura media máxima y mínima, revelando un patrón térmico influenciado por la presencia de la Cordillera de los Andes al oeste y caracterizado por un incremento de las temperaturas de oeste a este. Modificado de Catinari *et al.* (2022).

3.1.1 Condiciones climáticas e hidrológicas en la formación de la Cueva del León

Es importante destacar que el clima (T° , humedad) y la hidrología, dos de los factores relevantes para generar condiciones espeleogenéticas en la formación de la Cueva del León, no fueron las que se presentan en la actualidad. De acuerdo a la información tomada de Barredo *et al.* (2012), se indican dos posibles momentos para la existencia de un clima favorable para la generación del cavernamiento: la primera según Hofreiter *et al.* (2003), donde las condiciones climáticas durante la última glaciación fueron similares a las que se registran en la actualidad (clima frío y seco), así se podría suponer que la edad del cavernamiento es anterior a la última glaciación, situándose al menos en el Pleistoceno medio; el posible segundo momento, estaría relacionado a lo que indica Rahmstorf (2003) que sostiene que el enfriamiento de dicha glaciación no fue constante, alternando períodos

fríos (estadales) con otros más cálidos (interestadales) en ciclos de 1500 años (quinto orden). Tomado como válida esta ciclicidad de alta frecuencia, se podría considerar una edad aún más joven, probablemente entre el Pleistoceno y el Holoceno.

3.2 Vegetación

El epigeo de la Cueva del León se encuentra ubicada en la Provincia fitogeográfica patagónica (Figura 3-4). Según explica Movia *et al.* (2006), esta actúa como una transición entre el monte y la provincia subantártica en el área neuquina, y presenta características particulares que no se encuentran en otras provincias patagónicas. Esto ha llevado a la creación del Distrito de la Payunia, que se considera una zona de transición entre el Monte y la Patagonia.

El Distrito de la Payunia se encuentra en el dorso de los Chihuidos y en las laderas del volcán Auca Mahuida, siempre por encima de los 1.000 metros de altitud. Hacia el sur, se extiende a los basaltos de Zapala, llegando hasta Las Coloradas, el Cerro Marucho y el Cerro Lotena. La definición de este distrito se basa principalmente en la presencia de una serie de especies endémicas como *Aylacophora* desertícola, *Cassia Kurtzii*, *Gallardoia* sp., *Lithodraba mendocinensis*, *Prosopis Castellanosii*, entre otras (Movia *et al.* 2006).

La vegetación comprendida en el área de estudio, se trata de una estepa arbustiva gramínea que cubre aproximadamente el 50% del área. En este ecosistema, las gramíneas, conocidas como coirones, son las plantas dominantes.

La escasez de agua limita el crecimiento de la vegetación, dando lugar a un paisaje que se asemeja a un desierto cálido, con una estepa arbustiva en un suelo con baja cobertura. En estas condiciones, las especies vegetales predominantes son aquellas que han desarrollado adaptaciones para sobrevivir a la sequía y el consumo por parte de los herbívoros, tales como arbustos con espinas y hojas pequeñas (Movia *et al.* 2006).

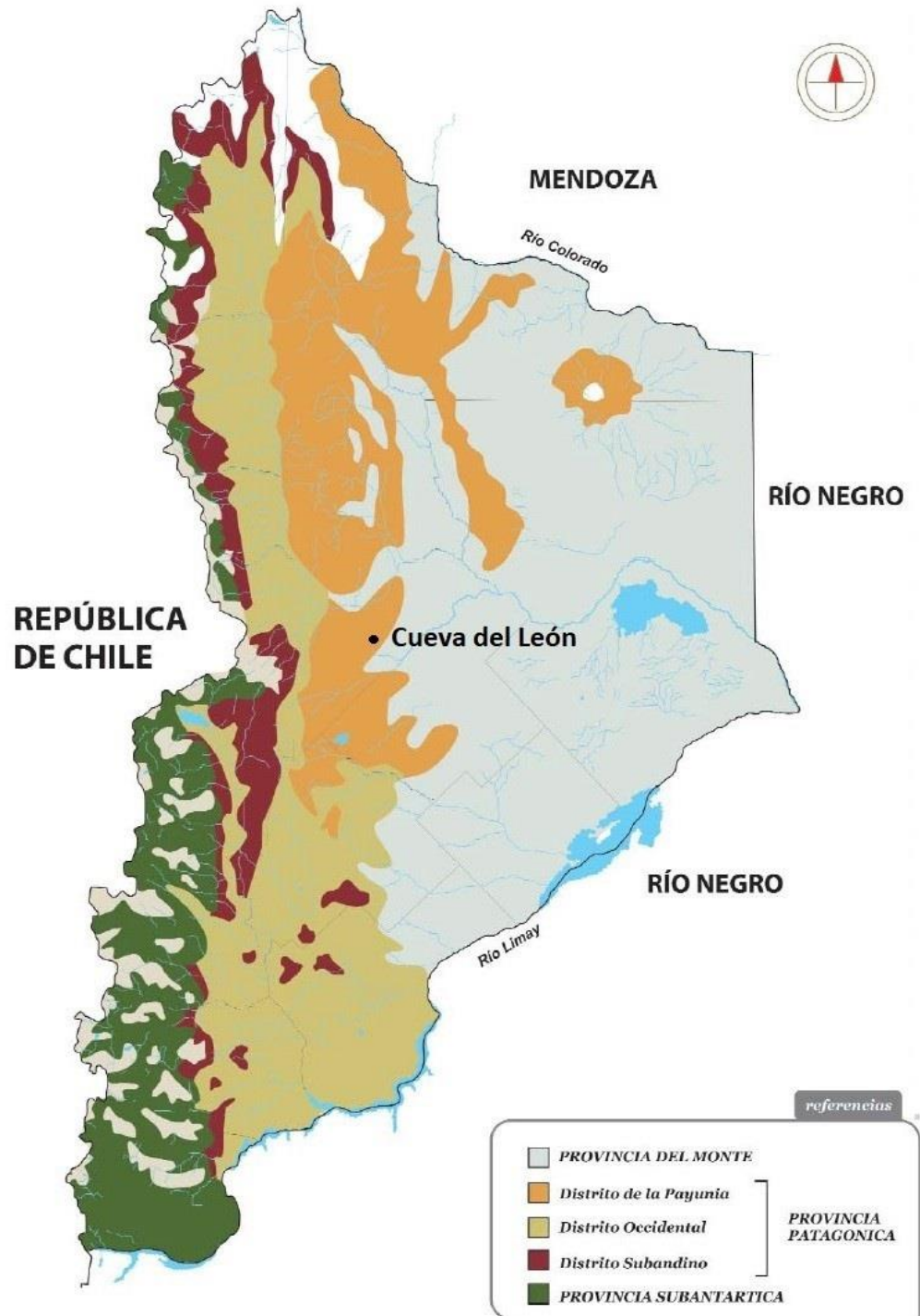


Figura 3-4: Mapa Fitogeográfico de la Provincia del Neuquén. Tomado de Movia *et al.* (2006).

3.3 Marco geológico

La Cuenca Neuquina constituye una cubeta subandina que se asocia a un margen de placas convergentes, en los cuales el fondo oceánico que formó parte del proto-oceano pacífico se flexiona por debajo de otra placa formada por corteza continental, que constituyó el límite sudoccidental de Gondwana (Arregui *et al.* 2011a). Su historia como área receptora de sedimentos se inicia en el Triásico Tardío – Jurásico Temprano (Arregui *et al.* 2011a). Brisson *et al.* (2015) explican que la Cuenca Neuquina experimentó cambios significativos desde el Jurásico Medio hasta el Cretácico Inferior. Inicialmente, funcionó como una cuenca de retroarco, pero hacia el final del Cretácico Inferior se transformó en una cuenca de antepaís debido al incipiente levantamiento de la Cordillera de los Andes. Durante el Cretácico Inferior se reconoce una gran área marina andina conectada al Pacífico a través del arco volcánico, la cual está representada de norte a sur por la cuenca de Chañarcillo (Chile) y la Cuenca Neuquina, esta última conformada por dos depocentros: la “plataforma del Aconcagua” y el “engolfamiento Neuquino”. El levantamiento de la cordillera provocó la retirada del Pacífico y la primera transgresión marina desde el Atlántico en el Cretácico Superior. La reactivación de la faja plegada y corrida durante el Mioceno marcó la conclusión del proceso de estructuración de la cuenca (Brisson *et al.* 2015).

La Cuenca Neuquina registra una columna sedimentaria de más de 6.000 metros de espesor que incluye rocas marinas y continentales que abarcan desde el Triásico Superior al Paleoceno (Howell *et al.* 2005).

El Grupo Lotena, con una edad calloviana-oxfordiana marca un ciclo transgresivo-regresivo en la cuenca, con un espesor aproximado de 200 metros en la región (Sánchez *et al.* 2014, Arregui *et al.* 2011b, Leanza 1992). Este grupo comienza con la Formación Lotena, que consiste en areniscas finas con estratificación entrecruzada, laminación paralela e intercalaciones de arcilitas. Por encima se encuentran las calizas azuladas de la Formación La Manga, seguidas de evaporitas, pertenecientes a la Formación Auquilco. Estas últimas representan uno de los eventos principales de restricción marina en la Cuenca Neuquina.

La Cueva del León se encuentra ubicada en uno de los cerros del cordón Curymil, donde la roca hospedante corresponde a la Formación Auquilco. Según Leanza (2001; 2009) esta se encuentra constituida por areniscas yesíferas calcáreas, calizas yesíferas y brechas calcáreas de color gris amarillento. La asociación de facies indica un ambiente marino poco profundo con salinidad elevada, donde los cuerpos evaporíticos de yeso alternan a corta distancia con calizas de naturaleza criptoalgal y clásticos de grano fino, lo que indica una virtual desecación de la cuenca. Los mayores afloramientos de esta unidad dentro del territorio neuquino, se suceden en la sierra de Vaca Muerta, cordón de Curymil y Yesera del Tromen; ésta última ubicada entre las localidades de Chos Malal y Buta Ranquil (Lambert 1956; Legarreta 1985; Gulisano y Gutiérrez Pleimling 1994 y Barredo *et al.* 2012).

La cavidad comprende yeso y anhidrita, con delgadas intercalaciones de bancos de calizas algales (Lambert 1956 y Holmberg 1976). El yeso se encuentra afectado por sistemas de

fallas normales y diaclasas asociadas a un pliegue de rumbo este - oeste, con buzamiento oriental que afecta las unidades jurásicas (Figura 3-5) (Barredo *et al.* 2012).

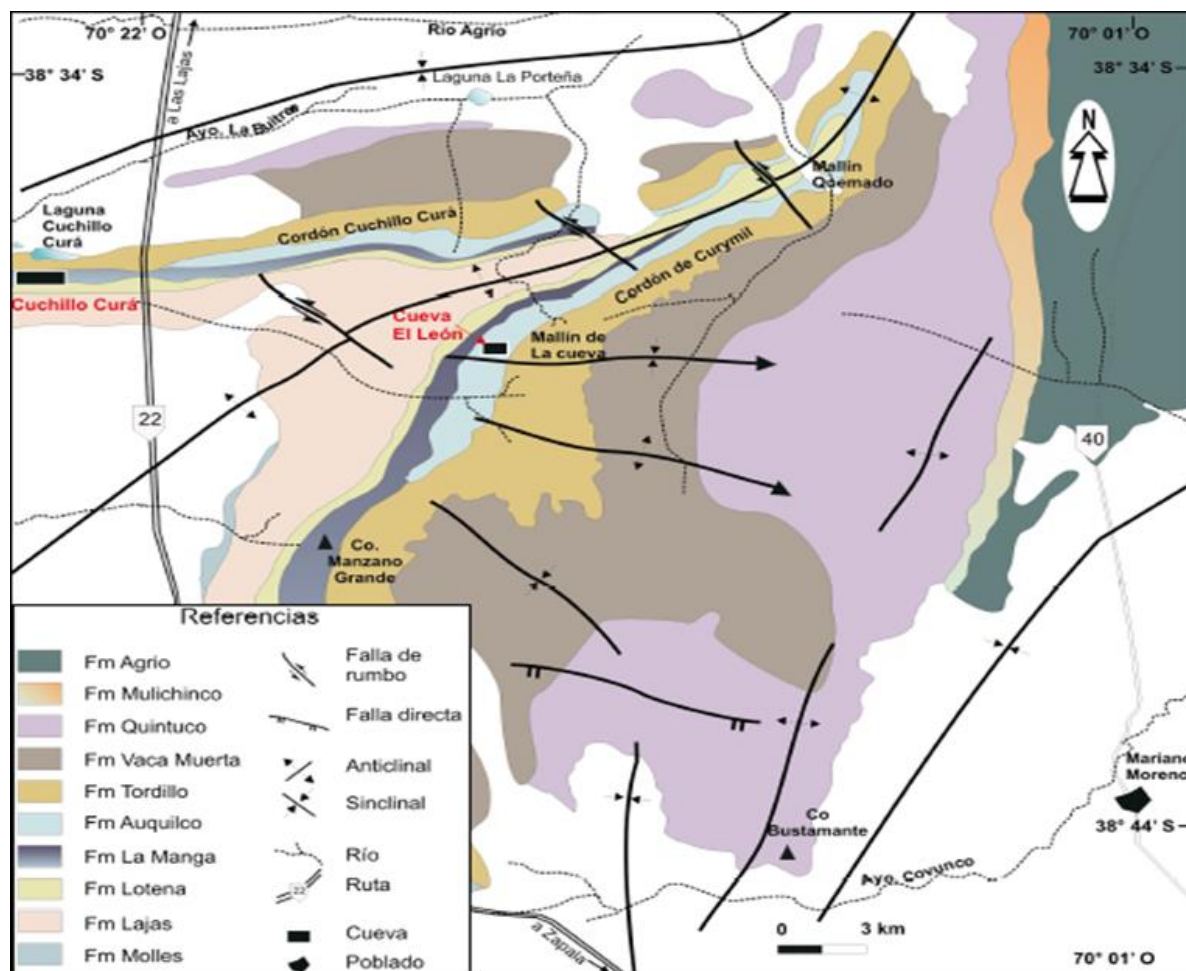


Figura 3-5: Caracterización geológica y estructural del área de estudio. Nótese los pliegues en el Cordón de Curymil. Tomado de Barredo *et al.* (2012).

3.4 Geomorfología exocárstica

El área de estudio se localiza en uno de los faldeos del cordón de Curymil, exhibiendo una variedad de formas de relieve exocárstico originadas por procesos superficiales. Es notable la existencia de dos “*dolinas*” ubicadas a muy pocos metros de la entrada de la cueva (Figura 3-6 A), así como pequeños canales de disolución conocidos como “*karren*”, “*lapiaz*” o “*lenares*”, que se observan en los afloramientos superficiales del yeso (Figura 3-6 B).

Calaforra y Berrocal (2008) explican que los *lapiaces* son pequeñas incisiones en la superficie rocosa debido a la disolución por la acción del agua. Estas incisiones pueden encontrarse tanto en la superficie desnuda de la roca como bajo el suelo, en la zona de

contacto entre la roca y la capa edáfica. Son comunes en rocas carbonatadas y rocas evaporíticas como yesos y sales. Las formas de “*lapiaz*” generadas por el agua de lluvia o la escorrentía directa se clasifican como “*lapiaz*” libre o desnudo. Estas formas varían según la pendiente de la superficie rocosa, su orientación, la pureza de la roca, el grado de fracturación, entre otros factores. Algunas de las formas resultantes son pequeños regueros paralelos separados por crestas agudas, escalones, surcos rectos o meandriformes, y pequeñas cubetas de disolución.

Las “*dolinas*” (*solution subsidence troughs*) son depresiones cerradas de dimensiones moderadas, con profundidades que oscilan entre unos pocos metros y más de 100 metros. En planta suelen tener formas circulares o elípticas. Se originan por procesos de disolución en zonas favorables de la superficie o cerca de la superficie rocosa. Pueden encontrarse tanto aisladas como agrupadas en campos de *dolinas* (Calaforra y Berrocal 2008).

Es importante resaltar que las “*dolinas*” y “*lapiaces*” encontrados se formaron bajo condiciones climáticas distintas a las actuales, dado que la disolución progresiva del yeso requiere niveles de humedad y temperaturas significativamente diferentes de las que prevalecen actualmente en un clima semiárido-árido. Estas geofomas ofrecen evidencia concreta de condiciones climáticas más húmedas que prevalecieron en la región en el pasado.

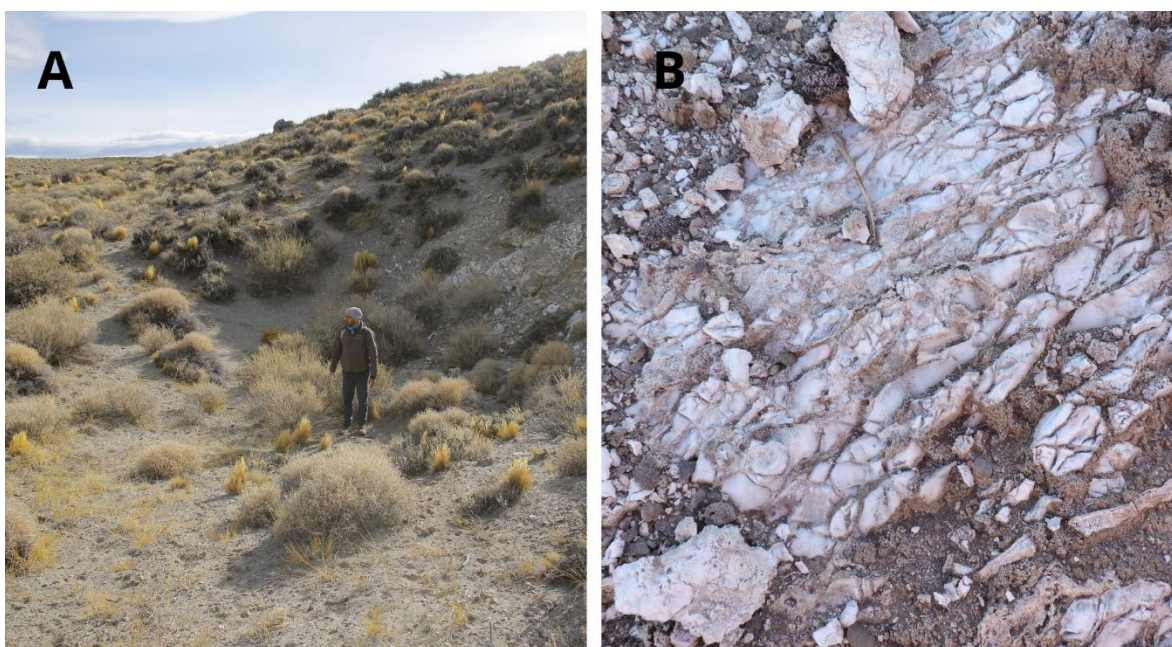


Figura 3-6: A) “*Dolina*” situada aproximadamente a 128 metros al sudoeste de la entrada de la cueva. B) Pequeños canales formados por disolución conocidos como “*karren*”.

3.5 Características generales de la Cueva del León

Previo a los trabajos de campo se llevó a cabo una búsqueda bibliográfica con información proveniente del trabajo de Barredo *et al.* (2012) (Figura 3-8) y de la Ficha Catastral Q1 del Catastro Nacional de Cavidades Naturales coincidente con el Catastro Provincial de Cavidades de la Provincia del Neuquén (Figura 3-7).

La boca de acceso a la cavidad es de aproximadamente 2,70 m de alto por 3 m de ancho y se localiza en el fondo de una “*dolina*”. El desarrollo general del cavernamiento es NE-SO (Agüero *et al.* 1990). Esta boca presenta un talud con pendiente de 45° compuesto por clastos y rocas, que corresponde a un cono de deyección (Barredo *et al.* 2012), donde se accede a la Gran Sala. La boca constituye un conducto de disposición vertical (“*vertical pipe*”) generados por desplome del techo de un nivel basal (Barredo *et al.* 2012) (Figura 3-7 y 3-8).

El acceso a la Sala del Lago, ubicada en el sector occidental de la cueva, se logra a través de la Galería del Oeste. Para alcanzar dicho punto, es necesario arrastrarse por este pasaje (gatera) en sus primeros metros. A medida que nos acercamos a esta sala, las dimensiones de la Galería del Oeste aumentan gradualmente, comenzando desde unos 70 centímetros en la entrada y alcanzando una altura de hasta 3.7 metros en ciertas áreas, mientras que llegando a la Sala del Lago la altura promedio es de aproximadamente 2 metros.

La Sala del Lago, ubicada en el extremo oeste, se caracteriza por la presencia de abundantes brechas de colapso y por la presencia de un cuerpo de agua de 50 metros de diámetro y una profundidad de 40 metros aproximadamente, el lago se encuentra rodeado de conos de deyección por el desplome del techo (Barredo *et al.* 2012) (Figura 3-7 y 3-8). Las condiciones actuales tanto de la galería de acceso como de la propia sala difieren significativamente de las descripciones proporcionadas por González (1984) y Lipps (1986). Según sus relatos, la presencia de agua era considerablemente mayor en aquella época, con tramos que se encontraban parcial o totalmente inundados.

Barredo *et al.* (2012) detalla la existencia de la Sala de las Vertientes y la Sala de las Chimeneas en el extremo oriental del sistema cavernario. Para llegar a ellas, es necesario atravesar la Galería del Este, cuyas dimensiones disminuyen progresivamente a medida que nos acercamos a la Galería de la "U", caracterizada por la presencia de brechas de colapso y por presentar una altura de tan solo 1,45 metros (Figura 3-7 y 3-8). Estas salas también presentan acumulaciones de este tipo de brechas, y además evidencian inundaciones periódicas, reflejadas en las marcas que registran las paredes. Es común observar conos de deyección compuestos por sedimentos de fracción arena, provenientes del aporte desde el exterior a partir de la existencia de chimeneas.

Se puede observar que el sistema hipogeo de la cueva no presenta grandes desniveles, salvo por la entrada de la misma o por el desnivel que se encuentra cubierto por el cuerpo de agua en la Sala del Lago, por lo que su desarrollo es más bien horizontal (Figura 3-7 y 3-8).

CAVERNA DEL LEON

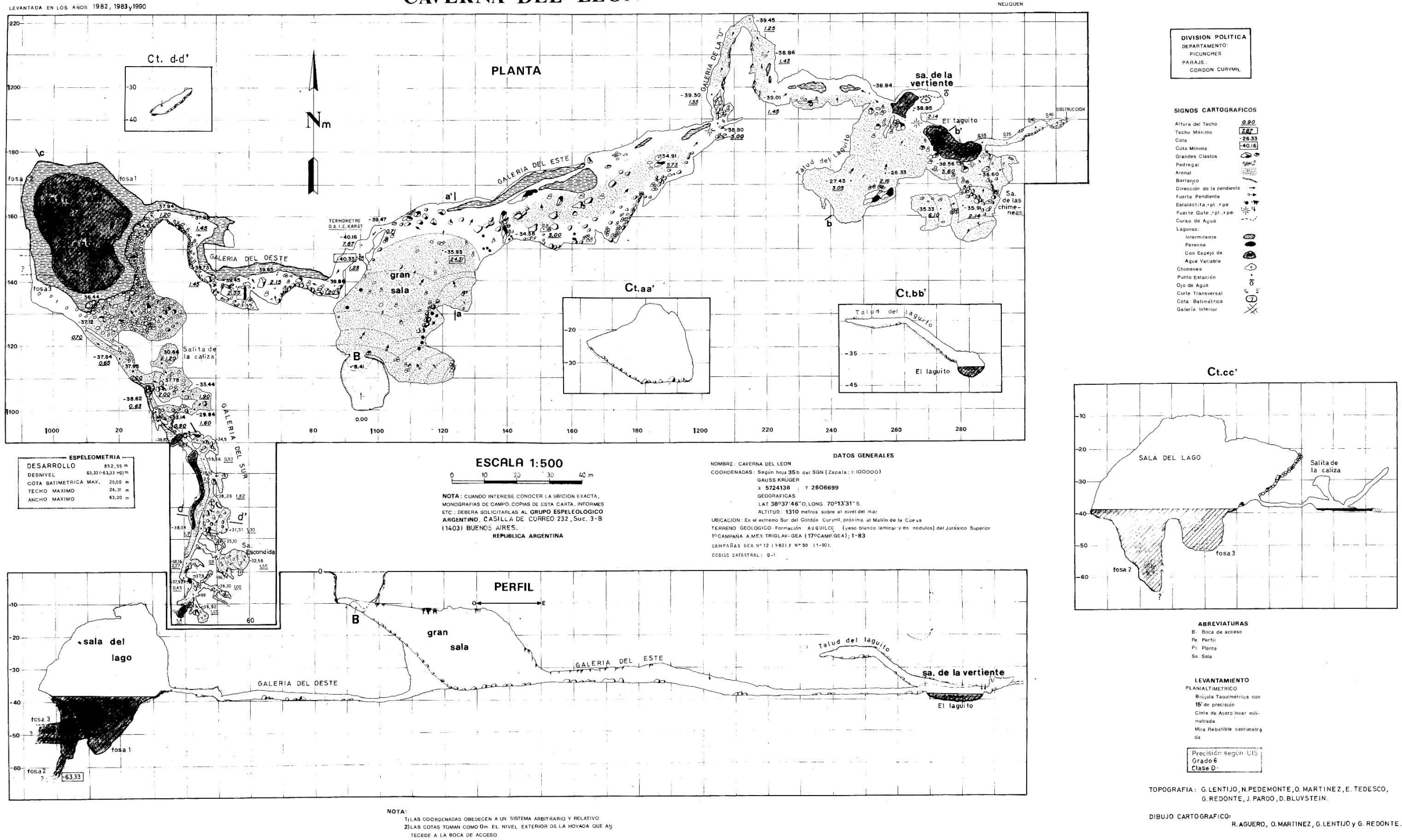


Figura 3-7: Mapa en planta del hipogeo de la Ficha Catastral Q1 del Catastro Nacional de Cavidades Naturales (Grupo Espeleológico Argentino 1990)

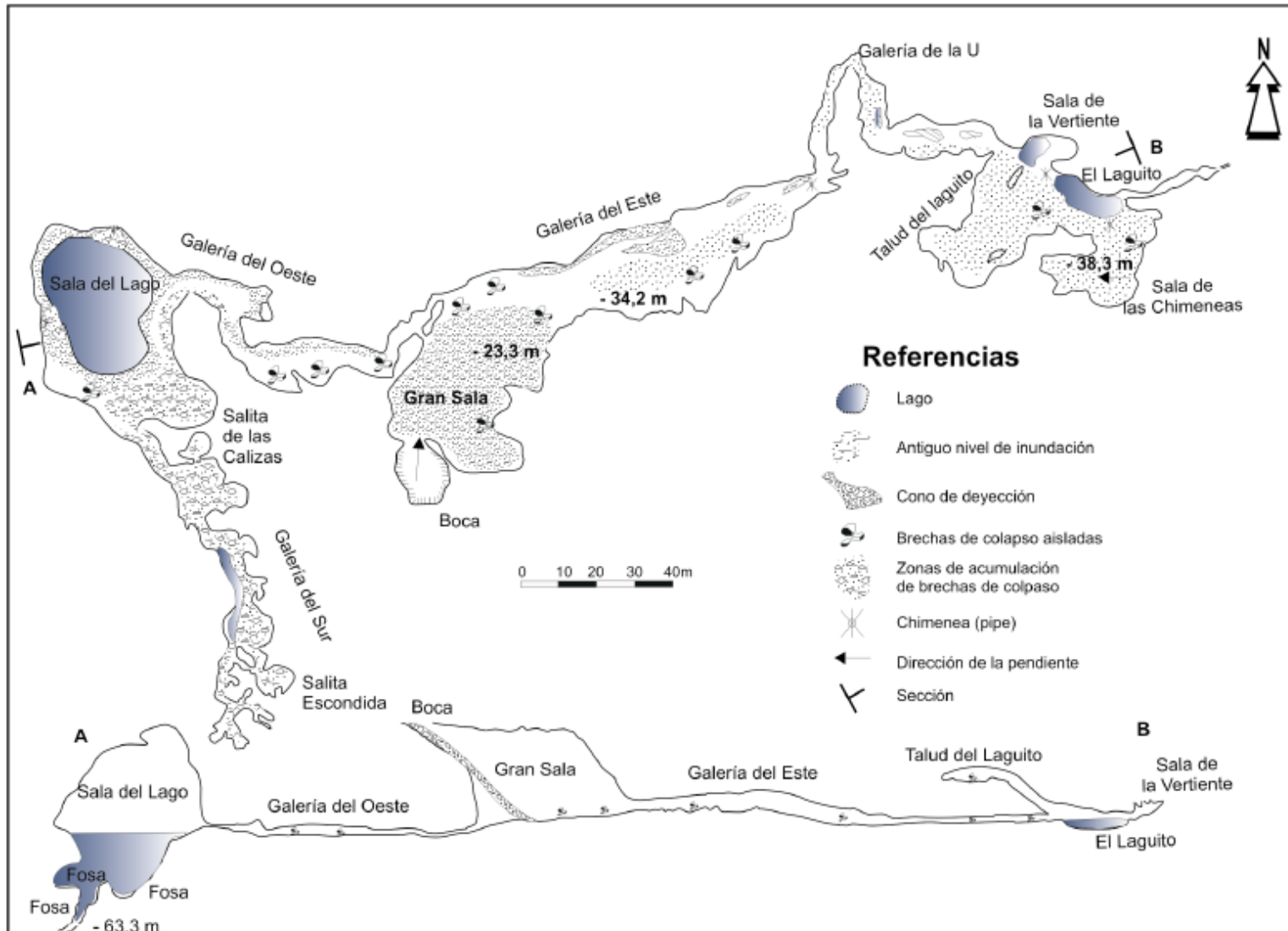


Figura 3-8: Topografía de la caverna del León. Tomado de Barredo *et al.* (2012).

4 MARCO TEÓRICO

4.1 Evaporitas de yeso

Las evaporitas son sedimentos químicos precipitados a partir de salmueras. A diferencia de los sedimentos terrígenos clásticos que provienen de la destrucción de una roca madre y que son transportados hasta un ambiente deposicional, donde adquieren sus características faciales de acuerdo con las variaciones en el tamaño de los granos y sus estructuras sedimentarias, los sedimentos evaporíticos se originan dentro del propio ambiente deposicional por precipitación físico- química (Alonso 2006).

Según Spalletti (2006), el mineral que las constituye sirve para darle la denominación a las rocas, que están compuestas esencialmente por halita, anhidrita y yeso, siendo estos últimos los más comunes entre los sulfatos.

Klimchouk (2012), explica que estas evaporitas de yeso se depositan principalmente en mares, lagunas y lagos de drenaje interno, donde la tasa de evaporación en la cuenca supera a la cantidad de agua que ingresa como lluvia y flujo superficial y subterráneo. Este experimenta un ciclo de transformación cuando el yeso se soterra a niveles poco profundos. Convirtiéndose en anhidrita, y posteriormente pasa a yeso nuevamente durante el proceso de exhumación.

La asociación de facies representada en la Fm Auquilco, según Leanza (2001), señala un ambiente marino poco profundo con elevada salinidad. En este entorno, los cuerpos evaporíticos de yeso alternan a cortas distancias con calizas de naturaleza criptoalgal y clásticos de grano fino, sugiriendo una virtual desecación de la cuenca (Leanza 2001).

Arregui *et al.* (2011b) explica que este ciclo sedimentario originado por una reactivación tectónica en la Cuenca Neuquina, da lugar a una migración abrupta de facies proximales hacia el interior de la cuenca. En etapas posteriores, con una actividad tectónica menos pronunciada y/o momentos de nivel de base alto, se depositan extensas plataformas carbonáticas con abultamientos biogénicos locales compuesto por corales. La fase culminante se caracteriza por la depositación de más de 500 m de anhidrita, con mínimas proporciones de carbonatos, en la parte central de la cuenca. El Grupo Lotena, conforma una secuencia completa de segundo orden que se inicia con una regresión forzada tectónicamente inducida, prosigue con el desarrollo de plataformas carbonáticas durante la máxima expansión del mar, finalizando con evaporitas correspondientes a una regresión normal (Arregui *et al.* 2011b).

4.2 Solubilidad y cinética de disolución del yeso y su impacto en la espeleogénesis

La solubilidad del yeso en agua pura a 20°C es de 2,531 g/l o 14,7 mm/l, lo que representa aproximadamente 140 veces menor que la solubilidad de la sal común (360 g/l), pero cuatro órdenes de magnitud mayor que la solubilidad del CaCO₃ (1,5 mg/l). Sin embargo, en

presencia de CO₂, la disolución de la calcita aumenta y la diferencia de solubilidad entre la calcita y el yeso disminuye de 10 a 30 veces (Klimchouk 1996b; Ford y Williams 2007). Es importante destacar que la solubilidad del yeso no es constante, sino que depende de varios factores, tales como la temperatura del agua, la presencia de otras sales, la diferencia entre la presión litostática sobre el agua subterránea y la roca, así como el tamaño de los granos que constituyen la roca y el espacio poral que presentan. Además, la solubilidad puede aumentar significativamente debido a la reducción anaeróbica de sulfatos en presencia de materia orgánica, la desdolomitización de capas de dolomita intercaladas, y otros factores (Klimchouk 1996a; Klimchouk 1996b y Klimchouk 2012). Ford y Williams (2007) describe cómo Klimchouk y otros investigadores han estudiado la velocidad a la que el yeso se disuelve en diferentes regiones de Ucrania, España e Italia. Para medir esta disolución, colocaron tabletas de yeso estandarizadas en varios lugares, donde el agua interactúa con la roca, y observaron cuánto peso perdían estas tabletas con el tiempo. Descubrieron que el yeso se disuelve más rápido en lugares con aguas subterráneas agresivas y con mayor precipitación. En zonas más secas, como Sorbas en España, el yeso se disuelve más lentamente. También notaron que la disolución es más rápida en las entradas de cuevas tropicales debido a la condensación, y estudiaron este fenómeno en varios lugares, como el Caribe y Nueva Zelanda (Ford y Williams 2007).

Klimchouk (1996a) explica que la disolución es una reacción heterogénea que se produce en la interfaz entre dos fases. La disociación molecular del yeso ocurre prácticamente de forma instantánea, lo que significa que la velocidad de disolución está principalmente controlada por la difusión a través de la capa límite. Esta capa es una película de agua donde el yeso disuelto se desplaza gradualmente desde la pared hacia el flujo circundante. La velocidad de disolución del yeso está determinada por el proceso de difusión desde la pared hacia el flujo, y esto depende principalmente del grosor de la capa límite. Para el yeso, este grosor es relativamente grande debido a la distribución de carga eléctrica de sus moléculas, así como de los gradientes de concentración a través de esta capa, que se describen mediante la siguiente ecuación:

$$dC/dt = (KA/V) (C_s - C)^a$$

En esta ecuación, dc/dt representa la velocidad de cambio de concentración en un volumen V de solución con una concentración aparente C . C_s indica la solubilidad de la sustancia disuelta, mientras que A representa el área de la superficie. La constante de velocidad K es esencial en estos estudios, y su variación está influenciada por las condiciones de la capa límite, la fuerza iónica de la solución, la temperatura y otros factores. La presencia de otras sales disueltas puede tener un impacto significativo en K , ya que puede comprimir la capa de difusión y aumentar los valores de disolución (Klimchouk 1996a).

Klimchouk (2012) describe que la disolución del yeso se vuelve más lenta cuando alcanza el 95% de saturación, permitiendo una disolución más gradual cerca de este punto. Las cuevas en yeso solo se forman en lugares donde los gradientes son altos, las aberturas iniciales son amplias o las distancias de flujo son cortas para permitir un avance dentro de un tiempo razonable. Estas condiciones son poco comunes en áreas expuestas. Como

resultado, la formación de cuevas en entornos de carst abierto en yeso es limitada, localizada y no se extiende a profundidades considerables.

El autor (Klimchouk 2012) señala que, debido a la alta solubilidad y rápida disolución del yeso, el desarrollo inicial de conductos en esta roca es muy sensible a variaciones en las condiciones límite, como el ancho de las fisuras y el gradiente hidráulico. El rango de variación dentro del cual los conductos se forman rápidamente o casi nunca es muy estrecho. Esto explica por qué, en algunos casos, las formaciones de yeso pueden permanecer prácticamente intactas sin desarrollar cuevas, mientras que, en otros casos, los conductos pueden formarse rápidamente a lo largo de rutas de flujo favorables.

4.2.1 Formación de Espeleotemas en Cuevas de Yeso

En las cuevas que se han desarrollado en rocas carbonatadas, el 99% de los espeleotemas están formados por calcita o aragonito (Hill y Forti 1997). En contraste, en las cuevas de yeso, los espeleotemas están formados con la misma frecuencia por calcita que por yeso (Forti 1996). La abundancia relativa de cada uno de estos minerales varía enormemente de una región a otra. Para explicar estas diferencias, es necesario considerar la influencia del clima en la tipología de los espeleotemas, así como los diversos mecanismos químicos de deposición de concreciones yesíferas y carbonatadas dentro de las cuevas de yeso (Calaforra *et al.* 2008).

El único proceso válido para la formación de los espeleotemas yesíferos es el de la evaporación. Las características del medio necesarias para la formación de los espeleotemas de yeso en entornos yesíferos están ligados por lo general a climas semiáridos con una gran tasa de evaporación y una baja pluviometría (Calaforra *et al.* 2008 y Gázquez *et al.* 2011).

Calaforra *et al.* (2008) explica que encontrar concreciones de yeso en cuevas de yeso es lógico, ya que estos espeleotemas se forman a través de la evaporación del agua, saturada en sulfato de calcio, que se infiltra en la cueva. En contraste, la existencia de grandes depósitos de carbonato de calcio en el interior de las cuevas de yeso podría resultar poco común o extraordinario. La explicación para la precipitación de espeleotemas de calcita en cuevas de yeso se refiere a la presencia de carbonato proveniente de estratos margosos intercalados, lo que lleva a la saturación en calcita en el agua de infiltración (Figura 4-2). Sin embargo, desde la década de 1980 se ha reconocido la posibilidad de que estos espeleotemas puedan desarrollarse en un entorno yesífero, como resultado exclusivo de la presencia de dióxido de carbono disuelto en el agua de infiltración (Forti y Rabbi 1981). Desde entonces, otras publicaciones han detallado el proceso de precipitación de carbonato con saturación en yeso, básicamente vinculándolo al fenómeno de disolución incongruente del yeso (Calaforra 1998 y Forti 1996).

En este sentido, es esencial señalar que los procesos de formación que conducen a la precipitación de calcita o yeso en cuevas de yeso son completamente diferentes entre sí. La evaporación es un fenómeno físico controlado principalmente por la temperatura y la humedad relativa del aire, mientras que la disolución incongruente del yeso y la precipitación de calcita es un fenómeno químico controlado por la presión parcial del

dióxido de carbono disuelto, que a su vez depende de la actividad biológica y el tiempo de residencia del agua en el suelo (Calaforra et al. 2008).

Calaforra *et al.* (2008) también explica que, en cuevas de yeso en climas secos, con suelos delgados y poca vegetación, el agua no se enriquece en CO₂, impidiendo la precipitación de minerales carbonatados, lo que da lugar al predominio de espeleotemas de yeso. En climas húmedos, con suelos y vegetación desarrollados, el agua adquiere más CO₂, favoreciendo la precipitación de carbonato de calcio. La predominancia de espeleotemas de yeso o carbonato depende de la eficiencia de los mecanismos de deposición (evaporación vs. disolución incongruente). En áreas áridas, predominan los espeleotemas de yeso, mientras que en áreas húmedas predominan los de carbonatos.

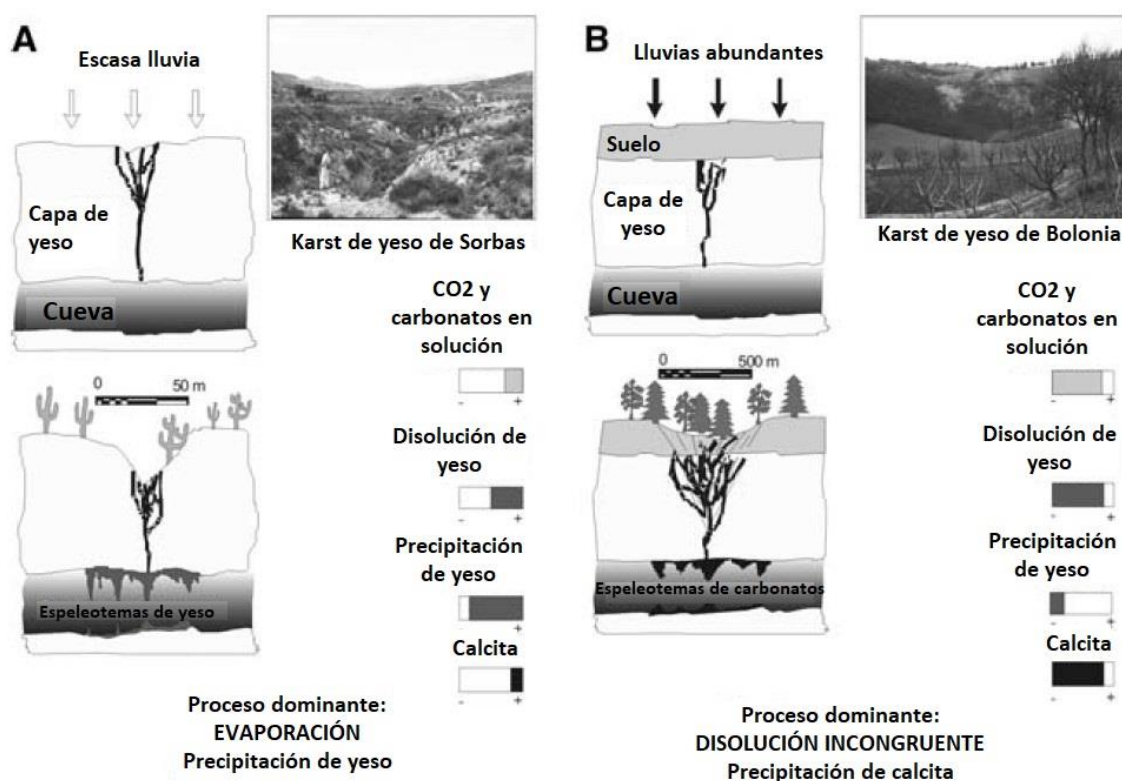


Figura 4-1: A: En zonas áridas o semiáridas, la escasa vegetación reduce el CO₂ en las aguas infiltradas, impidiendo la disolución incongruente y favoreciendo la evaporación, lo que forma espeleotemas de yeso. B: En zonas húmedas, la vegetación y las abundantes lluvias aumentan el H₂CO₃ en el agua, haciendo que la disolución incongruente sea el proceso dominante, resultando en espeleotemas de carbonato (Modificado de Calaforra *et al.* 2008)

4.3 Tipo de carst de yeso

La evolución de los fenómenos cársticos, como indica Barredo *et al.* (2012), está influenciada por diversos factores, como la litología, la estructura de las rocas, el relieve, la

hidrología, el clima, la vegetación y el tiempo. Estos procesos no ocurren a una tasa constante a escala regional, sino que fluctúan estacionalmente y en ciclos de mayor jerarquía, vinculados a las variaciones del nivel de base estratigráfico. Este nivel es crucial para el perfil de equilibrio de los ríos y, por ende, para el nivel freático. Cualquier modelo espeleogenético dependerá de la compleja interacción de variables climáticas, tectónicas y litológicas (Barredo *et al.* 2012).

Klimchouk (1996a), señala que la mayoría de los estudios sobre sistemas cársticos y cavidades se han centrado en terrenos carbonáticos, pero el interés en el carst de yeso ha aumentado considerablemente en las últimas décadas. El autor presenta una definición que, a su juicio, es la más adecuada a las características de este: “El carst es un sistema de transferencia de masa que involucra rocas solubles con una permeabilidad dominada por conductos interconectados en la roca huésped”. Estos conductos están organizados de manera que facilitan la circulación de fluidos en dirección al gradiente descendente (porosidad efectiva).

Posteriormente, Klimchouk (1996a; 2012) explica que, debido a su gran solubilidad en comparación con otras rocas evaporíticas, el yeso es mucho menos común en afloramientos. Aunque los procesos cársticos ocurren en condiciones de soterramiento a distintas profundidades en las cuencas sedimentarias. El autor proporciona una descripción detallada de los diferentes tipos de carst de yeso, los cuales se clasifican como etapas sucesivas en su evolución geológica e hidrogeológica, desde la depositación inicial hasta el enterramiento, levantamiento y denudación posterior. Durante este proceso, tanto los factores externos como los mecanismos internos del desarrollo del carst parecen cambiar. Los distintos tipos de carst se caracterizan por estilos particulares de desarrollo de cuevas, especialmente en el caso del yeso.

La clasificación propuesta por Klimchouk (1996a; 2012) para los carst de yeso es la siguiente (Figura 4-1):

Carst singenético: Comienza con la depositación reciente del yeso, tiene una extensión limitada y no presenta cuevas en general.

Carst intraestratal: Se desarrolla dentro de rocas yesíferas ya soterradas bajo capas más jóvenes. Con el tiempo, debido a la denudación y a procesos de levantamiento regional, las rocas enterradas se desplazan hacia posiciones menos profundas. La carstificación puede iniciarse en cualquier etapa del desarrollo intraestrato en el camino de regreso hacia la superficie. Los diferentes tipos de carst intraestratal incluyen carst profundo, carst subyacente, carst atrincherado.

- Carst profundo: Siempre está confinado o semiconfinado en términos de la dinámica de las aguas subterráneas.
- Carst subyacente: Se refiere al carst que se desarrolla principalmente a profundidades considerables, dentro de rocas ya enterradas por estratos más jóvenes. Este tipo de carst puede no tener una expresión superficial directa

visible, aunque, la disolución de capas de yeso induce comúnmente procesos de colapso que afectan a las capas de la cobertura.

- Carst atrincherado: se refiere a una etapa más avanzada en comparación al carst subyacente en la que la totalidad o la mayor parte del grosor del carst es erosionado y drenado por valles. En este punto, el carst está expuesto en la superficie, pero aún puede tener una cobertura de rocas insolubles. Este tipo de carst muestra características de erosión pronunciada y puede ser identificado por valles profundos y otros rasgos geomorfológicos asociados con la erosión fluvial significativa.

Carst expuesto: Cuando las áreas de rocas carstificables completamente expuestas dominan sobre las áreas cubiertas.

- Carst desnudo: La exposición directa de las superficies de yeso a las aguas meteóricas agresivas crea una amplia variedad de formas de relieve esculpidas por disolución, debido a la alta solubilidad del yeso y su rápida cinética de disolución. En esta etapa, coexisten rasgos cársticos formados durante la etapa expuesta y los heredados de etapas anteriores intraestratales.
- Carst abierto: Es un subtipo de carst expuesto que se desarrolla principalmente durante la etapa de exposición. Puede ocurrir cuando las rocas no han experimentado una carstificación significativa antes de la exposición (principal diferencia con el carst desnudo) o cuando las características cársticas previas se han fosilizado por completo y no se han rejuvenecido durante la etapa de exposición. El desarrollo de conductos se ve algo obstaculizado por la rápida disolución del yeso. En general, se caracteriza por una carstificación limitada, mientras que los tipos de carst intraestratal muestran con frecuencia un alto grado de carstificación.
- Carst cubierto: Se define como aquel formado cuando una cubierta se desarrolla de manera sinérgica con la carstificación expuesta.
- El carst enterrado: Carst que fue cubierto después de haber experimentado algún grado de desarrollo expuesto previo. La mayoría de los carst de yeso que sobreviven a la etapa intraestrato se desintegran durante la etapa de exposición, junto con la roca de caja, debido a la alta solubilidad del yeso y a su rápida cinética de disolución. Lo mismo ocurre con los carst abiertos, donde el desarrollo comenzó únicamente cuando las rocas quedaron expuestas. Esto explica por qué el carst de yeso enterrado es poco común.
- Carst exhumado: Término que se utiliza para describir el carst que ha sido expuesto por la erosión de las rocas de cobertura.

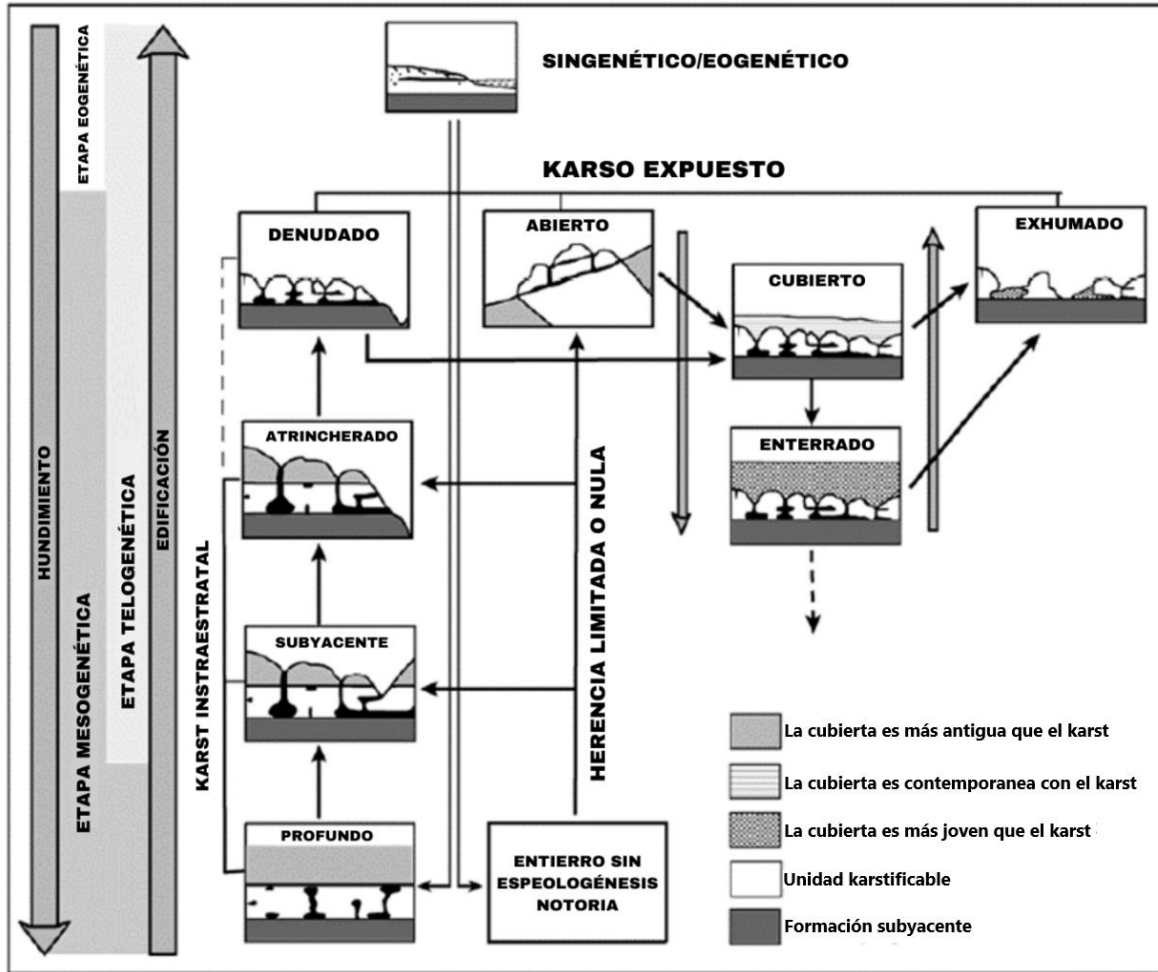


Figura 4-2: Tipos de carst según su evolución y posición estratigráfica. Modificado de Klimchouk y Ford (2000).

4.3.1 Clasificación de la Cueva del León

En función de toda la información técnica previa analizada y de las visitas realizadas a la Cueva del León en este Trabajo Final de Licenciatura, tomando en cuenta la clasificación enunciada por Klimchouk (1996a; 2012) se podría clasificar a la Cueva del León de la siguiente manera:

1. **Carst intraestratal:** Este carst parece ajustarse principalmente a esta categoría, en función de la disposición original de los yesos de la Formación Auquilco, por debajo de depósitos más modernos. En Barredo *et al.* (2012) se indica que las calizas de la Formación La Manga y el yeso de la Formación Auquilco fueron afectados por el nivel freático regional durante eventos de nivel de base alto y/o subsidencia tectónica. Además, se destaca la presencia de discontinuidades estratales, fallas y microfisuras que facilitaron el ingreso de agua y la consiguiente disolución. La existencia de superficies paleocársticas en Sierra de la Vaca Muerta también sugiere la formación de porosidad secundaria durante eventos pasados.

2. **Carst subyacente:** La erosión en la cubierta, y la descripción de condiciones hidrodinámicas distintas en la Cueva del León apuntan a un carst subyacente. Esto respalda la idea de que la carstificación ocurrió después de la depositación de las rocas de cobertura, y que la erosión localizada ha afectado la cubierta y ha alterado las condiciones hidrodinámicas.

En síntesis, este carst podría ser catalogado principalmente como "intraestratal", mostrando señales de un carst subyacente en proceso de evolución hacia un carst expuesto que, sin embargo, no logró desarrollarse completamente debido a las condiciones climáticas áridas-semiáridas existentes hasta la actualidad.

4.3.2 Descripción de Espeleotemas yesíferos

El yeso forma parte de los espeleotemas y de la roca de caja de muchas cavidades. Su elevada solubilidad (10 veces mayor que la de la caliza) influye en la geomorfología de las cuevas desarrolladas en roca yesífera, dando lugar a formas y espeleotemas peculiares.

Gázquez *et al.* (2011) señala que se debe tener en cuenta que la presencia de espeleotemas yesíferos en entornos carbonáticos es más común de lo que cabría esperar. Frecuentemente, el origen de tales espeleotemas se encuentra ligado a la oxidación de sulfuros metálicos (blenda, pirita, galena) incluidos en la roca de caja, por ello es usual encontrar este tipo de espeleotemas en galerías mineras o en cavidades naturales en entornos ligados a la minería (García-Guinea *et al.* 2002) o a depósitos secundarios de material clástico con alto contenido en sulfuros (Gázquez *et al.* 2011).

En las cuevas de yeso los espeleotemas están formados con la misma frecuencia por calcita que por yeso (Forti 1996). En climas áridos o semiáridos donde se ubica la Cueva del León, los espeleotemas se componen principalmente de yeso, mientras que en regiones templadas, húmedas o tropicales predominan en gran medida las formaciones carbonáticas, debido a la mayor presencia de materia orgánica.

Gázquez *et al.* (2011) explica que en las cavidades yesíferas los espeleotemas se forman principalmente por evaporación, a diferencia de los espeleotemas carbonáticos que se forman mediante desgasificación y evaporación. Las condiciones necesarias para la formación de espeleotemas de yeso son una alta tasa de evaporación y baja precipitación. La temperatura de la cavidad debe ser alrededor de 15-20 °C para favorecer la evaporación, y la cantidad anual de precipitación afecta la saturación del agua que circula por las fracturas y llega a las cavidades. En algunos casos, los espeleotemas de yeso también pueden formarse por congelación en cuevas de climas fríos (Gázquez *et al.* 2011).

Además, Gázquez *et al.* (2011) clasifica los espeleotemas yesíferos en dos grupos distintos: subaéreos y subacuáticos, como se ilustra en la Figura 4-4. Los espeleotemas subaéreos se forman en un sistema trifásico que consta de una fase sólida (roca de caja y material precipitado), una fase líquida (agua con sales disueltas) y una fase gaseosa (entorno aéreo en la cavidad). Estos espeleotemas exhiben formas caprichosas y son conocidos como "flores" o "cristalizaciones de yeso". Otros ejemplos representativos de este tipo de

espeleotemas incluyen estalactitas, helictitas, agujas, estalagmitas, agregados cristalinos, banderas y coraloides.

	Tipo de roca caja	Tipo de sistema	Tª aproximada (o habitual) de formación	Algunos ejemplos
Espeleotemas yesíferos	Entorno carbonático	Espeleotemas subacuáticos	48-56 °C	Cuevas de Naica (México) Geoda gigante de Pulpi (Almería) Mina El teniente (Chile)
		Espeleotemas subaéreos	20 - 30 °C	Cueva de Lechuguilla (Nuevo México) Castleguard Cave (Columbia, Canadá) Cueva de Las Brujas (Argentina)
	Entorno yesífero	Espeleotemas subacuáticos	5 - 10 °C	Karst en yeso de Emilia Romagna (Italia)
		Espeleotemas subaéreos	15 - 20 °C	Karst en yesos de Sorbas (Almería) Karst en yesos de Nuevo México Karst en yeso de Emilia Romagna (Italia) Cuevas de yeso de Pinega (Rusia)

Figura 4-3: Los espeleotemas yesíferos se pueden clasificar en función de las características del entorno en el que se desarrollan (yesífero o carbonatado) y posteriormente atendiendo a si precipitan sobre o bajo el nivel freático (subaéreo o subacuático, respectivamente). Modificado de Gázquez *et al.* (2011).

Las estalactitas, por ejemplo, se desarrollan gracias a la filtración de agua a través de grietas cercanas a una caverna, donde el sulfato cálcico ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, yeso) se encuentra en solución. Estas estalactitas de yeso suelen ser más contorsionadas (Figura 6-31, Pág. 77), con múltiples ramificaciones y su crecimiento depende principalmente del flujo de agua en la película externa, en lugar del tubo de alimentación central, que a menudo está obstruido por cristales de yeso o puede estar ausente por completo (Cuevas González 2013).

Davis (2005) explica que las helictitas son espeleotemas alargados que pueden crecer en cualquier dirección, a diferencia de las estalactitas. Están compuestas principalmente de calcita o aragonita y varían en tamaño. Su forma irregular se debe a la presión hidrostática que alimenta el flujo capilar, junto con factores como impurezas y rotación del eje cristalográfico. Existen diferentes variedades de helictitas según su forma y tamaño, como las filiformes, vermiformes y astas (Figura 6-33, Pág.78).

Calaforra Chordi y Berrocal Pérez (2008) explican que el termino coraloides se utiliza para describir una variedad de formaciones espeleotémicas que presentan similitudes morfológicas con los corales. Estas formaciones son comunes en cuevas y salas, incluso en entornos subacuáticos. Las formaciones subaéreas, las más comunes, se generan a través del movimiento capilar del agua en forma de una fina película. Dependiendo de la composición química del agua y las condiciones microclimáticas del entorno, pueden

adoptar formas similares a corales, flores, plantas pequeñas, palomitas de maíz y muchas otras (Figura 6-34, Pág. 79). La evaporación del agua capilar influye en el crecimiento de estas formaciones, dirigiéndolas hacia diferentes áreas. La mineralogía de los coraloides puede variar considerablemente, y se pueden encontrar formaciones de yeso y aragonito. Además, existe otro tipo de espeleotema relacionado llamado "círculos de goteo" o "anillos de goteo", que consisten en pequeños coraloides que forman un círculo alrededor del punto de goteo (Figura 4-6)

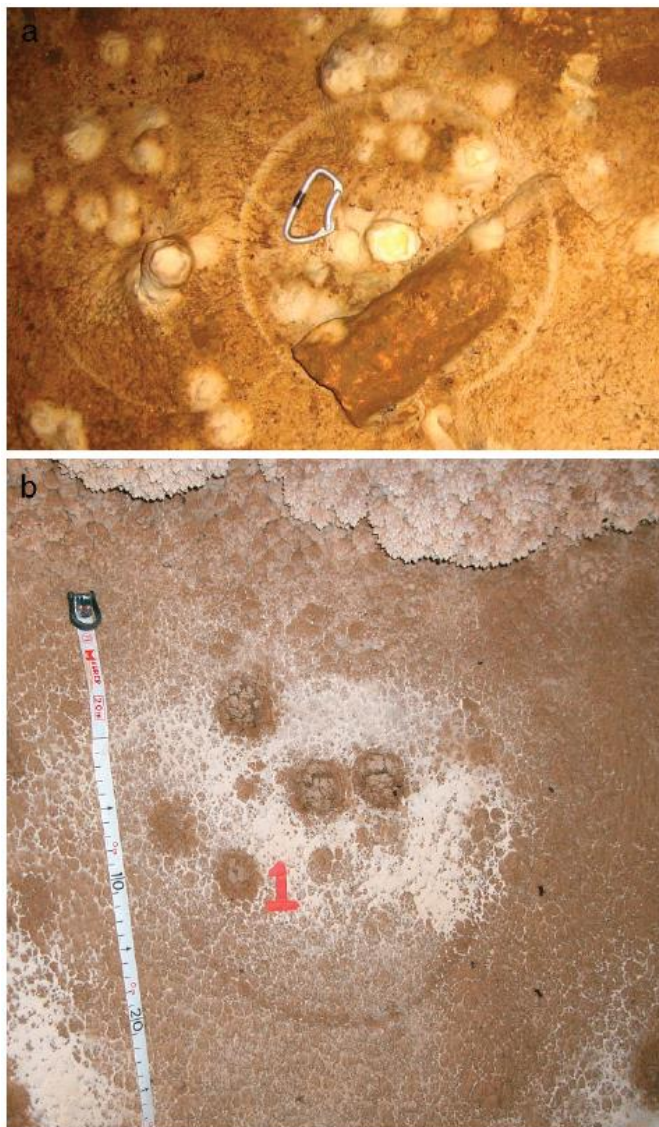


Figura 4-4: a) Círculos de goteo descubiertos en la Cueva Grotta Imbroglita. b) Ejemplo de anillos encontrados en el lago seco de la Cueva Grotta del Secchio. Tomado de Nozzoli *et al.* (2009).

Dentro del sistema hipogeo de la cueva, también podemos observar pequeñas estructuras que cuelgan desde los techos inclinados o las paredes, conocidas como banderas (Figura 6-31, Pág. 77). Estas formaciones reciben otros nombres, como cortinas, alas de ángel, orejas de elefante o pañuelos. Según Calaforra Chordi y Berrocal Pérez (2008), las banderas son un tipo de espeleotema que pertenece al grupo de las formas parietales. A diferencia de los espeleotemas formados por goteo, las banderas se desarrollan en las paredes de las cavidades debido al flujo de agua. Su apariencia se asemeja a cortinas colgantes, y su formación es el resultado de una combinación de características de coladas y espeleotemas de goteo, influenciada por el tortuoso flujo del agua en la cueva. Inicialmente, las banderas son rectilíneas, pero con el tiempo adquieren irregularidades debido al depósito selectivo de calcita en los bordes curvos, donde se produce una mayor pérdida de CO₂.

Los agregados cristalinos (Figura 6-32, Pág. 78), según Barredo *et al.* (2012), se componen de pequeños cristales de yeso unidos por cristales aún más pequeños de calcita, y su origen se debe a procesos de evaporación que tienen lugar durante periodos de sequía.

Una característica notable en la cristalización del yeso son los cristales de selenita (Figura 6-35, Pág. 80). Según Montero-Cabrera *et al.* (2015), la anhidrita cristaliza en el sistema ortorrómbico, mientras que el yeso lo hace en el sistema monoclinico. El yeso puede formar prismas y, con frecuencia, presenta un hábito tabular y es fácilmente exfoliable. Cuando los cristales de yeso alcanzan dimensiones centimétricas o mayores, se les denomina selenita, en referencia a la luz que proyecta la Luna. La selenita es un mineral de baja dureza, con valores que varían entre 1.5 y 2, lo que permite rayarla con una uña, dejando una marca blanca. Su densidad es de 2.3 g/cm³ (Montero-Cabrera *et al.* 2015).

Finalmente, las estalagmitas (Figura 6-32, Pág. 78) son espeleotemas ubicados en el suelo de las cuevas y se forman debido al goteo de agua desde el techo o desde una estalactita de la cavidad. En general, son de mayor diámetro que las estalactitas con las que están relacionadas y suelen tener la punta redondeada. No poseen un canal central y están compuestas por capas de cristales alargados que se orientan perpendicularmente a la superficie de crecimiento del espeleotema.

4.4 Modelos de formación de cuevas cársticas: espeleogénesis epigénica e hipogénica

Ros *et al.* (2014), describen que la formación de cuevas en entornos cársticos se rige por dos modelos principales: el modelo tradicional, conocido como espeleogénesis epigénica, y un modelo alternativo denominado espeleogénesis hipogénica.

Audra y Palmer (2015), explican que las cuevas epigénicas se generan a partir del agua que adquiere su capacidad de solución mediante las condiciones superficiales. A nivel global, se estima que estas cuevas constituyen al menos el 80-90% de todas las cuevas conocidas (Audra y Palmer 2015).

Al pasar a través de las calizas u otro tipo de roca soluble, las aguas de los aportes difusos convergen y emergen generalmente en manantiales discretos en el fondo de un valle. El tipo de flujo determina la distribución entre las zonas verticales del carst y los perfiles de

los pasajes de las cuevas (Audra y Palmer 2015). La zona vadosa se sitúa entre la superficie terrestre y el nivel freático, donde el agua no llena todas las aberturas. Esta área contiene conductos con corrientes de superficie libre donde el agua se mueve por gravedad y capilaridad. En la zona freática, que es la región subterránea donde todas las aberturas están completamente llenas de agua (también conocida como zona saturada), el flujo en conducto cerrado ocurre a lo largo de suaves pendientes. En el medio se encuentra la zona epifreática, que se inunda durante las mareas altas y se drena durante las aguas bajas, por lo que contiene ambos tipos de flujo (Figura 4-3) (Audra y Palmer 2015).

A medida que el agua fluye a través de las fisuras iniciales en un macizo cárstico, disuelve la roca circundante y gradualmente forma sistemas de cuevas bien organizados. Estos sistemas de cuevas están influenciados por parámetros pasivos (litológicos y tectónicos) y por condiciones de contorno (tipo de recarga, gradiente topográfico, posición del nivel de base, etc.). Los patrones de las cuevas dependen principalmente de la estructura geológica, el tipo de recarga y los cambios en el nivel de base.

Durante las inundaciones, especialmente en cuevas alimentadas por escorrentía rápida, los pasajes freáticos pueden no ser capaces de canalizar completamente el agua entrante. Como resultado, se crean complejas rutas de desbordamiento en la zona epifreática, también conocida como la zona de fluctuación del nivel freático. Conforme el nivel de base desciende y la superficie del río se erosiona, los pasajes freáticos tienden a drenar a través de rutas alternas. No obstante, los antiguos pasajes freáticos proporcionan evidencia clara del nivel de base anterior.

El desarrollo vertical del carst epigénico está estrechamente vinculado con la evolución geomórfica del paisaje circundante. Los perfiles de las cuevas y los niveles de desarrollo reflejan el nivel de base local y sus cambios a lo largo del tiempo (Audra y Palmer 2015).

Según Ros et al. (2014), las superficies internas de este tipo de cuevas exhiben formas de corrosión, entre las cuales se destacan las conocidas como "*scallops*", caracterizadas por secciones elípticas que ofrecen información valiosa acerca de la dirección y velocidad del flujo del agua en el subsuelo (Figura 6-30C, Pág. 76). Además, se pueden apreciar otras estructuras notables, como los "*flutes*", las "acanaladuras" y las "entalladuras de corrosión", todas ellas generadas como resultado directo de la interacción de los flujos de agua en el entorno subterráneo.

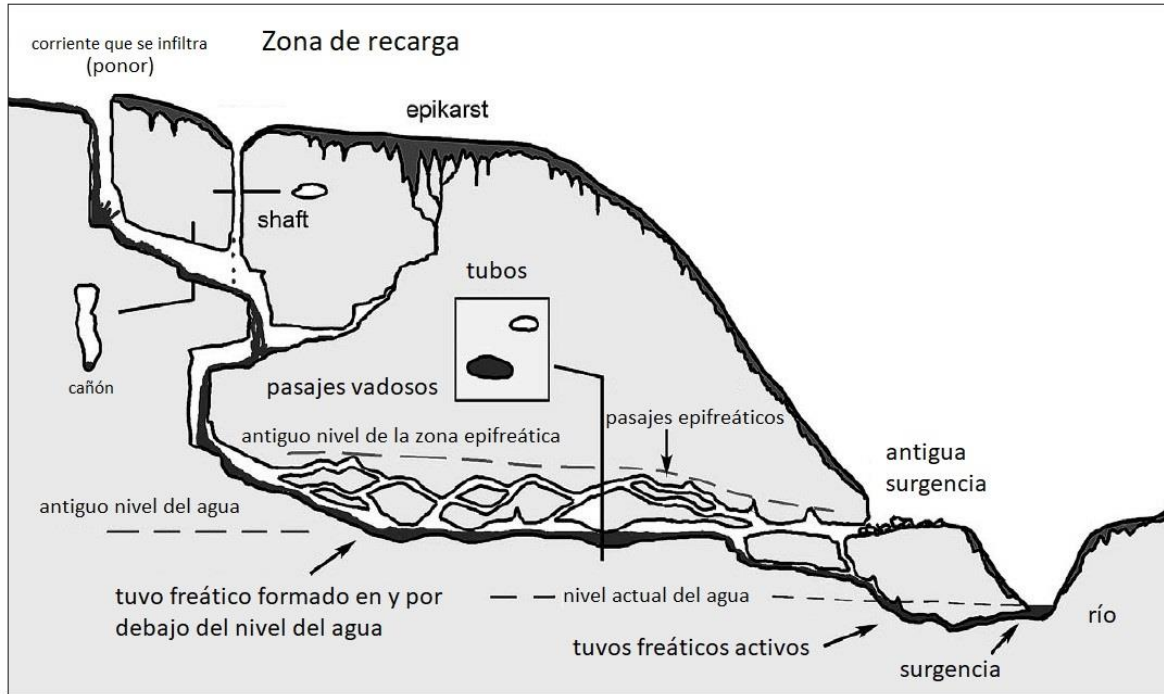


Figura 4-5: Sección transversal idealizada de un sistema cárstico epigénico típico. La recarga se lleva a cabo mediante arroyos que se insumen, “dolinas” y otras geoformas del epikarst dando lugar a afluentes que conforman un sistema de cuevas ramificado. Los pasajes vadosos, que se forman por encima del nivel freático, incluyen pozos y cañones. En el nivel freático, el agua subterránea sigue una pendiente relativamente suave hasta los manantiales en los valles adyacentes. Modificado de Audra y Palmer (2015).

En contraste, estos mismos autores (Ros *et al.* 2014) proponen el modelo de espeleogénesis hipogénica, que implica la formación de cuevas en paisajes que no coinciden el modelo tradicional epigénico. Estas cuevas pueden evolucionar debido a la acción de aguas profundas o flujos de movimiento lento, a menudo relacionadas con procesos hidrotermales. Ros *et al.* (2014) explican que las aguas hipogénicas son altamente corrosivas y dan lugar a características distintivas en las cuevas, como “*feeders*” (canales verticales de alimentación), “canales de pared ascendentes” y “*outlets*” (estructuras de escape) junto con “galerías ciegas”, entre otras morfologías específicas.

Ros *et al.* (2014) explican que este modelo hipogénico de formación de cuevas se ha observado en diversas cuevas en todo el mundo, como la famosa cueva de Lechuguilla en Estados Unidos, así como en cuevas de la Región de Murcia. Estas cavidades se caracterizan por sus formas únicas y su relación con aguas profundas y termales cargadas de CO₂ y agentes corrosivos. A modo de resumen conceptual, se puede indicar que una cavidad hipogénica se comporta como un sistema cerrado, sin interactuar con el exterior, consumiendo sus propios recursos, mientras que una cavidad epigénica se ha formado en un sistema abierto, intercambiando energía y materia con la superficie en forma de recursos hídricos, residuos orgánicos, detritos, etcétera.

4.5 Génesis y evolución cárstica de la Cueva del León

Barredo *et al.* (2012), indican que los procesos cársticos están influenciados por una variedad de factores (estructura de las rocas, el relieve, la hidrología, el clima, la vegetación y el tiempo). En el caso de la Cueva del León, la estructura deformacional, especialmente las fallas y microfisuras resultantes de la evolución de la Faja corrida y Plegada del Agrio, facilitó la infiltración de agua en las formaciones de yeso, propiciando así los procesos de disolución. Zavala (2005; 2006), observó la existencia de superficies paleocársticas en la Sierra de la Vaca Muerta, en el techo de la Fm. La Manga, indicando que dichos rasgos heredados pueden haber colaborado en el desarrollo de una porosidad secundaria que facilitaría el ingreso de las aguas freáticas.

Barredo *et al.* (2012) explica que la evolución del proceso cárstico en el yeso se inició predominantemente en un ambiente freático. Sin embargo, las condiciones climáticas actuales no ofrecen una explicación suficiente para la formación de sistemas cársticos de las dimensiones observadas, lo que sugiere que estos eventos tuvieron lugar en el Pleistoceno medio o en períodos anteriores, posiblemente durante ciclos climáticos alternantes.

Barredo *et al.* (2012), estiman que la disolución en condiciones de circulación forzada fue baja, debido a que la alta solubilidad del yeso-anhidrita da lugar a un rápido saturamiento de la solución, perdiendo así sus propiedades disolutivas (Ford y Williams 1989, Klimchouk et al. 2000; Klimchouk 2002; Klimchouk 1996c; Palmer 1984; Palmer 1991; entre otros). Estos autores, proponen que fue la mezcla de aguas, por recarga o a través de infiltración, la que debió haber permitido que dicho fluido conserve sus propiedades corrosivas. El mayor ingreso de agua en fase líquida y/o de vapor se produjo en una etapa avanzada, a medida que aumentaba el basculamiento y la fracturación del paquete sedimentario. Las fracturas de alivio se convirtieron en vías de acceso tanto para el agua como para las raíces y suelos por piping lo que localmente acentuó la acidez del medio.

Asimismo, estos autores indican que la presencia de espesos bancos salinos (NaCl) en el Grupo Rayoso pueden haber aumentado la solubilidad del yeso, presentándolo como un factor importante en el proceso cárstico.

Según Barredo *et al.* (2012), las variaciones climáticas del Pleistoceno-Holoceno dieron lugar a la alternancia entre periodos de total inundación de la cavidad (etapa freática) y otras con circulación libre y sectores sometidos a condiciones vadosas. Estas últimas, reflejadas por la presencia de conductos verticales (chimeneas) o “*shafts*” (Figura 4-7), marcas de inundación en las paredes (ver ítem 6.7 Niveles de Inundación, pag. 61) y acumulaciones de brechas por desplome. En nuestras visitas se observaron además grandes bloques en el piso, algunos de ellos con marcas de inundación, posteriores a su caída (Figura 4-8).



Figura 4-6: Sala de las Chimeneas, chimenea con formas de disolución, luz entrando desde el epigeo



Figura 4-7: Talud del Laguito, marcas de inundación en bloque caído.

En su estudio, Barredo *et al.* (2012) explican que la ampliación de los conductos debido al colapso ha sido un factor crucial en la formación de las cavernas de yeso.

Los efectos de la última glaciación sumados al constante alzamiento regional, llevaron el clima de la región a las características semiáridas y secas que se mantienen hasta la actualidad (Barredo *et al.* (2012). Los vientos moderados a fuertes, aumentan aún más la evaporación lo que constituye un factor adicional de aridez (Hofreiter *et al.* 2003 como se citó en Barredo *et al.* 2012).

En la actualidad la Cueva del León, producto del clima reinante árido-semiárido, se encuentra en una fase de mínima actividad y evolución lenta. La presencia de agua dentro del sistema hipogeo de la cueva es cada vez menor, evidenciada tanto por los distintos estudios realizados en décadas anteriores, así como las marcas de inundación del hipogeo, que indican un progresivo desecamiento al día de hoy. Los procesos espeleogenéticos en la formación de la Cueva del León involucran además procesos de remoción en masa asociados a la estructuración regional de la secuencia sedimentaria, presentando la caída de bloques, el desmoronamiento de techos (brechas de colapso), Así como la entrada de sedimentos arenosos (conos de deyección), complementada por procesos erosivos de disolución mecánica que se observa en paredes y algunos techos de galerías bajas.

4.6 Métodos aplicables a la topografía de cavidades subterráneas

En lo que respecta al mapeo de cuevas en general se utilizan diferentes métodos dependiendo principalmente de las características de las cavidades. En la actualidad, según Domínguez-Cuesta *et al.* (2012), los métodos aplicables a la topografía en cavidades subterráneas son esencialmente tres: la radiolocalización, el de las poligonales y el láser escáner.

La radiolocalización consiste en el empleo de un dispositivo que emite un impulso electromagnético que es recogido por una red de antenas situadas en superficie y georreferenciadas mediante GPS. Este instrumento puede ser situado en determinados puntos del interior, o bien ser desplazado por toda la cavidad. Los datos recibidos en cada antena se procesan y permiten ubicar cada punto tomado en las tres dimensiones del espacio (Sogade *et al.* 2004). La radiolocalización no es un sistema de topografía en sí, ya que no genera ningún plano, si bien puede ser utilizado para mejorar o chequear levantamientos topográficos previos (Horrocks y Szukalski 2002).

Domínguez-Cuesta *et al.* (2012) explica que el método de poligonales consiste en establecer puntos de estacionamiento a lo largo de un recorrido en una cueva, tomando mediciones de distancia, rumbo e inclinación. Estos puntos se conectan mediante líneas quebradas llamadas "poligonales". En cada estación, se determinan la anchura y altura del conducto o sala, y se complementan con coordenadas polares de puntos visibles desde esas estaciones. Hay dos procedimientos según la instrumentación utilizada: el método expeditivo, que utiliza cinta métrica, brújula y clinómetro, o un distanciómetro láser portátil

con brújula y clinómetro electrónicos, y el método riguroso, que emplea una estación total montada sobre trípode (Figura 4-9 A y B). Cada variante tiene ventajas e inconvenientes, y la elección depende de las condiciones del entorno y los objetivos específicos.

Los levantamientos topográficos realizados mediante cinta métrica, brújula y clinómetro son los más habituales y aportan una información que, si bien no tiene la precisión de otros métodos, son una buena aproximación para conocer la disposición de la cavidad. En segundo lugar, se puede mencionar el método del distanciómetro láser con placa adaptada para medir ángulos verticales, horizontales acoplada (Leica DISTO™ X310) (Figura 5-1, Pag 37), que permite obtener resultados fiables y precisos y además es muy versátil, por su pequeño tamaño y sencillez de uso. Este fue el método de elección durante la investigación llevada a cabo en este trabajo.

Cabe destacar que, si bien el método del distanciómetro láser es altamente eficaz, la estación total se posiciona como la alternativa más precisa. En consecuencia, esta última opción se recomienda como la ideal para aquellas cavidades que permitan la introducción de dicho aparato.

Por otro lado, el escáner láser es una técnica reciente en la cual un dispositivo láser montado sobre un trípode realiza un barrido de las paredes de la cavidad a partir de posiciones fijas, pudiendo llegar a registrar varios cientos de miles de puntos por segundo. El enlace de cada una de las tomas permite generar una malla masiva de puntos que, una vez procesada, proporcionará un modelo 3D de alta resolución (Jaillet *et al.* 2011). Al escanear la cueva desde muchos puntos de vista, es posible ubicar las paredes de la cueva con precisión milimétrica. Las fotografías de las paredes (o del suelo) pueden luego proyectarse sobre esas superficies virtuales, produciendo una reproducción casi exacta de la cueva y permitiendo cualquier análisis virtual sin dañar la cueva real (Jeannin *et al.* 2014)).

Aunque se han llegado a realizar modelos 3D de cuevas de fácil acceso y de hasta 42 km de largo mediante esta técnica (Buchroithner *et al.* 2011), la aplicación de escáner láser requiere gran cantidad de tiempo y recursos informáticos para procesar la información, lo que la hace prácticamente inviable para cavidades grandes y/o verticales. Además, el sistema láser es incompatible con cortinas de agua, lagos o zonas inundadas (Domínguez-Cuesta *et al.* 2012).



Figura 4-8: A: Leica DISTO™ X310 utilizado en la Cueva del León. B: Estación total en levantamiento topográfico. Tomado de Domínguez-Cuesta *et al.* (2012).

4.7 Topografía espeleológica

Martinez i Rius (1992) la define como una poligonal a lo largo de la cavidad envuelta por el croquis de la misma. Es como si fuese el esqueleto donde se apoya el dibujo de la forma.

Según este autor, esta definición incluye dos conceptos importantes:

- La espeleometría: es un conjunto de técnicas utilizadas para construir este "esqueleto", como poligonales, radiaciones, triángulos, entre otros. Es necesario tener especial cuidado en este proceso para lograr la mayor precisión posible y evitar errores. De aquí se obtienen medidas que cuantifican una cavidad, principalmente su recorrido y desnivel. La espeleometría debe ser totalmente objetiva, es decir, diferentes personas realizando el mismo trabajo deben obtener el mismo resultado.
- La espeleografía: se refiere a la representación gráfica de la forma de la cavidad. Esta parte es más subjetiva, ya que diferentes personas pueden tener diferentes percepciones y resaltar distintos aspectos en función de los objetivos del trabajo.

4.7.1 Espeleometría - Mapeo en 3D

Los mapas en 3D son representaciones relativamente nuevas en la topografía espeleológica, este comprendería a lo asignado a la espeleometría debido a que es básicamente un procesamiento de datos realizado por algún software específico, donde su grado de detalle va a variar dependiendo de la cantidad de información que este tenga y del grado de sofisticación del algoritmo que procesa dicha información.

Los datos de levantamiento hacen posible representar redes de cuevas en tres dimensiones (3-D). Esta es a menudo la única forma de visualizar la geometría de las redes dentro del cavernamiento. Mostrado junto con la topografía de la superficie y los elementos principales del entorno geológico, este tipo de imagen puede proporcionar una comprensión y visualización muy clara del sistema de cuevas bajo investigación (Jeannin *et al.* 2014).

4.7.2 Espeleografía -Proyección en planta, alzado y secciones

Proyección en planta

Es la proyección ortogonal de los puntos del espacio en un plano horizontal de una cavidad. Es como si mirásemos la cavidad desde arriba, donde se representa las paredes, el suelo, donde dibujaremos las curvas de nivel, tipos de sedimentos, bloques, etc (Martinez i Rius, 1992) (Figura 4-10).

Secciones

Son cortes verticales, perpendiculares a la dirección de la cavidad. Permiten ver la forma de la cavidad. La forma de la sección va íntimamente ligada a la formación del sector analizado. Se ve el techo, paredes y el piso. Normalmente se efectúa en puntos característicos según diferentes criterios (Martinez i Rius, 1992) (Figura 4-10)

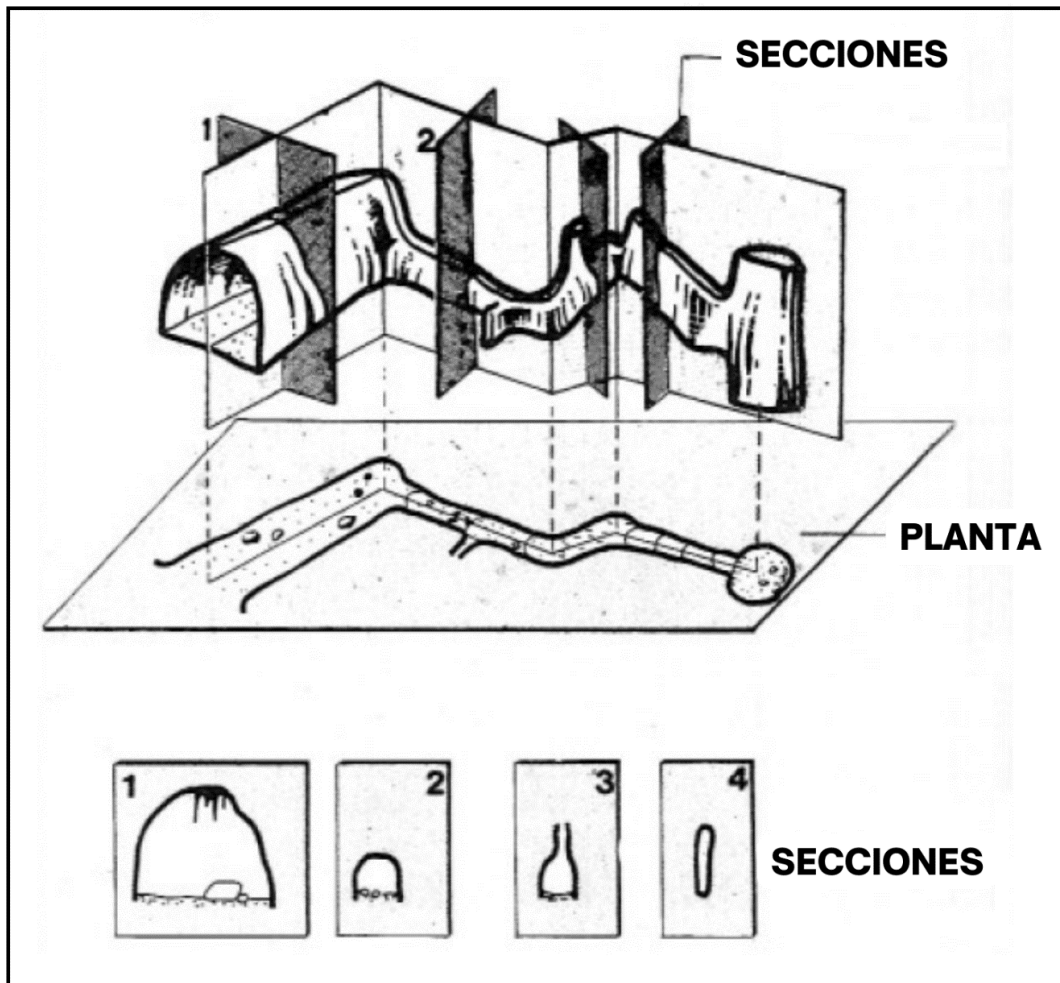


Figura 4-9: Proyección en planta y diferentes secciones de un mismo sistema hipogeo. Modificado de Martínez i Rius (1992).

Alzado

Martínez i Rius (1992) define el alzado como “un corte en un plano vertical que va resiguiendo la cavidad. En el vemos el techo y el suelo, por donde se pasa, si es inclinado, pozos, la magnitud que tiene, etcétera”. El tipo de alzado puede ser desarrollado o proyectado. El primero sigue la poligonal de la cavidad utilizando las mismas medidas. Es como si se tratase de una serie de planos en zigzag y los estirásemos (Figura 4-11A).

Tiene las siguientes características:

- Las medidas que observamos en este alzado son las reales.
- La visión que obtenemos es la más parecida a la realidad y con la imagen que nos formamos de la cavidad.
- El desnivel o la profundidad son las reales.

El segundo tipo de alzado, se proyecta ortogonalmente a un plano vertical determinado (Figura 4-11B).

Tiene las siguientes características:

- Las medidas que se observan no son las reales sino las reducidas por las proyecciones.
- La visión puede ser un tanto extraña.
- El desnivel o profundidad son reales.

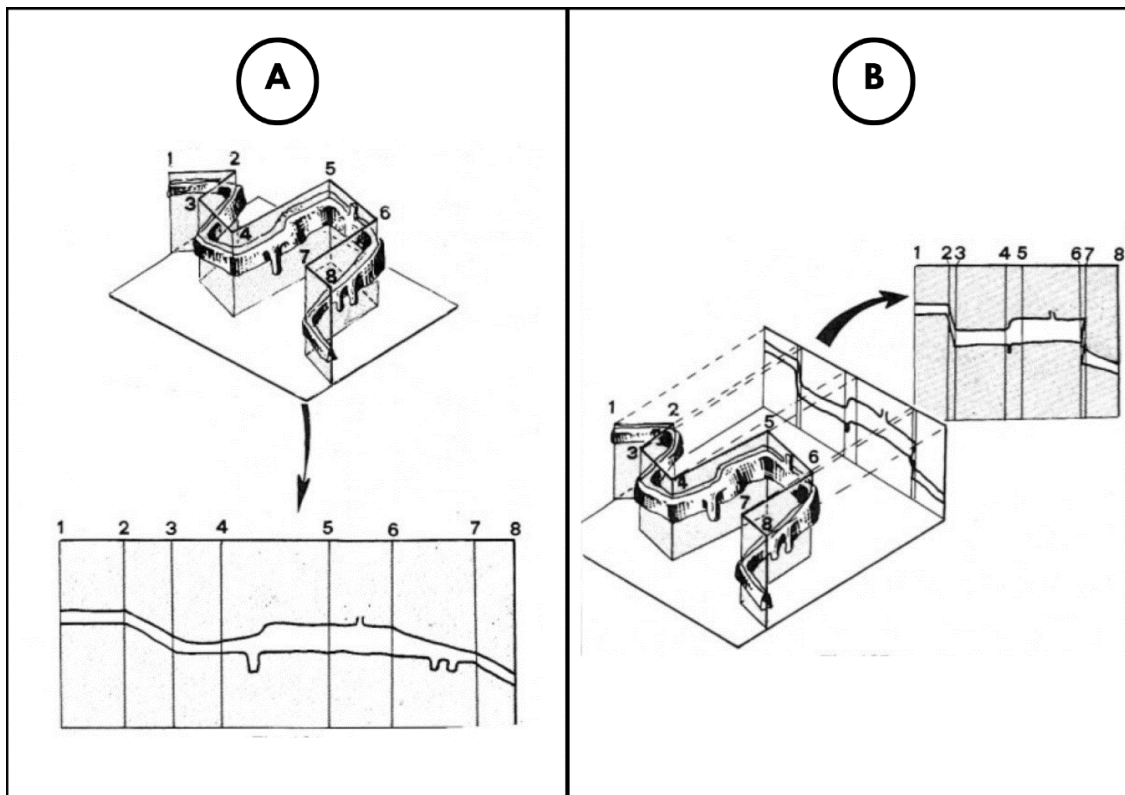


Figura 4-10: A) En este alzado desarrollado, podemos apreciar la totalidad del sistema hipogeo en su escala real. B) En contraste, en el alzado proyectado, obtenemos una perspectiva peculiar de la cavidad, con medidas que no reflejan con precisión su escala real. Modificado de Martínez i Rius (1992).

5 METODOLOGÍA

5.1 Método espeleológico, dispositivo y software utilizados

El método utilizado en este trabajo para el relevamiento topográfico fue un método espeleológico ágil y moderno, utilizando un distanciómetro laser Leica DISTO™ X310 con placa de recambio incorporada (Figura 5-1). La placa amplía la funcionalidad del distanciómetro con una brújula/clinómetro electrónico de tres ejes y una conexión Bluetooth, para permitir la lectura inalámbrica de los resultados. La distancia que puede medir el dispositivo es de entre 0,05 – ≤ 100 m, , el ángulo horizontal entre 0° - 360° y el

ángulo vertical entre $0^\circ - 90^\circ$. La precisión que declara el fabricante es con respecto a la distancia de 2mm (0.05 – 10m) y con respecto a los ángulos de 0.5° RMS (después de una adecuada calibración).

Permite en un solo disparo/medición obtener distancia, rumbo y pendiente, además de ser un método relativamente rápido en comparación con la estación total. Tiene una capacidad de almacenar 4096 lecturas, donde estos datos se pueden transferir mediante Bluetooth a cualquier dispositivo compatible. En este caso se utilizó una tablet con sistema Android y el software gratuito de código abierto llamado TopoDroid, diseñado específicamente para realizar levantamientos topográficos de cuevas. Con este programa, podemos almacenar los datos sin procesar, organizarlos y realizar un dibujo de la topografía en el lugar. Esto ayuda a reducir los errores al dibujar y permite detectar posibles inexactitudes en los datos mientras estamos aún en la cueva.



Figura 5-1: Distanciómetro láser Leica DISTO™ X310 utilizado en el mapeo de la Cueva del León.

5.2 Trabajo de campo

Como primer paso se realizó un recorrido del hipogeo, teniendo como referencia cartográfica la hoja Q-1 de 1990 del Grupo Espeleológico Argentino. En este se realizó un reconocimiento general de los puntos de interés como, contactos litológicos, estructuras deformacionales, niveles de inundación, morfología cárstica, brechas de colapso y conos de

deyección, además de ajustar la planificación de la ubicación de las estaciones para la toma de las medidas. Se debe tener en cuenta, además, las condiciones en la que se va a realizar este tipo de trabajo, no solamente en lo que respecta a la iluminación y a los aspectos de seguridad, sino también a las bajas temperaturas, como así también el poco espacio por el que hay que desplazarse en ciertos sectores de la cueva.

Luego de esta primera incursión dentro de la cavidad, se georreferenció la boca de la misma. A partir de este punto se comenzó a trabajar con el método espeleológico moderno para poder mapear el sistema hipogeo de la cueva. Todos los disparos efectuados con el distanciómetro laser se guardaron en una tablet a través del software TopoDroid (versión 5.1.40), pero además se registraron en una planilla donde se colocaron la información adicional necesaria para su posterior procesamiento.

El punto de origen es el más importante, debido a que nos permite ubicar en un mapa de la zona el lugar de entrada a la cavidad. Puesto que es imposible trazar directamente todos los puntos medidos al punto de origen, se calcula con un solo disparo del distanciómetro laser, la distancia, el rumbo y la inclinación en la que se encuentra cada una de estas estaciones con respecto al punto anterior. Aunque el distanciómetro láser Leica DISTO™ X310 es un dispositivo de una alta precisión, la medición debe hacerse con la mayor delicadeza posible, buscando reducir así los errores humanos e instrumentales debido a que estas estaciones sirven de referencia para la toma de posteriores mediciones. Un error de muy pocos grados puede afectar notoriamente el resto de puntos; distorsionando así la cartografía final, aumentando su error a medida que se aleja del origen. Por esto se debe ser muy cuidadoso a la hora de tomar estas mediciones. En comparación con las radiaciones, en las que se puede descartar un punto si se desconfía su certeza, en las estaciones no es posible hacer este procedimiento empírico y en caso de haber algún error, es necesario volver al campo a corregirlo, cosa que pocas veces es posible.

Al mismo tiempo en el que se va desplazando por el sistema hipogeo en la toma de puntos, se registran espacialmente, se fotografían y si es posible se identifican cada una de las características de interés dentro de la cueva, como así también se recolectan muestras de rocas para su posterior estudio.

El software TopoDroid esta creado para que se pueda ir trabajando en el procesamiento de datos y en el dibujo del sistema hipogeo dentro de la cueva. Debido al poco tiempo disponible para el relevamiento, así como los recursos limitados con que se contaba para lograr los objetivos planteados, se decidió realizar dicho trabajo posteriormente en gabinete.

El trabajo de levantamiento llevó un total de siete días divididos en dos salidas de campo efectuados en el mes de marzo del año 2022, que es uno de los meses más favorables para efectuar las campañas en el área. Se tomaron un total de 4481 lecturas, que fueron registradas tanto en la memoria de la tablet como manualmente (planilla).

5.3 Trabajo de gabinete

5.3.1 Espeleometría

En primer lugar, se realizó la transferencia de los datos almacenados en la memoria del distanciómetro laser al software TopoDroid mediante Bluetooth. Con los datos ya cargados al sistema, se comenzó con el procesamiento de estos datos.

Con la ayuda de la planilla, donde se especifica que es lo que representa cada disparo del distanciómetro laser, se identifican las estaciones, asignándoles a cada una de ellas un número o una combinación de números y letras. El programa automáticamente genera una serie de poligonales estableciendo el “esqueleto” de la cavidad (Figura 5-2 A).

Una vez determinadas las estaciones se procede a consignar sus respectivas radiaciones. El software no permite trabajar sobre un conjunto de datos por lo que se tuvo que asignar una por una cada radiación a sus respectivas estaciones. Esto fue una de las consecuencias de no trabajar en conjunto con la toma de mediciones y el TopoDroid dentro de la cueva. Lo más recomendable sería que en cada estación se pueda procesar los datos obtenidos y dibujar el sistema hipogeo dentro de la misma. Una vez que se indica al software en que estación nos encontramos podemos descargar los disparos realizados para las radiaciones y este automáticamente las asigna a dicha estación (Figura 5-2 B).



Figura 5-2: A) Representación de la poligonal que muestra todas las estaciones establecidas en la cavidad, visualizadas mediante TopoDroid. B) Detalle de las estaciones que conforman el "esqueleto" del sistema subterráneo de la cueva, con sus respectivas radiaciones.

5.3.1.1 Mapa 3D

Para crear un mapa 3D de la Cueva del León, se utilizó el software TopoDroid, el cual procesa todos los puntos recopilados con el distanciómetro láser en el sistema hipogeo de la cueva. En primer lugar, se establecen las estaciones para generar el esqueleto del sistema hipogeo de la cueva y luego se asignan las demás mediciones a cada estación correspondiente (Figura 5-3 A y B).

Una vez finalizado este proceso, se exporta el trabajo a otro software llamado Cave 3D. Este programa, que es gratuito, básico y fácil de usar en comparación con otras opciones disponibles en el mercado, utiliza los datos ya procesados por el TopoDroid para crear una representación en 3D de la cueva en cuestión.

El software Cave 3D proporciona una aproximación de la forma y el tamaño de la cueva, ofreciendo diferentes opciones de visualización. Sin embargo, actualmente no cuenta con herramientas de edición para modificar los puntos tomados durante el proceso.

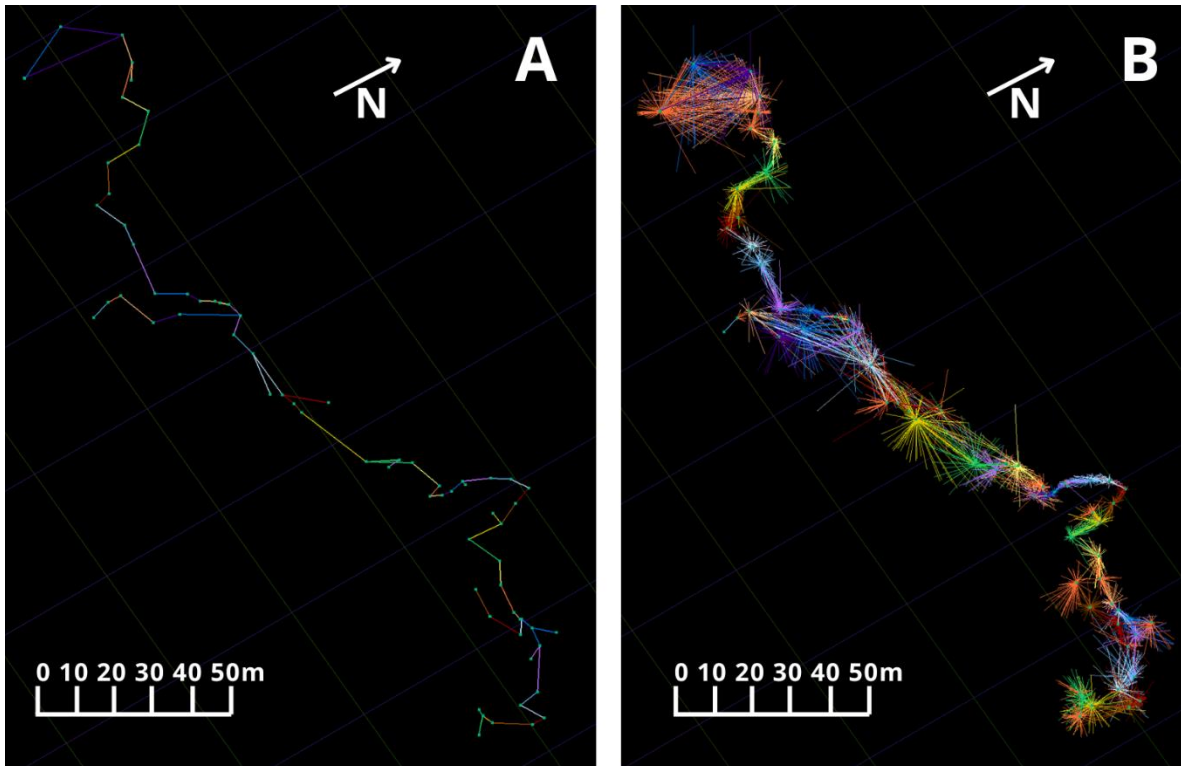


Figura 5-3: A) Las estaciones dentro del software Cave 3D se encuentran como puntos, donde cada disparo que las une se dispone como segmentos de diferente color. B) Se observa las múltiples radiaciones que disponen todas las estaciones dentro del sistema hipogeo de la cueva.

5.3.2 Espeleografía

En primer lugar, se realizaron bocetos del sistema hipogeo de la Cueva del León en diferentes vistas, incluyendo planta, alzado y varios cortes. Estos bocetos se realizaron

manualmente utilizando el software TopoDroid, que proporciona las herramientas necesarias para dibujar de manera básica la cueva. Sin embargo, dado que TopoDroid está diseñado principalmente para hacer bocetos dentro de la cueva, para obtener un mapa completo con todas sus características, también recurrimos al programa AutoCAD® 2021.

Para lograr esto, se exportaron los bocetos de TopoDroid utilizando el formato de archivo DXF (Drawing Exchange Format). Este formato de archivo fue creado específicamente para facilitar la interoperabilidad entre los archivos DWG (DraWinG), utilizados por AutoCAD® 2021, y otros programas disponibles en el mercado. El DXF es ampliamente utilizado en el diseño asistido por computadora y nos permite transferir los bocetos de TopoDroid al programa AutoCAD® 2021 sin inconvenientes.

5.3.2.1 Mapa en planta

Para la confección del boceto del mapa en planta de la Cueva del León en Topodroid, se seleccionaron aquellos puntos que servían para este tipo de mapeo. Esto se llevó a cabo a través de la planilla que se completó en el interior de la cueva, que señalaba cada una de las tomas efectuadas. A partir de esto se discriminó qué tomas serían las útiles y cuáles no, y se descartaron en este caso 3273 puntos que no serían necesarios para este tipo de dibujo. Una vez que se realizó esta discriminación, se pasó a graficar el boceto, pero a partir de un nuevo proyecto dentro del software Topodroid. De esta forma se tenía una perspectiva más “limpia” sin tantas radiaciones, utilizando solo aquellas que nos servían en el mapeo.

Una vez terminado el boceto (Figura 5-4 A), se exportó el dibujo a AutoCAD® 2021 donde trabajamos en la creación del mapa topogeológico final (Figura 7-4, Pág. 85).

5.3.2.2 Mapa en alzado

Con ayuda de la planilla se creó un nuevo proyecto en TopoDroid, para poder trabajar con los puntos que permitan un buen trazado en el dibujo. En la realización del boceto en este tipo de mapa es importante asignar la perspectiva deseada, es decir, indicar al software qué puntos queremos visualizar a la izquierda o a la derecha.

Una vez completado el proyecto (Figura 5-4 B), se exportó a AutoCAD® 2021 siguiendo el mismo procedimiento que fue utilizado para crear el mapa en planta.

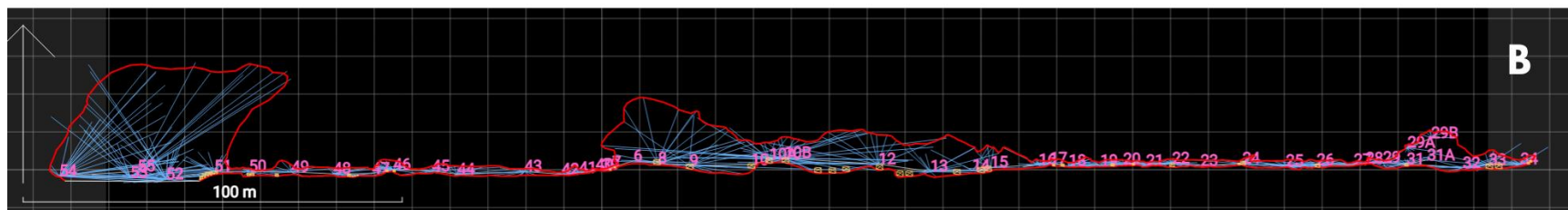
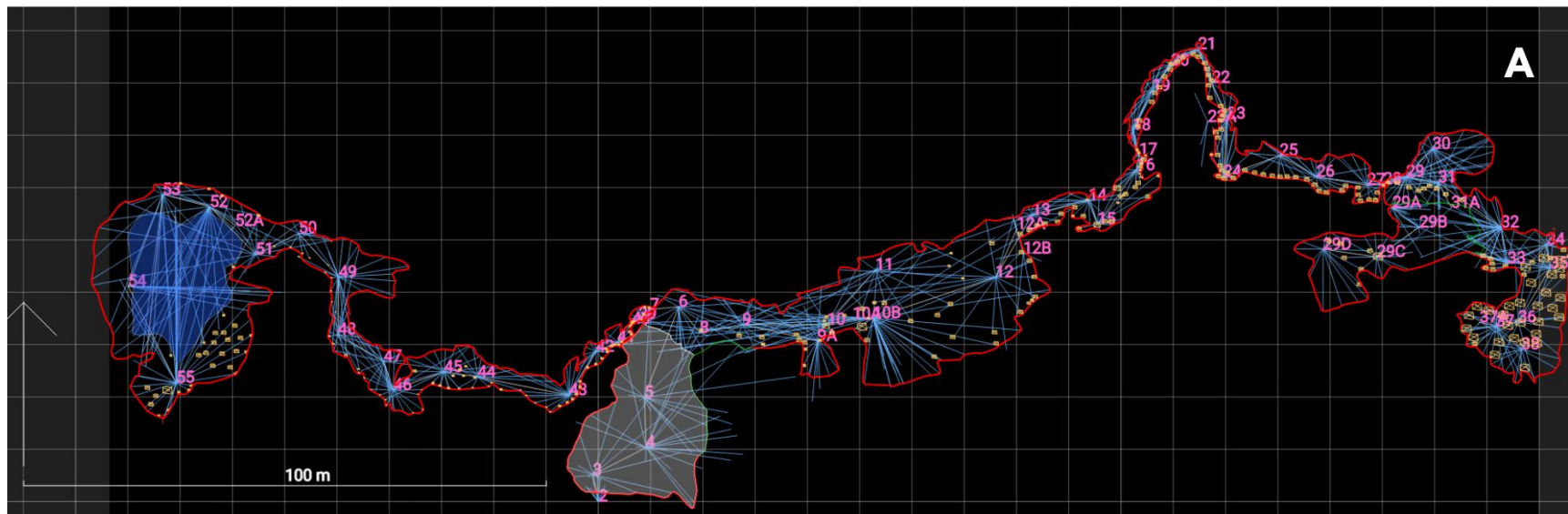


Figura 5-4: A) Boceto en planta del sistema hipogeo de la Cueva del León, con las estaciones y sus direcciones correspondientes, creado mediante TopoDroid. B) Alzado esquemático del sistema hipogeo de la Cueva del León, con las estaciones y sus respectivas orientaciones, generada a través de TopoDroid.

5.3.2.3 Secciones

El procedimiento utilizado fue similar al trazado realizado en los casos anteriores. Mediante el uso de una planilla, se seleccionaron cuidadosamente los puntos de medición necesarios para dibujar una sección específica. Al igual que en la creación del boceto del mapa en alzado, fue necesario indicar al software la perspectiva deseada.

Una vez terminado el boceto (Figura 5-5), se exportó a AutoCAD® 2021 y se utilizó como complemento para el mapa final (Figura 7-4, Pág. 85). Los dibujos de secciones permitieron tener una referencia de las dimensiones de distintos sectores de la cueva, así como poder ubicar niveles de inundación dentro de las galerías (Figura 6-19, Pág. 65; Figura 6-20, Pág. 66; y Figura 6-21, Pág. 67).

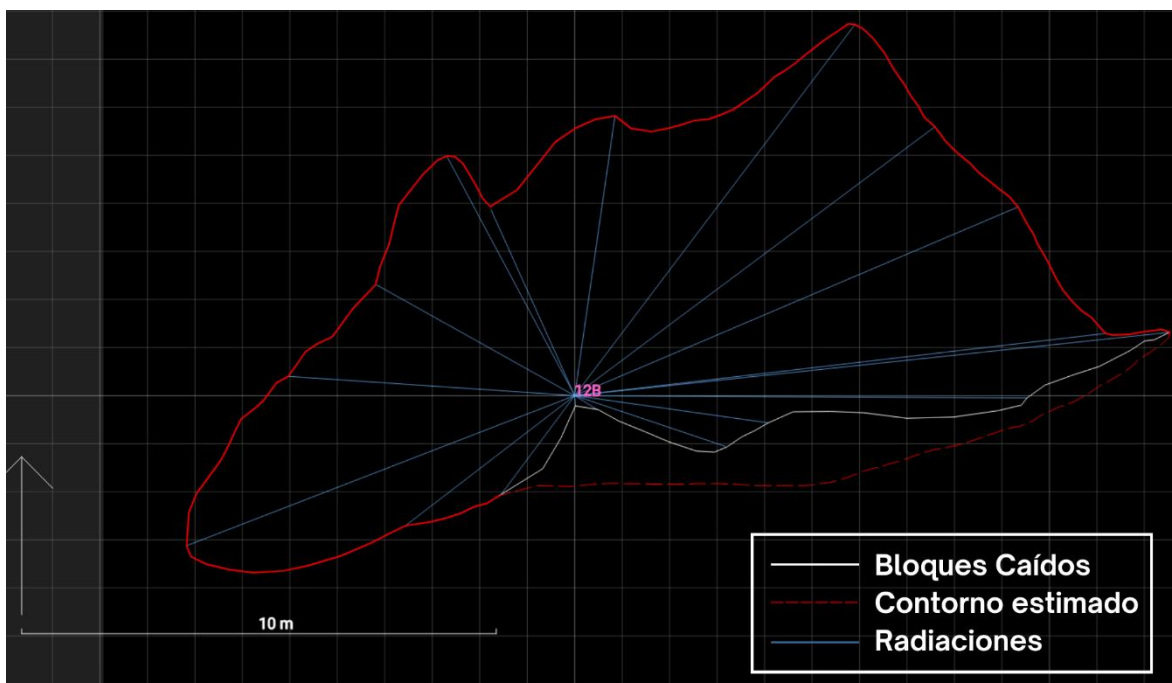


Figura 5-5: Sección de la Cueva del León donde se puede observar las radiaciones efectuadas desde la estación 12 (Galería del Este).

5.4 Análisis petrográfico de muestras de roca del sistema hipogeo de la cueva

A partir de las muestras de roca extraídas del sistema hipogeo de la cueva, se procedió a una cuidadosa selección de aquellas que se consideraron representativas y que abarcaran la diversidad de rocas presentes. A continuación, se llevó a cabo una descripción detallada de cada una de ellas, empleando un enfoque tanto macroscópico como microscópico.

La caracterización macroscópica se llevó a cabo empleando una lupa, ácido clorhídrico, martillo y la utilización de las uñas y de una moneda de cobre, cuya dureza se estima aproximadamente en 2 y 3 respectivamente en la escala de Mohs, para determinar la dureza.

El análisis microscópico se llevo a cabo en el laboratorio del Asentamiento Universitario Zapala de la Universidad Nacional del Comahue. Se enviaron las muestras con el propósito de realizar una serie de cortes delgados, con un espesor aproximado de 30 micras. Estos cortes permitieron la transmisión de la luz a través de las láminas delgadas. Para la observación, se utilizó un microscopio trinocular de polarización modelo 'Biotraza' XP-607LPT, el cual presenta características destacadas, tales como óptica plana corregida a infinito, 5 objetivos con un aumento de 600x, revólver quíntuple invertido, platina circular gítoria graduada 360° e iluminación Koehler halógena tanto en episcópica como en transmitancia, con regulación ajustable.

Este tipo de microscopios petrográficos posibilitan el examen detallado de los fenómenos que ocurren cuando la luz polarizada atraviesa los minerales, lo que facilitó la identificación de los mismos basada en sus propiedades ópticas.

6 RESULTADOS

6.1 Mapa en 3D

Como se puede observar en el resultado final, se muestra una cavidad muy bien representada para los objetivos del trabajo. (Figura 6-1 y 6-2). Esto se explica por el uso del distanciómetro láser Leica DISTO™ X310, en el cual cada medición se efectúa de manera manual, resultando en un total de 4481 tomas. Esta cifra contrasta con la capacidad de dispositivos más sofisticados, como los sistemas de láser escaner, que pueden generar hasta 2 millones de puntos por segundo, especialmente cuando se emplean en conjunción con software especializado para proyectos de esta naturaleza. Se debe tener en cuenta que este tipo de dispositivos tienen el mismo problema que la estación total, su gran tamaño por lo general dificulta su utilización dentro de la cueva, por lo que el distanciómetro laser, aunque no pueda llegar a ese nivel de generación de datos, sigue siendo la opción más adecuada para este tipo de trabajo y cumple adecuadamente con los objetivos fijados para el mismo.

Otro punto a tener en cuenta en la utilización de este tipo de modelos en 3D, es que se aprovechan mejor cuando tenemos la posibilidad de manipularlos directamente a través de dispositivos electrónicos adecuados. Esto nos permite obtener diversas perspectivas del modelo, que en nuestro caso será el sistema hipogeo de la Cueva del León.

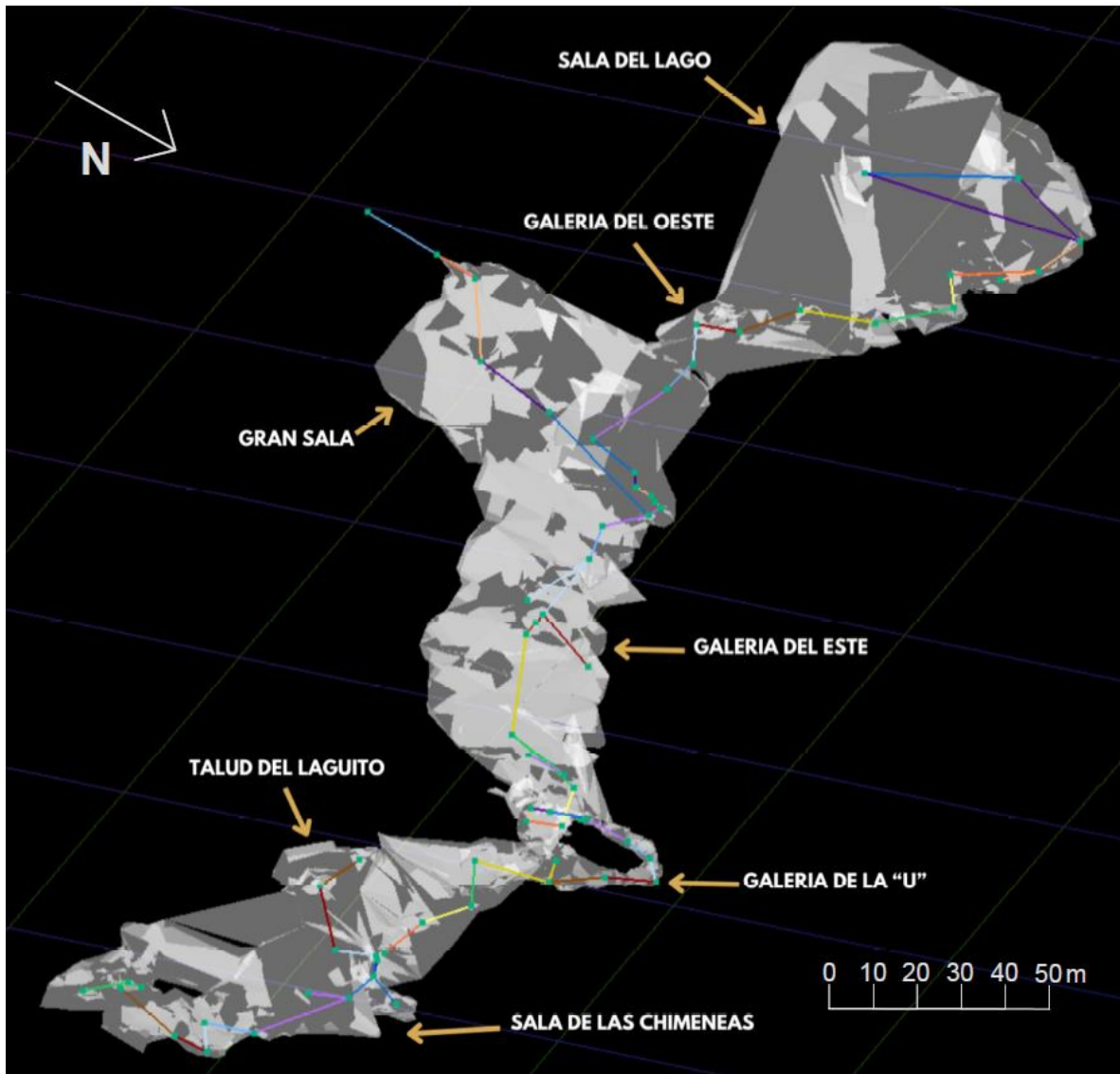


Figura 6-1: Producto final obtenido por los datos ingresados al programa Cave 3D. Los diferentes tonos de grises es un efecto del programa para darle volumen a la imagen en 3D.

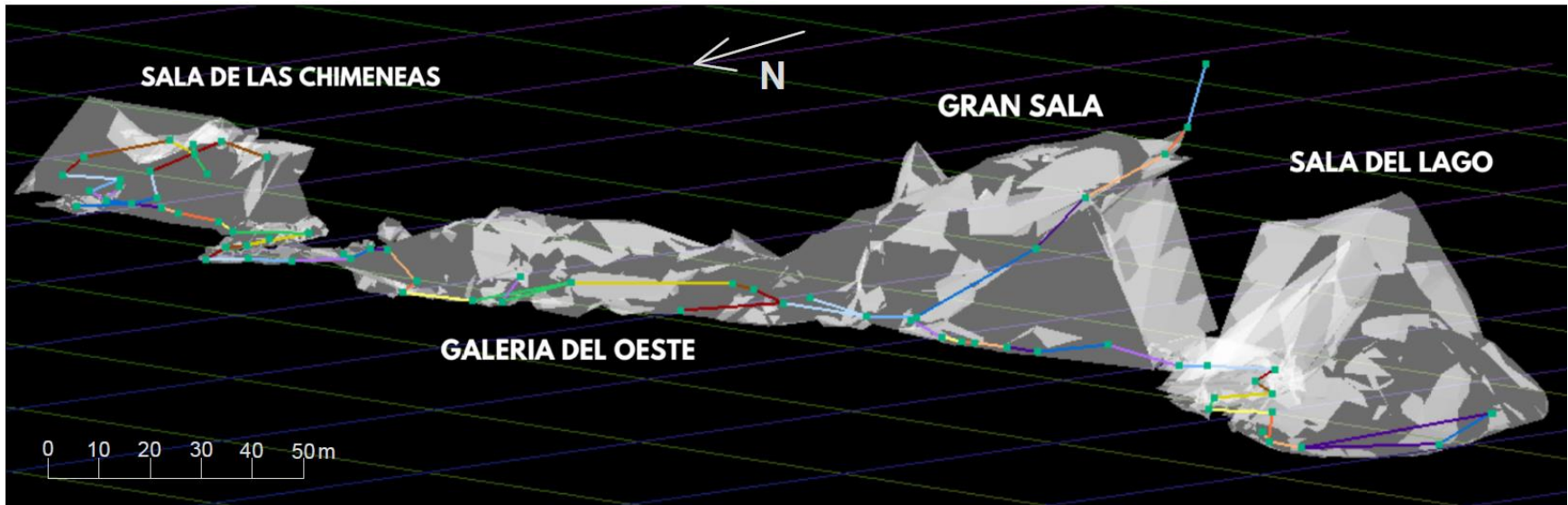


Figura 6-2: Producto final obtenido por los datos ingresados al programa Cave 3D. Los diferentes todos de grises que marcan el sistema hipogeo de la cueva es un efecto del programa para darle volumena la imagen en 3D.

6.3 Mapa en alzado

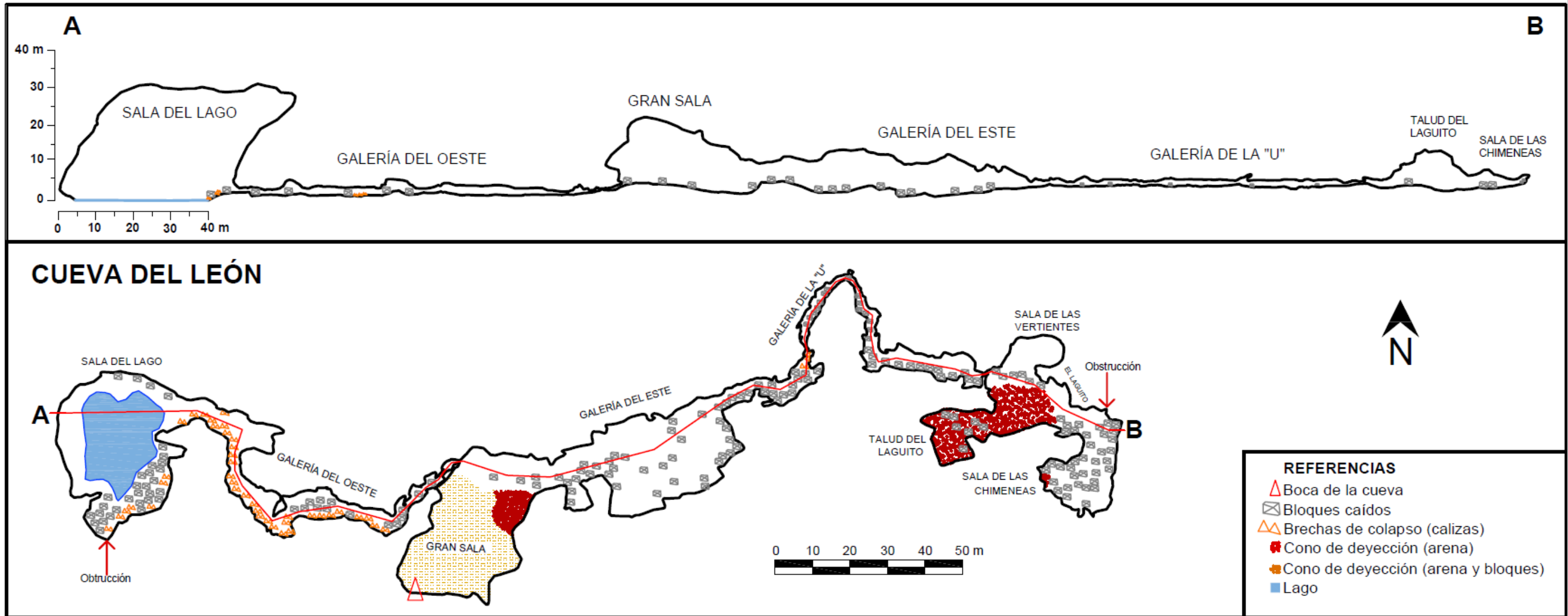


Figura 6-4: Alzado de la Cueva del León realizado con el software AutoCAD® 2021.

6.4 Secciones

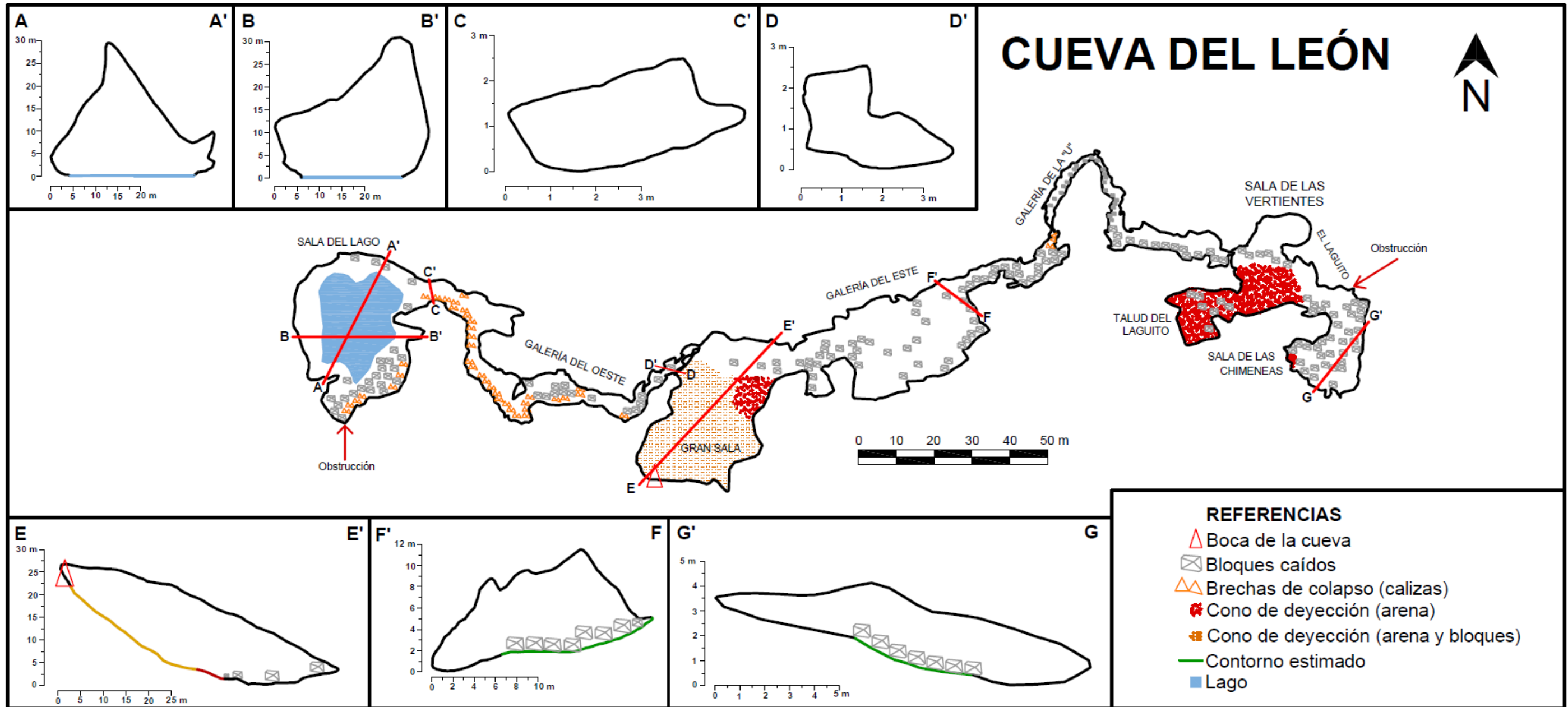


Figura 6-5: Cortes realizados en la cueva con sus respectivas ubicaciones dentro del sistema hipogeo.

6.5 Descripción macro y microscópica de las muestras extraídas

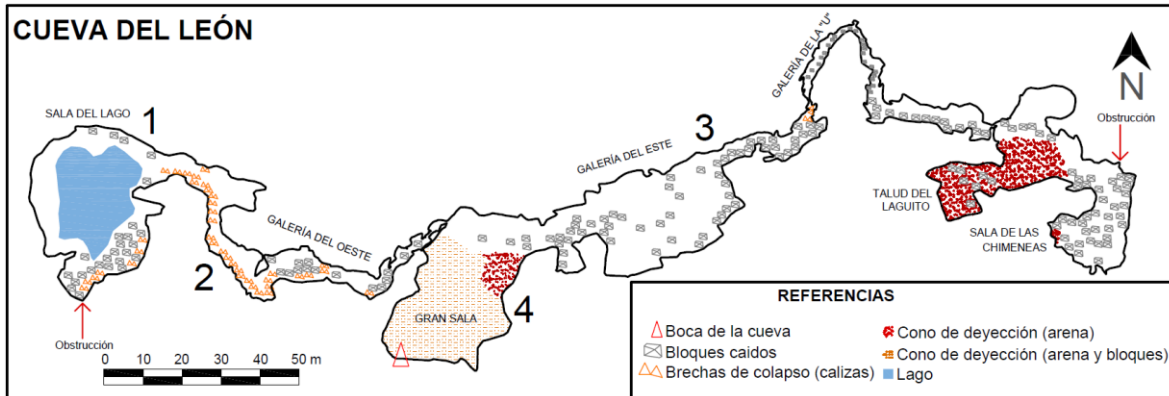


Figura 6-6: Ubicación de las muestras de roca descritas en este trabajo.

MUESTRA 1:

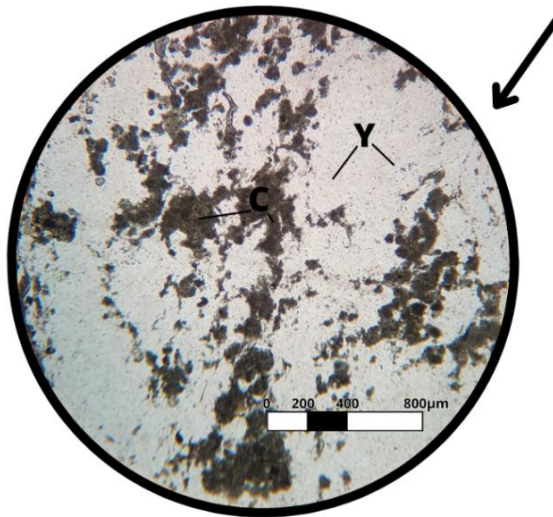
Descripción Macroscópica

La muestra de roca es compacta y masiva, de color beige claro con un brillo sedoso (Figura 6-7). Se pueden apreciar algunas bandas más oscuras compuestas por carbonato de calcio que al entrar en contacto con HCl al 10%, se observa una efervescencia. La dureza que presenta esta muestra no difiere de la del yeso en general, la cual es de 2 en la escala de Mohs. En términos generales, esta muestra consiste principalmente en yeso con bandas intercaladas de carbonato de calcio.

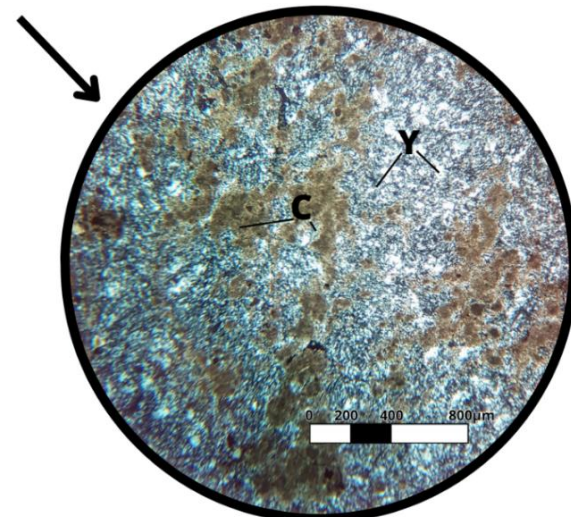
Descripción Microscópica

Se observa una muestra principalmente incolora con nicoles paralelos, en la cual el yeso se presenta en agregados anhédricos. Al observarla bajo polarizadores cruzados muestra colores de interferencia de primer orden, variando de gris a blanco. Por otro lado, los carbonatos presentan un color castaño/marrón con nicoles paralelos y donde la forma de los agregados son anhédricos, mostrando una birrefringencia extrema cuando se la observa con nicoles cruzados.

MUESTRA 1



Nicoles paralelos



Nicoles cruzados

Figura 6-7: Muestra de yeso con bandas de carbonato de calcio. Bajo el microscopio, el yeso (Y) se observa incoloro con nicoles paralelos y exhibe colores de primer orden bajo polarizadores cruzados. En contraste, los carbonatos (C) presentan un color castaño/marrón con nicoles paralelos y muestran una birrefringencia extrema bajo nicoles cruzados.

MUESTRA 2:

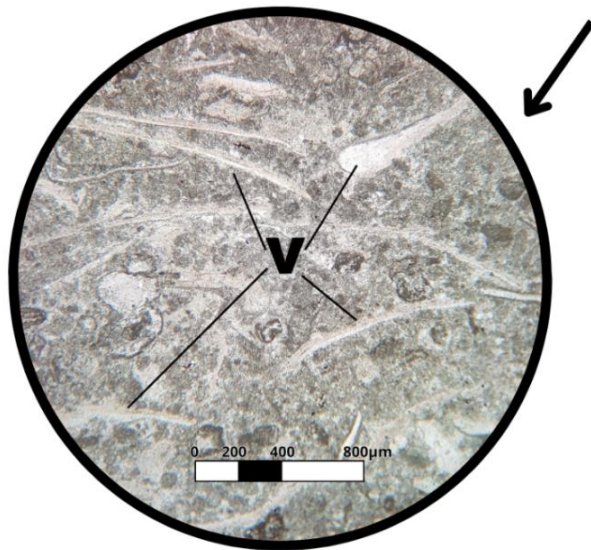
Descripción Macroscópica

La muestra de roca es compacta y masiva, con una textura de grano fino (Figura 6-8). Su color predominante es un gris oscuro y muestra reacción de efervescencia al entrar en contacto con HCl al 10%. La dureza que presenta es de 3 en la escala de Mohs. Macroscópicamente, se puede clasificar como una caliza micrítica.

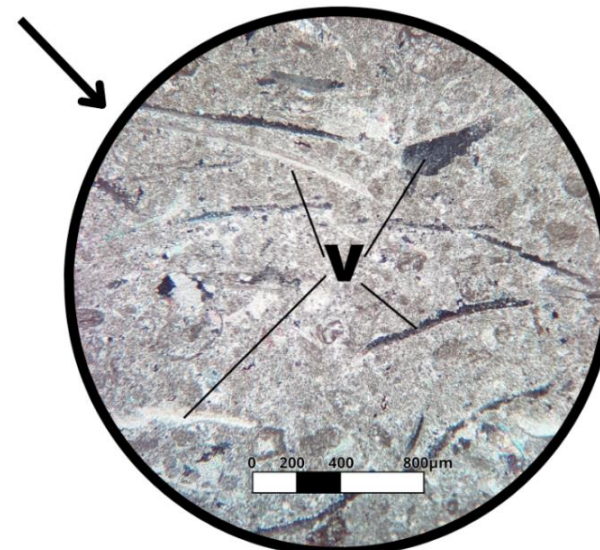
Descripción Microscópica

Bajo el microscopio, la roca carbonática se identifica como un wackestone (textura matriz-soportada con más del 10% de granos), presentando una textura microcristalina (micrítica) con una matriz de grano fino y presencia de cemento esparítico. Se observan restos de bivalvos y otros organismos marinos. Las partículas, tanto finas como gruesas, muestran una forma anédrica. La muestra exhibe una birrefringencia extrema con polarizadores cruzados.

MUESTRA 2



Nicoles paralelos



Nicoles cruzados

Figura 6-8: Wackestone con textura micrítica y presencia de cemento esparítico. Se distinguen restos de bivalvos y otros organismos marinos.

MUESTRA 3:

Descripción Macroscópica

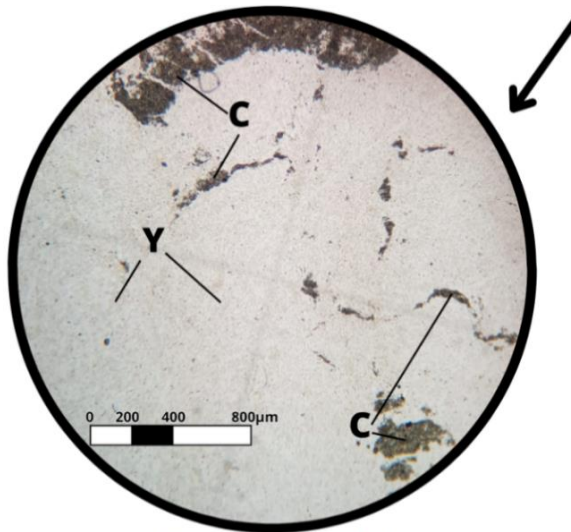
La muestra de roca es compacta y masiva. La zona más blanca de la muestra indica una fractura fresca en la roca (Figura 6-9). Se observa la presencia de yeso y carbonato de calcio, que se distinguen por su color marrón y presentan efervescencia al entrar en contacto con HCl al 10%. Su dureza se asemeja a la del yeso en general, que es de 2 en la escala de Mohs. Macroscópicamente, esta muestra se clasifica como un yeso con intercalaciones de carbonato de calcio.

Descripción Microscópica

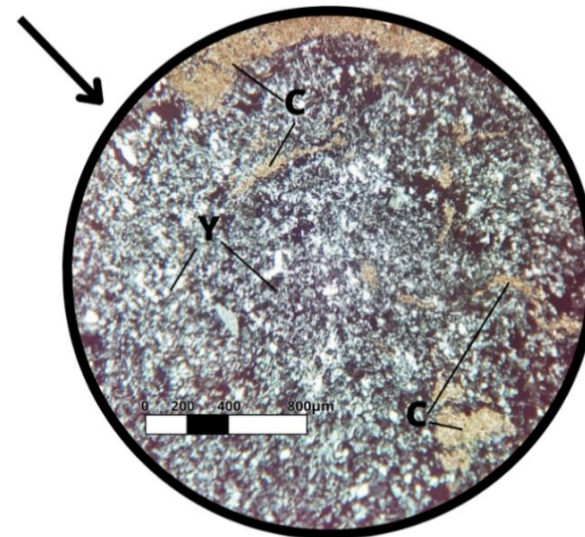
La muestra es predominantemente incolora bajo nicoles paralelos, con la presencia de agregados de yeso de forma anhédrica a subédrica. Bajo nicoles cruzados, exhibe colores de interferencia de primer orden, que varían entre gris y blanco. Los carbonatos, por su parte, se observan con tonos castaños a marrones bajo nicoles paralelos y se presentan en agregados anhédricos, mostrando una birrefringencia alta bajo polarizadores cruzados.

MUESTRA 3

Fractura fresca



Nicoles paralelos



Nicoles cruzados

Figura 6-9: Yeso con intercalaciones con carbonato de calcio. En microscopio podemos observar el yeso (Y) incoloro en nicoles paralelos y con polarizadores cruzados muestra colores de primer orden. En cambio, los carbonatos (C), presentan un color gris con nicoles paralelos y con nicoles cruzados una birrefringencia extrema.

MUESTRA 4:

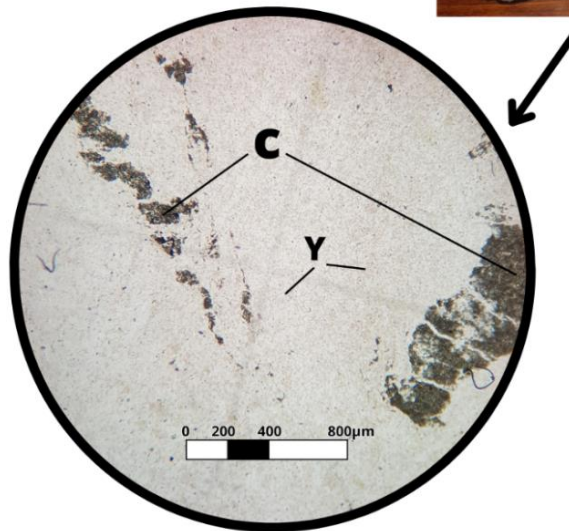
Descripción Macroscópica

Muestra de Yeso que se presenta de forma compacta y masiva, mostrando un color blanco y un brillo sedoso (Figura 6-10). En términos de dureza, la muestra presenta una dureza de 2 en la escala de Mohs.

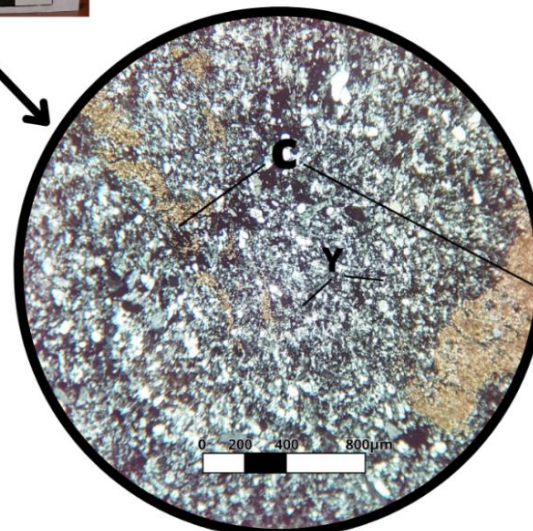
Descripción Microscópica

En el corte delgado se puede observar principalmente una muestra incolora con nicols paralelos, donde el yeso se presenta en agregados anhédricos a subhédricos. Bajo polarizadores cruzados, muestra colores de interferencia de primer orden que varían de gris a blanco. La presencia de carbonatos es mínima, mostrando colores castaños/ marrón con nicols paralelos y presentándose en forma de agregados anhédricos, exhibiendo una birrefringencia extrema con nicols cruzados.

MUESTRA 4



Nicoles paralelos



Nicoles cruzados

Figura 6-10: El yeso (Y) se presenta incoloro bajo nicoles paralelos, mientras que bajo polarizadores cruzados exhibe colores de primer orden. En contraste, los carbonatos (C), presentes en mínima cantidad, muestran un tono castaño oscuro con nicoles paralelos y una birrefringencia extrema bajo nicoles cruzados.

6.6 Contactos litológicos

En el sistema hipogeo de la Cueva del León se observó una continua secuencia alternante entre el yeso y las calizas algales, estas últimas en forma de delgadas capas y presentando litofacialmente una mayor o menor intervención, aunque algo más notoria a medida que nos desplazamos hacia el este de la cavidad (Figura 6-11).

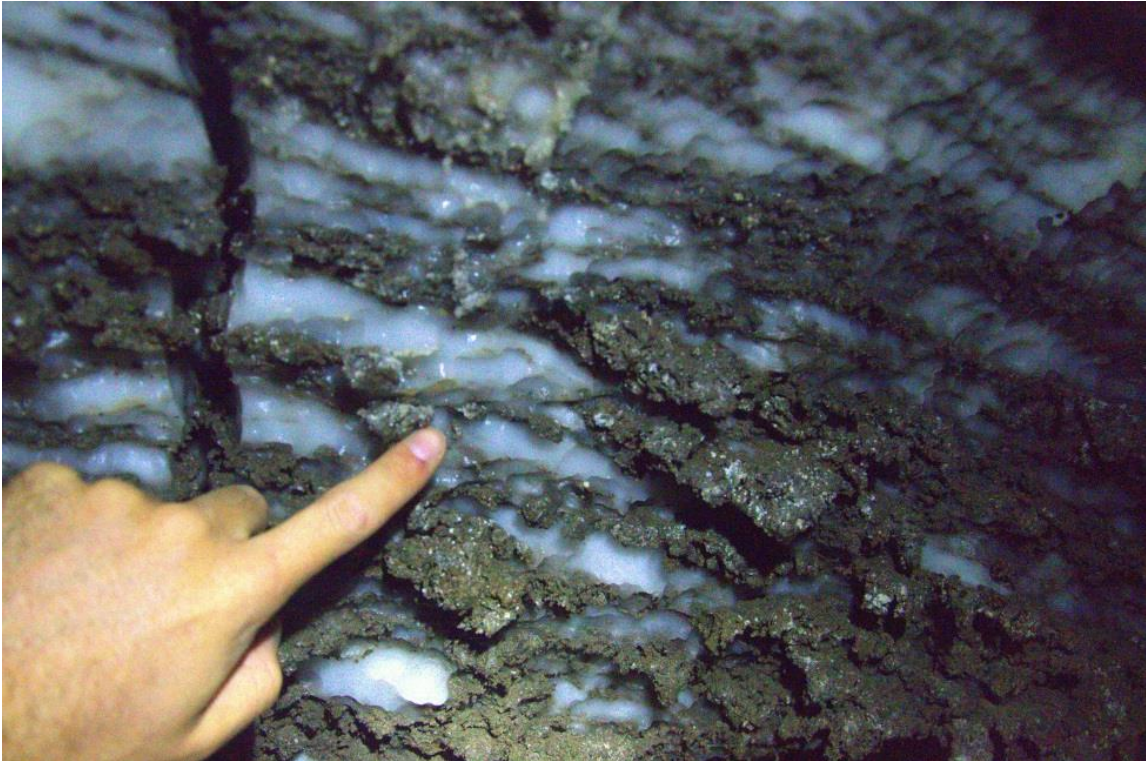


Figura 6-11: Galería de la U, secuencia alternante entre el yeso y la caliza algal.

Es importante destacar la presencia de brechas de colapso formadas por caliza micrítica de color gris azulado, que se presenta en bloques prismáticos bien definidos. Estos bloques se encuentran exclusivamente en sectores de la pared sur del hipogeo, sin observarse su presencia en el techo ni en la pared norte de la cavidad. Al realizar una fractura fresca en esta caliza, se aprecia una coloración gris oscura con tonalidades azuladas. Todos los depósitos presentan bloques prismáticos bien marcados, como se puede ver en las Figuras 6-12 y 6-13.



Figura 6-12: Sala del Lago Galería del Oeste, fractura fresca de la caliza micrítica gris azulada, componente de las brechas de colapso.



Figura 6-13: Brecha de colapso en la entrada a la Sala del Lago (pared sur).

Estos bloques de caliza micrítica gris azulada también se encuentran en la Sala del Lago, donde forman parte de sectores de falla, como clastos de una brecha de falla (Figura 6-14). A su vez se han identificado en el Talud del Laguito (Figura 6-15), donde, además de los bloques de caliza, se observan clastos de yeso en las brechas.

Durante un buceo realizado en 2018 (Campaña GAEMN/GEMA/Depto. Espeleología, Nqn), se observó esta misma brecha de colapso con calizas micríticas gris azuladas en una galería subacuática situada bajo la pared oeste de la Sala del Lago (Figura 6-16).

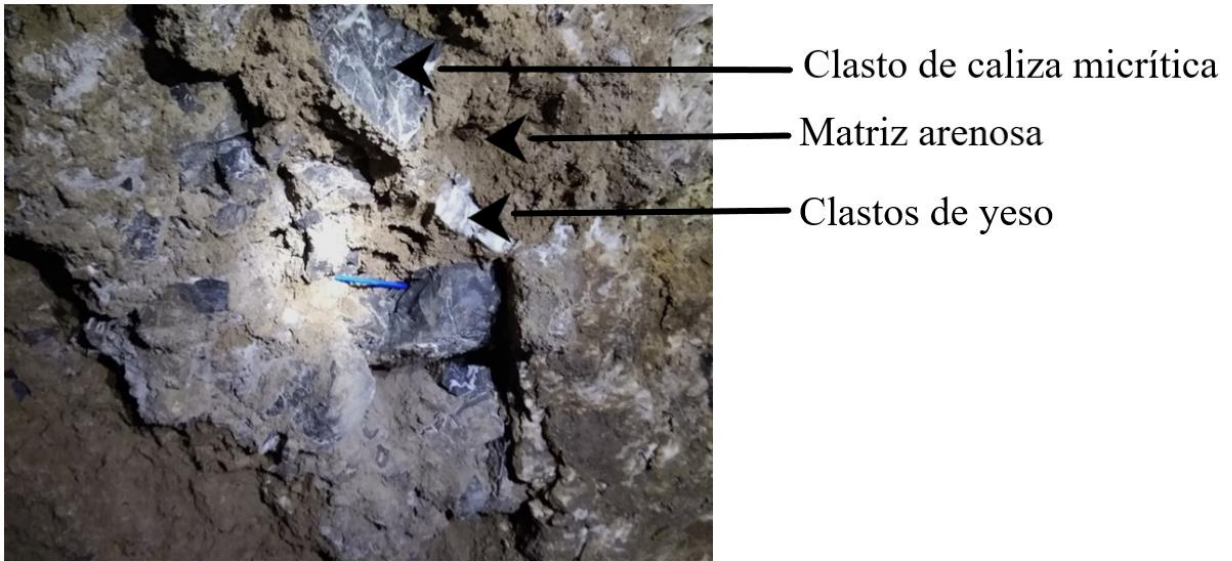


Figura 6-14: Sala del Lago. Brecha de falla presentando clastos de calizas micríticas gris azuladas y de yeso en una matriz arenosa.

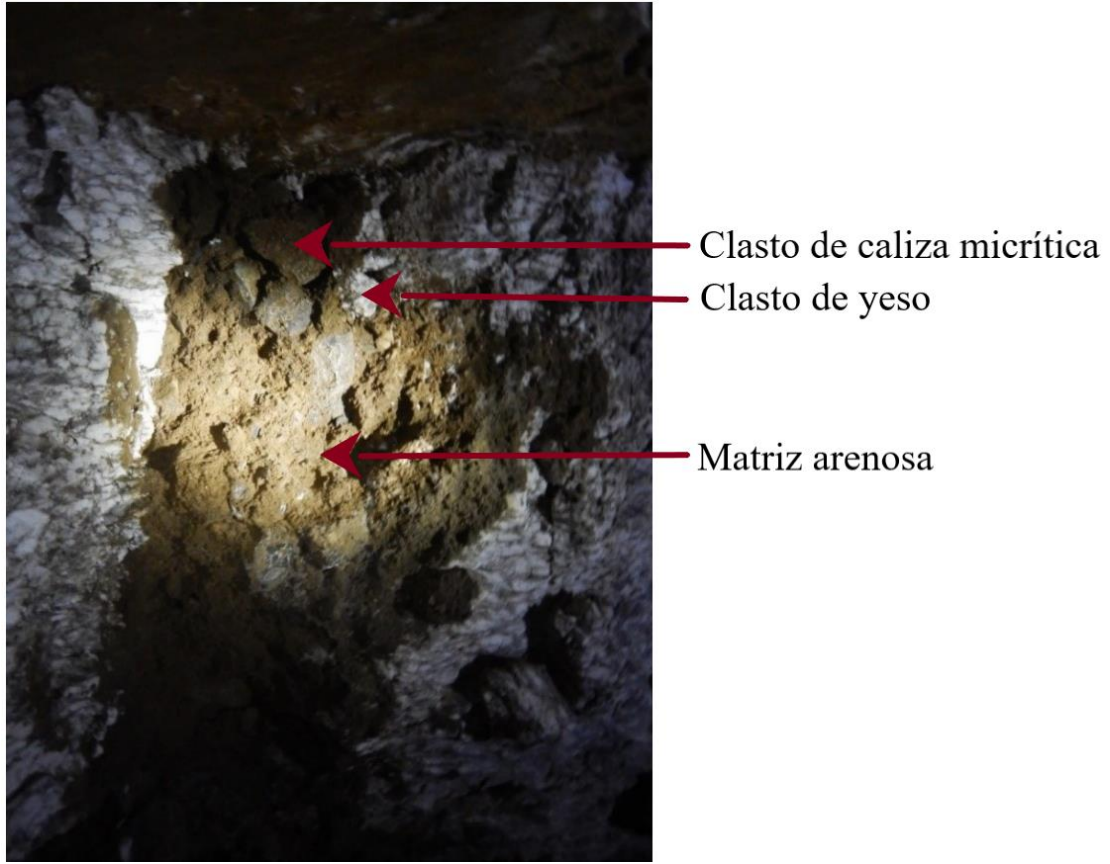


Figura 6-15: Brecha de falla polimítica, presentando clastos de calizas micríticas gris azuladas en mayor proporción y otros de yeso, en una matriz arenosa (Talud del Laguito).



Figura 6-16: Brecha de colapso de caliza micrítica con una cubierta de material muy fino. Galería subacuática de la Sala del Lago (foto tomada de video, mayo 2018).

A modo de hipótesis se podría indicar que todos los depósitos de brechas de colapso en la cueva podrían ser restos de brechas provenientes de sectores de fallas. Posteriormente la erosión inducida por el agua, presente en diversos episodios de inundación, puede haber llevado a la disolución de los clastos de yeso, dejando expuestos los de las calizas micríticas gris azuladas, que demostraron ser más resistentes a los procesos de corrosión hídrica.

6.7 Niveles de inundación

Dentro del sistema hipogeo de la Cueva del León, se han identificado múltiples niveles de inundación que están vinculados a diferentes episodios de variaciones en el aporte hídrico. En la sección oriental de la caverna, se llevaron a cabo numerosos cortes con el propósito de localizar y precisar la altura de estos niveles. Estos se identifican mediante marcas lineales de sedimentos o precipitados en las paredes de la cueva (Figura 6-17 y 6-18). En la Galería del Este, estos niveles varían desde unos pocos centímetros hasta 2,5 metros de altura medidos desde el piso, mientras que en la Galería de la "U", la altura máxima es ligeramente superior a 1 metro (Figura 6-20). Además, en esta última galería, es posible observar formas erosivas como "*scallops*". Barredo *et al.* (2012) postula que estas configuraciones se originan a partir de procesos corrosivos inducidos por películas de agua generadas por la condensación interna de la cavidad, especialmente durante la temporada invernal. En el Talud del Laguito y en la Sala de las Chimeneas, los niveles de inundación no superan los 2,5 metros (Figura 6-21).

En la Galería del Oeste, tanto el techo como las paredes de la cueva presentan formas erosivas atribuibles a la presencia de agua. Entre estas destacan especialmente las formas de disolución como los "*scallops*" y las cúpulas, conocidas como "*ceiling pockets*" (Figura 6-30, Pág. 76). Estas características indican que esta galería ha experimentado episodios de inundación total en el pasado, en los que podría haber circulado el agua en condiciones forzadas.

En la Sala del Lago, es posible observar múltiples niveles de inundación agrupados en una corta distancia, los cuales se sitúan a 1.33 m sobre el nivel de agua del lago en el momento de la medición (19/03/2022) (Figura 6-19). Estos niveles se manifiestan a través de marcas lineales de sedimentos que se formaron como resultado de las variaciones en el nivel de agua del lago.

Al correlacionar los niveles de inundación que se pudieron identificar en el sistema hipogeo de la cueva, y considerar que cada marca representa un evento que afectó al sistema en su totalidad, se pudieron distinguir y correlacionar siete niveles de inundación diferentes. Al comparar el nivel del lago en el momento de la medición (19/03/2022) con dichas marcas de niveles de inundación, se observa una disminución de 4.88 metros en su nivel (Figura 6-22). Si nos enfocamos en el nivel máximo de inundación, es posible apreciar que toda la Galería del Oeste estuvo completamente sumergida (Figura 6-23). En la Gran Sala, de acuerdo a las marcas observadas, el nivel del agua habría alcanzado una altura de 3.1 metros, mientras que, en la Galería del Este, es probable que la inundación haya llegado a los 3.9

metros (Figura 6-24). En cuanto a la Galería de la “U” el agua habría llegado a una altura de 1.8 metros, inundando casi por completo este sector, y en la Sala de las Chimeneas, es posible que el agua haya alcanzado los 2.4 metros de altura (Figura 6-25).



Figura 6-17: Marcas lineales de precipitados y sedimentos a una altura de 1.7 metros aproximadamente desde el suelo, que resultan de episodios de inundación en el interior de la cueva. Estas evidencias fueron registradas en el acceso a la Sala de las Chimeneas.

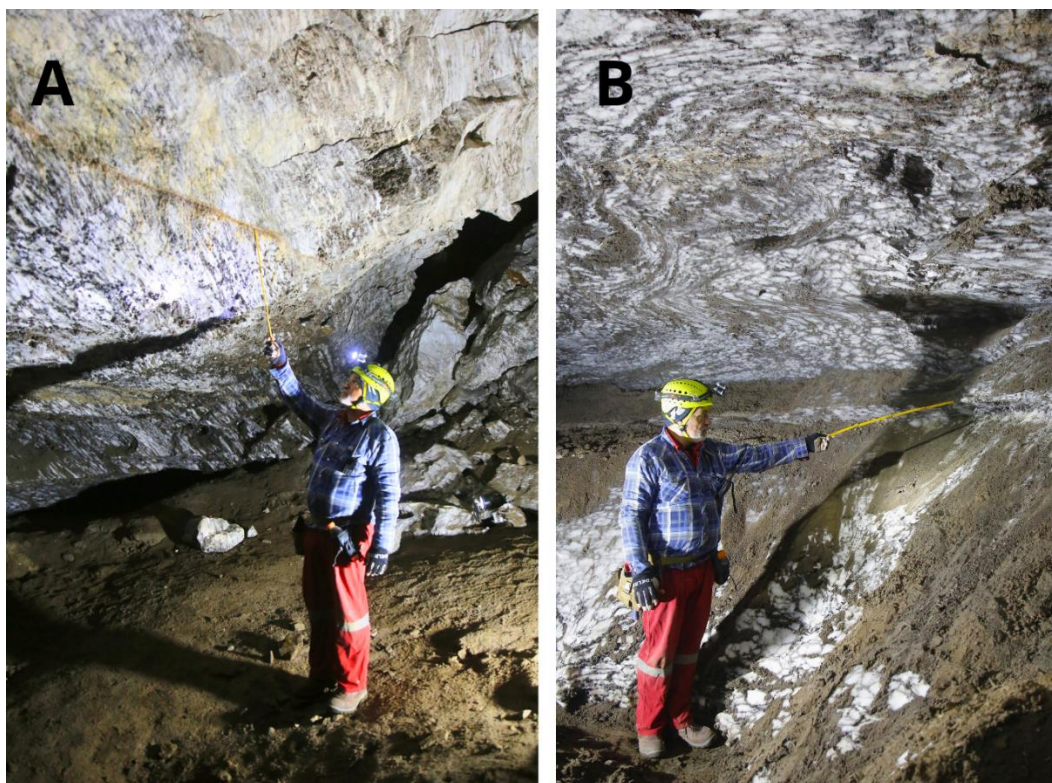


Figura 6-18: A) Marca lineal de sedimentos que identifica un nivel de inundación en el Talud del Laguito, posicionadas a más de 2 metros de altura medidos desde el suelo de la cavidad. B) En el sector norte de la Sala de las Chimeneas, la pared de la cueva exhibe una marca lineal erosiva que señala un antiguo nivel de inundación, que presentan una altura de un 1.7 metros aproximadamente en relación al piso de la cueva.

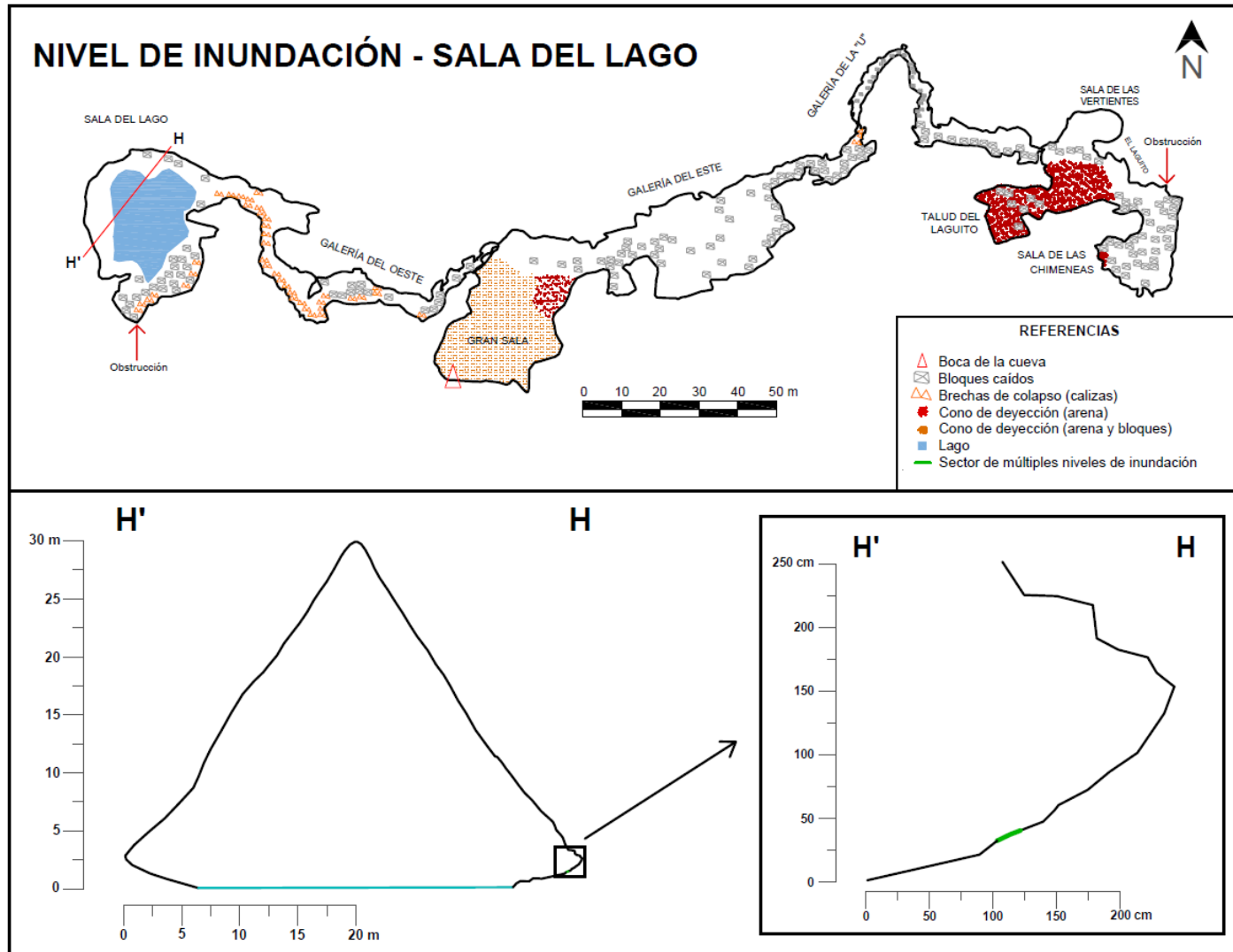


Figura 6-19: Se observan múltiples niveles de inundación en la pared norte de la Sala del Lago, evidenciados por marcas lineales de sedimentos con unos pocos centímetros de separación entre ellos.

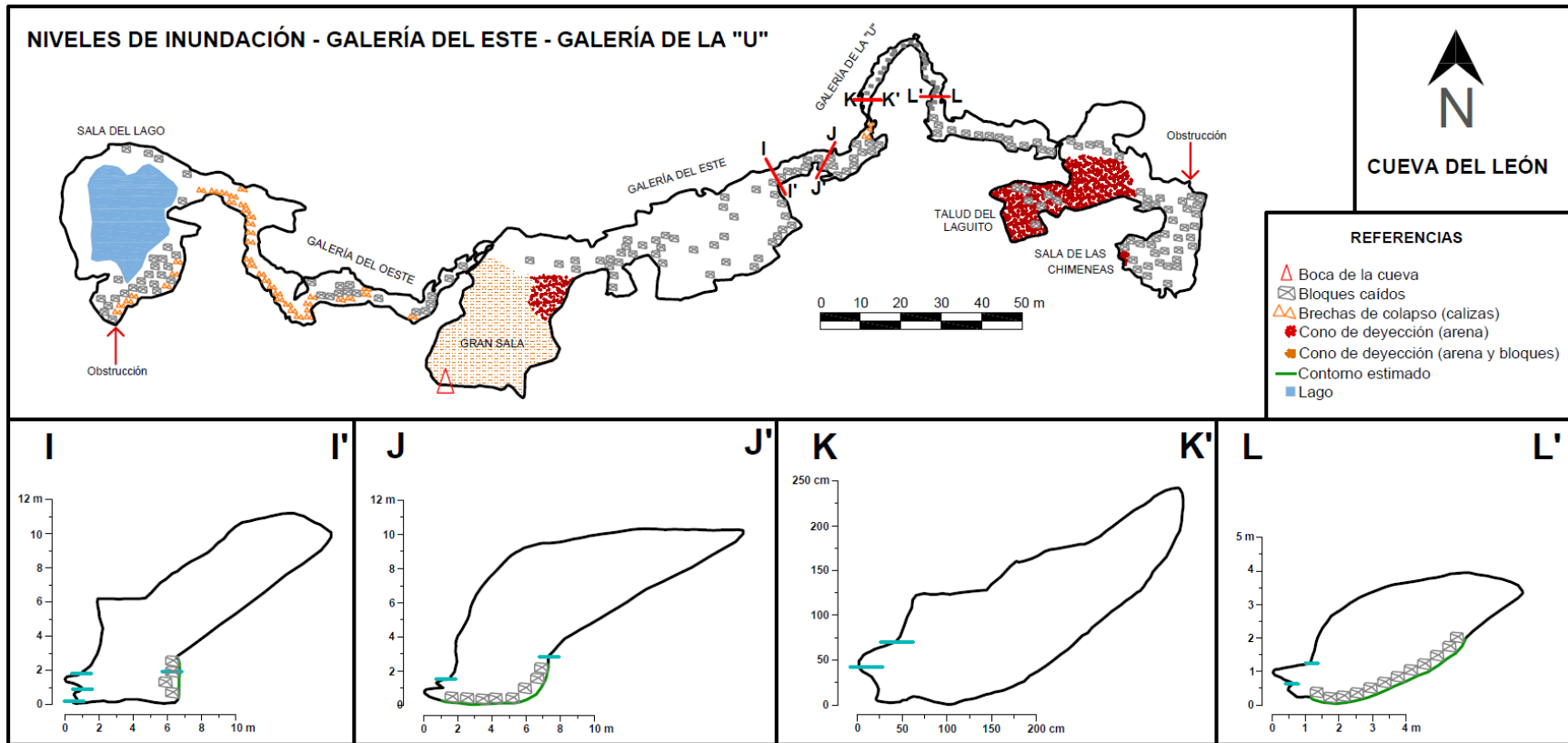


Figura 6-20: Se realizaron múltiples secciones tanto en la Galería del Este como en la Galería de la "U", revelando los diferentes niveles de inundación presentes en cada una.

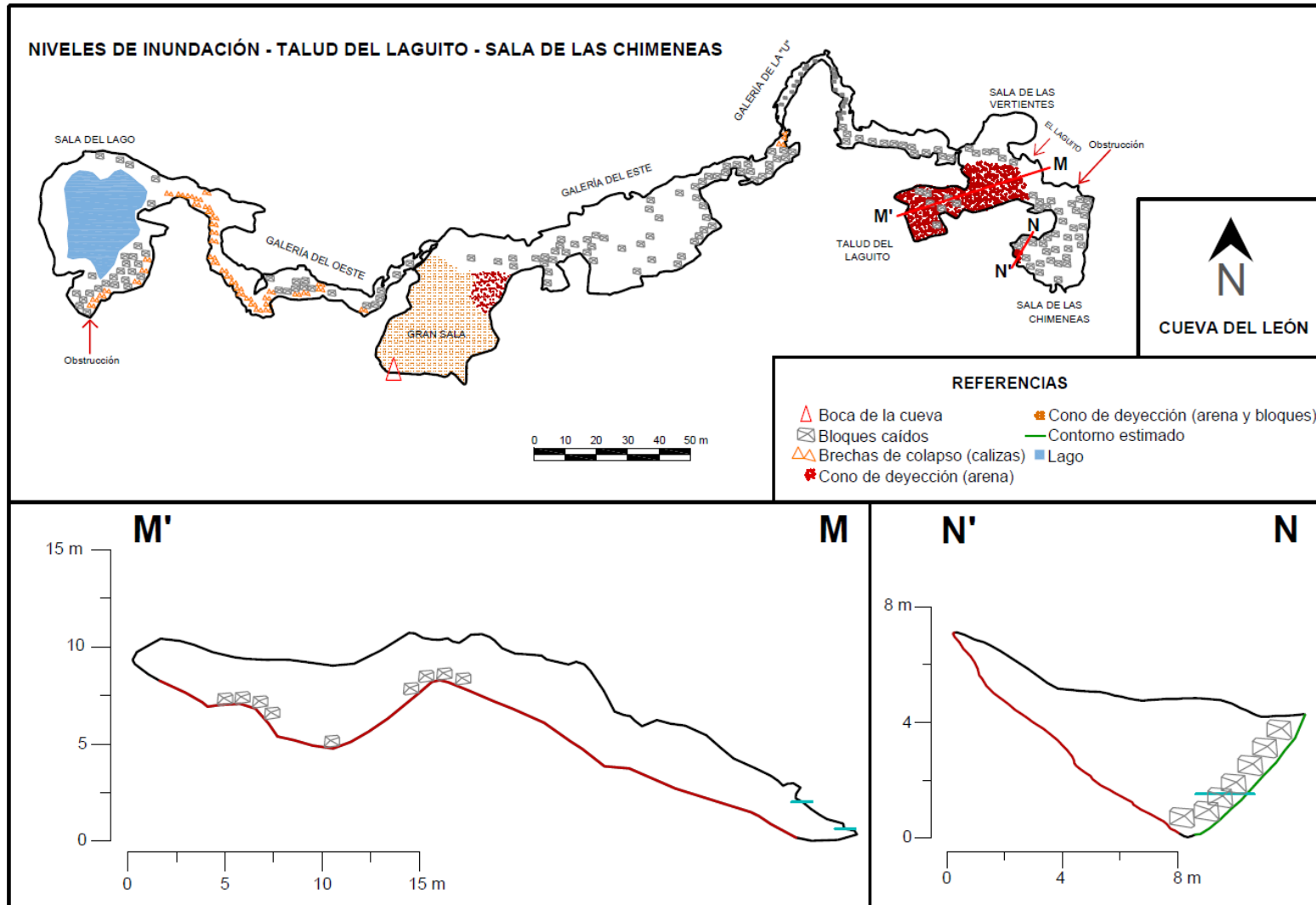


Figura 6-21: Secciones realizadas en el Talud del Laguito, donde podemos distinguir diferentes niveles de inundación, como así también en la Sala de las Chimeneas.

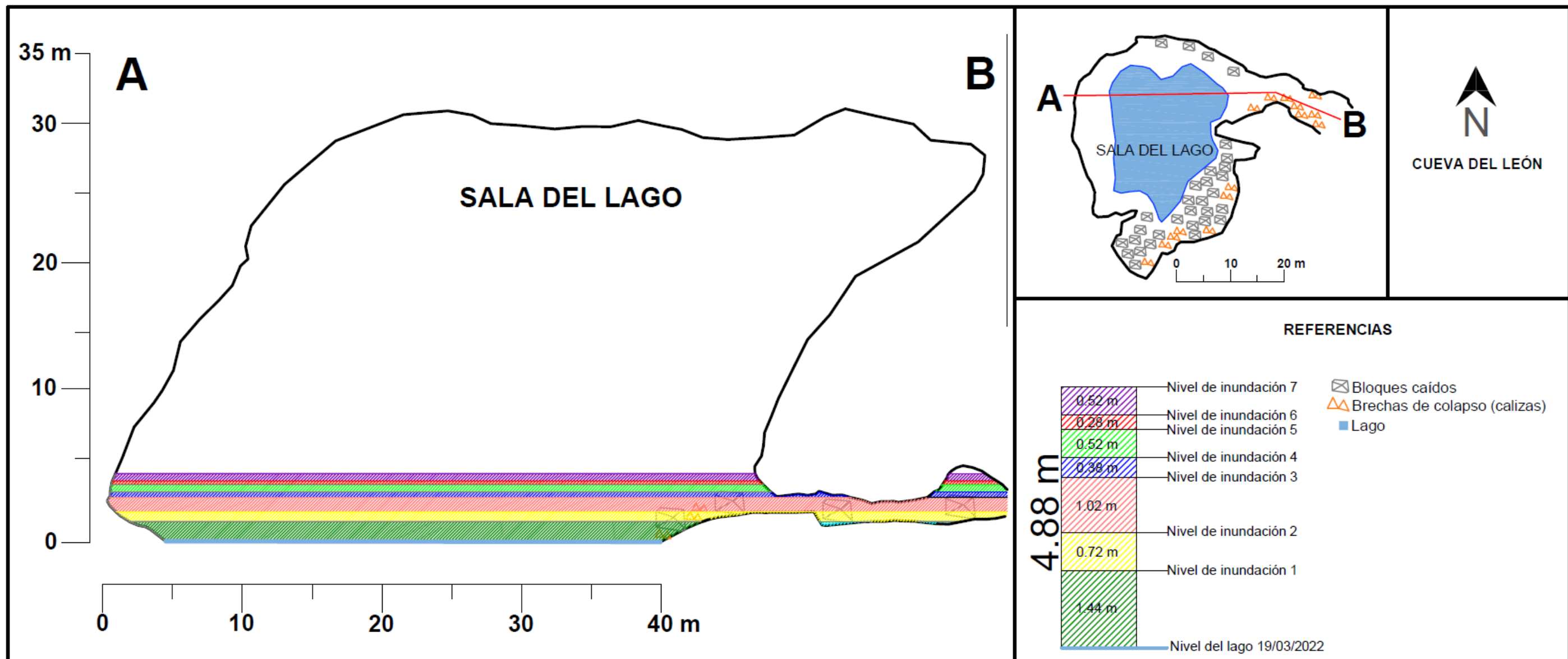


Figura 6-22: Superposición de distintos niveles de inundación en la Sala del Lago. Se puede observar como el nivel del lago a disminuido -4.88 metros.

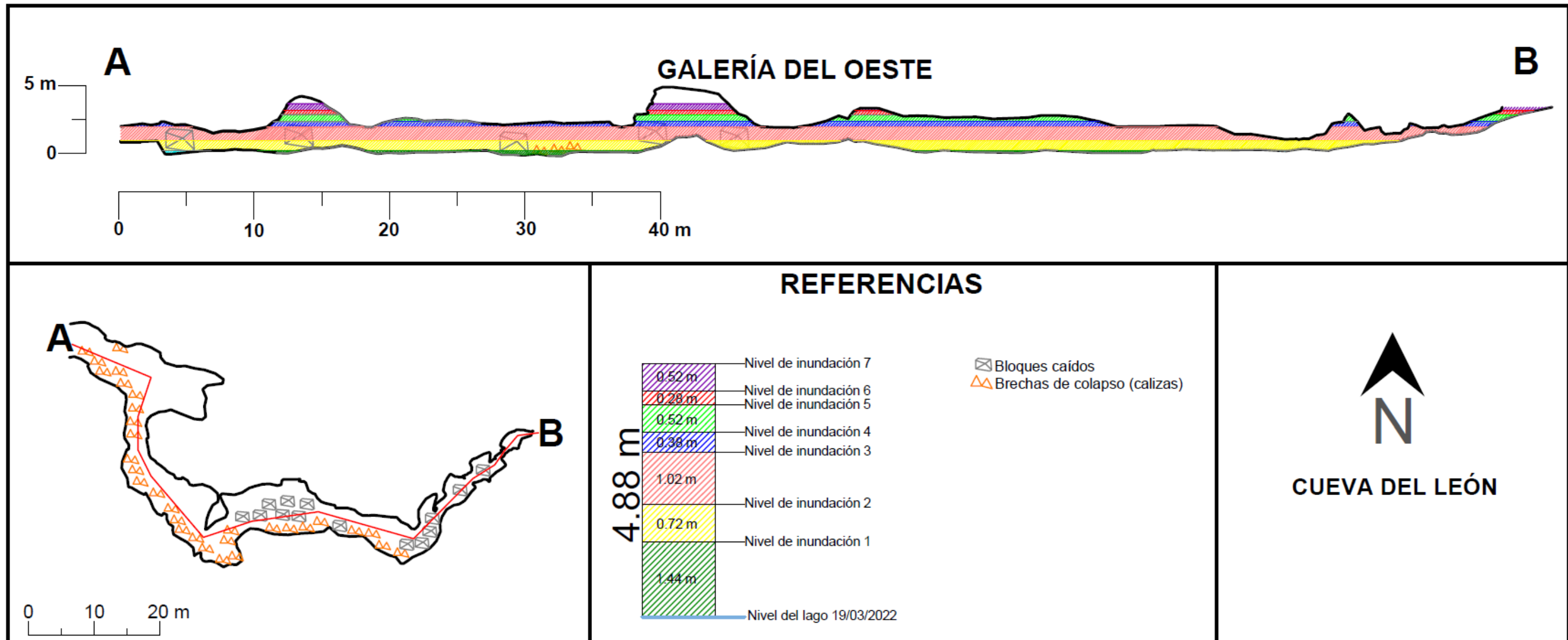


Figura 6-23: Representación de los niveles de inundación en la Galería del Oeste. Se aprecia como estuvo anegada casi en su totalidad si la comparamos con el nivel máximo de inundación que se pudo observar.

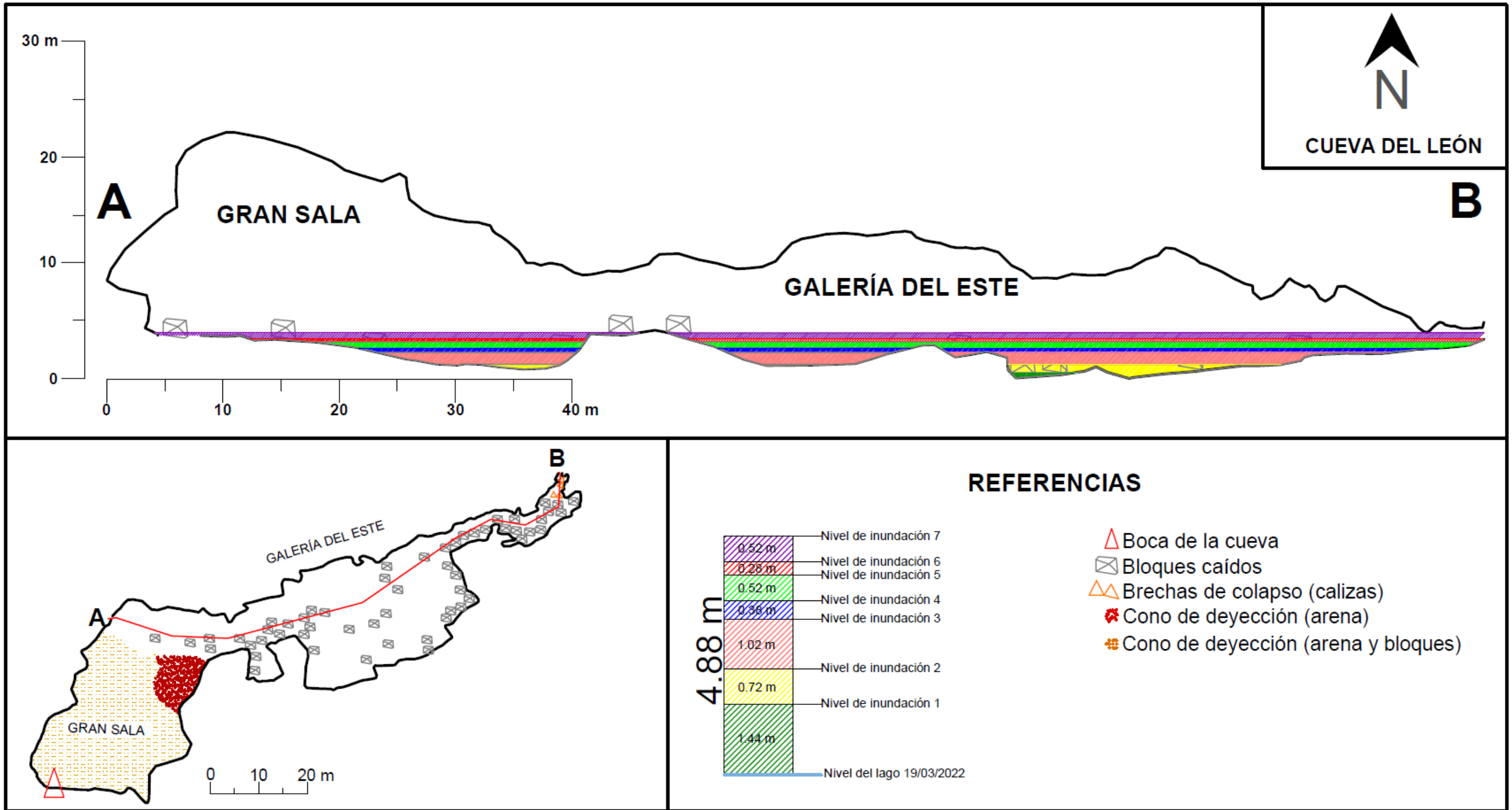


Figura 6-24: Representación de los niveles de inundación identificados en el sistema hipogeo de la cueva. Se sugiere que en esta área, el agua habría alcanzado una altura de 3.1 metros en la Gran Sala y de 3.9 metros en la Galería del Este.

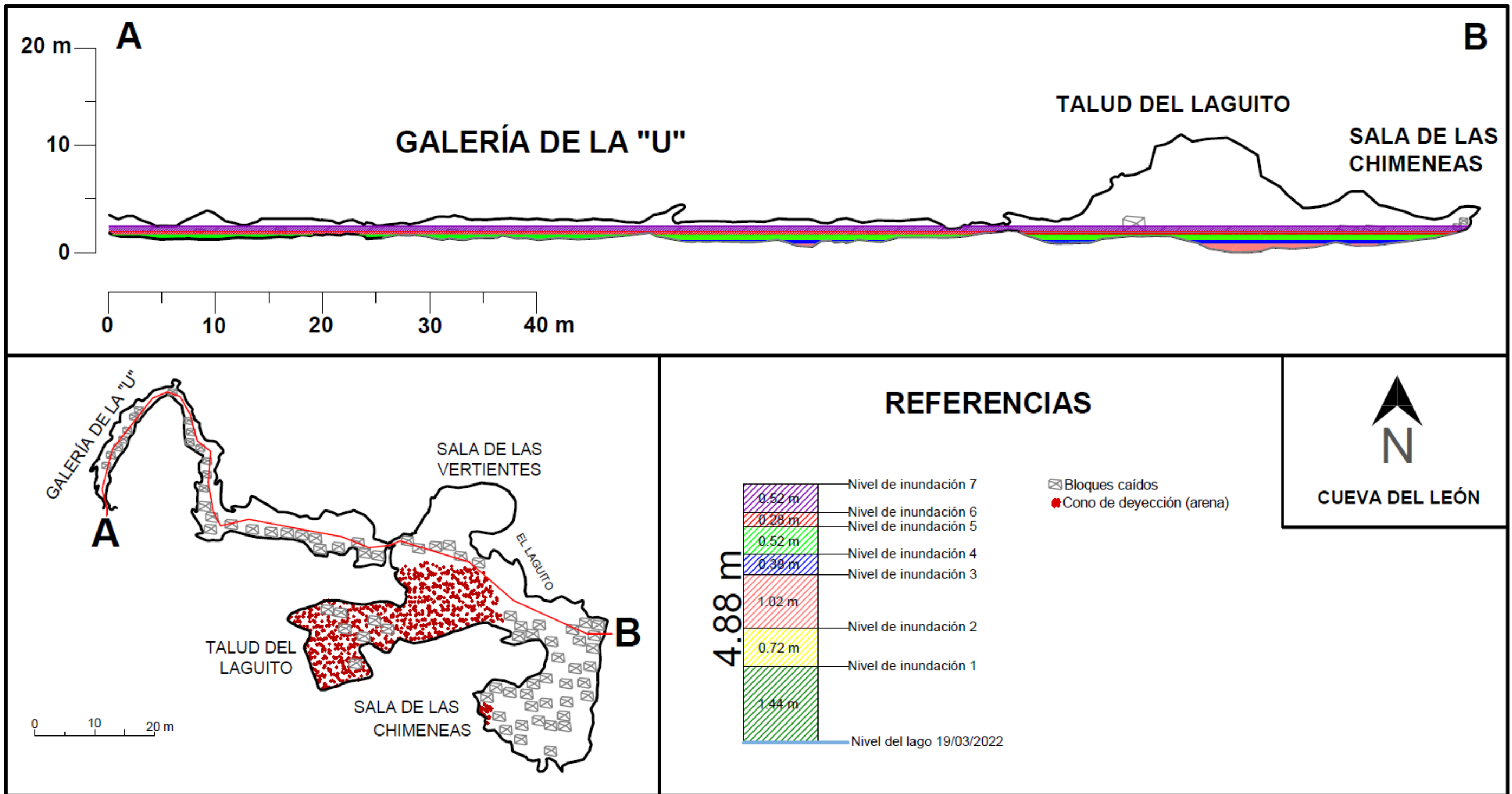


Figura 6-25: En la Galería de la "U" y la Sala de las Chimeneas, cuando se compara con los niveles de inundación registrados, el agua podría haber alcanzado una altura como máximo de 1.8 metro y 2.4 metros respectivamente.

6.7.1 Cueva del León: ejemplo de espeleogénesis epigénica

La Cueva del León responde a un modelo de espeleogénesis epigénica, cuyo origen se asocia con la infiltración de aguas superficiales que penetran en el interior del macizo cárstico yesífero. Estas aguas, bajo la influencia gravitacional, desencadenan flujos que propician la erosión y expansión de la cavidad subterránea, de acuerdo a Barredo *et al.* (2012) se estima que la disolución en condiciones de circulación forzada fue baja, en función de la alta solubilidad del yeso que rápidamente satura la solución, perdiendo su capacidad de dilución. Proponiendo además que la mezcla de aguas, por recarga o a través de infiltración, es la que debió haber permitido que dicho fluido conserve sus propiedades corrosivas. Las notables características visibles en las paredes y techos de estas cuevas, como los distintivos "*scallops*" (formas de corrosión o disolución freática de secciones elípticas), actúan como pruebas de la naturaleza epigénica inherente a este proceso de formación subterránea. Barredo *et al.* (2012) también indican que en el proceso cárstico la presencia en el Grupo Rayoso de espesos bancos salinos (ClNa), pueden haber aumentado en forma relevante la solubilidad.

Las marcas de los niveles de inundación identificados en distintos sectores de las paredes del sistema hipogeo de la Cueva del León, dan a entender la existencia de una franja de tipo epifreática, generada por las variaciones en el tiempo del nivel freático. En ocasiones con niveles freáticos altos, algunos sectores del hipogeo podrían haber actuado como conductos forzados (Galería de la "U", Galería del Oeste). Esto se ve corroborado además por la presencia de conductos verticales (chimeneas) o "*shafts*" (Sala de las Chimeneas), en relación a esto Barredo *et al.* (2012) refieren que el ensanchamiento de los conductos por colapso fue un fenómeno fundamental en el desarrollo de la cavidad. También se indica que la transformación de anhidrita a yeso genera un aumento en volumen, lo que resulta en una pérdida de coherencia de la roca.

La espeleogénesis de la Cueva del León ha experimentado una evolución a lo largo del tiempo, controlada por la compleja interacción de factores geológicos, climáticos y tectónicos. Barredo *et al.* (2012) indican que dado el clima semiárido y seco que se observa, actualmente su evolución espeleogenética carece de actividad, debido a la casi ausencia absoluta de circulación de agua, los cambios morfológicos solo progresan a través de procesos gravitatorios representados por el colapso de bloques en el rumbo de las fallas presentes, así como por procesos disolutivos generados durante los períodos de mayor humedad con el nivel de base local alto. Por último, estos autores refieren que los ciclos de ascenso relativos de nivel de base de mayor frecuencia son interpretados como de quinto orden (sensu Catuneanu *et al.* 2009), inundan periódicamente algunos conductos, con formación de "*flowstones*"; mientras que, durante niveles bajos, la surgencia del Mallín de la Cueva, mantiene la circulación libre de las aguas favoreciendo la disolución, aún bajo condiciones climáticas semiáridas.

6.8 Estructuras deformacionales

Barredo *et al.* (2012) señalan que el yeso se encuentra afectado por sistemas de fallas normales y diaclasas asociadas a un pliegue de rumbo este-oeste, cuyo buzamiento oriental afecta a las unidades jurásicas. Los sistemas de fallas observados presentan rumbos de 85° y 180° , 32° y 190° , junto con una serie de diaclasas que configuran un patrón reticulado en la cresta del anticlinal.

Se identificaron y ubicaron múltiples diaclasas a lo largo del sistema hipogeo de la cueva, donde se tomaron medidas de aquellas notables y accesibles para su registro de acuerdo a sus ubicaciones dentro del hipogeo (Figura 6-26).

Las mediciones revelaron una tendencia predominante de orientaciones de rumbo en las diaclasas en dirección NE-SO y NO-SE (Fig. 6-27), en tanto que su buzamiento se reparte principalmente en sentido occidental como oriental (Figura 6-28).

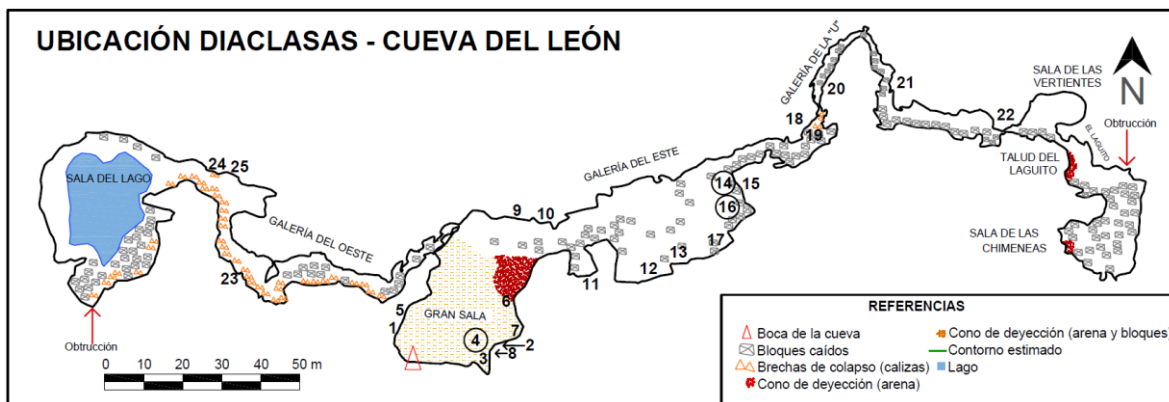


Figura 6-26: Ubicación de las diaclasas medidas dentro de la cueva. Diaclasa 4, 14, 16 se encuentran en el techo de la misma.

Diaclasa	Mediciones	Diaclasa	Mediciones
1	145°/48°SO	14	Rumbo NO-SE
2	22°/85°SE	15	Rumbo NE-SW
3	358°/36°NE	16	Rumbo SO-NE
4	Rumbo NO-SE	17	167°/42°SO
5	Rumbo SO-NE	18	211°/11°NO
6	Rumbo NO-SE	19	351°/64°NE
7	230°/74°NO	20	219°/79°NO
8	234°/69°NO	21	165°/26°SO
9	323°/59°NE	22	16°/53°SE
10	356°/58°NE	23	Rumbo SO-NE
11	156°/64°SO	24	Rumbo NO-SE
12	19°/51°SE	25	Rumbo NO-SE
13	178°/53°SO		

Tabla 1: Medidas azimutales de diaclasas en el sistema hipogeo de la cueva. Se determinó únicamente la orientación del rumbo de las diaclasas 4, 5, 6, 14, 15, 16, 23, 24 y 25, ya que no fue posible acceder a ellas.

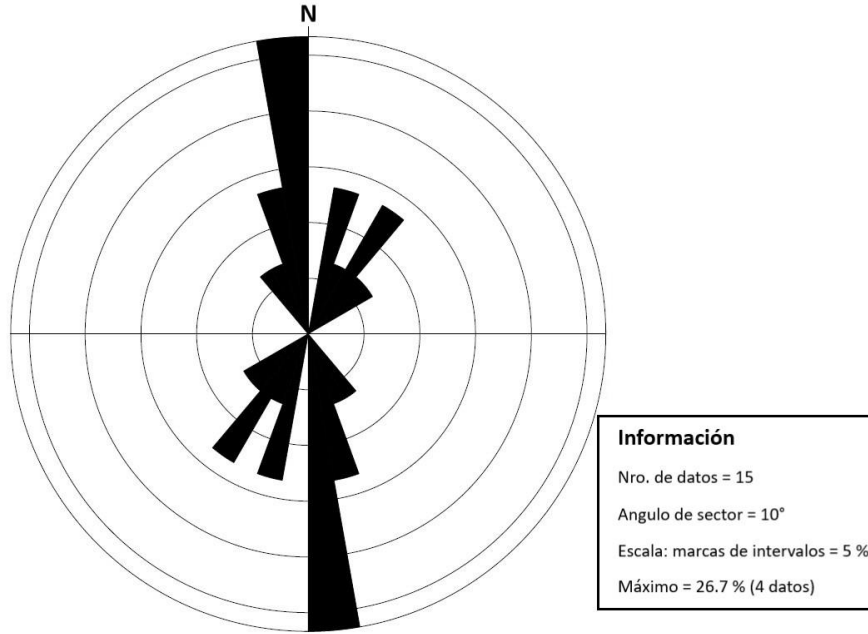


Figura 6-27: Roseta de diaclasas donde se puede observar las direcciones de rumbo medidas en el sistema hipogeo de la cueva.

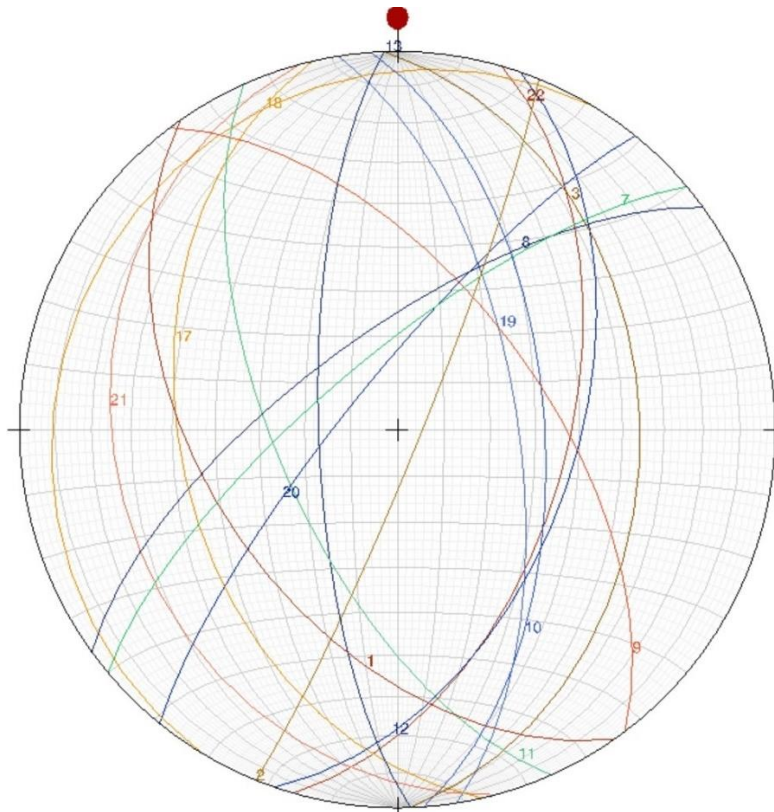


Figura 6-28: Proyección estereográfica de las mediciones azimutales de las diaclasas dentro del sistema hipogeo de la cueva.

Otras estructuras deformacionales identificadas en sectores del sistema hipogeo de la cueva son los pliegues enterolíticos (estructura de replegamiento interno de láminas de yeso como producto de hidratación de anhidrita y consecuente incremento de volumen), caracterizados por capas irregulares y contorsionadas de yeso (Figura 6-29). Tucker (2003) explica que son formaciones típicas de yeso-anhidrita precipitado en un ambiente de sabkha marino (supramareal), donde otros sedimentos peritidales pueden estar interestratificados.



Figura 6-29: Pliegues enterolíticos en la Galería del Este afectando a yeso con intercalaciones de caliza algal.

6.9 Morfología interior y espeleotemas identificados

En relación con la morfología cárstica identificada en el hipogeo de la Cueva del León, se pueden observar diversas formas de disolución, tales como los “*scallops*” y las cúpulas (también conocidas como “*ceiling pockets*”) (Figura 6-30). Barredo *et al.* (2012) estiman que esta última forma resulta de fenómenos corrosivos por acción de películas (“*films*”) de agua generados por condensación en el interior de la cavidad, en particular durante el invierno. Estas características se encuentran de manera predominante en la Galería del Oeste, así como al final de la Galería del Este y el inicio de la Galería de la “U”.

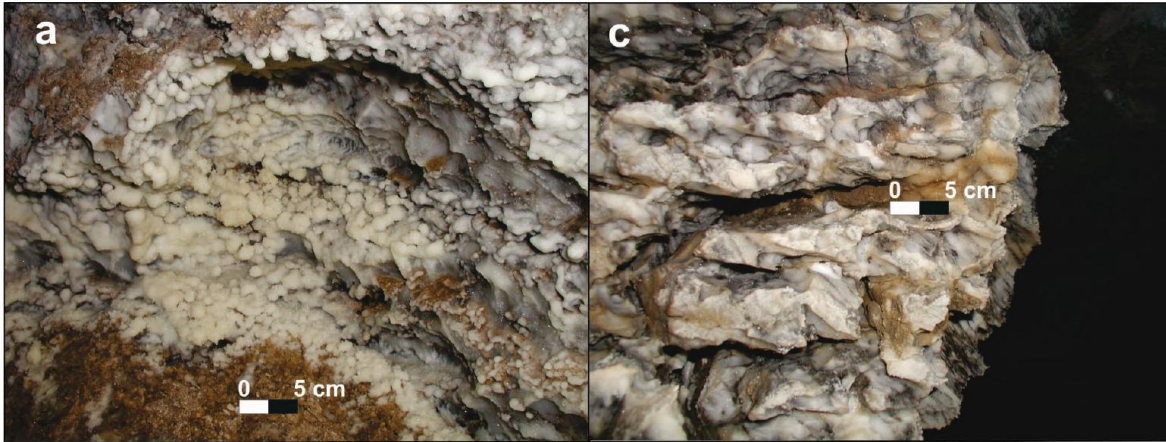


Figura 6-30: A) Formas de disolución del tipo de “*ceiling pockets*” asociados a agregados de pequeños cristales de yeso. C) “*Scallops*” ubicadas en la Galería del Oeste. Extraído de Barredo *et al.* (2012).

En cuanto a las formas cársticas asociadas a procesos de precipitación, se identificaron pequeñas estalactitas, finas agujas y helictitas, así como formaciones en forma de pequeñas banderas, agregados cristalinos y coraloides. Todas ellas tienen con una mínima expresión en el hipogeo de la cueva. Los dos primeros, según la investigación de Barredo *et al.* (2012), están compuestos principalmente de yeso. Estas estalactitas, junto con las agujas y las pequeñas formaciones en forma de banderas, se encuentran predominantemente en la Galería del Este y están acompañadas de grandes acumulaciones de agregados cristalinos, algunos de ellos ubicados a gran altura (Figura 6-31). Barredo *et al.* (2012) explican que las banderas, generalmente, se hallan recubiertas por una capa de color blanco, denominada por Forti *et al.* (1993) como “depósitos de polvo de yeso”. Esta capa está compuesta por pequeños agregados de cristales de yeso unidos por cristales aún más diminutos de calcita. Según estos autores, estos depósitos se forman debido a procesos de evaporación que ocurren durante periodos de sequía. Estos momentos áridos pueden estar vinculados a las corrientes de aire suaves, pero bien definidas en la caverna, durante el invierno, el aire frío entra en la cavidad, se calienta y sale hacia el exterior, mientras que en verano la circulación es desde el exterior (aire más cálido) hacia dentro de la cueva, donde se enfría (Barredo *et al.* 2012).

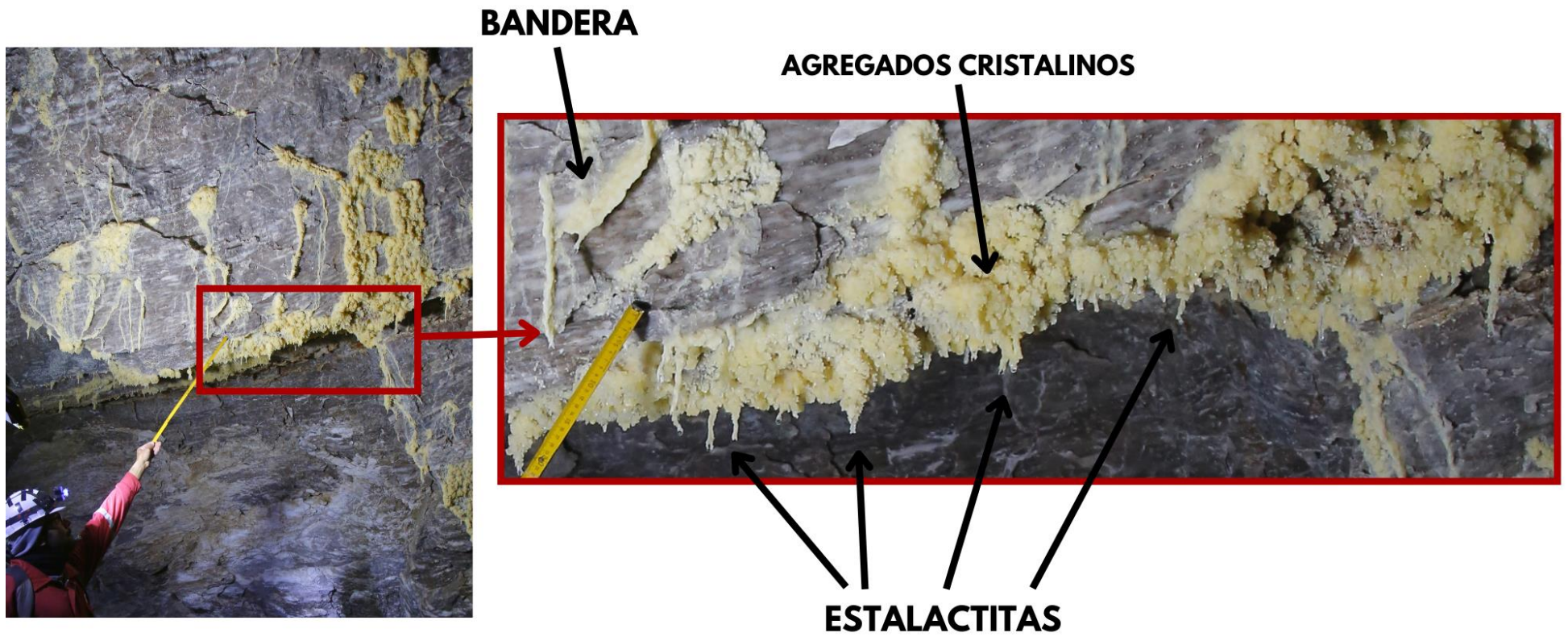


Figura 6-31: En esta fotografía se observan como los espeleotemas están asociados a los sistemas de diaclasas de la caverna, muchos de ellos con goteo asociado. Además, se observan cortinas y patinas de recubrimiento en sectores de la pared norte. Espeleotemas ubicados a 3 m. del piso en la Galería del Este.



Figura 6-32: Agregados cristalinos y estalagmita no presentaron reacción al HCL al 10%.



Figura 6-33: Helictita ubicada en la Galería del Oeste.

Por otro lado, los coraloides subaéreos de yeso, conocidos como "*Popcorn*", tienen un tamaño aproximado de 1 cm, y se localizan principalmente en la Galería del Oeste. Estos por lo general se desarrollaron sobre "*scallops*" y las cúpulas "*ceiling pockets*" (Figura 6-34).

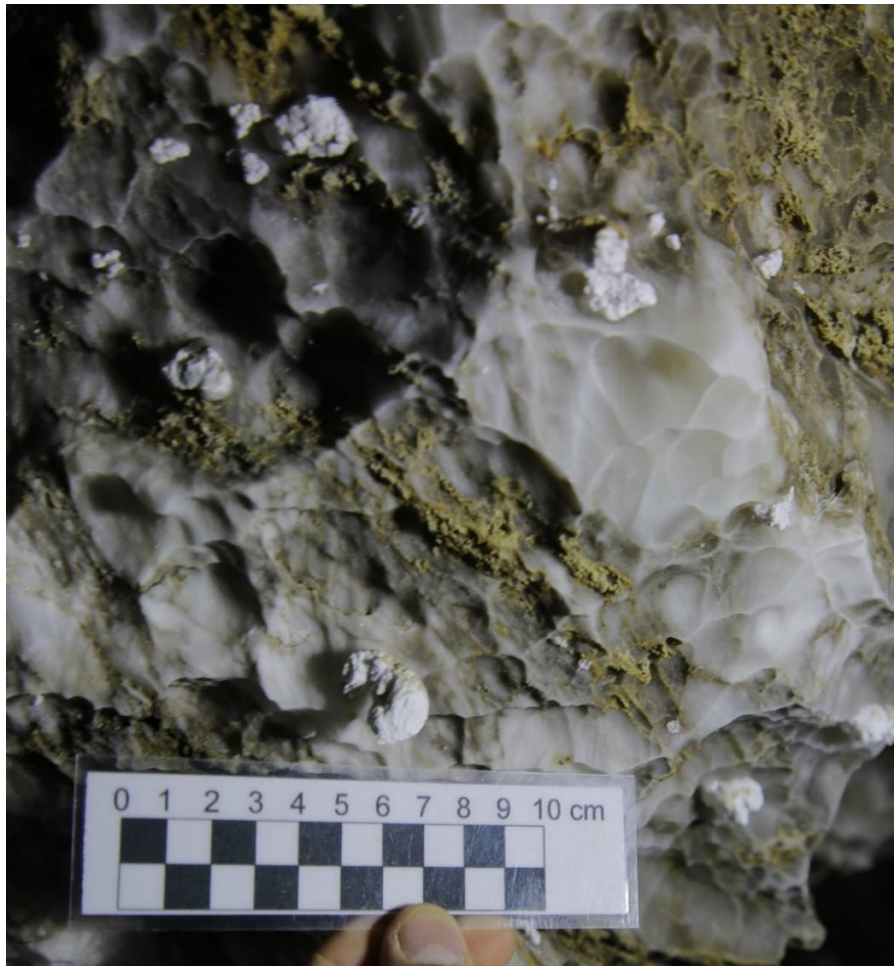


Figura 6-34: Coraloides subaéreos denominados "*Popcorn*" ubicados en la Galería del Oeste.

En el sector oriental de la Galería del Este se encontraron en el piso cristales de Selenita (sulfato de calcio hidratado) con tonos grisáceos/ahumados, producto del goteo de soluciones desde el techo y la posterior cristalización del mineral (Figura 6-35).



Figura 6-35: Cristales de Selenita ubicados en el suelo de la Galería del Este.

6.10 Estructuras sedimentarias

En la Galería del Oeste, se identificaron sobre la pared norte estructuras sedimentarias deposicionales que exhiben una notable semejanza con la configuración de un libro abierto, destacándose por la uniformidad de sus espesores en ambos conjuntos. Esta estructura reacciona al ácido clorhídrico al 10%, asociadas a unas posibles diaclasas verticales desarrollada sobre yeso. Se presume la posibilidad de su asociación con filtraciones de soluciones carbonáticas provenientes del macizo superior (en el epigeo por encima de la cueva hay afloramientos carbonáticos) (Figura 6-36).

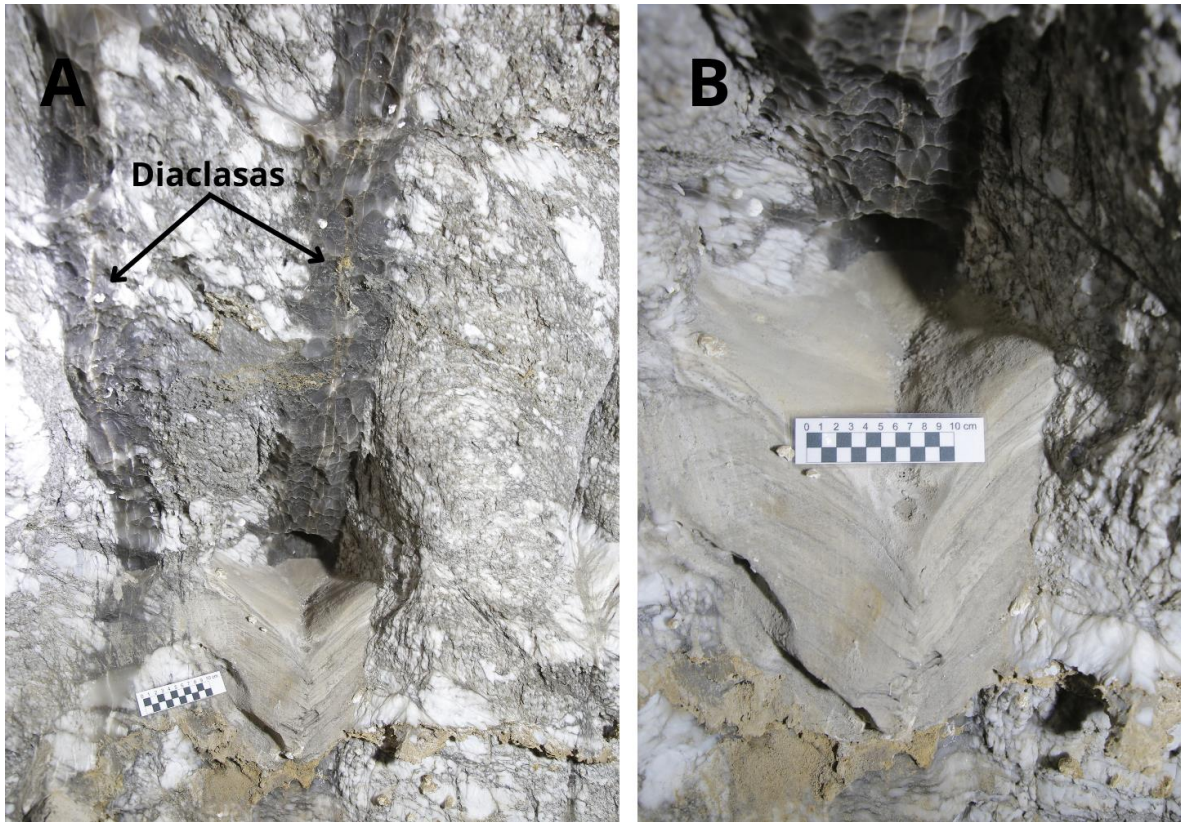


Figura 6-36: Estructura sedimentaria depositacional en forma de laminaciones horizontales cíclicas encontradas en la Galería del Oeste (pared norte).

7 OBSERVACIONES Y MAPA FINAL

El sistema hipogeo de la Cueva del León se extiende a lo largo de una longitud de 422,54 metros. No obstante, la extensión en la que se podía desplazar por la cueva ha experimentado una notoria reducción en comparación con investigaciones previas, en virtud de que el acceso a la Galería del Sur se halla obstaculizado por derrumbes posteriores. De igual manera, otra obstrucción se encuentra al norte de la Sala de las Chimeneas.

El desnivel de la cueva es de solo 29 m, tomado desde la boca hasta el nivel de la superficie del lago interior (19/03/2022), con una disminución de más de 20 m en los primeros metros de recorrido (cono de deyección de la Gran Sala) (Figura 7-1). Esto indica que el resto el sistema hipogeo es mayormente horizontal, teniendo solo en cuenta el desarrollo de la cueva en los sectores que hoy están por sobre el nivel del lago en la Sala del Lago (Figura 7-2). El desarrollo de las galerías inundadas por el lago no se ha determinado, si bien se han desarrollado en otros estudios previos, buceos pero que no llegaron a profundidades mayores a los -20 metros producto de los derrumbes que obturan las galerías. (Campañas de buceo años 2017 y 2018, GAEMN/GEMA/UAE/Depto Espeleología Nqn).

En esta cueva se pueden encontrar sectores con techos muy amplios, con alturas de más de 25 m, como en la Sala del Lago, así como sectores muy estrechos, como el acceso a la Galería del Oeste, donde las dimensiones del conducto “gatera” son de menos de un metro de diámetro. La distancia desde la boca de la cueva hasta la entrada de la Sala de las Chimeneas es de aproximadamente 282 m, mientras que hasta la entrada de la Sala del Lago es de 153 metros.



Figura 7-1: Vista desde la mitad del talud de entrada hacia el sector occidental de la Gran Sala.



Figura 7-2: Sala del Lago vista desde la entrada a la Galería del Sur, hoy obstruida. El sector más iluminado es la unión con la Galería del Oeste.

Al comparar los mapas y publicaciones anteriores relacionados con este trabajo, se evidencia una progresiva disminución en la presencia de agua en la cueva. Por ejemplo, en la revista "Aire y Sol" de febrero de 1984, en su publicación "Cueva del León: un desafío para espeleólogos y buzos", describe que la Galería del Oeste estaba completamente inundada, al punto de que los buzos utilizaron un pequeño bote inflable para acceder a la Sala del Lago (Figura 7-3). Esta disminución también se puede observar en las marcas de los diferentes niveles de inundación presentes en las paredes de la Sala del Lago.

Además, en los trabajos de topografía realizados por Agüero y Tedesco en 1988 (Figura 3-8), así como en la Ficha Catastral Q1 del Catastro Nacional de Cavidades Naturales (Grupo Espeleológico Argentino 1990) (Figura 3-7), se observan la existencia de pequeños cuerpos de agua en la zona del Talud del Laguito. Sin embargo, al ingresar a este sector, hemos constatado que estos cuerpos de agua ya no están presentes. Las evidencias tanto en el sector oriental como occidental de la cueva sugieren que nos encontramos en un período hidrológico pobre que se traduce en una progresiva disminución del nivel de agua y humedad en el interior de la cueva.



Figura 7-3: En 1984, el grupo espeleológico del Centro de Actividades Subacuáticas Buenos Aires y KARST, Organización Argentina de Investigaciones Espeleológicas, ingresó a la Sala del Lago a través de la Galería del Oeste utilizando un bote inflable. Se puede apreciar que la sala está inundada.

Dentro del sistema hipogeo de la cueva, las diaclasas emergen como las estructuras de deformación preeminentes, exhibiendo orientaciones de rumbo en direcciones NE-SO y NO-SE, con un buzamiento que predomina tanto en sentido occidental como oriental. Otras estructuras deformacionales presentes son los pliegues enterolíticos, que son formaciones típicas de yeso-anhidrita en un ambiente de sabkha marino, ubicado en el extremo oriental de la Galería del Este.

Se observó la singularidad de que todos los depósitos de brechas de colapso compuestas por calizas micríticas gris azuladas están recostadas sobre la pared sur del sistema hipogeo, no observándose las mismas sobre el techo ni en la pared norte. A su vez en la Sala del Lago y en el Talud del Laguito se observó una brecha de falla con los bloques micríticos gris azulados, clastos de yeso, en una matriz arenosa, similares los clastos de caliza micrítica a los de las brechas de colapso.

Utilizando el software Topodroid, se generaron bocetos de las diversas vistas de la cueva, los cuales posteriormente procesamos en AutoCAD® 2021. A partir de estos procesos, se elaboró un mapa final de la Cueva del León, con el objetivo de plasmar la mayor cantidad de información recabada (Figura 7-4).

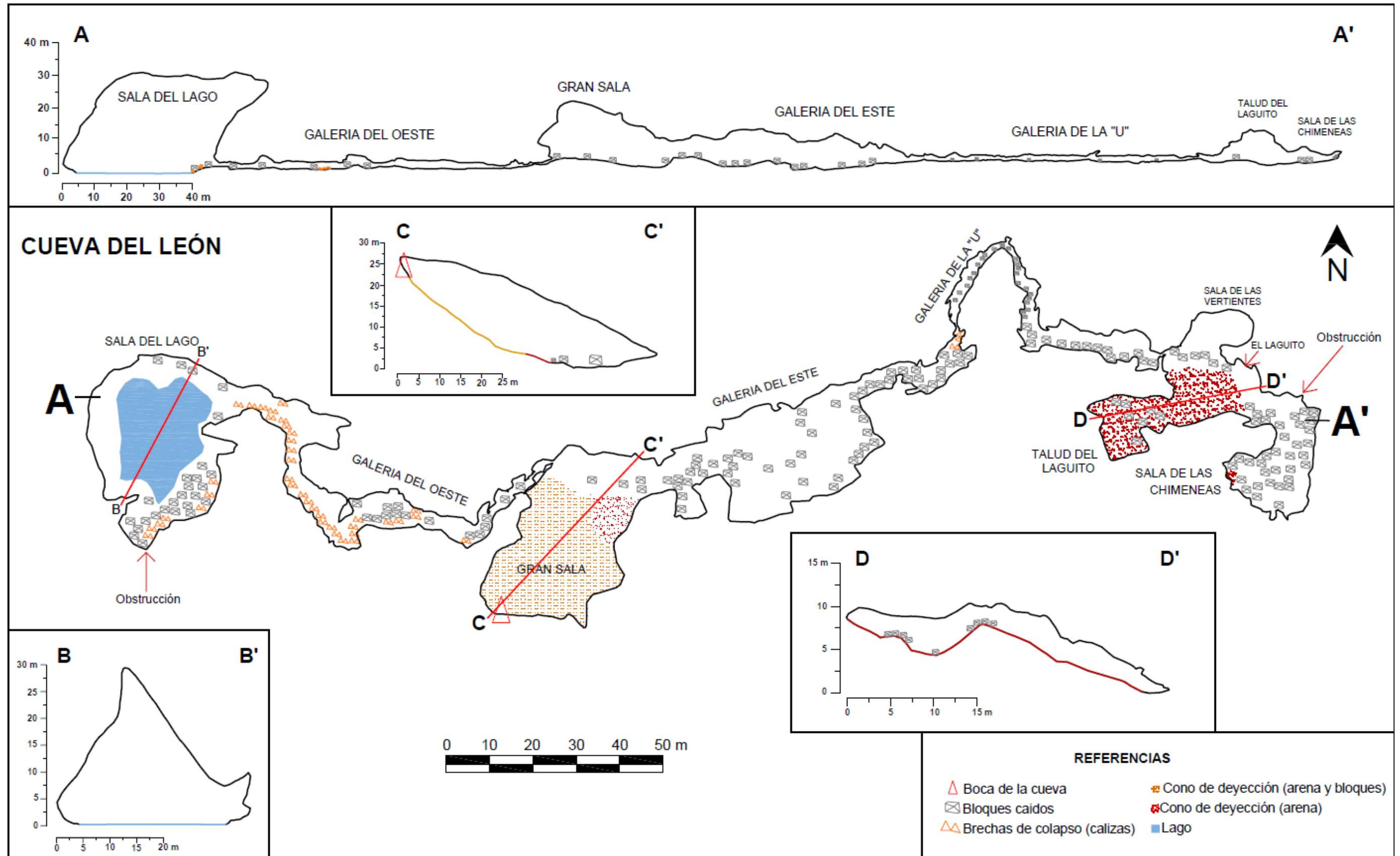


Figura 7-4: Mapa final de La Cueva del León, donde se indican los principales aspectos sobre el trazado del sistema hipogeo de la cueva.

8 CONCLUSIONES

Este trabajo final de licenciatura se enfocó en la topografía y geología de la Cueva del León utilizando nuevas tecnologías como, el distanciómetro láser Leica DISTO™ X310 con placa de recambio incorporada y el software TopoDroid. Aquí se presentan las principales conclusiones derivadas de este estudio.

Actualización de datos topográficos

Se logró un registro de la topografía de la Cueva del León, que no había sido actualizada en más de 30 años. La utilización del distanciómetro láser y el software TopoDroid permitió la creación de un mapa topo-geológico en 3D del sistema hipogeo, así como mapas en planta, alzado y múltiples secciones. Estos mapas proporcionan una visión detallada y actualizada de la cueva, crucial para futuras investigaciones y para acciones de manejo y conservación de la cavidad. Los resultados del mapa en Planta registrados en este levantamiento topográfico son coincidentes con los efectuados por el Grupo Espeleológico Argentino (GEA) como resultado de sus campañas, con la particularidad de las obstrucciones al paso que actualmente se presentan en los ingresos a la Galería del Sur y a una pequeña galería que se une al sector de El Laguito.

Descripción litológica y contactos litológicos

En las visitas a la Cueva del León se identificaron y muestrearon Yesos, Yesos con inclusiones calcáreas, Calizas algales, Wackestone, Calizas micríticas. Realizando cortes delgados y descripciones sobre los mismos. En relación a los contactos litológicos se observó una secuencia alternante entre los yesos y las calizas algales, con una mayor presencia de estas últimas hacia el sector este del sistema hipogeo.

Espeleogénesis y niveles de inundación

Se concluyó coincidentemente con otros autores en el origen epigenético de la cavidad. La evolución del proceso cárstico en el yeso se inició predominantemente en un ambiente freático. La infiltración de agua en las formaciones de yeso, propiciando la disolución, se vio facilitada por la estructura deformacional, especialmente las fallas y microfisuras resultantes de la evolución de la Faja Corrida y Plegada del Agrio.

Se documentaron múltiples niveles de inundación en la cueva, evidenciados por líneas de sedimentos y precipitados en las paredes, así como por marcas erosivas, como "*scallops*" y "*ceiling pockets*". Estas huellas de antiguos niveles de inundación, junto con los registros históricos de la cueva aportados por anteriores autores, indican variaciones en el nivel de inundación a lo largo del tiempo. A su vez esto generó una franja de carácter vadoso permitiendo que la mezcla de aguas, por recarga o a través de infiltración, conservara sus propiedades corrosivas. Se pudieron distinguir y correlacionar siete niveles de inundación diferentes, observando una franja de variación de 4.88 metros en los niveles. Algunos sectores del sistema hipogeo como en la Galería del Oeste presentaron marcas de

inundación que indicarían su total inundación en el pasado, en los que podría haber circulado el agua en condiciones de circulación forzada.

Estructuras deformacionales

El yeso está afectado por fallas normales y diaclasas asociadas a un pliegue con rumbo este-oeste, cuyo buzamiento oriental afecta a unidades del Jurásico. Las fallas observadas presentan rumbos de 85° y 180°, 32° y 190°. En el sistema hipogeo de la cueva, las diaclasas constituyen las estructuras de deformación predominantes, con orientaciones NE-SO y NO-SE, y buzamientos tanto hacia el oeste como hacia el este. Otras estructuras deformacionales identificadas son los pliegues enterolíticos, localizados en el extremo oriental de la Galería del Este.

Morfología Interior y estructuras sedimentarias

La morfología interior de la cueva incluye diversas estructuras cársticas asociadas a procesos de precipitación como pequeñas estalactitas, helictitas y finas agujas, banderas, agregados cristalinos, cristales de selenita y “*popcorns*”. También se encontraron estructuras cársticas asociadas a formas de disolución, tales como los “*scallops*” y las cúpulas (también conocidas como “*ceiling pockets*”).

9 RECOMENDACIONES

En relación a futuras tareas de topografiado del sistema hipogeo se puede indicar lo siguiente:

- Se identificaron algunas limitaciones en la precisión de las mediciones, que dependen en gran medida de la delicadeza y el cuidado con que se realizan. Errores mínimos que pueden amplificarse en el mapa final, por lo que se recomienda un manejo cuidadoso del equipo y la posibilidad de verificar en campo las estaciones de medición siempre que sea posible.
- Se sugiere que futuras investigaciones incluyan el procesamiento de datos en tiempo real durante la toma de medidas para reducir el trabajo de gabinete y mejorar la eficiencia del levantamiento topográfico.
- Sería apropiado implementar técnicas de escaneo láser 3D para obtener una mayor resolución y precisión en la captura de datos.

Con respecto a futuros estudios para el mejor conocimiento del sistema hipogeo, se indica lo siguiente:

- Analizar la posibilidad de realizar la datación de las marcas de los niveles de inundación a partir de sus materiales sedimentarios, de forma de registrar los momentos de inundación de la cavidad.

- En el mismo sentido, analizar la factibilidad de datar los espeleotemas yesíferos así como las estructuras sedimentarias con configuración en forma de librillo carbonáticos, con el fin de registrar posibles variaciones paleoclimáticas (¿datación por series de Uranio?).
- En futuras investigaciones, sería relevante la toma de muestras de la caliza algal, donde su espesor lo permita (Galería de la U), a fin de realizar cortes delgados para su descripción microscópica. De igual forma sobre las calizas micríticas gris azulado oscuras que componen las brechas de colapso y las brechas de falla, a fin de su descripción y conocer su origen.

En resumen, este trabajo final de licenciatura representa una contribución al conocimiento topográfico y geológico de la Cueva del León. Utilizando herramientas de última generación, se ha logrado mejorar significativamente la manera de mapear cuevas, haciéndolo de forma más rápida sin sacrificar precisión y detalle en los mapas obtenidos. Este estudio no solo actualiza la información existente, sino que también establece una base sólida para avanzar en futuras investigaciones, así como generar acciones para la gestión y el manejo del sitio.

10 BIBLIOGRAFÍA

- Agüero, R. y Tedesco, E. 1988. Buceo en la Caverna del León. *Revista Salamanca* 4: 17-23.
- Agüero, R., Martínez, O., Lentijo G. y Redonte, G. 1990. Plano topográfico Caverna del León Q-1. Escala 1:500. Hoja N° 78. Grupo Espeleológico Argentino. Buenos Aires.
- Alonso, R. N. 2006. Ambientes evaporíticos continentales de Argentina. *Instituto Superior de Correlación Geológica. Serie Correlación Geológica*, 21(2): 155-171. Tucumán.
- Arregui, C., Carbone, O. y Leanza, H.A. 2011a. Contexto tectosedimentario. En: Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Daniela J.C. y Vallés, J.M. (eds.), *Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén. 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio 18*: 29-36. Neuquén.
- Arregui, C., Carbone, O. y Sattler F. 2011b. El Grupo Lotena (Jurásico Medio Tardío) en la Cuenca Neuquina. En: *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino*, 91-98. Neuquén
- Audra, P. y Palmer, A. N. 2015. Research frontiers in speleogenesis dominant processes, hydrogeological conditions and resulting cave patterns. *Acta Carsologica*, 44(3): 315-348.
- Barredo, S., Gabriele, N., Garrido, A. y Redonte, G. 2012. Los principales sistemas de cavernas cársticas de la provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 69(4): 556-569.
- Brisson, I., Bühler, Mariano Canale, N., Carmona, N., Casadío, S. A, Fernández, M., Montagna, A. O., Ponce, J. J., Sigismondi, M. y Talevi, M. 2015. Estratigrafía de la Cuenca Neuquina. En: *Fundación YPF (Eds), Geología de la Cuenca Neuquina y sus sistemas petroleros. Una mirada integradora desde los afloramientos al subsuelo.*, 1(1):8 -9.
- Buchroithner, M. F., Milius, J. y Petters, C. 3-8 Julio 2001. 3D surveying and visualization of the biggest ice cave on earth. *Proceedings of 25th International Cartographic Conference*, Paris, Francia.
- Cabral, F. 1974. Expedición espeleológica a la Cueva del León, en Neuquén. *Lago Subterráneo. Weekend*. 80-82.
- Calaforra, J. M. 1998. *Karstologia de yesos*. Serv. Publ. Univ. Almeria, Spain. *Monografía Ciencia y Tecnología*, 3(384), 145-176.
- Calaforra, J.M. y Berrocal, J.A (eds.) 2008. Espeleotemas de las cuevas de Andalucía. En *Karst de Andalucía, Geoespeleología, Bioespeleología y Presencia Humana*: 41-55, Andalucía.
- Calaforra, J.M., Forti, P. y Fernández-Cortés, A. 2008. Speleothems in gypsum caves and their palaeoclimatological significance. *Environmental Geology*. 53: 1099-1105.

Campaña GAEMN/GEMA/Depto Espeleología, Nqn. Video buceo lago. Mayo 2018

Catinari J. M., Gatica J., Gurlekián Borrás H., Iuri H., Maurino E., Paparas M., Redonte G., Santana N., Sicilia S., Tedesco E. y Zungri L. 2022. Estudios espeleológicos de base en el sistema cavernario Cuchillo Curá. Informe Final. Consejo Federal de Inversiones (CFI) – Provincia del Neuquén.

Catuneanu, O., Abreu, V., Bhattacharya, J. P., Blum, M. D., Dalrymple, R. W., Eriksson, P. G., Fielding, C. R., Fisher, W. L., Galloway, W. E., Gibling, M. R., Giles, K. A., Holbrook, J. M., Jordan, R., Kendall, C. G. St. C., Macurda, B., Martinsen, O. J., Miall, A. D., Neal, J. E., Nummedal, D., Pomar, L., Posamentier, H. W., Pratt, B. R., Sarg, J. F., Shanley, K. W., Steel, R. J., Strasser, A., Tucker, M. E. y Winker, C. 2009. Towards the standardization of sequence stratigraphy. *Earth-Science Reviews*, 92(1-2), 1-33.

Cuevas Gonzáles, J. 2013. Caracterización microclimática e hidrogeoquímica de la Cueva del Canelobre (Busot, Alicante) [Tesis de Doctorado, Universidad de Alicante]. Repositorio Institucional de la Universidad de Alicante.

Davis, D. G. 2005. Speleothems: Helictites and Related Forms. En D. C. Culver y W. B. White (Eds.), *Encyclopedia of Caves*, 549-554 pp.

Diccionario geográfico de las Gobernaciones Nacionales (Vol. 2) 1942. Talleres Gráficos del Consejo Nacional de Educación.

Domínguez-Cuesta, M., Ballesteros, D., Jiménez-Sánchez, M. y González-Pumariiega, P. 2012. Posicionamiento 3D de cavidades subterráneas mediante topografía espeleológica. El ejemplo de la Cueva de El Pindal (Norte de España). En Berrezueta Alvarado, E., y Domínguez-Cuesta, M. (eds), *Técnicas Aplicadas a la Caracterización y aprovechamiento de Recursos Geológico-Mineros: Interacción con La Sociedad*. 3: 74-87. España.

Ford, D. C y Williams, P. D. 2007. Solution rates in gypsum , salt and other non-carbonate rocks en Derek Ford and Paul Williams (eds.), *Hydrogeology and geomorphology* pp. 90-91).

Ford, D. C. y Williamns, P.W. 1989. *Karst Geomorphology and hidrology*. Unwin Hyman, 601 p., London.

Forti, P. 1996. Speleothems and cave minerals in gypsum caves. *International Journal of Speleology*, 25(3), 7.

Forti, P. y Rabbi, E. 1981. The Role of CO₂ in Gypsum Speleogenesis: 1° contribution. *International Journal of Speleology*, 11(3), 3.

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). 11° International Congress of Speleology, Actas: 54-56, Beijing.

García-Guinea, J., Morales, S., Delgado, A., Recio, C. y Calaforra, J.M. 2002. Formation of gigantic gypsum crystals. *Journal of the Geological Society* (159): 347-350.

- Gázquez, F., Calaforra, J. M., Sanna, L. y Forti, P. 2011. Espeleotemas de yeso: ¿Un nuevo proxy paleoclimático? *Boletín de la Real Sociedad Española de Historia Natural. Sección Geológica*, 105 (1-4), 15-24.
- Google. (s.f.). [Zona ubicación Cueva del León]. Recuperado 27 de marzo de 2021. <https://www.google.com/maps/@-38.6025101,-70.2910544,8241m/data=!3m1!1e3>.
- González, J. 1984. Cueva del León un desafío para espeleólogos y buzos en las entrañas Neuquinas. *Aire y Sol* (137):43-47.
- Groeber, P. 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. *Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología*, (58): 1-109.
- Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70° 1. Hoja Chos Malal. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina*, 1 (3): 177-208.
- Gulisano, C.A. y Gutiérrez Pleimling, A.R. 1994. Field Guide: The Jurassic of the Neuquén Basin. *Asociación Geológica Argentina Serie E*, (2): 1-111, Buenos Aires.
- Hill, C.A. y Forti, P. 1997. *Cave Minerals of the World*. 2nd Edition, National Speleological Society, Huntsville.
- Hofreiter, M., Betancourt, J.L., Pelliza Sbriller, A., Markgraf, V. y McDonald, G. 2003. Phylogeny, diet and habitat of an extinct ground sloth from Cuchillo Curá, Neuquén Province, southwest Argentina. *Quaternary Research*, (59): 364-378.
- Holmberg, E. 1976. Descripción Geológica de la Hoja 32 c, Buta Ranquil. Provincia del Neuquén. *Carta Geológico-Económica de la República Argentina*. Escala 1:200.000. *Boletín*: 152: 93 pp. Buenos Aires.
- Horrocks, R.D. y Szukalski, B.W. 2002. Using geographic information systems to develop a cave potential map for Wind Cave, South Dakota. *Journal of Cave and Karst Studies*, 64 (1): 63-70.
- Howell, J. A., Schwarz, E., Spalletti, L. A. y Veiga, G. D. 2005. The Neuquén Basin: an overview. En: Veiga, G. D., Spalletti, L. A., Howell, J. A. y Schwarz, E. (eds.). *The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*. Geological Society, London, Special Publications. 252: 83-107.
- Jaillet, S., Sadier, B., Arnaud, J., Azéma, M., Boche, E., Cailhol, D., Filipponi, M., Le Roux, P. y Varrel, E. 2011. Topographie, représentation et analyse morphologique 3D de drains, de conduits et de parois du karst. *Collection EDYTEM*. (12):119-130.
- Jeannin, P., Groves, C. y Häuselmann, P. 2014. Speleological Investigations en Goldscheider, N. y Drew, D. (Eds.), *Methods in karst hydrogeology*. *International contributions to hydrogeology* 3:25-44.
- Klimchouk, A. B. 1996a. The typology of gypsum karst according to its geological and geomorphological evolution. *International Journal of Speleology*, 25(3): 4, Ucrania.

- Klimchouk, A. B. 1996b. The dissolution and conversion of gypsum and anhydrite. *International Journal of Speleology*, 25(3): 2.
- Klimchouk, A. B. 1996c. Speleogenesis in gypsum. *International Journal of Speleology* 25: 61-82.
- Klimchouk, A. B. 2002. Evolution of karst evaporites. En Gabrovsek, F. (ed.) *Evolution of karst: From Prekarst to Cessation*, 61-96.
- Klimchouk, A. B. 2012. Gypsum caves. En Culver David, C, . White, W.B (Eds), *Encyclopedia of Caves: 485-495*, Ucrania.
- Klimchouk, A. B. y Ford, D. C. 2000. Types of karst and evolution of hydrogeologic setting. En Klimchouk, A. B., Ford, D. C., Palmer A. N. y Dreybrodt W. (Eds) *Speleogenesis Evolution of karst aquifers: 45-53*.
- Klimchouk, A.B., Ford, D.C., Palmer, A.N. y Dreybrodt, W. 2000. *Speleogenesis: Evolution of Karst Aquifers*. Nacional Speleological Society, 527 p. Hutsville.
- Lambert, L.R. 1956. Descripción geológica de la Hoja 35 b, Zapala, Territorio Nacional del Neuquén. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 83: 1-93, Buenos Aires.
- Leanza, H.A. 1992. Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico anterior a los Movimientos Intermálmicos en la comarca del Cerro Chachil, provincia del Neuquén, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 45 (3-4): 272-299.
- Leanza, H.A. 2009. Las principales discordancias del Mesozoico de la Cuenca Neuquina según observaciones de superficie. *Revista Museo Argentino de Ciencias Naturales* 11 (2): 145-184.
- Leanza, H.A., Hugo C., Repol D., Gonzáles R., Danieli J.C. y Lizuain, A. 2001. Hoja Geológica 3969-I, Zapala. Provincia del Neuquén. Servicio Geológico Minero Argentino. Instituto de Geología y Recursos Minerales. Boletín 275, 134 p. Buenos Aires.
- Legarreta, L. 1985. Análisis estratigráfico de la Formación Huitrín (Cretácico Inferior), Provincia de Mendoza. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de Buenos Aires, (inédita), 197 p., Buenos Aires.
- Lipps, E.F. 1986. "Cueva del León", Cavernamiento en yeso de la república Argentina. 9º Congreso Internacional de Espeleología, Actas: 20-22, Barcelona.
- Martinez i Rius, A. 1992. Aplicación a la espeleología en Federación Catalana d'Espelologia (Eds), *Topografía Espeleológica*. 59-124. España.
- Montero-Cabrera, M., Castillo-Sandoval, I., Fuentes-Cobas, L., Esparza-Ponce, H., Fuentes-Montero, M. y Reyes-Cortés, M. 2015. Influencia del ambiente sobre la superficie de los cristales gigantes de selenita de Naica. *Boletín de la Sociedad Química de México*.
- Movia C., Ower G. y Perez C. 2007. Estudio de la Vegetación Natural de la Provincia del Neuquén. Tomo I, II y III. Min.de Economía y Hacienda Provincia del Neuquén.

- Nozzoli, F., Bevilacqua, S. y Cavallari, L. 2009. The genesis of cave rings explained using empirical and experimental data. *Journal of Cave and Karst Studies*, 71(2):130–135.
- Palmer, A.N. 1984. Geomorphic interpretation of karst features. En LaFleur, R.G. (ed.). *Groundwater as a geomorphic agent*, 222- 229, Allen y Unwin, London.
- Palmer, A.N. 1991. Origin and morphology of limestone caves. *Geological Society of America Bulletin* 103: 1-21.
- Rahmstorf, S. 2003. Timing of abrupt climate change. *Geophysical Research Letters*, 30(10): 1-4. <https://doi:10.1029/2003GL017115>.
- Riccardi, A. C. y Damborenea, S. E. 1993. *Léxico estratigráfico de la Argentina* (No. 26). Asociación Geológica Argentina.
- Ros, A., Llamusi, J. L. y Sánchez, J. 2014. Cuevas hipogénicas en la Región de Murcia–España. *Centro de Estudios de la Naturaleza y el Mar. Murcia*: 1: 46 pp.
- Sánchez, N. P., Turienzo, M. M., Dimieri, L. V., Araujo, V. S. y Lebinson, F. 2014. Evolución de las estructuras andinas en la faja corrida y plegada de Chos Malal: interacción entre el basamento y la cubierta sedimentaria de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 71(2): 233-246.
- Schiller, W. 1912. *La Alta Cordillera de San Juan y Mendoza y parte de la provincia de San Juan*. Ministerio de Agricultura y Minería. *Anales* 7(5): 1-68. Buenos Aires.
- Sogade, J., Vichabian, Y., Vandiver, A., Reppert, P.M., Coles, D. y Morgan, F. D. 2004. Electromagnetic Cave-to-Surface Mapping System. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 42 (4):754- 763.
- Spalletti, L. A. 2006. *Evaporitas*. [Diapositivas de PowerPoint]. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. <http://www.ccpems.exactas.uba.ar/CDs/CDTierra/docs/evaporitas.pdf>
- Tucker, M. E. 2003. *Sedimentary rocks in the field*. University of Durham, 238 p., Reino Unido.
- UAE. 2020. *Tipos de cavidades naturales*. Criterio catastral UAE (revisión agosto 2020).
- UIS Informatics Commission. 2012. *UIS Mapping Grades*. Philipp Häuselmann. <https://www.uisic.uis-speleo.org/UISmappingGrades.pdf>
- Weaver, Ch. 1931. *Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of west central Argentina*. *Memoir University Washington*, 1:1-469.
- Zavala, C. 2005. Tracking sea bed topography in the Jurassic. The Lotena Group in Sierra de la Vaca Muerta (Neuquén Basin, Argentina). *Geologica Acta* 3: 107-118
- Zavala, C. 2006. *Curso de campo intensivo sobre Sedimentología Predictiva*, Neuquén.

