



Revista Geológica de América Central

ISSN: 0256-7024

ISSN: 0256-7024

Universidad de Costa Rica

Ulloa, Andrés; Argüello, Alejandro; Obando, Adrián; Vargas, Mariángela
Geomorfología y espeleogénesis del sistema kárstico de cuevas de Venado, Costa Rica
Revista Geológica de América Central, núm. 64, 2021, Enero-Junio, pp. 58-89
Universidad de Costa Rica

DOI: <https://doi.org/10.15517/rgac.v0i64.46619>

Disponible en: <https://www.redalyc.org/articulo.oa?id=45469883003>

- Cómo citar el artículo
- Número completo
- Más información del artículo
- Página de la revista en redalyc.org

UAEH [redalyc.org](https://www.redalyc.org)

Sistema de Información Científica Redalyc
Red de Revistas Científicas de América Latina y el Caribe, España y Portugal
Proyecto académico sin fines de lucro, desarrollado bajo la iniciativa de acceso
abierto

Geomorfología y espeleogénesis del sistema kárstico de cuevas de Venado, Costa Rica

Geomorphology and speleogenesis of the karst system of Venado caves, Costa Rica

Andrés Ulloa^{1,2*}, Alejandro Argüello^{1,2}, Adrián Obando² y Mariángela Vargas³

¹ Universidad de Costa Rica (UCR), Centro de Investigación en Ciencias Geológicas (CICG), San José, Costa Rica

² Universidad de Costa Rica (UCR), Escuela Centroamericana de (ECG), San José, Costa Rica

³ Universidad de Costa Rica (UCR), Instituto Clodomiro Picado, San José, Costa Rica

*Autor para contacto: andres.ulloa@ucr.ac.cr

(Recibido: 20/10/2020; aceptado: 21/01/2020)

RESUMEN: El karst de Venado de San Carlos se desarrolla en rocas calizas del Mioceno de la formación Venado, y en él se encuentran sistemas de cuevas, dolinas, sumideros, surgencias y ríos subterráneos. Las calizas están parcialmente cubiertas por rocas volcánicas del Cuaternario (e.g. lavas, lahars, tefras) y depósitos de deslizamiento. La zona tiene un importante dominio estructural, influenciado por el Sistema Transensivo de Venado, el cual está dominado por fallas dextrales con trazas NW. El sistema kárstico de cuevas de Venado comprende tres cuevas principales: Menonitas, Higuera y Gabinarraca, en las que se ha cartografiado un total de 4925 m de galerías. La cueva Gabinarraca es la más conocida, ya que está habilitada para el turismo desde hace más de dos décadas. La morfología de los pasajes de las cuevas sugiere un importante dominio estructural, así como un significativo aporte de sedimentos durante la espeleogénesis, el cual se ve evidenciado en pasajes paragenéticos, nichos aluviales, pasajes colmatados de sedimentos y patrones típicos de cuevas formadas por inundaciones. Se comprobó la conexión hídrica de las tres cuevas principales, mediante uso de trazadores, el cual corresponde al sistema de cuevas de mayor extensión conocido en Costa Rica. A partir de los ensayos con trazadores y los análisis químicos de aguas, se sugiere que el agua tiene un tiempo de residencia menor a un día en el acuífero kárstico.

Palabras clave: Venado de San Carlos; cuevas; karst; hidrogeología kárstica; trazadores; sedimentos; paragénesis.

ABSTRACT: The karst of Venado in San Carlos is hosted in the Miocene limestones of the Venado formation, and comprises cave systems, dolines, sinkholes, karst springs and underground rivers. Limestones are partially covered by Quaternary volcanic rocks (e.g. lavas, lahars, tephra) and landslide deposits. The zone has an important structural domain, influenced by the Venado Transensive System, which is dominated by dextral faults with NW traces. The Venado karst cave system consists of three main caves: Menonitas, Higuera and Gabinarraca, in which a total of 4925 m of passages have been mapped. The Gabinarraca cave is the best



known, since it has been used for tourism for over two decades. The morphology of the cave passages suggests an important structural domain, as well as a significant contribution of sediments during speleogenesis, which is evidenced in paragenetic passages, alluvial notches, passages filled with sediments and typical patterns of caves formed by floods. The hydrological connection of the three main caves was confirmed by tracers, being the largest known cave system in Costa Rica. Based on tracer tests and chemical analyzes of water, it is suggested that the water has a residence time of less than one day in the aquifer.

Keywords: Venado de San Carlos; Caves; Karst; Karst Hydrogeology; Tracers; Sediments; Paragenesis.

INTRODUCCIÓN

Costa Rica cuenta con ~430 km² de superficie de roca caliza, con numerosas geomorfologías kársticas (Ulloa, Aguilar, Goicoechea, y Ramírez, 2011) y más de 400 cuevas inventariadas. Las zonas kársticas de Costa Rica se desarrollan en rocas calizas del Paleógeno y el Neógeno (Mora, 1995; Ulloa et al., 2011). Hasta el momento, los karsts de Barra Honda y Corredores de Puntarenas son las dos únicas zonas kársticas de Costa Rica que presentan publicaciones de geomorfología kárstica superficial, complementada con un detalle de la cartografía de sistemas de cuevas (Mora, 1981; Hempel, 1989; Peacock y Hempel, 1993). En este tipo de estudios, se debe tomar en cuenta que las zonas donde se desarrollan geomorfologías kársticas y cuevas por disolución son muy complejas por los múltiples patrones tridimensionales que se pueden desarrollar (Ford y Williams, 2007).

En el caso de la zona de Venado de San Carlos, pese a que fue explorada durante varios años para evaluar el potencial de carbón e hidrocarburos (Astorga et al., 1991; Obando, 1986; Pizarro, 1993), la mayoría de los mapas geológicos publicados se encuentran a escalas regionales y no presentan escalas adecuadas para interpretar geomorfologías kársticas. La zona de Venado de San Carlos se localiza en un sistema transtensivo (Argüello, 2021), en el cual la cobertura geológica superior corresponde a lavas y depósitos volcánoclasticos del Pleistoceno (Formación Monteverde), con algunas capas de tefras más recientes, que cubren secuencias sedimentarias y volcánicas del Mioceno (Formación Venado y Grifo Alto respectivamente). Cabe destacar que la zona es de alto interés geológico, ya que la secuencia sedimentaria registra el proceso del cierre del Istmo Centroamericano, y además presenta manifestaciones de hidrocarburos, que son importantes desde el punto de vista energético.

Asimismo, la zona de Venado de San Carlos ha estado sujeta a exploraciones espeleológicas desde los años 60 (Goicoechea, 2015). En 1964, el Sr. Hugo Taylor elaboró el segundo plano (inédito) de una cueva para Costa Rica, con un desarrollo de 450 m (~20% de la extensión conocida de la cueva). De acuerdo a Ulloa et al. (2011), esta zona albergaba para ese entonces un 10% de las cuevas conocidas en el país. Goicoechea (2009) publicó un libro en el que compiló la información existente a la época sobre las cuevas de la zona de Venado de San Carlos, el cual es la única referencia hasta el momento de este sistema kárstico. Las Cavernas del Venado (como se conocen popularmente) han sido aprovechadas como atractivo turístico desde el año 1996, con visitas de hasta 500 personas por semana (Ulloa y Goicoechea, 2013) y aproximadamente 6500 personas en el año 2019 (de los cuales aproximadamente 55% fueron extranjeros). Sin embargo, existe muy poca información técnica sobre la geología, geomorfología kárstica de la zona y sistemas de cuevas.

En este contexto, este trabajo sintetiza la información geológica, karstológica, geomorfológica y espeleogenética general del sector quebrada El Túnel del sistema kárstico de Venado de San Carlos. La información se generó a lo largo de la última década, gracias a múltiples expediciones espeleológicas (con el apoyo de miembros del Grupo Espeleológico Anthros) y geológicas a la zona (figura 1). Se presentan mapas detallados de la geomorfología kárstica superficial para la zona, junto con planos de las tres principales cuevas conocidas como Gabinarraca (CG), Menonitas (CM) y la Higuera (CH).

CARACTERÍSTICAS AMBIENTALES

El clima influye en el desarrollo de los sistemas kársticos de muchas maneras, siendo la precipitación uno de los factores principales, ya que controla parcialmente la disponibilidad de agua en la zona e influye en la disolución de rocas carbonatadas.

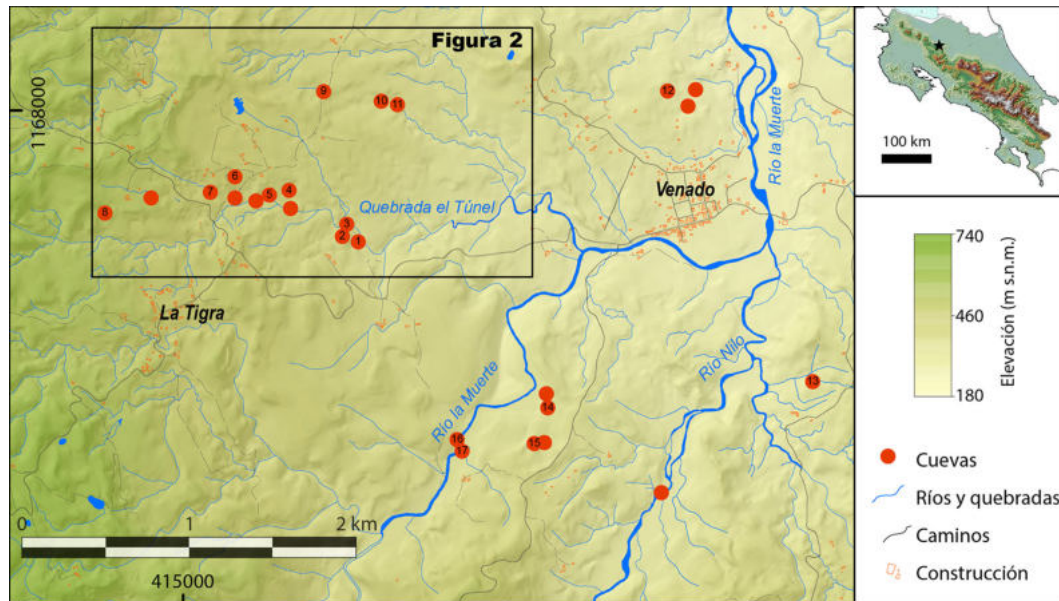


Fig. 1: Mapa de ubicación del área de estudio con modelo de elevación digital del terreno. Se señala la localización de las cuevas conocidas en los alrededores de Venado de San Carlos, así como los elementos cartográficos principales. Los números en la figura indican los nombres de las cuevas mencionados en el texto. 1) Boca Principal, CG; 2) Boca del Potrero, CG; 3) Boca de la Cruz, CG; 4) Higuera; 5) Raíces; 6) Blue Jeans; 7) Bocas Principal y Sofocas, CM; 8) Piruco; 9) Catano; 10) Lioncillo; 11) Garrapata; 12) Lázaró; 13) Brujo Cubero; 14) Vainicón; 15) Bocaracá; 16) La Conga; 17) Oropéndola.

La zona de Venado se caracteriza por tener una alta pluviosidad con dos estaciones bien marcadas, la estación seca que se desarrolla entre diciembre y abril, y la estación lluviosa entre mayo y noviembre. Según los datos de la estación meteorológica proyecto Venado del Instituto Costarricense de Electricidad (ubicada en las coordenadas CRTM05 418870/1167584 a 242 m s.n.m.), para el período comprendido entre 2015 y 2018, el promedio de precipitación anual fue de 3790 mm, con un mínimo de 92 mm en el mes de marzo y un máximo de 501 mm en julio.

Por otro lado, la temperatura (muchas veces asociada a elevación) juega un papel secundario en la disolución. Las ecuaciones químicas de disolución de la calcita indican que una disminución en la temperatura repercute en una mayor disolución (Ford y Williams, 2007; Palmer, 2007). A pesar de que aún no existen series temporales completas de datos de temperatura ambiental que permitan establecer tendencias en la zona, se cuenta con mediciones recientes donde se ha reportado temperaturas mínimas de 19° C y máximas de hasta 39° C, con variaciones diarias de hasta 20° C. La elevación del sector de la quebrada El Túnel, donde se encuentran las tres cuevas en estudio (CG, CM y CH), se encuentra entre los 340 y 450 m s.n.m.

El uso del suelo predominante en la cuenca de la quebrada El Túnel es de pastos y potreros, que cubren un 74% del área. Mientras que las acumulaciones arbóreas, que se desarrollan como parches aislados y en los márgenes de los ríos y quebradas, abarcan un 26% de la zona. La densidad de construcción es muy baja (<1% del área) y el poblado principal es Venado, el cual se asienta en los alrededores de la desembocadura de la quebrada El Túnel en el río La Muerte. La comunidad de Venado se empezó a poblar en la década de los 40, lo que llevó al cambio de uso del suelo, pasando de bosques muy húmedos tropicales y bosque pluvial premontano (Holdridge, 1967) a pastos y potreros. La existencia de bosques en la zona posiblemente propició una alta disponibilidad de CO₂ en el suelo, y su consecuente generación de ácido carbónico, esencial para los procesos kársticos. Actualmente, la ganadería es una de las principales actividades económicas de la zona.

ANTECEDENTES GEOLÓGICOS

Estratigrafía

La zona norte del país presenta manifestaciones de hidrocarburos y fue estudiada en la década de los 80 por Recope. No obstante, la mayoría de los informes y trabajos a detalle realizados en la época son inéditos, y las publicaciones disponibles son trabajos a escalas regionales. El basamento geológico de la zona se correlaciona con rocas ultrabásicas descritas en el pozo Tonjibe a casi 2 km de profundidad (Pizarro, 1993), las cuales son correlacionadas con el complejo ultrabásico de Santa Elena (Astorga, 1992). En este mismo pozo, Pizarro (1993) describe una secuencia sedimentaria profunda correlacionada con la Formación Loma Chumico, que se encuentra cubierta por una secuencia volcánica que correlaciona inicialmente con el Grupo Aguacate. Posteriormente, Alvarado y Gans (2012) indican que esta secuencia volcánica se puede correlacionar con la Formación Cureña, datada entre 10,9 y 29,0 Ma (Gazel, Alvarado, Obando, y Alfaro, 2005; Gazel et al., 2009). Este hecho concuerda con la datación radiométrica de una roca ígnea K/Ar de $15,38 \text{ Ma} \pm 0,51$ reportada por Rojas (2019) para este mismo nivel. Tanto en el pozo Tonjibe como el Pataste, esta secuencia volcánica es sobreyacida por la Formación Venado (Pizarro, 1993). La Formación Venado corresponde con una secuencia de calizas, lutitas, limolitas, areniscas de diversas granulometrías, tobitas, capas de carbón (de hasta 2 m de espesor) y algunos conglomerados (Calvo y Bolz, 1987; Malavassi y Madrigal, 1970; Obando, 1986). El ambiente de deposición de esta formación geológica ha sido correlacionado con ambientes litorales a infralitorales (Obando, 1986), asociados a estuarios lagunares con barra arenosa externa o bahías poco profundas y salobres (Calvo y Bolz, 1987; Sen Gupta, Malavassi, y Malavassi, 1986). Diversos autores indican que la secuencia sedimentaria tiene un importante aporte volcánico, como niveles pumíceos, tobitas vitroclásticas, fragmentos de andesitas, vidrio volcánico (Argüello, 2021; Calvo y Bolz, 1987; Obando, 1986). Alvarado y Gans (2012) correlacionan la procedencia del material volcánico de la Formación Venado con el vulcanismo ácido de Nicaragua.

La Formación Venado es data del Mioceno Medio a Superior, con base en múltiples dataciones de foraminíferos bentónicos y ostrácodos (Malavassi y Madrigal, 1970; Sen Gupta et al., 1986) y circones en sedimentos (Rojas, 2019). Contemporáneo a la Formación Venado, se encuentra un vulcanismo de tipo calcoalcalino, que va desde dacitas hasta basaltos entre 5,2 y 8,7 Ma (Rojas, 2019; Sen Gupta et al., 1986), el cual se correlaciona con la Formación Grifo Alto (Rojas, 2019). Rojas (2019) y Argüello (2021) reportan ignimbritas que le asigna una edad de Plioceno, con base en relaciones estratigráficas y reporta la presencia de vulcanismo calcoalcalino del Pleistoceno correlacionado con la Formación Monteverde, la cual es datada por Alvarado y Gans (2012) en 1,7 Ma. Finalmente, la secuencia culmina en tefras regionales de hace 20000 años, las cuales están cubiertas por tefras asociadas al volcán Arenal, que van desde los 7000 años hasta el presente (Soto y Alvarado, 2006). Argüello (2021) realizó una actualización detallada del modelo geológico y tectónico, que se utiliza como base del presente trabajo.

Tectónica

La cuenca de San Carlos se encuentra limitada al sur por el arco volcánico del norte de Costa Rica, y hacia el este por el vulcanismo del Oligoceno al Mioceno del Arco de Sarapiquí. Brandes y Winsemann (2018) sugieren que la cuenca de San Carlos puede considerarse la proyección sureste del graben de Nicaragua. Astorga et al. (1991) indican que esta cuenca es de tipo interarco o *rift*, con dos estilos estructurales observados; uno de fallamiento normal en dirección NW-SE, que dio origen a la apertura de la cuenca en el Mioceno, y un segundo estilo de fallamiento compresivo más localizado en dirección E-W con ciertos pliegues asociados. Este modelo también es adoptado por Barboza, Fernández, Barrientos, y Bottazi (1997), con base en interpretaciones de perfiles sísmicos. Ballester, Dobrinescu, Jager, y Mayers (1995) sugieren un modelo compresivo NW-SE, en el Terciario Superior, basado en interpretaciones geofísicas. Recientemente, Mescua et al. (2017) indican que la presencia de fallas inversas E-W en la cuenca de San Carlos podría explicarse por una rotación local de esfuerzo o reactivación de antiguas estructuras preexistentes.

Camacho (2015) describe en detalle el sistema de fallas Cote-Arenal, que forma parte del sistema de falla dextral (rumbo NW-SE) Haciendas-Chiripa, detallado por Montero, Lewis, y Araya, (2017). El sector norte de este sistema de fallas limita cordillera volcánica de Guanacaste con un bloque estructural denominado depresión del lago de Nicaragua (Denyer, Vargas,

Lücke, y Solano, 2019). Algunos sismos como el de Guatusoen 1911 (Tristán, 1912) y Tilarán en 1973, de 6,5 Mw (Montero et al., 1998; Plafker, 1973) podrían correlacionarse con los sistemas de fallas descritos. Argüello (2021) realiza el detalle neotectónico de la zona de Venado de San Carlos, analizando la sismología, geología estructural y neotectónica y describe detalladamente el Sistema Transtensivo de Venado (STV), utilizado como base en el presente trabajo.

METODOLOGÍA

Geología y geomorfología superficial

El análisis geomorfológico general se realizó con base en fotografías aéreas de los años 1985 a escala 1:35000 (Fotos 38956-38962), 1992 foto 431-433 a escala 1:60000 (foto 431, 432 y 433), 1988 a escala 1:60000 (foto 682 - 687), del Instituto Geográfico Nacional. Con base en curvas de nivel a escala 1:25000 (cotas de elevación cada 10 m a partir de fotogrametría del año 2005 disponibles en el Sistema Nacional de Información Territorial), se generaron modelos digitales del terreno y modelos de sombras, que también fueron utilizados en las interpretaciones geomorfológicas.

Sobre los sistemas de cuevas principales, se realizaron modelos de elevación digital del terreno detallados, mediante el uso de Vehículos Aéreos No Tripulados (VANT o DRONE por sus siglas en inglés) y fotogrametría para trabajar la delimitación de algunas dolinas y bocas de cuevas a escalas detalladas (< 1:1000). La adquisición de imágenes a partir de VANT se realizó con un *DJI Mavic Pro*. El procesamiento de las mismas se realizó en colaboración con el Laboratorio PRIAS del Centro Nacional de Alta Tecnología (Cenat) y el CICG (UCR), mediante el programa *Agisoft Metashape*, versión 1.6, obteniendo modelos de elevación con un nivel de detalle de alrededor 50 cm.

Para los mapas geomorfológicos de superficie, se utilizó como referencia la simbología de la unión internacional de espeleología (UIS) (Häuselmann, 2016). En el caso de la cartografía geológica, se realizaron descripciones de afloramientos geológicos en superficie (e.g., quebradas, cortes de caminos) y en cuevas. El equipo básico de geología de campo incluyó piqueta, brújula geológica, receptor satelital (GPS, *GLONASS*), mapas de campo, planos de cuevas, libreta y lupa (20X). Para efectos de este trabajo, se utiliza el modelo geológico generado por Argüello (2021).

Cartografía de cuevas

Los planos de las cuevas se realizaron con base en la simbología oficial sugerida por la UIS, y se les asignó una escala de clasificación de grados de mapeo (Häuselmann, 2012). El plano CM, se basa en un levantamiento realizado con un distanciómetro láser *Leica* modificado (*Disto X*), conectado con la aplicación móvil *TopoDroid* desde la boca principal en CM hasta el sifón final realizado en diciembre del 2018. Varios pasajes (e.g. Tres Torres, Tanny, G-Survey, Secretos Profundos, Sofocas) se cartografiaron en el año 2012 utilizando distanciómetros láser, brújula y clinómetro *Sunnto*. Aproximadamente 125 m de pasajes fueron tomados de la cartografía de GEA (2007).

CG se cartografió entre los años 2014-2016, utilizando distanciómetros láser, brújula y clinómetro *Sunnto*. Los datos fueron procesados con el software *Compass* para obtener las dimensiones de las cuevas, y las versiones finales de los planos se realizaron con programas de dibujo vectorial. En el caso de CG, que presenta múltiples accesos, se midieron discrepancias entre la topografía subterránea y geolocalización de bocas de cuevas en superficie, obteniendo diferencias de máximo 25 m, lo cual se considera aceptable por utilizar receptores satelitales ordinarios y compararlo con una poligonal de ~400 estacionamientos con múltiples poligonales cerradas.

CH se cartografió en el año 2018 con el sistema *Disto X*, utilizando la app *TopoDroid* para el dibujo vectorial en la cueva con un dispositivo *Android*. Todos los planos se editaron utilizando diversos programas de dibujo vectorial. Los modelos 3D se generaron con diversos programas computacionales, entre los que sobresalen *AutoCad Civil 3D*, *Compass*, *ArcScene*, *CaveX*, entre otros.

Hidrogeología

Hidrogeoquímica

Se realizaron cinco análisis de aguas de ríos hipogeos, a partir de muestreos realizados en octubre del año 2016, uno en la boca de CG y cuatro en las aguas de CM. Los cationes fueron analizados en el Laboratorio de Análisis Ambiental de la Universidad Nacional mediante la técnica de espectroscopía de masas por plasma acoplado inductivamente (ICP-MS), mientras que los aniones se analizaron en el Laboratorio de Geoquímica del Observatorio Vulcanológico y Sismológico Costarricense (OVSICORI) mediante cromatografía líquida.

Ensayos de trazadores para estudiar la conexión hídrica de cuevas

Se emplearon trazadores de xanteno verde (*Bright Dyes Yellow/Green*; EE.UU.) y rojo (*Bright Dyes Yellow/Green FLT Red*; EE.UU.) certificados por NSF International ANSI/NSF para llevar a cabo los ensayos con trazadores. En un primer ensayo (02/08/2019), se disolvieron 20 tabletas de trazador en 16 litros de agua proveniente de la cueva, y se aplicaron hacia el final de CM (rojo) y de CH (verde). Las inyecciones de trazadores se realizaron a las 4:00 p.m. Se estableció un punto de muestreo cerca de la Sala 9 en CG, donde se tomaron muestras de ~50 mL con intervalos variables desde las 4:30 hasta las 7:50 p.m. En CH, se establecieron múltiples puntos de muestreo con muestras de 5 mL, cada 10 minutos entre las 4:02 y 5:32 p.m.

En un ensayo posterior (21/09/2019), se disolvieron 60 tabletas de trazador verde en 32 litros de agua proveniente de la quebrada, y se aplicaron en el sumidero *Sofocas* de CM. Esta inyección se realizó a las 4:58 p.m. Se tomaron muestras de 0,5 mL en CG, desde las 5:00 p.m. hasta las 10:00 p.m. con un intervalo de muestreo de 10 minutos.

Adicionalmente, en ambos ensayos se tomó una muestra de agua de la cueva antes de adicionar el trazador (señal basal), así como de la solución de trazador como tal. Todas las muestras se conservaron en la oscuridad hasta su análisis en el laboratorio.

Determinación de la concentración de trazadores

La concentración de los trazadores en las muestras provenientes de los estudios de conexión hídrica fue analizada midiendo su fluorescencia en un lector *Cytation 3 Imaging Reader* (Biotek), con longitudes de onda de excitación y emisión de 550 y 588 nm, para el trazador rojo, y 490 y 520 nm, para el trazador verde. La concentración de trazador en las muestras se calculó con base en las Unidades Relativas de Fluorescencia (RFU), empleando una curva de calibración construida con las RFUs de patrones de trazador, en función de su concentración. La curva de calibración para cada trazador se construyó mediante diluciones seriadas ($FD=2$) de una solución de trazador de una concentración de 1000 ppb.

RESULTADOS

Caracterización geológica y estructural

La zona de estudio está constituida por rocas sedimentarias que interactuaron con rocas ígneas contemporáneas de finales del Mioceno. Como se observa en el mapa geológico del área de estudio (figura 2), estas unidades se encuentran cubiertas parcialmente por el vulcanismo del Cuaternario. La deformación dominante en el modelo presentado corresponde al STV (Argüello, 2021), donde las principales fallas tienen rumbos NW, esfuerzos trantensivos, y se denotan fallas tipo dextrales, con componentes normales. Se aclara que, para efectos del mapa geológico, algunos sectores donde se encuentran dolinas cubiertas por material volcanoclástico, se cartografió como calizas (aunque presentan una cobertura de poco espesor en superficie), por el objetivo de este artículo.

Formación Venado

La formación Venado aflora a lo largo de la quebrada El Túnel y en algunos sectores aledaños, principalmente en zonas donde la cobertura volcánica ha sido erosionada. Se reconocen litofacies con dominio silicoclásticos y carbonatado (donde se desarrolla el karst), que se describen a continuación.

Sedimentación carbonatada: Corresponde a calizas bioclásticas del tipo *grainstone* a *packstone*, con algunos niveles de *wackstone* localizados. Los granos carbonatados que constituyen estas calizas se encuentran principalmente compuestos por fragmentos de balánidos y ostras (Calvo y Bolz, 1987). Es posible reconocer estratificación paralela planar a estratificación cruzada, con espesores que van desde decimétricos hasta métricos. La presencia de *grainstone* y *packstone*, aunado a las estructuras sedimentarias presentes, se correlacionan con ambientes de bancos de arena carbonatada. De acuerdo a perfiles y afloramientos observados en cuevas, se estima un espesor aflorante de 60 m. No obstante, es difícil calcular un espesor real de las calizas por el tectonismo que afecta a la secuencia sedimentaria.

Sedimentos silicoclásticos: Se encuentran litofacies de areniscas de grano fino hasta grueso, siendo, las areniscas de grano medio las predominantes en el sector. Estas areniscas contienen fragmentos líticos bien redondeados de composiciones predominantemente andesíticas. Los sedimentos presentan algunos fósiles, entre los que se reconocen bivalvos gasterópodos, turrítelas, en ocasiones balánidos y fragmentos de ostras. En algunos sectores, es posible reconocer niveles tempestíticos, donde se da una acumulación de niveles de fragmentos de ostras, como los que afloran en el camino de acceso a la boca principal de CG. Se reconocen algunas gradaciones positivas en la granulometría. Es común la presencia de cristales de hipidiomórficos a xenomórficos (0,01 mm a 1 mm) de plagioclasa, hornblendas, cuarzo y magnetita en los constituyentes de las arenas. Se reconocen niveles de lutitas intercalados con las areniscas con espesores centimétricos a métricos (hasta 3 m). Estas lutitas presentan tonalidades grisáceas, y es posible observar algunos componentes volcaniclásticos como plagioclasas y algunos clastos.

También se encuentran niveles de tobías, que sedimentológicamente corresponden con intercalaciones de areniscas y lutitas con importante componente volcaniclástico. Estas presentan fragmentos subangulares a angulares volcanoclásticos, entre los que sobresalen pómez de hasta 3 cm de diámetro. La matriz presenta cristales de plagioclasa y hornblenda.

En estos niveles silicoclásticos es común la presencia de troncos fósiles bien preservados y silicificados, así como capas de carbón que van desde 20 cm hasta 3 m de espesor, en algunos casos con formas lenticulares.

Intrusiones de la Formación Grifo Alto

Los mejores afloramientos se encuentran en los alrededores del Cerro la Mina y un escarpe que se encuentra cerca de la confluencia de quebrada El Túnel con el río La Muerte. Geomorfológicamente, las intrusiones sobresalen del relieve circundante, por la presencia de colinas redondeadas y fuertes escarpes, lo que permite una fácil delimitación e interpretación de sitios sin afloramientos claros. Estas intrusiones se encuentran constituidas por andesitas basálticas de textura afírica, con presencia de fenocristales de plagioclasas, anfíboles y posibles olivinos alterados. Se evidencian diferencias en el tamaño de los cristales en la intrusión del Cerro la Mina, que se asocia a contactos fríos dados por zonificaciones en los bordes externos e internos del intrusivo. Esta unidad es contemporánea con los sedimentos, y en algunos sectores es posible reconocer peperitas blocosas, lo cual sugiere interacción del magma con sedimentos inconsolidados. Con base en las dataciones reportadas por Rojas (2019) y Sen Gupta et al. (1986), esta unidad se correlaciona con la Formación Grifo Alto del Grupo Aguacate.

Formación Monteverde

La Formación Monteverde cubre las unidades geológicas del Mioceno en gran parte del área de estudio. En algunas ocasiones, se reconoce una toba ácida bajo esta formación, la cual se correlaciona con la ignimbrita ácida de edad Plioceno-Pleistoceno (Rojas, 2019). Argüello (2021) reporta esta toba ácida en algunos contactos entre el vulcanismo del Grupo Aguacate y la formación Monteverde. La Formación Monteverde corresponde con lavas andesíticas hasta basálticas, presentan una importante meteorización, generando una aureola de alteración de suelos rojizos con cristales de plagioclasas producto

de meteorización esferoidal y algunos relictos de lavas originales. Petrográficamente se clasifican como basaltos a andesitas basálticas, donde se reconocen fenocristales de plagioclasa, piroxenos y olivinos. En esta formación se incluyen también lahares. Sobre la formación Monteverde es posible reconocer una cobertura de piroclastos, que se podrían correlacionar con el volcán Arenal.

Avalancha de detritos

Se asocia al deslizamiento de mayores dimensiones en la zona de estudio, donde se dio el colapso de materiales volcánicos de la Formación Monteverde. Su cobertura es de $\sim 0,8 \text{ km}^2$, y cubre con depósitos volcanoclásticos secundarios muchas de las zonas con calizas y desarrollo de karst de la Formación Venado. Se clasifica como avalancha de detritos con base en Hungr, Leroueil, y Picarelli (2014), que lo definen como un flujo rápido, poco profundo de detritos saturados parcial o totalmente en una pendiente pronunciada, sin confinamiento en un canal establecido y que ocurre en todas las escalas. Esta unidad presenta una importante componente de matriz arcillosa y bloques métricos de andesitas con contactos flotantes. Por relaciones estratigráficas, se sabe que es más joven que la Formación Monteverde; no obstante, no se cuenta con dataciones radiométricas para corroborar la edad. En algunos sectores (e.g. Boca del Potrero, CG) se presentan algunas colinas redondeadas que asemejan *hummockys*, que podrían estar asociados a este evento. Sin embargo, debido al grado de disección y erosión es difícil determinar si son *hummockys* o simplemente relictos de erosión.

Depósitos de deslizamientos, flujos de tierra y depósitos coluvio-aluviales.

Se identifican en diferentes sectores del área de estudio evidencias de coronas de deslizamientos, depósitos de deslizamientos asociados, así como abundantes coluvios. Estos ocurren en las unidades volcánicas del Cuaternario principalmente (formación Monteverde) por procesos de meteorización y pérdida de la consistencia original de las rocas. Se identificaron dos sectores donde se presentan deslizamientos de tipo flujo de tierra (*earthflow*), conforme la clasificación de Hungr et al. (2014), en los que se evidencia un movimiento similar a un flujo plástico en presencia de suelos arcillosos, a lo largo de múltiples superficies y presencia de deformaciones internas (e.g. múltiples grietas perpendiculares a la dirección de flujo). Algunos depósitos de deslizamiento han producido represamientos locales de cauces, generando depósitos coluvio-aluviales, como el que se encuentra sobre la sección NW de CG (figura 2).

Geomorfología kárstica superficial

Se caracterizó la geomorfología superficial mediante interpretación de modelos de superficie del terreno generados a partir de fotogrametría, fotografías aéreas y trabajo de campo. Entre las geomorfologías kársticas superficiales más prominentes se encuentran dolinas, sumideros, surgencias kársticas y bocas de cuevas. En la figura 1 se muestra la localización de las principales bocas de cuevas conocidas en el sector y en la figura 3 se muestra un mapa de un sector de la quebrada El Túnel, donde se delimitan detalladamente varios elementos kársticos sobre el modelo fotogramétrico.

Conforme avanza el desarrollo del karst en la zona, se da ensanchamiento de algunas fracturas, y es posible encontrar bloques de tamaños métricos de lavas andesíticas entre las fisuras de las rocas calizas (figura 4A), o dentro de algunas cuevas como CM, donde algunas chimeneas intersecan el nivel de depósitos de avalancha de detritos y propicia la caída de bloques andesíticos de tamaños métricos en algunos pasajes dentro de la cueva. Las morfologías de disolución expuestas en rocas kársticas, son conocidas como *karren*, las cuales pueden presentar tamaños desde milimétricos hasta de más de 10 m (Ginés, 2009). La mayoría de superficies de disolución de las calizas se presentan en las paredes y son de tipo “cavernoso” (*wandkarren*) (figura 4B), o en cauces de ríos (disoluciones interestrato con forma en “U” de algunos centímetros), conforme a la clasificación propuesta por Veress (2009) (figura 4C). Dentro de las cuevas también se observan múltiples y diversas morfologías de disolución.

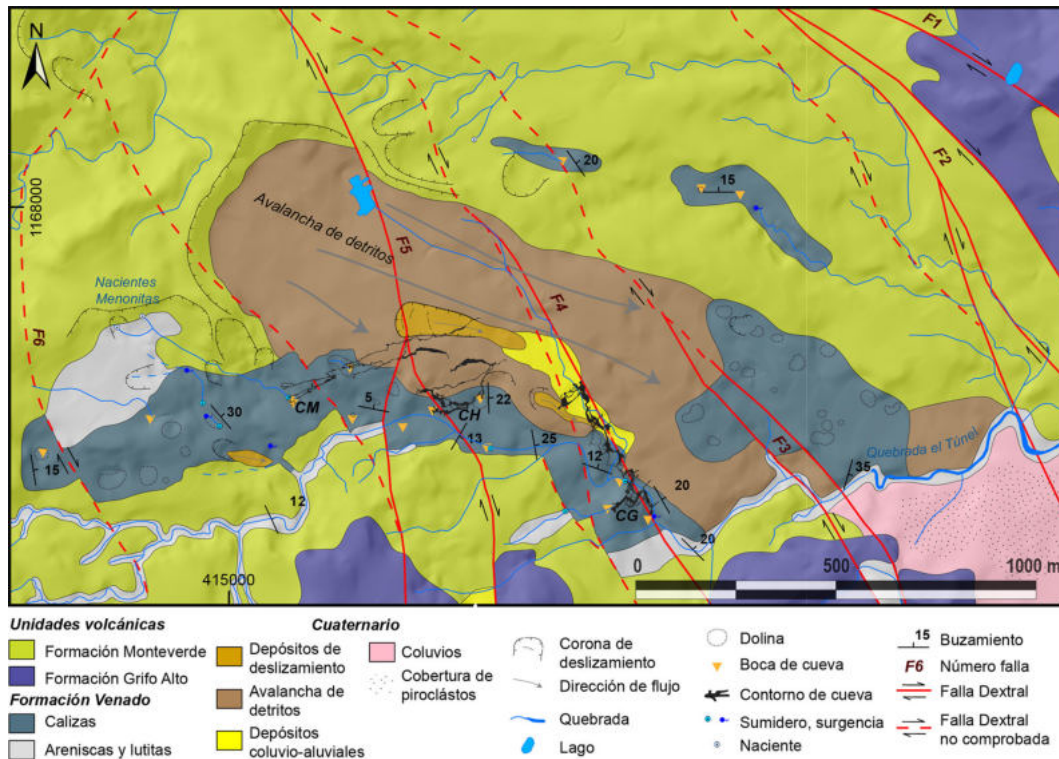


Fig. 2: Mapa geológico y geomorfológico del área de estudio, donde se muestran también las principales cuevas, dolinas, sumideros, surgencias y deslizamientos. Base geológica y tectónica por Argüello (2021). CM: Cueva Menonitas; CH: Cueva Higuera; CG: Cueva Gabinarraca.

Dolinas

A partir de modelos fotogramétricos y trabajo de campo, se delimitaron un total de 31 dolinas en el sector de quebrada El Túnel. Muchas dolinas presentaban árboles, por lo que fue necesario revisión de campo para una adecuada delimitación (figura 5C). Es importante recalcar que las dolinas identificadas corresponden a puntos de recarga directa al acuífero kárstico. Algunas de las dolinas han sido cubiertas artificialmente por propietarios para evitar accidentes (p.ej. caída de ganado), por lo que la cantidad podría estar subestimada.

En el sector de quebrada El Túnel, muchas dolinas se encuentran cubiertas por depósitos de deslizamiento volcanogénicos, y dentro de ellas se reconocen bloques de lavas andesíticas redondeados con una abundante matriz arcillosa. Se presentan algunas dolinas de colapso, como el caso de Boca de la Cruz, que corresponde con uno de los accesos a CG.

En la dolina que se encuentra en el acceso de CH, se observan bloques y sedimentos arcillosos a lo largo de todo el acceso principal a la cueva, que aún no han sido erosionados en su totalidad. Estas dolinas tienen morfología que va de semicircular a elipsoidal, con alineamientos hacia el NW (en algunos casos correspondiendo con su eje largo), y por lo general las profundidades varían entre 1 y 8 metros (figura 2). Para el área del mapa geológico, el área superficial promedio de dolinas en este sector es de 690 m² (radios de ~15 m), por lo que la detección y delimitación de la mayoría se realizó por modelos fotogramétricos con VANT y revisión de campo.

El sector sur de Nacientes Menonitas se encuentra más de siete dolinas, y algunas de estas tienen más de 50 m de radio. La dolina conocida como “El Basurero” (414854 E 1167441 N) corresponde con un posible foco de contaminación de aguas del acuífero kárstico, ya que ha sido utilizada para disponer desechos por más de una década, de acuerdo con testimonios brindados por personas en la localidad. Hacia el sur del área del mapa geológico, se encuentran una serie de cuevas y dolinas, en la margen este del río La Muerte, estas dolinas presentan diámetros de hasta 40 m. Algunas de estas dolinas se clasifican

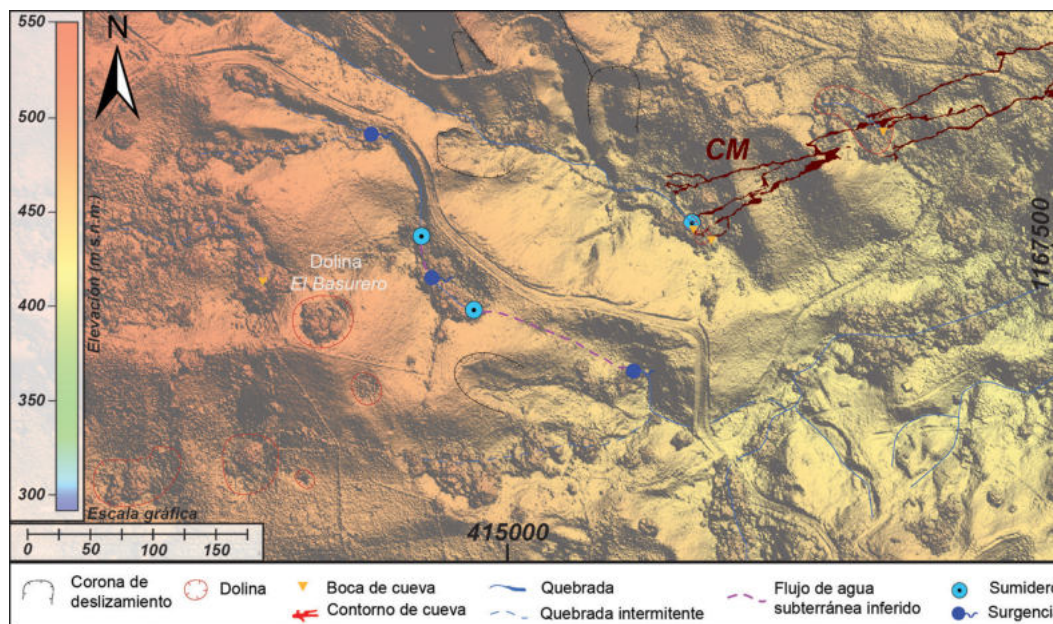


Fig. 3: Modelo fotogramétrico de un sector de la quebrada El Túnel, donde se muestra la delimitación de varios elementos kársticos en detalle (e.g. bocas de cuevas, contornos de cuevas, dolinas, sumideros, surgencias) así como deslizamientos, cauces de quebradas permanentes e intermitentes y cauces de agua subterránea inferidos en el sistema kárstico.

como dolinas cubiertas, posiblemente por depósitos de tefras, mientras que otra dolina corresponde a un acceso a cuevas (e.g. Bocaracá). Hacia el NE del pueblo de Venado, las dolinas se encuentran alineadas hacia el NW, y la mayoría de estas presentan su eje largo en esta dirección, por lo que es muy posible que tengan control estructural paralelo a las trazas de falla definidas por Argüello (2021).

Sumideros y surgencias

En el sector de quebrada El Túnel, la Boca Sofocas de CM es el principal sumidero, con un ingreso activo de agua al sistema kárstico (figura 5A). Otros sumideros que ingresan directamente a cuevas corresponden a Boca del Potrero, en CG; Blue Jeans, Catano y Brujo Cubero, en cuevas con el mismo nombre. A lo largo de quebrada El Túnel, se han identificado dos sumideros principales, el primero capta un porcentaje considerable del caudal de la quebrada e ingresa a una cueva que recorre ~25 m y termina en un sifón (415644 E y 1167394 N). Un segundo sumidero se localiza en un sector donde se encuentra una posible cueva colmatada de sedimentos (415990 E y 1167317 N). A partir de este punto, se pierde el caudal de la quebrada El Túnel en verano, el cual sería otro sitio de infiltración importante, que podría aportar agua al sector de los estrechos en CG.

Hacia el sur de Nacientes Menonitas, se encuentran sumideros y surgencias muy cerca del camino y relativamente someros (con coberturas menores a ~10 m). El agua de una de las nacientes se infiltra en dos sumideros por tramos de ~50 m y uno de ~145 m (figura 2). Estos flujos de agua subterránea son inferidos, pues aún no han sido corroborados con ensayos de trazadores.

En la quebrada que alimenta Boca del Potrero en CG, una parte del flujo superficial se infiltra en una fisura angosta (~115 m aguas arriba de la boca). En este sitio, Goicoechea (2008) corroboró la conexión hídrica con el sector de Sala 2 en CG mediante trazadores fluorescentes con corroboración visual.



Fig. 4: A) Bloque remanente de erosión de lava andesítica (BL) de ~1,5 m de diámetro dentro de una fisura kárstica de caliza. B) Disolución de paredes de caliza tipo “cavernoso” en afloramiento a orillas de la quebrada El Túnel, el ancho de las fisuras varía entre 5 y 12 cm. C) Afloramientos en ambas márgenes del río La Muerte, se observan disoluciones interestrato en las calizas de la formación Venado.



Fig. 5: Algunas expresiones kársticas superficiales en la zona de quebrada El Túnel. A) Sumidero de la Boca Sofocas en CM, principal sumidero conocido del sistema kárstico. B) Boca Principal de CG, surgencia principal del sistema kárstico. C) y D) Dolinas localizadas al norte de quebrada El Túnel, se observa una leve depresión del terreno y árboles en la parte central. Estas dolinas se encuentran parcialmente cubiertas por depósitos volcanoclásticos.

Otros rasgos kársticos

En los márgenes del río La Muerte, cerca de dos pequeñas cuevas conocidas como La Conga y Oropéndola, se encuentran paredes de roca caliza verticales, en afloramientos de más de 10 m de altura que presentan evidencia de *karren* y relictos de pasajes de cuevas erosionados. En el cauce del río La Muerte, cercano a este sitio, es posible reconocer algunos *scallops*, principalmente en los tramos encañonados del río con alta velocidad.

Descripción de las cuevas principales

La base del presente trabajo corresponde a la descripción de las tres cuevas principales de la zona de Venado, que corresponden a CM, CH y CG. Estas cuevas son las que presentan mayor desarrollo en el sector en cuanto a extensión, ya que entre estas se conforma casi 5 km de pasajes que se encuentran (o encontraron) hídricamente interconectados. CG es la de mayor desarrollo (2351,1 m), seguida por CM (~1620,0 m) y finalmente CH (954,3 m). En el repositorio del artículo se encuentra un plano de vista en planta de cada una de estas tres cuevas, en escala 1:500 y un modelo 3D de las tres cuevas con la superficie del terreno, el cual está disponible en la plataforma web de *Sketchfab* (<https://skfb.ly/6YqW7>). Este material sirve de apoyo a la descripción de cada de las cuevas que se presenta a continuación.

CM y CH tienen un desarrollo preferencial hacia el NEE y NE, siguiendo la dirección de buzamiento predominantemente, mientras que CG se desarrolla en dirección NW, a lo largo de la traza de la falla cuatro del STV (Argüello, 2021). Todas las cuevas presentan una importante carga de sedimentos con abundante composición volcánica.

En las siguientes secciones, se presentan algunos de los aspectos más relevantes en cuanto a la morfología de estas cuevas, enfocado en patrones de cuevas, pasajes y galerías principales.

Cueva Menonitas (CM)

Esta cueva presenta dos bocas conocidas (Boca Principal y Sofocas). Sofocas a la vez es un sumidero de una quebrada que proviene de Nacientes Menonitas. CM presenta un patrón ramificado, muy rectilíneo, con direcciones predominantes de azimut 70°. A excepción de La Sala del Tanny, todos los pasajes convergen en un solo tributario al sifón al final de la cueva. Los pasajes cerca de las dos entradas son fisuras lineales; a medida que se avanza en la cueva y se unen más tributarios, como en el sector Ojo de Poseidón a partir del cual, el ancho de los pasajes pasa de dimensiones decimétricas a métricas. Por lo general, los pasajes son fisurales (figura 6A, C), siguiendo la dirección de fracturas principales. También se observan pasajes de tipo meándricos y transectos clasificables como galerías tipo cañones. A partir de la sección denominada como Las Quebra Cocos, los pasajes presentan sinuosidad. Esto podría deberse a un cambio litológico de transición de roca caliza a arenisca fina, con menor contenido de carbonato de calcio, donde domina la erosión sobre la disolución y se asocia a mayor influencia de planos de estratificación que a sistemas de fracturas. Algunos de los pasajes de la cueva presentan evidencias de disolución en el techo (e.g. el Río Perdido, Paso del Tanny), así como también sobresalen algunos pasajes con morfología de cerraduras (e.g. Sector H-Survey).

Hacia el sector de Secretos Profundos, hay un aporte de agua importante hacia la cueva, el cual es probable que provenga de la quebrada superficial que viene de Nacientes Menonitas. Los sectores de la Chimenea El Más Allá y El Zig-Zag también aportan agua al sistema kárstico, y los tres pasajes anteriormente mencionados convergen en un solo tributario. La Chimenea el más Allá es de casi 9 m y presenta morfologías de pasajes más típicos de zona vadosa. La proyección de estas dos secciones de la cueva también corresponde a la proyección superficial de la quebrada que proviene de Nacientes Menonitas.

Otro sector donde se podría dar un aporte de agua superficial corresponde a la proyección del final del pasaje Giyá, Chimenea Escondida, Chimenea el Derrumbe y las Tres Torres. Estos podrían recibir un aporte importante de agua de una naciente (415254 E y 1167614 N) que alimenta la cueva Blue Jeans; estas chimeneas son particularmente altas, respecto al resto de la cueva, e.g. la Chimenea Escondida alcanza casi los 18 m de altura. Las chimeneas mencionadas se encuentran alineadas con la proyección de una dolina en superficie, y podrían corresponder a pasajes vadosos por la variación del gradiente hídrico local entre el epikarst y el nivel freático de la cueva. Particularmente, la Chimenea el Derrumbe aporta bloques andesíticos de tamaños métricos a los sedimentos de la cueva.

El cauce de agua activo de la cueva tiene un cambio anómalo en la dirección de flujo, este es casi perpendicular a la dirección de la cueva, y es asociado con un desplazamiento de 46 m al norte en el sector conocido como Paso del Tanny. Argüello (2021) sugiere que este desplazamiento fue ocasionado por la traza de la falla número cinco, basado en evidencias morfométricas de los pasajes y de superficie, cinemática de movimiento de los planos de falla en la cueva y fracturas en algunos espeleotemas de la cueva. Cerca de este sector, algunos pasajes también presentan desplazamientos métricos (1 a 4 m), donde además de los cambios en la morfología de la cueva, también se evidencia ruptura de espeleotemas y planos de fallas con gran cantidad de indicadores cinemáticos y mineralizaciones.

En las zonas cercanas a la traza de la Falla 5, se detectó la presencia de yeso en las paredes de la cueva como agregados cristalinos rellenando fracturas milimétricas, y geodas de yeso de hasta 15 cm de diámetro (figura 6B). Además, es posible observar precipitaciones de yeso sobre algunos clastos aluviales dentro de la cueva, principalmente en zonas donde existen conductos de algunos centímetros que podrían asociarse por su morfología a alimentadores (*feeders*), en caso de espeleogénesis con ácido sulfúrico. En el pasaje Paso del Tanny, son notables los canales de disolución en el techo de la cueva (figura 6D), y un pasaje pequeño (< 0.5 m) da paso a la sala de mayores dimensiones de la cueva, conocida como Sala del Tanny. Esta sala no se encuentra en conexión hídrica con los pasajes principales de la cueva, que se desarrollan a lo largo del nivel freático. Se clasifica como una sala de colapso, con fracturas paralelas secundarias a la falla principal, y presenta cristalizaciones de yeso en varios sectores. En algunos de los pasajes de CM se reconocen nichos de disolución (figura 6C) o canales verticales en algunas de las paredes. Esta cueva presenta espeleotemas como estalactitas, estalagmitas y helictitas, aparte de los agregados cristalinos y geodas de yeso.



Fig. 6: Pasajes y espeleotemas en CM. A) Pasaje típico de la cueva Menonitas en forma de fisura. B) Geoda de yeso de ~ 12 cm en las paredes. C) Pasaje en forma de fisura cerca de sitios con presencia de yeso, se observan nichos de erosión muy marcados en por lo menos 2 niveles del pasaje. D) Canales de disolución en el techo de la cueva en el sector conocido como Paso del Tanny.

La sección explorada de CM, finaliza en un pasaje angosto con un sifón en el que se dificulta el paso; no obstante, el agua continua su curso y podría contemplarse la posibilidad de remover sedimentos para continuar con la exploración de la cueva. Es importante resaltar que este sector se desarrolla en arenas carbonatadas fosilíferas, por lo que los procesos de disolución podrían ser menores que en las calizas tipo “*grainstone*” que dominan la mayoría de los pasajes.

Cueva Gabinarraca (CG)

Se utiliza el nombre cueva Gabinarraca (CG), no obstante, se aclara que esta cueva es conocida de muchas maneras: Goicoechea (2009) propone “Caverna Gabinarraca”, el primer plano realizado por el Sr. Hugo Taylor en el año 1964 hace referencia a “Cuevas del Venado”, la hoja cartográfica Arenal, escala 1:50000 del Instituto Geográfico Nacional indica “Grutas de Venado”, y popularmente la cueva es conocida como “Cavernas del Venado” por las personas del pueblo y los propietarios. CG presenta cinco accesos de superficie conocidos, pero no se descarta la existencia de más accesos. En la Boca del Potrero ingresa una quebrada la mayoría del año (disminuye considerablemente su caudal en época seca). En general, la cueva presenta una dirección preferencial NW, asociada al dominio estructural de la traza de falla número cuatro del STV descrito por Argüello (2021). El patrón dominante de CG es ramificado, donde varios tributarios terminan en un colector principal que sale a superficie en la boca principal (figura 5B). Esta boca es la mayor surgencia conocida de las aguas del sistema kárstico del sector de quebrada El Túnel. A unos pocos metros de la de esta surgencia el agua proveniente del sistema kárstico se incorpora al cauce superficial de la quebrada El Túnel.

La CG se desarrolla a lo largo de la traza de falla número cuatro del STV. El sector de Sala 1, Sala 2 y Los Estrechos presenta un evidente patrón rectilíneo, con múltiples intersecciones de pasajes y ángulos cercanos a los noventa grados. Las fracturas son congruentes con los esfuerzos asociados al fallamiento de la zona, el cual se ve evidenciado en las direcciones principales de los pasajes. Además, se reconocen fracturas y pasajes asociados a fracturas antitéticas, con apariencia entretejida y en diferentes niveles verticales de pasajes. Los indicadores cinemáticos para las fallas de esta cueva no son muy evidentes en algunos casos, posiblemente por la disolución (la cual se incrementa por efecto de las inundaciones). En algunos pasajes se evidencian desplazamientos dextrales (e.g. Sala 2), que junto a elementos morfotectónicos superficiales, se caracteriza el fallamiento de rumbo con desplazamientos dextrales (NW) y sinestrales (NE) (Argüello, 2021).

En las secciones transversales de la Sala 1 es evidente un patrón de disolución en el techo de la cueva, con canales sinuosos de anchos decimétricos variables y con presencia de cúpulas de corrosión (*Bellholes*) de hasta ~30 cm de profundidad y ~20 cm de diámetro (figura 7B). Esta disolución en el techo de la cueva es atribuida a paragénesis (disolución del techo por colmatación con sedimentos) en una etapa de la espeleogénesis de la CG. Las campanas de corrosión también son evidentes en los techos de Sala 2 y Sala 8.

La Sala 8 tiene dimensiones sobresalientes para la cueva; con un largo de 22 m, ancho de 12 m, y 18 m de alto (figura 7A). Argüello (2021) asocia su formación a la unión de fracturas, y resalta la componente transtensiva que propició el colapso de los estratos del techo, por acción del fallamiento y la disolución interestratos.

Hacia el sector Sala 1 y Sala 2, existen por lo menos tres niveles de pasajes bien marcados. Los niveles superiores en algunos casos se encuentran sobre los niveles principales (pasajes de nivel freático), y por lo general, presentan morfologías de pasajes elipsoidales (con elongación vertical). Estos pasajes están parcialmente rellenos con sedimentos de granulometría más fina que los sedimentos presentes en el pasaje principal (dominados por gravas). La composición litológica de bloques dentro de los sedimentos de la CG incluye abundantes lavas andesíticas y fragmentos de roca caliza, principalmente en las zonas cercanas a los colapsos.

Algunas de las salas de mayor amplitud de CG (e.g., Sala 8, Sala 9, Salto de Fe, Sala 1 y Sala 2) corresponden a pasajes vadosos, donde es posible que la erosión y disolución lateral del río subterráneo haya colaborado en ampliar los pasajes.

CG presenta varias salas con espeleotemas; sobresalen La Salita, El Altar, La Papaya, Salto de Fe, y algunos pasajes en niveles superiores por la abundante presencia de estalactitas, estalagmitas y coladas o mantos (*flowstone*). Coladas particularmente blancas, se encuentran en El Altar; en el sector de Los Estrechos se encuentra una formación conocida como La Papaya, la cual corresponde con depósitos de travertino con algo de arcillas, que le da una coloración marrón claro. También, en sectores de Sala 1 y Sala 2, se identificaron agregados cristalinos de posible yeso en las paredes de la cueva.

Cueva Higuera (CH)

Esta cueva presenta un único acceso conocido, pero es posible que también conecte con una cueva conocida como Raíces, la cual se localiza a unos pocos metros de la proyección subterránea de la CH. El patrón es ramificado, donde tres tributarios convergen en la Sala Venaditos, por donde el agua se infiltra en un angosto sifón con abundantes sedimentos finos (principalmente limos y arcillas). La cueva se desarrolla generalmente a lo largo de la dirección de buzamiento. Los pasajes Ochomogo y Peristalsia son angostos y altos, típicos pasajes fisurales, con rumbo predominantemente NE y probablemente asociados a fallas antitéticas; ambos pasajes presentan la particularidad de estar completamente cubiertos en las paredes por sedimentos finos (principalmente limos y arcillas), al igual que la Sala Venaditos.

Son evidentes los depósitos de sedimentos finos prácticamente en todos los niveles, excepto en los puntos más altos (e.g. Sala Hola Salvaje, sector superior de Sala Cuarta). El abundante sedimento en la cueva podría estar asociado al reducido tamaño del pasaje La Cloaca, que es bastante angosto y produce un represamiento del agua con sedimentación asociada.

Las principales salas de esta cueva (Colapso, Nevada, Hola Salvaje y Barro Elegante) son bastante amplias, y presentan bloques en el piso producto de colapsos, con dimensiones de hasta 10 m de ancho y algunas hasta los 45 m de largo. En la sala Hola Salvaje (figura 8A) se presenta un notorio dominio estructural en los bordes de la sala. A partir del análisis del perfil de esta sala, es posible reconocer un lazo (*loop*), lo cual podría sugerir que la espeleogénesis de la cueva se asocia a una combinación de una cueva desarrollada a lo largo del nivel freático, con posibles lazos, conforme los modelos espeleogenéticos (Ford, 1971; Ford y Ewers, 1978). En la parte superior del lazo, solo se reconocen bloques en el piso asociados al colapso del

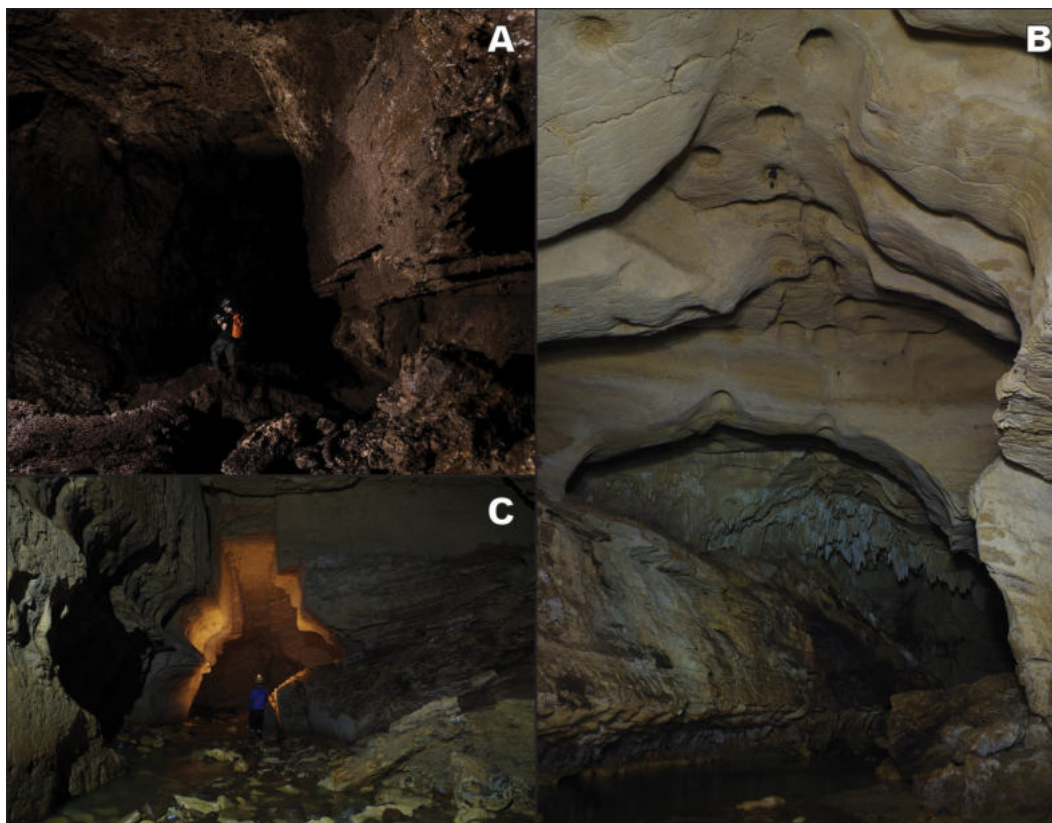


Fig. 7: Morfologías de pasajes en CG. A) Fotografía de Sala 8, que corresponde a la sala de mayor altura (18 m) de CG. Se evidencia cobertura de sedimentos en las paredes, importantes colapsos en la base, la sala se encuentra atravesada por fallas. B) Sala 1 en CG, se observan canales sinuosos de disolución en el techo, que, aunado a un techo relativamente plano, los cuales se asocian a paragénesis. También se reconocen cúpulas de corrosión de hasta 30 cm de profundidad y nichos aluviales. C) Sala 2 en CG, la cual presenta un claro dominio estructural. Se reconoce un nicho aluvial a 3 m de elevación sobre el nivel actual.

techo, pues posiblemente mucho del material colapsado fue disuelto y removido durante la espeleogénesis. Algunos de los pasajes de esta cueva pueden ser considerados pasajes freáticos con elongaciones subverticales a lo largo de las fisuras (e.g. Pasaje Picada, figura 8C).

Las salas de mayores dimensiones (> 20 m) presentes en CH tienen un marcado control estructural y se encuentran asociadas a fallas con rumbo NW. Entre la zona de la Sala Nevada y Sala Hola Salvaje, se reconoce un pliegue anticlinal abierto, con un eje del pliegue de azimut 70° , vergencia al este y buzamientos de los flancos menores a 20° .

En un pasaje estrecho, a unos ~ 35 m de la boca de la cueva, se encontró un fragmento de vasija dentro del sedimento, el cual mediante un examen visual rápido se determinó que podría estar asociado al período Bagaces (300-800 d.C) (B. Acevedo, comunicación personal, 16 de junio, 2020). Es importante resaltar que este fragmento no se encontró en posición *in-situ*, por lo que es difícil de discernir si fue colocado ahí o fue arrastrado a la cueva por escorrentía, dado que se encuentra cerca de la boca principal.

Otras cuevas de la zona

En la figura 1 se muestra la localización de bocas de cuevas conocidas en la zona. Algunas de estas cuevas aún no han sido exploradas en su totalidad, presentan pasajes bloqueados que podrían excavar o no presentan planos espeleológicos asociados.



Fig. 8. A) Sala Hola Salvaje en CH, asociada a un colapso y que corresponde con la sala de mayores dimensiones de la cueva. Esta se encuentra sobre el nivel freático actual. B) Importante espesor de sedimentos en la Sala Cuarta, en la cual ocurren importantes colapsos y rellenos con sedimentos, propiciando la migración lateral del río hipogeo y el desarrollo espeleogénicos de la sala. C) Pasaje La Picada, considerado un pasaje freático con elongación subvertical a lo largo de fisuras.

Catano es una cueva cercana al sector de quebrada El Túnel, con un desarrollo vertical importante (45 m de desnivel) y una longitud de 127 m (Vargas, 2014b); muestra un importante gradiente vertical en su sector inicial, el cual podría estar asociado a un dominio vertical característico de zona vadosa. Esta cueva cuenta con los pozos más profundos conocidos hasta el momento en el sector de quebrada El Túnel. En este mismo sector, a unos 355 m SEE, se encuentra la cueva Lioncillo, la cual tiene un desarrollo de 151 m (Vargas, 2014a). Esta cueva exhibe pasajes fisurales alineados hacia el NE. Aproximadamente a 100 m SEE de la boca de Lioncillo, también se encuentra una cueva pequeña (~40 m) conocida como Garrapatas.

Es posible que estas tres cuevas, y una surgencia que localizada 55 m SE de Garrapatas, estén conectadas hídricamente; no obstante, sería necesario una corroboración con trazadores.

Al norte del pueblo de Venado se encuentra una serie de pequeñas cuevas (figura 1), de las cuales Lázaro es la de mayor desarrollo, con unos 98,5 m de pasajes fisurales y mucho sedimento dentro de la cueva (Ulloa, 2011). Las cuevas que se encuentran en el sector sur de Nacientes Menonitas son pequeñas, siendo Piruco la más grande, con un desarrollo de 34,5 m

(Ulloa, 2012). En el sector del río La Muerte, la cueva con el mayor desarrollo se denomina Vainicón, la misma fue cartografiada por Quesada (2010), quien reporta una extensión de 271 m y que también presenta pasajes fisurales.

Hidrogeología kárstica

Una de las particularidades más importantes en la hidrogeología kárstica que presenta el sistema es que el flujo de agua subterráneo tiene un patrón predominantemente ramificado, lo que es concordante con recargas puntuales al sistema desde dolinas o sumideros. En el mapa de la figura 2, se muestra el patrón de drenaje para el sector de quebrada El Túnel, en cuya cuenca se da recarga allogénica, ya que las aguas provienen de rocas volcánicas relativamente poco solubles (e.g. lavas, lahares y tefras) que fluyen hacia el karst por corrientes fluviales o acuíferos someros. Esta recarga allogénica hace que las aguas sean químicamente más agresivas en la disolución de caliza.

Se analizó el pH del agua dentro del sistema kárstico, en las primeras secciones en contacto con caliza CM presentó valores de pH entre 5,5 a 6,0; mientras que, en secciones posteriores del sistema kárstico como CG, se presentan valores de pH entre 7,0 y 7,5. Esta variación en el pH sugiere que a lo largo del acuífero kárstico se va disolviendo más caliza, lo que ocasiona que se vuelva más básico a lo largo del sistema kárstico.

Las Nacientes Menonitas se encuentran a una elevación de ~520 m s.n.m., ingresan en el sistema kárstico (boca Sofocas, CM) a una elevación de 445 m s.n.m. y salen del sistema a 340 m s.n.m., para una diferencia de elevación de 105 m en el sistema kárstico CM – CH – CG. En el mapa de la figura 2 se muestra un mapa con el recorrido de los drenajes superficiales, varios puntos de infiltración y surgencias del acuífero kárstico.

A partir de datos de aforos químicos realizados en el año 2019 en la boca de la CG, se determinaron caudales que varían entre 30 L/s (en época seca) hasta 100 L/s (en época lluviosa). Se aclara que estos valores son solo una referencia y no corresponden a caudales máximos ni mínimos observados en la cueva.

Ensayos con trazadores

El primer ensayo de conexión hídrica mediante trazadores tenía como objetivo evaluar la conectividad hídrica entre la CM (trazador rojo), con las CH y CG, y de manera simultánea conectar la CH (trazador verde) con la CG (figura 9). Mediante la determinación de fluorescencia en las muestras, se obtuvo que el agua del sifón final CM no conecta con la CH, pues no se observó visualmente ni instrumentalmente trazador rojo en las muestras de CH. Por su parte, se detectó mediante fluorescencia un leve aumento de trazador rojo ($0,026 \pm 0,004$ ppb) proveniente de CM, en la muestra tomada en CG luego de aproximadamente 3 horas de la aplicación del trazador rojo en CM (concentración de trazador rojo al momento de inyección fue de 1430 ± 1 ppb).

Con respecto a la conexión hídrica CH-CG, se observó un aumento en la concentración de trazador verde en CG luego de 2 horas y 10 minutos de aplicar el trazador verde en CH (concentración de trazador verde al momento de inyección fue de 1478 ± 27 ppb). Este hecho se evidenció tanto por observación directa del color verde dentro de la cueva, como por la cuantificación mediante fluorescencia en el laboratorio, pues se determinó un pico de concentración que pasó de 0.008 ± 0.03 ppb a 0.515 ± 0.07 ppb en la Sala de la NSS (figura 9B). Por lo tanto, se estableció una conexión hídrica entre las CH-CG.

En el segundo ensayo, se adicionó trazador verde en la Boca Sofocas de CM, y se muestreó cerca de Boca de la Cruz en CG, con el fin de corroborar las observaciones del primer ensayo. La figura 9B muestra que se presentaron dos picos de trazador verde a 1,5 y 2,3 horas (1-3 ppb). Cabe mencionar que luego de aplicar la solución de trazador en CM, comenzó a llover, lo que generó turbidez en el agua dentro de ambas cuevas. Esta turbidez conlleva a suspensión de arcillas en el agua, las cuales son capaces de absorber las tintas fluorescentes (Jones, 2005), por lo que los valores obtenidos de la cuantificación podrían estar subestimados.

Con base en los ensayos de trazadores realizados, y la estimación de distancias en planta del recorrido de aguas según la proyección del patrón de las cuevas, se obtuvieron velocidades de 140 a 150 m/h para los dos ensayos realizados en agosto y 520 (primer pico) a 800 m/h (segundo pico) para el ensayo realizado en setiembre. Considerando una distancia de ~1500 m desde el sumidero Sofocas en CM hasta la surgencia Boca Principal en CG, el tiempo de permanencia en el acuífero kárstico podría ser de 10 horas (en condiciones normales) hasta 2 horas (en condiciones lluviosas).

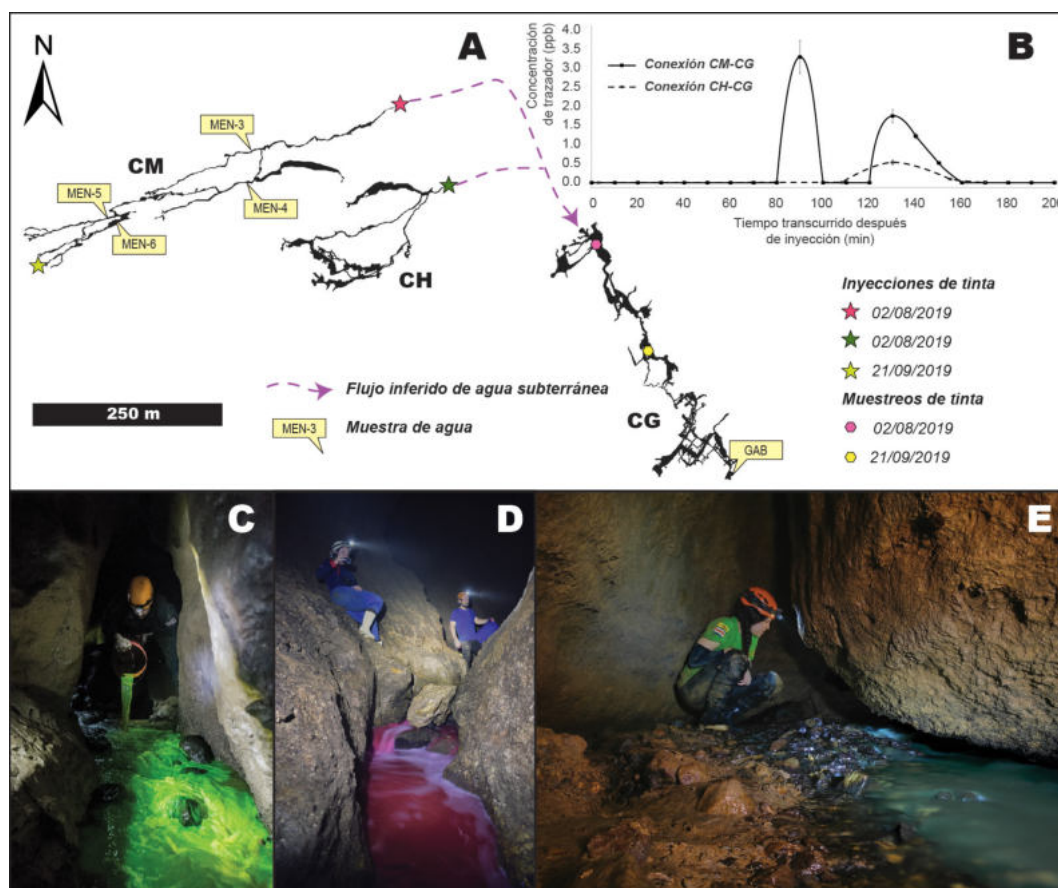


Fig. 9: Hidrogeología kárstica. A) Planos de las CM, CH y CG colocados a escala. Presenta los sitios de toma de muestras para análisis químico de aguas y los sitios de inyección y muestreo de trazadores. B) Curvas de concentración de trazadores en función del tiempo para la corroboración de la conexión hídrica CM-CG y CH-CG. C) Inyección de tinta verde cerca del sifón final de CH. D) Inyección de tinta roja cerca del final de CM. E) Corroboración visual de la presencia de tinta en el agua en Sala 9 de CG. CM: Cueva Menonitas; CH: Cueva Higuera; CG: Cueva Gabinarraca.

Hidrogeoquímica

Se realizaron análisis geoquímicos de aguas de cinco muestras, una en la boca de la CG y cuatro dentro de diferentes puntos de CM (cuadro 1). A partir de los resultados, se determinó que el catión dominante corresponde al calcio, mientras que el anión fue bicarbonato, como era de esperar en sistemas carbonatados donde se da la disociación del carbonato de calcio. Las concentraciones de iones nitrato y fosfato fueron bajas o ausentes en las muestras. En la totalidad de los análisis se estas se encontraron por debajo de los 10 mg/L, lo cual es común en aguas subterráneas no contaminadas (Porras, López-Guerrero, Alvarez-Fernández, Fernández, y Gimeno, 1985), y puede asociarse a la oxidación de pequeñas cantidades de materia orgánica que ingresa al acuífero a través de la escorrentía superficial en suelos dedicados a la ganadería. Las únicas muestras que presentaron cantidades detectables de fosfato corresponden a las muestras GAB y MEM4, las cuales se tomaron en CM y la boca de la CG, respectivamente. Su origen se podría asociar a la disolución de pequeñas cantidades de guano, el cual está presente en ambas cuevas.

La clasificación de las muestras mediante el diagrama de Piper (1944) indica que se trata de aguas bicarbonatadas cálcicas (figura 10), las cuales, según la serie de Chebotarev (1955) se asocian a aguas jóvenes, con poco tiempo de circulación en el acuífero y recargadas directamente desde la precipitación. Estos resultados son concordantes con los ensayos de trazadores, en las que se notó un flujo rápido del agua a lo largo del sistema kárstico. Los sumideros y dolinas corresponden a los principales sitios recarga hídrica del acuífero kárstico.

Cuadro 1

Análisis geoquímicos de aguas provenientes de CG y CM. La localización de los muestreos se muestra en la figura 9.

Muestra	Procedencia	Cationes (mg/L)					Aniones (mg/L)					
		Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	F ⁻	Cl ⁻	Br ⁻	SO ₄ ²⁻	PO ₄ ³⁻	NO ₃ ⁻
GAB	C. Gabinarraca	21.72	2.21	8.06	0.94	96	ND	1.85	ND	0.57	0.006	0.17
MEM-3	C. Menonitas	44.84	2.75	10.44	1.08	173	ND	2.86	0.009	0.72	ND	0.45
MEM-4	C. Menonitas	18.94	1.87	8.49	1.58	87	0.02	2.81	0.005	0.41	0.006	0.12
MEM-5	C. Menonitas	40.05	2.46	9.36	0.85	156	ND	2.13	ND	0.57	ND	0.40
MEM-6	C. Menonitas	12.11	1.68	3.81	1.02	51	0.018	2.98	0.009	0.38	ND	0.08

Notas: La localización de los muestreos se muestra en la figura 9. Las concentraciones del ion bicarbonato se calcularon por diferencia, de modo que se asegure la electroneutralidad del agua.

DISCUSIÓN

Geología

La presencia del STV, y la erosión asociada a este, influyen directamente en que algunas de las mejores exposiciones de la secuencia sedimentaria del Mioceno de Costa Rica se encuentren en el sitio de estudio. No obstante, el mismo fallamiento produce varios cambios en las tendencias de buzamientos, rotaciones de bloques y variaciones laterales de los contactos de las diversas formaciones geológicas, aumentando la complejidad del sitio. El modelo geológico actualizado por Argüello (2021), y presentado en este artículo, difiere de los sistemas de esfuerzos inversos (rumbos E-W) propuestos para la zona por Barboza et al. (1997), y adoptados posteriormente por Rojas (2019). Esto porque se sugiere un modelo tectónico dominado por un sistema de fallas transtensivo, neotectónico, predominando las fallas dextrales de rumbo predominantemente NW.

La secuencia sedimentaria descrita en este trabajo se correlaciona con la Formación Venado, donde el karst se desarrolla principalmente en las facies carbonatadas. Esta secuencia fue intruida por cuerpos hipoabisales contemporáneos (e.g. Cerro La Mina), lo cual en algunos sectores hace posible reconocer peperitas, metamorfismo de contacto y xenolitos de rocas caja, de centimétricos a métricos, flotantes en la intrusión (Argüello, 2021).

Las unidades volcánicas que cubren la secuencia sedimentaria se correlacionan con la Formación Monteverde, conforme lo sugerido para la zona por diversos autores (Alvarado y Gans, 2012; Denyer y Alvarado, 2007; Rojas, 2019). La correlación con la formación Monteverde se realiza por aspectos litológicos y geomorfológicos, no obstante, es importante resaltar que el contacto entre la formación Monteverde y el grupo Aguacate es difícil de trazar por la similitud petrográfica y geoquímica (Alvarado y Gans, 2012). La datación radiométrica más cercana a la Formación Monteverde corresponde a un bloque monolítico de andesita basáltica (423958 E y 1171237 N) a unos 8 km NE del área de estudio realizada por Alvarado y Gans (2012), quienes reportan una edad de $1,73 \pm 0,20$ Ma (40Ar/39Ar). Asimismo, otros depósitos volcanoclásticos Cuaternarios (e.g. tefras, lavas, lahares) cubren de manera total o parcial los afloramientos de calizas, por lo que es necesario más investigación geocronológica, tefroestratigráfica y geoquímica para diferenciar eventos volcánicos en la zona.

Geomorfología kárstica

La cobertura de calizas por materiales volcánicos limita la expresión superficial del *karren* a sectores de cañones de ríos o a algunos afloramientos aislados con evidencias de disolución. Debido a la cobertura del karst expuesta, la mayoría de dolinas del área de estudio se clasifican como dolinas cubiertas (*buried sinkholes*) o dolinas de colapso cubiertas (*cover collapse sinkholes* o *dropout sinkholes*), con base en la clasificación propuesta por Waltham y Fookes (2003). Algunas de las dolinas en la zona han sido cubiertas de manera artificial (generalmente con suelo y troncos), y con el paso de los años estos materiales se han infiltrado nuevamente en la cueva por sufusión, como sucedió en la dolina donde se encuentra el acceso a la cueva Lázaro, la cual contiene una gran cantidad de sedimentos en su interior.

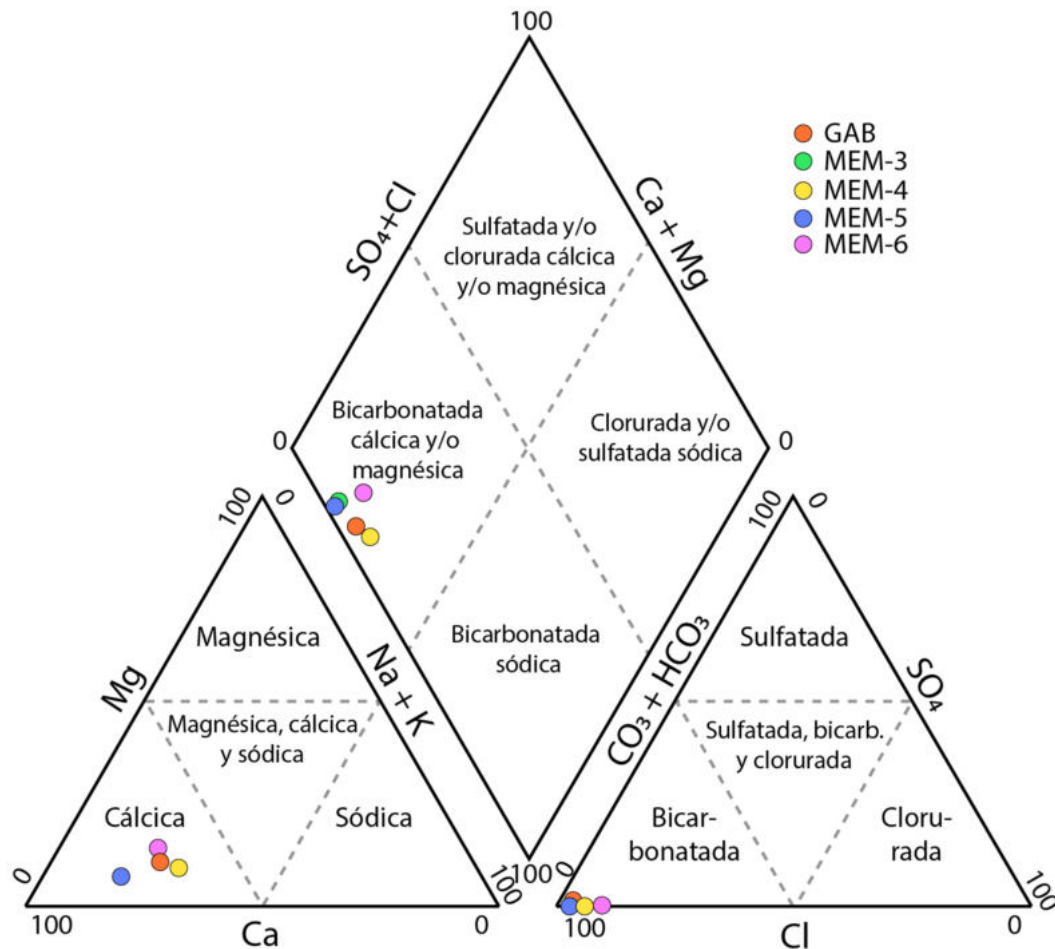


Fig. 10: Diagrama de Piper (1944) para la clasificación del agua subterránea en cuatro grupos, según la serie de Chebotarev (1955) conforme aumenta el recorrido y tiempo de permanencia en el acuífero se da un aumento de la salinidad y el cloro y sulfato se vuelven los aniones predominantes.

Posibles torres kársticas han sido reportadas en la zona, (Goicoechea, 2009; Ulloa et al., 2011); no obstante, mediante el análisis geológico y geomorfológico a detalle, estas no fueron identificadas, pues se interpretan como pequeñas colinas redondeadas, asociadas con intrusivos hipoabisales y cerros aislados por tectonismo que pudieron haber inducido a esta confusión. En la Boca del Potrero de la CG, se encuentra una colina redondeada (~30 m diámetro, ~7 m alto) justo sobre las calizas, pero por la escasez de afloramientos no fue posible determinar la composición geológica de esta. Se propone que esta colina presenta una morfología tipo hummocky (asociado a la avalancha de detritos), o un cerro aislado, remanente de erosión, asociado al fallamiento descrito para el sector de Boca del Potrero y Sala 8, de la CG.

En algunos sectores se han determinado colinas donde afloran prominentes espesores de caliza (margen derecha del río la Muerte). Sin embargo, el nivel de desarrollo del karst no se encuentra tan evolucionado, para que se formen morfologías tipo torre kárstica *sensu stricto*, y en realidad corresponden con escarpes asociados a fallamientos.

Las dolinas son los puntos de recarga del acuífero kárstico, y algunas de estas corresponden con sumideros donde el ingreso del agua subterránea es directo. Además de este tipo de recarga, a través del epikarst se da recarga difusa por percolación vertical. Los sistemas acuíferos kársticos son sumamente dinámicos, algunos conductos por donde fluye el agua pueden ser ensanchados por el proceso de disolución, mientras que otros pueden ser colmatados con sedimentos. Dada la alta transmisibilidad de los acuíferos kársticos, es común el aprovechamiento de las aguas para consumo humano (aunque este no es el caso); no obstante, los rápidos tiempos de tránsito los hacen vulnerables a la contaminación.

Espeleogénesis

Con base en el modelo espeleogenético de cuatro estados basado en la frecuencia de fisuras (Ford, 1971; Ford y Ewers, 1978), CM, CH y CG se podrían clasificar como cuevas ideales de nivel freático (estado cuatro). Empero, la abundante carga de sedimentos en los ríos subterráneos de las CM y CH, podrían corresponder a componentes freáticos (lazos), principalmente hacia el final de estas, pudiendo clasificarse estas cuevas también como cuevas con mezcla de componentes freáticos y de nivel freático (estado tres).

Palmer (2007) indica que los patrones del modelo espeleogenético de cuatro estados se desarrollan de manera secuencial, por lo que es posible observar remanentes de conductos antiguos sobre las galerías más jóvenes, como se observa en algunos sectores de la CG (e.g. Sala 1, Sala 2 y Boca de la Cruz). Estos pasajes superiores en CG presentan secciones elípticas o con elongación subvertical, lo cual es sugerente de pasajes desarrollados en una zona freática o epifreática (Jouves et al., 2017) en una etapa espeleogenética anterior, cuando el nivel freático se encontraba sobre el nivel actual.

La cueva de Catano (Vargas, 2014b), podría considerarse una cueva de zona vadosa, al menos en su primera sección vertical de casi 45 m de desnivel. Su desarrollo vertical se encuentra asociado a la traza de la falla tres del STV definido por Argüello (2021), lo cual posiblemente favoreció el desarrollo vertical, por la presencia de fracturas abiertas durante la espeleogénesis, y una vez que la cueva alcanza la elevación de ~355 m s.n.m., se desarrolla a lo largo del nivel freático local.

Con base en la clasificación de patrones de cuevas propuesta por Palmer (1991), CM y CH podrían clasificarse como un patrón ramificado, donde los pasajes fluviales convergen a un tributario común (figuras 2 y 8). Las cuevas con este tipo de patrones se caracterizan por presentar zonas de recarga puntuales, y por desarrollarse pasajes en cañones altos y sinuosos en la zona vadosa (Jouves et al., 2017), como ocurre en muchas zonas de estas dos cuevas. La CG presenta un patrón un poco más complejo, donde, en términos generales, se podría indicar un patrón tipo ramificado, pero presenta secciones de patrones de redes (e.g. Los Estrechos, Sala 1, Sala 2), que son controlados por el sistema de fallas locales (fallas dextrales con rumbos NW y antitéticas NE). Audra y Palmer (2013) sugieren que estos patrones pueden ocasionarse por inundaciones periódicas en la zona epifreática, que podría ser un mecanismo viable para esta cueva, dada la gran cantidad de sedimentos alógenicos que presenta. Los aportes de sedimentos tienen un efecto importante en el desarrollo de conductos, dado que propician la corrosión lateral, desarrollo de nichos (en zonas vadosa) o paragénesis (Farrant y Smart, 2011), tal como se observa en algunos pasajes de CG (Sala 1, Sala 2 y Salto de Fé).

En CH las secciones transversales de Sala Cuarta podrían considerarse pasajes de zona vadosa. En este pasaje se dan importantes colapsos y rellenos de sedimentos del techo, haciendo que el río hipogeo migre lateralmente a la pared opuesta, produciendo disolución y consecuente colapso (figura 8B). Este efecto se repite y permite la migración lateral a la pared opuesta, formando así secciones rectangulares a trapezoidales.

Todas las cuevas presentan espeleotemas, entre los que sobresalen estalactitas, estalagmitas, agregados cristalinos en las paredes, geodas de yeso (en CM) y helictitas. La única datación de espeleotemas en la zona fue realizada por Lachniet et al. (2004) para una estalagmita en CG, quienes indican una tasa de crecimiento de 0,09 mm/año (para un periodo de 8840 a 4920 B.P.), que equivale a ~1 mm cada 11,1 años.

Sedimentos en cuevas y paragénesis

Las calizas de la Formación Venado presentan algunas facies intercaladas de sedimentos silicoclásticos, las cuales son insolubles y podrían producir sedimentos autóctonos en las cuevas. También son comunes clastos de calizas en algunos sectores de las cuevas, principalmente sectores cercanos a colapsos. No obstante, la mayoría de sedimentos que se han identificado en las cuevas son alóctonos, de origen volcánico. Los principales aportes de sedimentos gruesos provienen de sumideros (e.g. Boca Sofocas (CM), Cueva Catano, Boca del potrero (CG)), dolinas (colapso de dolinas y escorrentía superficial), sufusión a través de chimeneas (e.g., pasaje Chimenea el Derrumbe, CM) y grandes colapsos en salas. No se descarta la infiltración de sedimentos del epikarst a través de fisuras como otra fuente de aporte de sedimentos; sin embargo, se considera que este tipo de aporte es minoritario en comparación con los otros mecanismos de ingreso de sedimentos.

Farrant y Smart (2011) sugieren que la carga de sedimentos dentro de cuevas está directamente relacionada con las condiciones climáticas. En la cueva Cioclovina (Rumania) se demostró que periodos húmedos prolongados propiciaron la inyección de aguas de inundación agresivas, causando cambios en los niveles de agua (Häuselmann, Häuselmann, y Onac, 2010). En el sistema de cuevas estudiado, los movimientos de masas pueden movilizar grandes volúmenes de sedimentos en las cuevas, los cuales además de las variaciones en condiciones climáticas, podrían ser disparados por movimientos tectónicos en la zona, asociados al STV con sismos de un potencial de hasta 6 Mw (Argüello, 2021). Otra condición que puede movilizar gran cantidad de sedimentos en las cuevas es la captura de un cuerpo de agua por el sistema kárstico, como ocurrió en 1998 cuando una laguna se drenó a través de un pasaje no explorado de CG (Goicoechea, 2009). Este evento produjo una inundación dentro de la cueva, con gran aporte de sedimentos, que entró por la Sala de la Escalada en Sala 8., lo cual podría explicar la gran cantidad de sedimentos finos presentes en las paredes de Sala 8, que llegan hasta casi 10 m de altura (figura 7A).

Los ríos subterráneos de las CM y CH finalizan en sectores muy angostos, colmatados de sedimentos y que podrían corresponder con posibles lazos freáticos, o simplemente son sectores muy estrechos con importantes cargas de sedimentos que impiden el paso. Esto produce una importante acumulación de sedimentos, que se ve reflejada en las galerías anteriores a estos sumideros, como la sala Venaditos en la CH y pasaje Burbujas de colores en CM.

De acuerdo con Farrant y Smart (2011), cuando se da una estabilización de la tasa de sedimentación en pasajes vadosos es posible la presencia de algunos nichos aluviales que coinciden con la parte superior del relleno de sedimentos. Por lo tanto, los nichos aluviales reflejan múltiples periodos de agradación con sedimentos (desarrollo del nicho) y remoción de sedimentos (que produce la incisión). Estos procesos se ven reflejados en la Sala 2 de CG, donde se reconoce un nicho aluvial a 3 m de elevación sobre el nivel de sedimentos actual, en el cual se desarrolla un actual nicho aluvial (figura 7C). Por lo tanto, se podría inferir diversos eventos de aporte de sedimentos dentro de la cueva; no obstante, la caracterización de estos ciclos de sedimentación requeriría trabajos a detalle apoyados de dataciones geocronológicas y descripciones detalladas de los depósitos sedimentarios.

La paragénesis es el proceso de disolución del techo de un pasaje de la cueva debido a la acumulación de sedimentos en el piso (Farrant y Smart, 2011), a medida que se disuelve el techo, más sedimento es acumulado en el piso y la migración vertical usualmente se detiene cuando se alcanza el nivel freático (Audra y Palmer, 2013). En la Sala 1 de CG se denota un techo plano con presencia de un tubo medio paragenético (canal superior) en conjunto con cúpulas de corrosión. Lismonde (2000) propone un mecanismo de formación de cúpulas en el techo en cuevas que se llenan con agua intermitentemente, donde un aumento de presión de CO_2 atrapado en oquedades en el techo, aumenta la corrosión y conlleva al desarrollo de cúpulas. Este mecanismo podría ser un mecanismo viable para explicar las cúpulas de corrosión presentes en este sector de CG; además, estas observaciones son consistentes con posible desarrollo de pasajes para genéticos en este sector. Asimismo, en la Sala 1 se observan nichos aluviales de disolución en la parte superior de los pasajes, que podrían asociarse con un aporte de sedimentos luego de la incisión y remoción de sedimentos del pasaje, que fuerza al desarrollo de disolución lateral. En la figura 11, se muestra una sección esquemática de la evolución espelogenética de Sala 1 en CG con las implicaciones en periodos de aporte y remisión de sedimentos.

Otro sector con evidencias paragenéticas es el techo del Paso del Tanny en CM, cuyas principales evidencias son los canales de disolución en el techo del pasaje (figura 6D). Asimismo, el pasaje de morfología freática denominado Río Perdido en CM también presenta canales de disolución anastomosados en el techo, especialmente porque esta cueva presenta un importante aporte de sedimentos, lo que hace muy factible el desarrollo de paragénesis.

La CH en el año 1969 fue parcialmente explorada por una extensión de aproximada de 335 m (Goicoechea, 2018). Exploraciones posteriores en el año 1998 y 2004 solamente alcanzaron ingresar los primeros 15 y 50 m de la cueva respectivamente, ya que esta se encontraba colmatada de sedimentos (C. Goicoechea, comunicación personal, 4 de junio, 2020). Esto sugiere que la cueva ha presentado más de un proceso de colmatación con sedimentos y lavado, lo cual se ve reflejado en la gran cantidad de sedimentos presentes en las paredes y galerías de la cueva.

El reconocimiento de la sedimentación en los sistemas de cuevas y procesos de paragénesis asociados podría tener implicaciones en aproximaciones de evolución y modificación del paisaje. No obstante, es necesario realizar estudios sedimentológicos detallados complementados con geocronología y realización de trincheras o perfiles geofísicos para determinar espesores de sedimentos en algunos sectores.

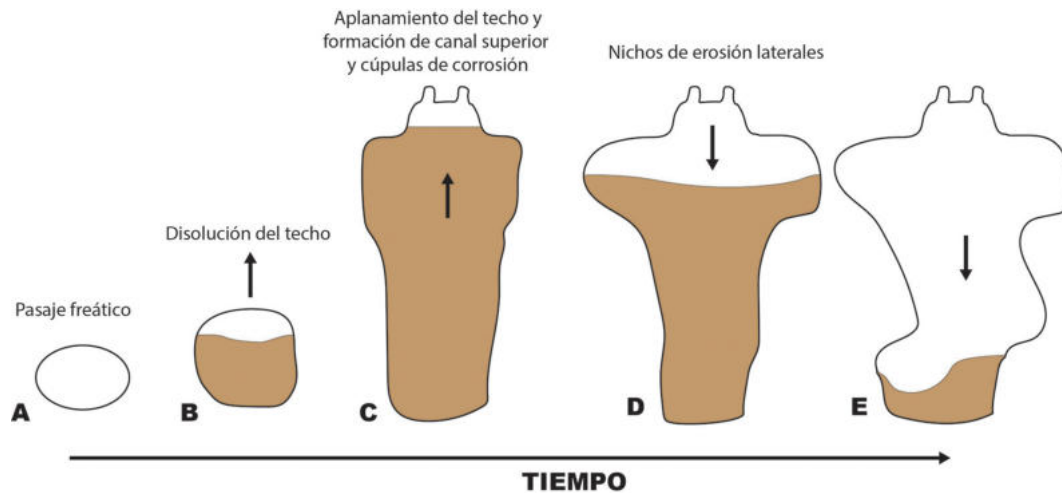


Fig. 11: Perfil esquemático de diferentes estados de evolución paragenética de un pasaje en Sala 1, CG. A) Posible pasaje freático inicial. B) Sedimentación del pasaje freático y disolución del techo del pasaje. C) Aplanamiento del techo y formación de canal meándrico superior en el techo. También se da el desarrollo de cúpulas de corrosión. D) Remoción de parte del sedimento y aporte de sedimento nuevamente que conlleva a la formación de nichos aluviales. E) Remisión del sedimento y formación de nuevos nichos aluviales conforme se da la incisión.

Morfogénesis epikárstica

Los pasajes conocidos como Chimenea el Derrumbe y Chimenea Escondida en CM presentan la particularidad de que no cuentan con una abertura superficial conocida. Desde la cueva se observa como la chimenea interseca el nivel de depósitos volcanoclásticos que cubre las capas de rocas calizas. Esto sugiere que en esta chimenea se da una morfogénesis epikárstica (Klimchouk, 1995), donde la disolución se concentra en la base de la zona epikárstica y el progresivo ensanchamiento del pasaje incorpora gran cantidad de sedimentos alógenos a la cueva, lo que posiblemente conlleve a un nuevo acceso superficial en el tiempo.

¿Cuevas de ácido sulfúrico?

Las cuevas de ácido sulfúrico han sido ampliamente estudiadas en las últimas décadas (D'Angeli et al., 2019; Alexander Klimchouk, 2009; Palmer y Hill, 2005) y presentan particularidades morfológicas asociada a espeleogénesis hipogénica. Klimchouk (2009) resalta patrones de cuevas y características meso-morfológicas (e.g. presencia de alimentadores (*feeders*), canales de ascenso en paredes, cúpulas de corrosión y canales en el techo) de cuevas originadas por ácido sulfúrico. El sulfuro de hidrógeno (H_2S) se oxida a ácido sulfúrico (H_2SO_4), el cual es un ácido mucho más agresivo que el ácido carbónico; esta especie es común en contextos geológicos donde se produce H_2S , como ambientes volcánicos (Engel, 2007) o depósitos de hidrocarburos (Hill, 1995; Palmer, 2007).

La presencia de yeso en los pasajes Geodas de Yeso y Sala del Tanny en CM, aunado al fallamiento activo en la zona, abren la pregunta sobre posibles interacciones con ácido sulfúrico en la cueva. El yeso se encuentra como agregado cristalino y geodas en las paredes de los pasajes mencionados, y también creciendo sobre gravas cerca de posibles *feeders* (alimentadores) de tamaño decimétrico. También se reconoce la presencia de canales verticales en paredes de CM, cerca de sitios donde hay precipitados de yeso. La presencia de yeso en la Sala del Tanny, las grandes dimensiones de la misma comparado con el resto de la cueva, la no conectividad hídrica de este pasaje con el resto de la cueva y la presencia de un posible *feeders* (Paso del Tanny) en el sector de la falla geológica, podrían evidenciar espeleogénesis hipogénica, al menos para estos pasajes de la cueva. No obstante, también existe la posibilidad de que el Paso del Tanny sea un *soutirage* (conductos que drenan aguas de

inundación de galerías), y que la Sala del Tanny tenga su origen asociado a inundaciones, conforme al modelo propuesto por Gabrovšek, Häuselmann, y Audra (2014). Es necesario realizar más observaciones morfológicas de la cueva para dilucidar alguna de las dos hipótesis propuestas

Hidrogeología kárstica

A partir de los ensayos con trazadores realizados en esta investigación, se confirma la conexión hídrica entre las cuevas CH-CG y CM-CG. Para el análisis a detalle de la morfología de la curva de trazadores (figura 9B) es necesario repetir los ensayos con mayor número de muestreos o utilizando una sonda que permita realizar mediciones en tiempo real. La curva asociada a la conexión CM-CG (ensayo del 21/09/2019) presenta por lo menos dos picos bien diferenciados, que podrían asociarse a sistemas kársticos con zonas saturadas (pasajes freáticos).

La curva que confirma la conexión hídrica CH-CG (ensayo del 02/08/2019) presenta una forma más achatada, lo cual se puede asociar a que se inyectó menor cantidad de trazador en ese ensayo, y quizás podría darse un efecto de dilución, al combinarse con el agua proveniente de CM, que presenta en apariencia un caudal mayor. Las concentraciones en ppb reportadas en este artículo son comparables con otros ensayos de trazadores realizados en cuevas en Italia (Cabras, De Waele, y Sanna, 2008) y Bélgica (Poulain et al., 2017).

Las cuevas que se encuentran interconectadas se definen un sistema de cuevas (Palmer, 2007). A partir de la conexión hídrica, se confirma que el sistema kárstico de cuevas de Venado es el más grande de Costa Rica conocido hasta el momento, con un total de 4925 m de pasajes interconectados, donde el agua subterránea de CM y CH fluye hacia CG (Figura 9A). El segundo sistema de cuevas más grande conocido corresponde con el sistema de cuevas del cerro Corredor, con 3568 m de pasajes cartografiados (Peacock y Hempel, 1993).

Arqueología

La presencia de un fragmento de vasija del periodo Bagaces en CH deja abierta la pregunta si entre el periodo 300-800 d.C la cueva tenía un acceso a superficie, si el fragmento pudo haber sido introducido a la cueva posteriormente por el colapso de la dolina en superficie, o arrastre de escorrentía superficial. Es importante resaltar que en la sala principal de CG también se reportó la presencia de tiestos cerámicos en los años 60 por el espeleólogo francés Robert Vergnes, quien los entregó al arqueólogo Claude Baudez (Monestel, 2006).

CONCLUSIONES

El sector de quebrada El Túnel en Venado de San Carlos presenta un karst cubierto por vulcanismo Cuaternario. Con casi cinco kilómetros de pasajes cartografiados para el sistema kárstico de cuevas de Venado, este estudio presenta un análisis detallado desde el punto de vista geológico, geomorfológico y espeleológico de las cuevas desarrolladas en las calizas de la formación Venado. Tanto la geología como el desarrollo del karst presentan un evidente dominio estructural influenciado por el STV. CG se desarrolla siguiendo una traza de falla dextral con rumbo NW, mientras que CM y CH se desarrollan a lo largo de las direcciones principales de buzamiento.

La expresión kárstica superficial es débil, con diferencias de elevación generalmente menores a 20 m y limitada a las dolinas y cañones o cauces de quebradas, donde afloran las rocas calizas. La mayoría de las dolinas se encuentran parcial a totalmente cubiertas por depósitos volcánicos, en su mayoría asociados a una avalancha de detritos presente en la zona. Algunas dolinas de colapso se asocian a accesos de cuevas, como es el caso de la dolina de Boca de la Cruz, en CG.

El sistema kárstico de cuevas de Venado posee la mayor longitud de pasajes conocidos hasta el momento en Costa Rica, las cuevas CM, CH y CG se encuentran conectadas hídricamente, lo cual se corroboró con ensayos de trazadores. A partir de las observaciones de campo, los ensayos de trazadores y análisis químicos de agua, se estima que el agua tiene un tiempo de residencia menor a un día de agua en este acuífero kárstico.

El acuífero kárstico presenta una recarga allogénica, lo cual hace que el agua tenga una tendencia a ser químicamente más agresiva en las primeras secciones del acuífero (pH entre 5,5 y 6,0), mientras que en CG el pH presentó valores de mayores (7,0 a 7,5).

Las tres cuevas principales presentan un patrón ramificado que converge a un tributario común, la mayoría de los pasajes conocidos de estas cuevas se desarrollan a lo largo del nivel freático; no obstante, existe la posibilidad que los finales conocidos de CM y CH presenten componentes freáticos. El aporte de sedimentos por la presencia de karst cubierto tiene una influencia muy importante en la espeleogénesis de las cuevas. Algunos sectores como Los Estrechos en CG presentan patrones de redes, con ángulos cercanos a los 90 grados, siguiendo las direcciones principales de las fracturas asociadas al STV. Estos patrones podrían generarse por inundaciones. Algunos niveles superiores en CG también podrían ser explicados por inundaciones, aunque también podrían darse niveles asociados a pasajes freáticos cuando el nivel freático se encontraba sobre el nivel actual. Se determinaron morfologías de pasajes asociadas a paragénesis, así como nichos aluviales. Se plantea la interrogante del desarrollo con ácido sulfúrico en una sección de CM, basado en su relación con el sistema de fallas, la presencia de yeso y morfologías en los pasajes sugerentes de espeleogénesis hipogénica.

AGRADECIMIENTOS

Esta investigación es resultado del proyecto “Reconocimiento del sistema kárstico de Venado de San Carlos y sus implicaciones espeleológicas, hidrogeológicas, geológicas y geo-turísticas” (B7297) así como los proyectos B9707 y C0045 de Vicerrectoría de Investigación de la Universidad de Costa Rica (UCR). Asimismo, se agradece a Valentín Chesnel del Centro de Investigación en Ciencias Geológicas (CICG) por el apoyo en una gira de campo. María Martínez del Ovsicori por proporcionar los cinco análisis químicos de aguas. A las asistentes del CICG de la UCR Yoselyn Álvarez por el apoyo en digitalización de planos y a Andrea Hidalgo por apoyo en el trabajo de campo. Se agradece a Fernando Gázquez y otro revisor anónimo los valiosos comentarios y sugerencias. Al grupo de hidrogeología del año 2019 a cargo del profesor Marco Barahona por facilitar datos de aforo químico mencionados en el artículo. Se agradece al laboratorio de arqueología Carlos Aguilar Piedra por colaborar en la datación de un fragmento de vasija recuperado de CH. Se agradece a la Beca Cenat-Conare otorgada a Alejandro Argüello, para colaborar junto con el Laboratorio Prias, para esta investigación. Al Msc. Walter Montero por la colaboración y revisión de la parte de tectónica activa para la zona de estudio.

Se agradece al Grupo Espeleológico Anthros por el apoyo durante las exploraciones espeleológicas y trabajo de campo, así como facilitar alguna información utilizada en el artículo. Las siguientes personas colaboraron en la cartografía de cuevas: Scott Trescott, Víctor Carvajal, Marcelo Rodríguez, Sebastián Vallejo, Daniel Rocchi, Scarlett Brenes, Isaac Baldizón, Esteban Cañas, Catalina Soto, Danny Brizuela, Esteban Zarate, Adrián Alvarado, Jessica Arias, Alejandra Ulloa, Henry Carvajal, Sebastián Mora, Cristina Núñez, Heiner Madrigal, Andrea Alvarado, Adriana Brenes, Allan Brenes, Stephanie Miller, Arturo Sudassassi, Ferdinand Salazar, Sarah Linders, Krissia Villalta, Natalia Montero, Yomara Zúñiga y Lizzette Rincón. Un especial agradecimiento a Carlos Goicoechea por sus aportes verbales y escritos durante múltiples consultas. Al departamento de estudios básicos del Instituto Costarricense de Electricidad (ICE) por brindar los datos de sus estaciones meteorológicas. Se agradece a Scott Trescott por facilitar la fotografía de la figura 5C, 5B, así como múltiples fotografías con VANT para modelos fotogramétricos; a Víctor Carvajal por las fotografías 5A, 5D, 7A y 7C; Fausto Pérez por la fotografía de la figura 5B; Ferdinand Salazar por la fotografía 6A; Stephanie Miller por la fotografía 8D; y Astrid M. Aguilar por la fotografía 8C. Se agradece a la familia Solís Cubero por toda la hospitalidad brindada durante las exploraciones geológicas y espeleológicas. También a todos los guías de las Cavernas del Venado.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Alvarado, G. E., y Gans, P. B. (2012). Síntesis geocronológica del magmatismo, metamorfismo y metalogenia de Costa Rica, América Central. *Revista Geológica de America Central*, 46, 7-122. doi: 10.15517/rgac.v0i46.1836

- Argüello, A. (2021). *Estudio tectónico y kárstico de la región Venado de San Carlos* (Tesis de licenciatura inédita). Universidad de Costa Rica, San José, Costa Rica.
- Astorga, A. (1992). Descubrimiento de corteza oceánica mesozoica en el norte de Costa Rica y el sur de Nicaragua. *Revista Geológica de América Central*, 14, 109–112. doi: 10.15517/rgac.v0i14.13223
- Astorga, A., Fernández, J., Barboza, G., Campos, L., Obando, J., Aguilar, A., y Obando, L. G. (1991). Cuencas sedimentarias de Costa Rica: evolución geodinámica y potencial de hidrocarburos. *Revista Geológica de América Central*, 13, 25–59. doi: 10.15517/rgac.v0i13.13074
- Audra, P., y Palmer, A. (2013). The Vertical Dimension of Karst: Controls of Vertical Cave Pattern. En J. F. Shroder (ed.), *Treatise on Geomorphology* (Vol. 6, pp. 186–206). San Diego: Academic Press.
- Ballester C., L. E., Dobrinescu, M. M., Jager, G. C., y Mayers, I. R. (1995). An Integrated Geological and Geophysical Interpretation of the San Carlos Basin, Costa Rica. En R. L. Miller, J. A. Escalante, G. Reinemund y M. J. Bergin (eds), *Energy and Mineral Potential of the Central American-Caribbean Region. Circum-Pacific Council for Energy and Mineral Resources Earth Science Series* (Vol. 16, pp. 95–103). doi: 10.1007/978-3-642-79476-6_11
- Barboza, G., Fernández, J. a., Barrientos, J., y Bottazi, G. (1997). Costa Rica: Petroleum geology of the Caribbean margin. *The Leading Edge*, 16(12), 1787–1794. doi: 10.1190/1.1437582
- Brandes, C., y Winsemann, J. (2018). From incipient island arc to doubly-vergent orogen: A review of geodynamic models and sedimentary basin-fills of southern Central America. *Island Arc*, 27(5), 1–31. doi: 10.1111/iar.12255
- Cabras, S., De Waele, J., y Sanna, L. (2008). Caves and karst aquifer drainage of supramonte (Sardinia, Italy): A review. *Acta Carsologica*, 37(2–3), 227–240. doi: 10.3986/ac.v37i2.148
- Calvo, C., y Bolz, A. (1987). La secuencia de Venado, un estuario lagunar tropical del Mioceno Medio, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 6, pp. 1–24.
- Camacho, J. (2015). *Caracterización Geofísica y Neotectónica de la Falla Cote-Arenal, Costa Rica* (Tesis de licenciatura inédita). Universidad de Costa Rica, San José, Costa Rica.
- Chebotarev, I. I. (1955). Metamorphism of natural waters in the crust of weathering-3. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 8(4), 198–212. doi: 10.1016/0016-7037(55)90053-3
- D'Angeli, I. M., Parise, M., Vattano, M., Madonia, G., Galdenzi, S., y De Waele, J. (2019). Sulfuric acid caves of Italy: A review. *Geomorphology*, 333, 105–122. doi: 10.1016/j.geomorph.2019.02.025
- Denyer, P, y Alvarado, G. E. (2007). *Mapa Geológico de Costa Rica* [Escala 1:400000]. San José: Librería Francesa.
- Denyer, Percy, Vargas, C., Lücke, O. H., y Solano, J. P. (2019). Deformación y geomorfología. En Perspectiva geológica del noroeste de Costa Rica. En P. Denyer (ed.), *Perspectiva geológica del noreste de Costa Rica. Historia, evolución y cartografía* (pp. 275–299). San José, Costa Rica: Editorial de la Universidad de Costa Rica.
- Engel, A. S. (2007). Observations on the biodiversity of sulfidic karst habitats. *Journal of Cave and Karst Studies*, 69(1), 187–206.

- Farrant, A. R., y Smart, P. L. (2011). Role of sediment in speleogenesis; sedimentation and paragenesis. *Geomorphology*, 134(1–2), 79–93. doi: 10.1016/j.geomorph.2011.06.006
- Ford, D. C. (1971). Geologic structure and a new explanation of limestone cavern genesis. *Transactions of the Cave Research Group of Great Britain*, 2(13), 81–94.
- Ford, D. C., y Ewers, R. O. (1978). Development of Limestone Cave Systems in the Dimensions of Length and Depth. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 15(11), 1783–1798. doi: 10.1139/e78-186
- Ford, D. C., y Williams, P. (Eds) (2007). *Karst Hydrogeology and Geomorphology*. John Wiley & Sons Ltd. doi: 10.1002/9781118684986
- Gabrovšek, F., Häuselmann, P., y Audra, P. (2014). “Looping caves” versus “water table caves”: The role of base-level changes and recharge variations in cave development. *Geomorphology*, 204, 683–691. doi: 10.1016/j.geomorph.2013.09.016
- Gazel, E., Alvarado, G. E., Obando, J., y Alfaro, A. (2005). Geología y evolución magmática del arco de Sarapiquí, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 32, 13–31. doi: 10.15517/rgac.v0i32.4242
- Gazel, E., Carr, M. J., Hoernle, K., Feigenson, M. D., Szymanski, D., Hauff, F., y Van Den Bogaard, P. (2009). Galapagos-OIB signature in southern Central America: Mantle refertilization by arc-hot spot interaction. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(2). doi: 10.1029/2008GC002246
- Grupo Espeleológico Anthros (GEA). (2007). *Caverna Menonitas* [Escala 1:6666]. San José: Grupo Espeleológico Anthros.
- Ginés, A. (2009). Karrenfield landscapes and karren landforms. En A. Ginéz, M. Knez, T. Slabe, y D. Wolfgang (eds), *Karst rock features: karren sculpturing* (pp. 13–24). Postojna-Ljubljana: Institut za Raziskovanje krasa ZRC SAZU.
- Goicoechea, C. (2018). Exploración Caverna La Higuera. *Espeleo Informe*, 23, 13-14. Recuperado de http://anthros.org/wp-content/uploads/2018/07/EICR_Vol23.pdf
- Goicoechea, C. (2008). Dye-Tracing en el (nuevo) Sistema Kárstico “Grieta Imposible” - Caverna “Gabinarraca”. *Espeleo Informe*, 2, 14-16.
- Goicoechea, C. (2009). *La Caverna de Gabinarraca o caverna de Venado*. San José: UNED.
- Goicoechea, Carlos. (Ed.) (2015). *Proceso histórico de la espeleología en Costa Rica*. San José, Costa Rica: Grupo Espeleológico Anthros.
- Häuselmann, A. D., Häuselmann, P., y Onac, B. P. (2010). Speleogenesis and deposition of sediments in Cioclovina Uscată Cave, Sureanu Mountains, Romania. *Environmental Earth Sciences*, 61(8), 1561–1571. doi: 10.1007/s12665-010-0470-1
- Häuselmann, P. (Ed.) (2012). *UIS Mapping Grades*. Survey and Mapping Working Group, UIS Informatics Commission. Recuperado de <http://www.uisic.uis-speleo.org/UISmappingGrades.pdf>
- Häuselmann, P. (2016). *Karst surface symbols*. Recuperado de <https://sghbern.ch/newsghbern/karst-surface-symbols/>
- Hempel, J. (1989). *Report of the 1982 Expedition to Barra Honda National Park*. Alabama: National Speleological Society.

- Hill, C. (1995). Sulfur redox reactions: hydrocarbons, native sulfur, Mississippi Valley-type deposits, and sulfuric acid karst in the Delaware Basin, New Mexico and Texas. *Environmental Geology*, 25(1), 16–23. doi: 10.1007/BF01061826
- Holdridge, L. R. (1967). *Life zone ecology*. San José: Tropical Science Center.
- Hungr, O., Leroueil, S., y Picarelli, L. (2014). The Varnes classification of landslide types, an update. *Landslides*, 11(2), 167–194. doi: 10.1007/s10346-013-0436-y
- Jones, W. K. (2005). Karst Water Tracing. En D. Culver y W. B. White (eds.), *Encyclopedia of Caves* (pp. 321–329). doi: 10.1016/B978-0-12-383832-2.00128-6
- Jouves, J., Viseur, S., Arfib, B., Baudement, C., Camus, H., Collon, P., y Guglielmi, Y. (2017). Speleogenesis, geometry, and topology of caves: A quantitative study of 3D karst conduits. *Geomorphology*, 298, 86–106. doi: 10.1016/j.geomorph.2017.09.019
- Klimchouk, A. (1995). Karst morphogenesis in the epikarstic zone. *Cave and Karst Science*, 21(2), 45–50.
- Klimchouk, A. (2009). Morphogenesis of hypogenic caves. *Geomorphology*, 106, 100–117. doi: 10.1016/j.geomorph.2008.09.013
- Lachniet, M. S., Asmerom, Y., Burns, S. J., Patterson, W. P., Polyak, V. J., y Seltzer, G. O. (2004). Tropical response to the 8200 yr B.P cold event? Speleothem isotopes indicate a weakened early Holocene monsoon in Costa Rica. *Geology*, 32(11), 957–960. doi: 10.1130/G20797.1
- Lismonde, B. (2000). Corrosion des coupoles de plafond par les fluctuations de pression de l'air emprisonné. *Karstologia: Revue de Karstologie et de Spéléologie Physique*, 35(1), 39–46. doi: 10.3406/karst.2000.2457
- Malavassi, V. E., y Madrigal, R. (1970). Reconocimiento geológico de la Zona Norte de Costa Rica. *Informes Técnicos y Notas Geológicas*, 38, 1–18.
- Mescua, J. F., Porras, H., Durán, P., Giambiagi, L., de Moor, M., Cascante, M., ... Poblete, F. (2017). Middle to Late Miocene Contractual Deformation in Costa Rica Triggered by Plate Geodynamics. *Tectonics*, 36(12), 2936–2949. doi: 10.1002/2017TC004626
- Monestel, Y. (2006). *Aproximación al mundo subterráneo de Costa Rica. El reto: explorar e inventariar*. San José, Costa Rica. Manuscrito inédito.
- Montero, B. W., Denyer, P., Barquero, R., Alvarado, E., Cowan, H., Machette, M. N., ... Dart, R. L. (1998). Map and Database of Quaternary Faults and Folds in Costa Rica and its Offshore Regions. USGS Open File Report, 98–481. Recuperado de <https://pubs.usgs.gov/of/1998/0481/report.pdf>
- Montero, W., Lewis, J. C., y Araya, M. C. (2017). The Guanacaste volcanic arc sliver of Northwestern Costa Rica. *Scientific Reports*, 7(1), 1–9. doi: 10.1038/s41598-017-01593-8
- Mora, S. (1981). *Barra Honda*. San José: EUNED.
- Mora, S. (1995). Karst Localities in Costa Rica and Their Geologic Background. *Earth Science Series*, 16, 379–386. doi: 10.1007/978-3-642-79476-6_52

- Obando, L. G. (1986). Estratigrafía de la Formación Venado y rocas sobreyacentes (Mioceno-Reciente) provincia de Alajuela, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 5, 73–104. doi: 10.15517/rgac.v0i05.12273
- Palmer, A. N. (1991). Origin and morphology of limestone caves. *Geological Society of America Bulletin*, 103, 1–21.
- Palmer, A. N. (2007). *Cave Geology*. Dayton, Ohio: Cave Books.
- Palmer, A. N., y Hill, C. A. (2005). Sulfuric Acid Caves. En D. C. Culver y W. B. White (eds), *Encyclopedia of caves* (pp. 573–581). Amsterdam: Elsevier/Academic Press.
- Peacock, N., y Hempel, J. (1993). Studies in the Rio Corredor basin. *The NSS Bulletin. Journal of Caves and Karst Studies*, 55(2), 134.
- Piper, A. M. (1944). A graphic procedure in the geochemical interpretation of water-analyses. *Transactions American Geophysical Union*, 25(6), 914–928.
- Pizarro, D. (1993). Los pozos profundos perforados en Costa Rica: aspectos litológicos y bioestratigráficos. *Revista Geológica de América Central*, 15, 81–85. doi: 10.15517/rgac.v0i15.13240
- Plafker, G. (1973). Field reconnaissance of the effects of the earthquake of april, 1973, near Laguna de Arenal, Costa Rica. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 63(5), 1847–1856
- Porras, J., López-Guerrero, P., Alvarez-Fernández, C., Fernández, A., y Gimeno, M. V. (1985). *Calidad y contaminación de las aguas subterráneas en España*. Madrid: IGME y EPTISA.
- Poulain, A., Rochez, G., Van Roy, J.-P., Dewaide, L., Hallet, V., y De Sadelaer, G. (2017). A compact field fluorometer and its application to dye tracing in karst environments. *Hydrogeology Journal*, 25, 1517–1524. doi: 10.1007/s10040-017-1577-1
- Quesada, G. (2010). *Caverna Vainicón* [Escala 1:473 planta y 1:223 perfil]. San José: Grupo Espeleológico Anthros.
- Rojas, M. (2019). *Geología de la Hoja Monterrey - 3247 I, Escala 1:50000*. San José: Dirección de Geología y Minas.
- Sen Gupta, B. K., Malavassi, L. R., y Malavassi, E. (1986). Late Miocene shore in northern Costa Rica: benthic foraminiferal record. *Geology*, 14(3), 218–220. doi: 10.1130/0091-7613(1986)14<218:LMSINC>2.0.CO;2
- Soto, G. J., y Alvarado, G. E. (2006). Eruptive history of Arenal Volcano, Costa Rica, 7 ka to present. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 157(1–3), 254–269. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2006.03.041
- Tristán, F. (1912). *Anales del centro de estudios sismológicos de Costa Rica año 1912*. San José. Recuperado de [http://www.sinabi.go.cr/biblioteca_digital/revistas/anales del centro de estudios sismologicos/anales del centro de estudios sismologicos 1911/du-Anales del Centro de Estudios Sismologicos.pdf](http://www.sinabi.go.cr/biblioteca_digital/revistas/anales_del_centro_de_estudios_sismologicos/anales_del_centro_de_estudios_sismologicos_1911/du-Anales_del_Centro_de_Estudios_Sismologicos.pdf)
- Ulloa, A. (2011). *Cueva Lázaro* [Escala 1:190]. San José: Grupo Espeleológico Anthros.
- Ulloa, A. (2012). *Cueva Piruco* [Escala 1:78]. San José: Grupo Espeleológico Anthros.
- Ulloa, Andrés, Aguilar, T., Goicoechea, C., y Ramirez, R. (2011). Descripción, clasificación y aspectos geológicos de las zonas kársticas de Costa Rica. *Revista Geológica de America Central*, 45, 53–74. doi: 10.15517/rgac.v0i45.1910

- Ulloa, Andrés, y Goicoechea, C. (2013). Geotourism Potential of Underground Sites in Costa Rica. *Tourist and Karst Areas*, 6(1), 43–56.
- Vargas, M. (2014a). *Cueva Lioncillo* [Escala 1:331]. San José: Grupo Espeleológico Anthros.
- Vargas, M. (2014b). *Pozo Catano* [Escala 1:200]. San José: Grupo Espeleológico Anthros.
- Veress, M. (2009). *Wandkarren*. En A. Ginés, M. Knez, T. Slabe, y W. Dreybrodt (eds), *Karst rock features karren sculpturing* (pp. 237–248). Postojna-Ljubljana: ZRC Publishing.
- Waltham, A. C., y Fookes, P. G. (2003). Engineering classification of karst ground conditions. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, 36(2), 101–118. doi: 10.1144/1470-9236/2002-33