

X JORNADAS NACIONALES DE GEOGRAFIA FISICA

Malargüe, Mendoza, 27 al 29 de marzo de 2014

**Organizadores: Instituto de Geografía, Facultad de Filosofía y Letras – U.N.Cuyo
y Red Argentina de Geografía Física**

LA PAYUNIA GUÍA DE VIAJE

DESCRIPCIÓN

La Payunia se localiza al este de la Cordillera de los Andes y se caracteriza por un vulcanismo de retroarco como consecuencia de la subducción tipo *back-arc* de la placa oceánica de Nazca bajo la continental Sudamericana en el Hemisferio Sur.

Su relieve general es el de una amplia altiplanicie interrumpida por numerosos volcanes que se elevan con diversas alturas producto de una dilatada actividad magmática en el tiempo que se manifiesta a través de todos los estilos eruptivos conocidos que han generado diversidad de relieves.

Presenta diferentes morfologías de lavas, elevados conos poligenéticos como los volcanes Payún Matrú y Payún Liso con más de 3.000 msmm y un gran número (más de 800) de conos volcánicos monogenéticos dispersos por todo el sitio, incluso ocupando las laderas del Payún Matrú que presenta una caldera en su parte superior con una laguna que en años poco lluviosos se seca, hecho que deja sin agua gran parte del área del volcán Payún Matrú.

Los relieves, el clima seco del lugar y la juventud de los últimos episodios volcánicos, probablemente históricos, configuran un paisaje conservado, como si las erupciones hubieran ocurrido “ayer”. La aridez que caracteriza a Payunia favorece la observación de la morfología volcánica con singular claridad y brinda la oportunidad de reconstruir los procesos volcánicos que ocurrieron en el pasado, poco modificados por la escasa ocupación humana en el presente.

Debido a las condiciones climáticas de Payunia, su ubicación geográfica, los contrastes topográficos y la amplia diversidad de volcanes, determinan una importante variedad de

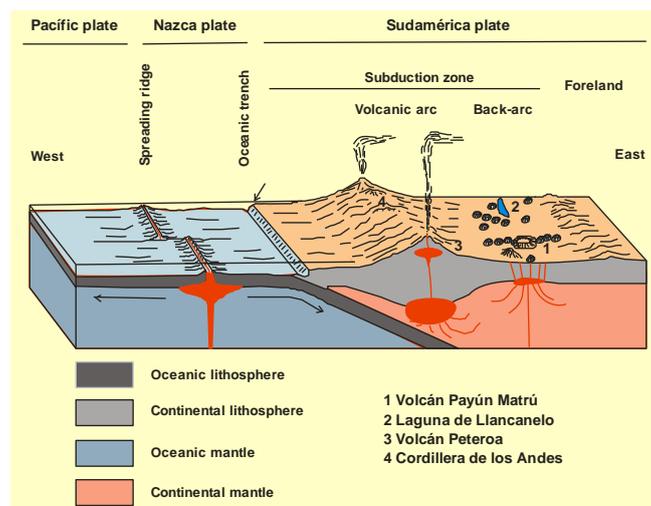
ambientes, lo cual se refleja en la diversidad florística y faunística. Convergen tres provincias fitogeográficas: Patagónica, del Monte y Altoandina. El intenso vulcanismo fue modificando el ambiente, creando condiciones ecológicas particulares que explicarían el importante número de endemismos.

En Payunia se habría formado un centro biocenótico como consecuencia de los eventos volcánicos ocurridos. Desde el punto de vista evolutivo, este "aislamiento" habría conducido a la aparición de numerosos endemismos que actualmente permiten hacer importantes interpretaciones sobre las relaciones filogenéticas y evolutivas de diferentes grupos de especies. En función de lo antedicho, Payunia reúne las condiciones para ser considerada una provincia fitogeográfica única, denominada "Provincia Fitogeográfica de La Payunia" donde se puede apreciar la convivencia de especies vegetales como jarilla, alpataco, piquillín, chañar, monte negro, cuerno de vaca, tomillo, retama, sampa, coirón, etc.

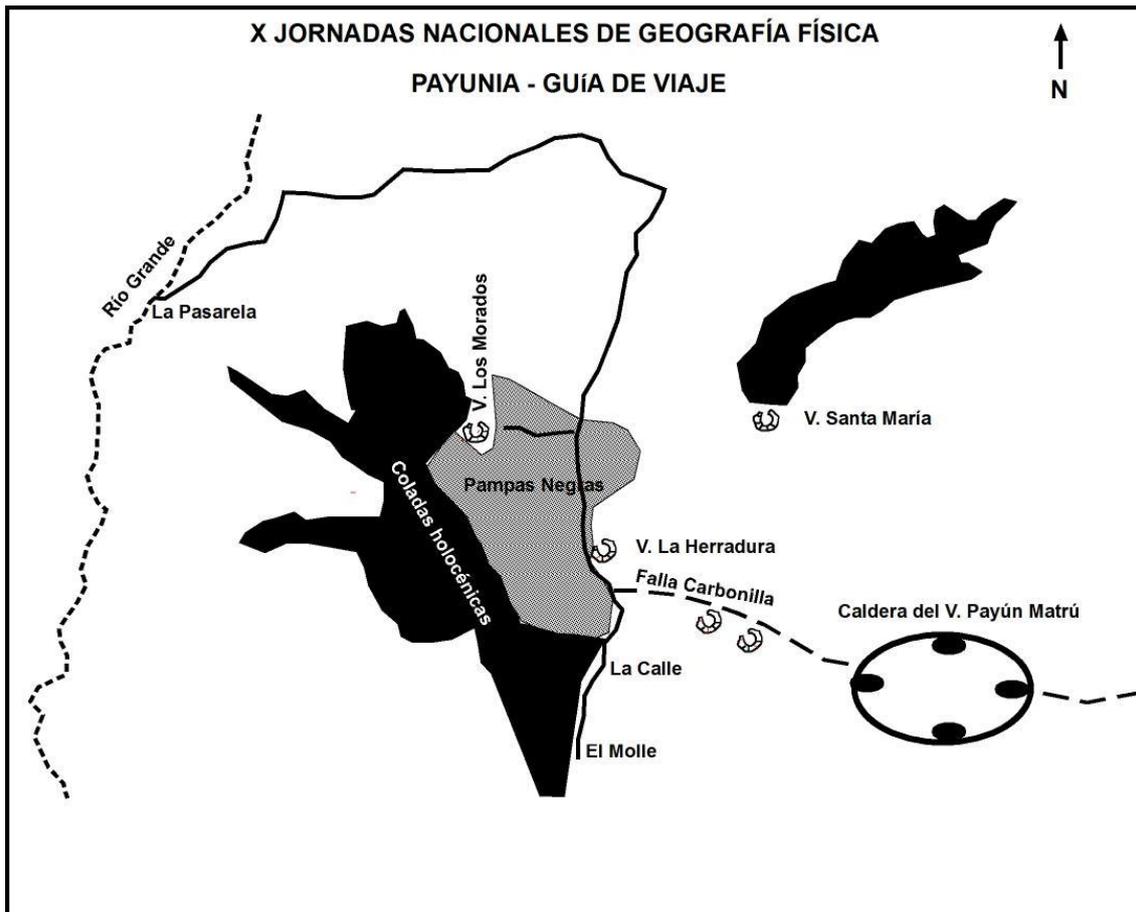
Respecto a su fauna, tres provincias biogeográficas de la región Neotropical están representadas en la región: Monte, Patagonia y Altoandina, y convergen en Payunia. En términos generales, posee especies típicas de ambientes áridos, estepáricos y montañosos, como así también especies de ambientes lacustres, que incorpora además elementos típicamente chaqueños y pampeanos.

Alberga una variada fauna representada por guanacos, choiques y piches. También es frecuente la presencia del puma, gato montés, zorro gris y colorado, y de chiñes o zorrinos aunque difíciles de observar por sus hábitos nocturnos y timidez. Entre las aves de rapiña no se puede dejar de mencionar al cóndor, habitante de las alturas más extremas de los farallones que delimitan la caldera del volcán Payún Matrú. Payunia posee una larga historia de ocupación humana, que se remonta a los últimos 7.000 años antes del presente. Constituye un espacio que reúne historias de exploraciones, abandonos, recolonizaciones e interacciones entre pueblos originarios, así como de permanencias y defensas del territorio.

Los primeros pobladores de la región conservaron un modo de vida nómada de tipo cazador/recolector hasta avanzado el Siglo XIX, el cual fue reemplazado por ocupaciones rurales (puestos) ganaderas dispersas que se conservan hasta la actualidad. En la historia reciente se destacan la aparición de emprendimientos económicos extractivos como son la minería y el petróleo. Posteriormente, la incorporación del turismo como eje de desarrollo local impulsa nuevos cambios, muchos de los cuales aún se encuentran en desarrollo.



Corte esquemático a la latitud del Payún Matrú, sin escala, donde se muestra la subducción de la placa de Nazca, por debajo de la placa de Sudamérica. El arco volcánico andino y el back-arc de Payunia son consecuencia de esta subducción



PARADA 1

La Pasarela

La Pasarela ($36^{\circ}18'46.22''S$; $69^{\circ}39'59.87''O$) es una forma de relieve originada por la gran afluencia de lavas desde el campo de Los Volcanes hacia el valle del río Grande formando un dique natural que embalsó un lago aguas arriba. En la actualidad, aguas arriba del antiguo embalse el valle del río Grande tiene en promedio 1.800 m de ancho, pero en el lugar donde las lavas inundaron el río el cauce se redujo a solamente 10 m de ancho y otros tanto de profundidad.

Además, en este sector del río se puede comprender fácilmente el proceso por el cual el agua cortó al basalto, que es una roca muy dura, extremadamente resistente a la erosión. Este proceso consiste en la acción de una o más piedras que quedan atrapadas en una depresión del lecho del río y giran en círculos por el movimiento del agua desgastando la roca en forma de tubos conocidos como marmitas. Restos de estas marmitas se observan en las empinadas paredes del cauce, que aun conservan las formas cóncavas de los bordes de las marmitas.

La composición de las lavas es basáltica olivínica y las lavas son pahoehoe cuya característica principal es la notable abundancia de túmulos. La edad de las mismas ha sido estimada por isótopos cosmogénicos en 41 ± 1 ka.

PARADA 2

Campo de lapillis “Pampas Negras”

Se relaciona con erupciones históricas (515 años AP) del volcán Los Morados. Es un depósito masivo de ceniza escoriácea negra y lapilli en la forma de manto continuo de decímetros a metros de espesor. Los lapillis negros se distribuyeron de suroeste a noreste condicionados por el viento en el momento de la erupción, cubriendo parcial o totalmente las laderas de diferentes conos de escoria. El espesor varía desde centímetros a metros según la topografía y la cercanía al aparato emisor. En la superficie de los lapillis son observables *ripples* eólicos o pequeñas dunas incipientes favorecidas por una cubierta vegetal (coirones) pobre y a veces nula. Los materiales tienen forma irregular, escoriáceos, vítreos o microcristalinos. Los tamaños más frecuentes varían entre 3 y 8 mm. El volumen total de los depósitos piroclásticos, incluyendo cono principal de Los Morados y Pampas Negras, es cerca de 0.3 km³. La superficie cubierta por el manto de lapilli se estima en 84 km².

PARADA 3

Volcán Payún Matrú y campos de bombas Las Lágrimas

En el sector volcánico occidental del volcán Payún Matrú, los volcanes monogenéticos expulsaron gran cantidad de bombas formando campos como el denominado Las Lágrimas. Las bombas y bloques presentan una proyección balística que cubren unos pocos cientos de metros. Las bombas y los bloques muestran diversidad de características morfológicas que indican la viscosidad variable de la erupción, así como las complejas influencias aerodinámicas en los fragmentos durante la erupción.

El volcán Payún Matrú es un volcán complejo de notable recurrencia en el tiempo, con emisiones lávicas y piroclásticas de gran envergadura. Su domo primitivo paleopleistocénico está expuesto en la denominada Nariz del Payún, talud de más de 200 metros de desnivel. En esta pared se advierte en los niveles inferiores, mantos basálticos que pasan a medida que se asciende, a andesitas, traquiandesitas y traquitas en la parte superior donde finalizaría el cono inicial. Es evidente que la acidez en la actividad del volcán se fue incrementando con el transcurso del tiempo.

Un evento fundamental en la evolución del Payún Matrú fue la formación de una caldera en la parte cuspidal. Su forma circular y amplitud inicial se vio reducida por el posterior sepultamiento y rellenamiento de la misma por emisiones lávicas y de piroclastos subsiguientes. La caldera presenta 8,5 km en su eje este – oeste y 9 km de norte- sur. Si bien su borde esta desdibujado por coladas de lavas posteriores a su formación, se le ha calculado unos 27,5 km de circunferencia.

La Nariz del Payún con una pendiente casi vertical, estaría relacionada con el desarrollo de una fractura circular que se produjo previo al colapso del ápice del antiguo domo. Representa, entonces, un abrupto escarpe de falla que circunda la caldera.

Dentro de la caldera y hacia el norte, existe una laguna de origen nivo - pluvial, claro ejemplo de un drenaje centrípeto. La laguna está rodeada de escoriales traquíticos y basálticos, disímiles por su coloración blanquecina - grisácea los primeros y oscuros los segundos. Estos escoriales han fluido hacia el interior de la caldera siendo también notorios depósitos superficiales de pómez.

La caldera se formó por un proceso de “explosión – colapso” o de “vaciamiento”, acompañado por una violenta expulsión de material ignimbrítico. Es probable que las voluminosas

erupciones que causaron el colapso de la caldera se hayan originado por el ingreso de magma basáltico en una cámara traquítica (mezcla de magmas).

Las rocas volcánicas de las que se proyectan las ignimbritas estaban conectadas en profundidad, con un reservorio magmático superficial, de tal modo que al aumentar la salida de este material, se produjo un descenso del nivel del magma en la cámara principal con el hundimiento del cono dentro de la cámara magmática. La posible altura inicial del volcán habría sido de 4.200 m y expulsándose 350 km³ de material. Las ignimbritas en el Payún Matrú tienen una amplia distribución areal/anular que circunda al volcán, alcanzando hasta 60 km de distancia desde el borde de la caldera, originando importantes campos que nivelan superficies y rellenan valles y depresiones cubriendo más de 2.200 km².

PARADA 4

Volcán Payún Liso

El volcán Payún Liso se levanta sobre una altiplanicie basáltica que fue sobre-elevada 200 a 300 m por los movimientos de la orogénesis Andina a fines del Mioceno. Es un estratovolcán cuyas rocas predominantes son traquitas con algo hialotraquitas y andesitas. Su construcción se habría producido durante el Pleistoceno asentándose el cono sobre basaltos terciarios. En las laderas orientales se observan largas y delgadas coladas de basaltos pleistocénicos que, según una medición radimétrica (Ar/K), su edad sería de 0,8 Ma. y cuyos focos de emisión se ubicarían a la mitad del cono y reconocibles por una visible ruptura de pendiente. Al pie del volcán se aprecian cortas coladas traquíticas que parecerían ser contemporáneas a coladas traquíticas de su vecino Payún Matrú.

Su actividad ha sido tipo estromboliana con predominio de emisión de piroclastos sobre lavas. El cono está erosionado por la acción de la arroyada concentrada originando profundos cortes y en algunos casos verdaderas torrenteras. También son comunes pequeñas coladas de barro con su cicatriz de desprendimiento visible. Las vertientes son colonizadas por la vegetación hasta la altitud de 3.000 msnm., luego hacia arriba, piroclastos desnudos e inestables dominan el cono. El cráter está abierto al este, tiene un diámetro norte - sur de 1 km, una circunferencia de 4 km y una profundidad aproximada de 50 m, relleno por piroclastos que forman taludes de escombros en las paredes del mismo.

PARADA 5

Volcán Los Morados

Es uno de los conos monogenéticos más representativos en el área. Los Morados es un ejemplo fantástico de cono de escoria en herradura asociado con una colada de lava aa. Erupcionó en un paisaje sin-eruptivo de pendientes empinadas. Esta condición pre-eruptiva determinó el destino del cono. Las características bien conservadas de Los Morados muestran evidencia de que sus partes importantes colapsaron y fueron arrastradas sobre la superficie de la colada que erupcionó en la base del aparato volcánico.

La edad de Los Morados es desconocida pero sería una de las formas de relieve más jóvenes en el campo (- 10.000 años) a juzgar por la morfología de coladas de lava aparentemente frescas, por la inclinación, su apariencia joven, el manto de lapilli rojizo a negro sin una red considerable de canaletas y una pared interna del cráter empinada.

El cono Los Morados (275 m de altura) es parte de una cadena de chimeneas que probablemente funcionaron en el mismo periodo eruptivo y fueron seguidas por alguna clase de patrón de figura con dirección este a oeste (sistema de la falla de Carbonilla). Al parecer Los Morados es

parte de un sistema volcánico que estuvo activo durante un tiempo prolongado. Es el volcán más joven en el sistema y es el origen de un importante episodio de caída de cenizas negras y lapillis en la región que dio origen a las llamadas Pampas Negras.

GUÍA VIAJE CUENCA EL RÍO SALADO

Cuenca del río Salado

La cuenca del río Salado constituye una sub-cuenca de la del río Atuel con la particularidad de ubicarse íntegramente en el Departamento de Malargüe al sur de la Provincia de Mendoza.

El río Salado se une al brazo meridional del río Atuel en la localidad de La Junta. El Salado es el mayor aporte del Atuel con 10.27 m³/seg. de módulo promedio anual, 57 m³/s de máximo *maximorum* y 2 m³/s de mínimo absoluto. El comportamiento de sus caudales es típico de un régimen de alimentación nivo – glaciar con máximos entre los meses de noviembre a enero y mínimos de abril y julio.

La cuenca del río Salado presenta una superficie de 690 km², un perímetro de 218 km de longitud, una elongación meridiana de 69 km y se extiende entre los 70° 11' 57.81" - 69° 26' 51.62" long. W y los 35° 03' 02.47" - 35° 17' 17.05 " lat. S. El 70% de la cuenca se desarrolla dentro del ambiente de la Cordillera Principal de Los Andes y, a partir de los 1.700 m.s.n.m. aproximadamente, comienza a formar parte del piedemonte malargüino, área donde ha elaborado su cono fluvio-glaciar Figura (N° 1).



Figura N° 1: Perfil topográfico oeste – este de la cuenca del río Salado.

La cuenca es recorrida por la Ruta Provincial N° 222 que parte de la Ruta Nacional N° 40 hacia el oeste. A lo largo de su recorrido se encuentran las localidades de Los Molles y Las Leñas, este último, centro de deportes invernales más importante de la provincia.

La cuenca se desarrolla entre los 3.500 y 1.400 m.s.n.m., presentando cumbres importantes como los cerros Las Leñas (4.351 m), Lagunitas (3.588 m), Torrecillas (3.771 m), Entre Ríos (3.444 m), El Deshecho (3.419 m), Potreritos de los Morros (3.789 m), etc..

El río Salado se forma por la confluencia de los arroyos El Deshecho y Las Leñas que tienen sus nacientes sobre los 3.000 m de altitud. El primero posee una dirección general sur – norte en su recorrido inicial, para girar luego al este. El A° Las Leñas posee sus nacientes en el C° de Las Leñas y en el cordón de Los Entumidos que sirve de divisoria de aguas con la alta cuenca del río Grande en el Valle Hermoso. Presenta una dirección general norte – sur y se une al Deshecho a los 2.050 m.s.n.m. para dar inicio al Salado que recorre la cuenca con dirección suroeste – noreste en un principio, para tomar luego orientación oeste – este en la localidad de Los Molles, dirección que

no abandona hasta su unión con el río Atuel. Estos cursos principales están alimentados por una red de arroyos permanentes nacidos de cuerpos de hielo descubierto y cubierto (glaciares rocosos) y por el derretimiento de la nieve. A estos se suman arroyos esporádicos que se ponen en funcionamiento por la fusión de la nieve o por lluvias a veces torrenciales de verano.



Aspectos Geomorfológicos

- Formas tectogénicas

. Cordillera Principal

La cuenca del río Salado se desarrolla aproximadamente en un 70 % dentro del ámbito de la Cordillera Principal que se presenta como un relieve joven, elevado durante la orogenia Andina acontecida durante el periodo Terciario. Los materiales de diversa composición litológica se encuentran fuertemente plegados y en algunos casos corridos. La cordillera alcanza alturas de más de 4.000 m.s.n.m como en el cerro Las Leñas (4.351m) cuya silueta corona el valle homónimo por el norte. Los cordones montañosos se encuentran disectados por un gran número de ríos permanentes tributarios del Salado y de cursos temporarios.

Formando parte de los contrafuertes orientales de la Cordillera Principal, se encuentra un área denominada Cañada Ancha cuya singularidad está dada por la variedad de modelados originados por un intenso tectonismo, formando la parte oriental de la denominada "Faja Plegada y corrida de Malargüe". En este sector, crestas, pliegues, hog - back son reconocibles, lo mismo que la presencia de importantes fallas regionales como la del Infiernillo.

- Formas litológicas

. Modelado kárstico

El afloramiento de importantes acumulaciones de yesos y la presencia de éstos formando sustratos bajo acumulaciones fluviales en la mayoría de los casos, han

permitido la conformación de importantes relieves kársticos como dolinas de colapsos y aluviales principalmente. Dentro de las primeras se pueden citar el Pozo de las Ánimas y Las Animitas ubicadas en la localidad de Los Molles. Las dolinas aluviales aparecen en numerosos sectores, pero el más destacado es un campo de dolinas que se desarrolla sobre una amplia bajada aluvial en el valle de Las Leñas, pocos kilómetros antes de arribar al centro de sky.

. *Formas volcánicas*

Las actividad volcánica en la cuenca se manifestó en diferentes periodos geológicos como en el Terciario y Cuaternario. Del vulcanismo más antiguo, restos de coladas de lavas básicas sobreviven a la erosión formando mesas lávicas en sectores del sur de la cuenca como resultado de una inversión del relieve volcánico.

Las coladas holocénicas muestran el cono que las originó y pertenecen a los tipos *aa* y en *bloques*. Dos exponentes de esta última categoría son visibles desde la ruta N° 222 que recorre la cuenca: la primera formando la conocida colada del Infiernillo y, otra colada en cuyo sector distal se ha formado la legendaria laguna de la Niña Encantada que en realidad se trata de una dolina de *cap rock* o de desplome de la cubierta de basaltos por disolución de yesos subyacentes.

- **Formas climatogénicas**

. *Modelado glaciar*

La presencia de hielo descubierto es muy escasa en la cuenca, solamente visibles en cotas superiores a los 4.000 m.s.n.m. ocupando el fondo de circos glaciarios o en algunas laderas como ocurre en el macizo del C° Torrecillas. Sin embargo, la acción de glaciares fue intensa durante el Pleistoceno dejando su impronta en circos que ocupan la parte superior de algunos valles y en la acumulación de material formando morrenas como la que se encuentra en la localidad de Las Leñas y sirve de asiento a instalaciones del complejo deportivo. Otros restos morrénicos son visibles dentro del valle del río Salado hasta cercanías de Los Molles (2.012 m) que sería el límite inferior del avance glaciar.

. *Modelado periglaciar*

El ambiente periglaciar está muy extendido ocupando laderas y valles por sobre los 2.600 m.s.n.m. aproximadamente. La actividad de los ciclos de congelamiento – descongelamiento permite una intensa dinámica de laderas siendo muy comunes los mecanismos de crioreptación, debris flow y lóbulos de soliflucción, criofracción, laderas con cobertura de bloques (taludes) y terracitas entre otros. Sin embargo, las formas periglaciares más importantes son los numerosos glaciares rocosos glaciogénicos que cierran, en la mayor parte de los casos, las cabeceras superiores de valles y son los de mayor extensión. Glaciares rocosos criogénicos se ubican en algunas laderas ocupando reducida extensión. La importancia hidrológica de estos glaciares es grande ya que aportan casi la totalidad de los caudales que forman el río Salado y a sus tributarios.

. *Formas de dominio árido*

Dentro de este grupo se destaca un reducido glacis que se encuentra al pie del frente oriental cordillerano. Es un plano inclinado generado por la erosión de diversas formaciones sedimentarias y se destaca en el paisaje por la regularización de su parte

superior y la discordancia angular que guarda con respecto al sustrato integrado por sedimentitas inclinadas por la tectónica. En su ámbito se encuentran explotaciones petroleras.

. *Modelado fluvial*

Sin duda los conos aluviales son las geoformas más numerosas y extendidas como en el caso del gran cono elaborado por el río Salado en su salida al piedemonte y que sirve de asiento a la localidad de La Junta y toda el área agrícola adyacente. El resto de los conos tiene su origen en los sedimentos depositados por los cursos de agua durante los deshielos o por las crecidas estivales producidas por lluvias a veces torrenciales. Los conos a veces se disponen de manera coalescentes formando bajadas aluviales en ocasiones con dolinas en su superficie al recubrir sustratos de yesos. Es también reconocible una terraza fluvial elaborada por el río Salado al inscribirse dentro de sedimentos aluviales por él mismo depositados lo que da prueba de un cambio en la dinámica del mismo a través del tiempo.

Clima

La cuenca, climáticamente, se encuentra influenciada por masas de aire provenientes del Pacífico (Anticiclón del Pacífico) en su parte montañosa con precipitaciones invernales y vientos regulares del oeste. A su vez el piedemonte presenta la influencia del Anticiclón del Atlántico con precipitaciones en verano dentro de un clima semiárido con tendencia al frío (Capitanelli, 1947).

Se pueden distinguir dentro de la cuenca diferentes pisos climáticos (modificado de Capitanelli, 1947):

- 1) *Clima glaciar o de cumbres* cuyo límite inferior está dado por el límite superior de la vegetación (3.500 m.s.n.m.) y se distingue por la caída de nieve en invierno, formación de pequeños cuerpos de hielo, desprovisto de vegetación y de bajas temperaturas, especialmente en invierno con registros de grados negativos.
- 2) *Clima nival* que se desarrolla entre los 3.000 y 3.500 m.s.n.m., con vegetación típicamente altoandina en un ambiente de escurrimiento del agua de fusión de las nieves. Se caracteriza por temperaturas más benignas que en el piso anterior, temporales y heladas menos frecuentes, ausencia de glaciares descubiertos pero presencia de glaciares rocosos por ser un ambiente periglacial.
- 3) *Clima de transición* que se da entre los 3.000 y 2.000 m.s.n.m., donde acción de la nieve aún tiene su influencia al igual que los procesos periglaciares aunque más atenuados debido a las temperaturas más elevadas. Si bien no se encuentra dentro de la cuenca, se pueden considerar los datos de la estación meteorológica ubicada en Valle Hemo como representativos de las condiciones imperantes en este piso climático (Figura N° 2), donde se aprecia que las precipitaciones revisten carácter invernal y las temperaturas bajo cero son comunes en invierno mientras que en verano no alcanzan valores importantes.

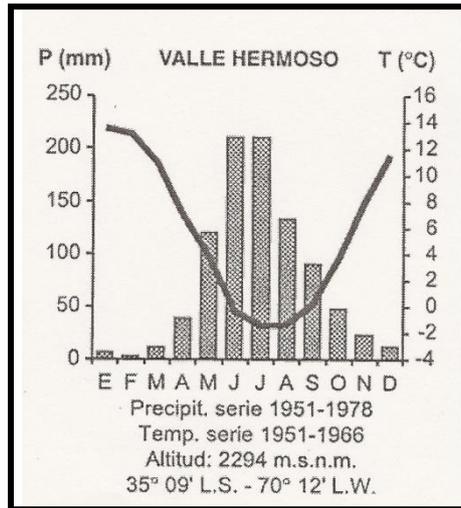


Fig. N° 2: Datos meteorológicos del Valle Hermoso (Fuente: Espizúa, 2000).

4) *Clima de valles* que se extiende entre los 2.000 y los 1.800 m.s.n.m. La distribución de las precipitaciones es irregular en el tiempo y en el espacio, proliferan vegas y las condiciones son más favorables para el hombre por un pronunciado cambio de clima hacia condiciones más confortables. Aparece la vegetación arbustiva e, incluso, plantas de flores vistosas. El clima es agradable en verano y facilita la afluencia de pastores veranantes desde principios de noviembre a abril.

5) *Clima de piedemonte*. Se presenta bajo los 1.800 m.s.n.m. y es dominado por la acción del anticiclón del Atlántico con lluvias estivales. El clima posee todos los caracteres típicos de las regiones a sotavento de una gran cadena de montañas, poca humedad y frecuentes vientos Foëhn (Zonda). Es un clima semidesértico, sin meses con exceso de agua. Las precipitaciones rondan los 300 mm en el Sosneado (Figura N° 3) y tanto la evapotranspiración potencial, como el déficit de agua, son elevados. Las masas de aire del S y SE también producen precipitaciones, sobre todo si son excitadas orográficamente. Las sudestadas muy fuertes ocasionan nieve no solo en las estribaciones orientales de las montañas, sino también en el piedemonte. Por último se presenta un período de heladas en otoño, invierno y primavera.

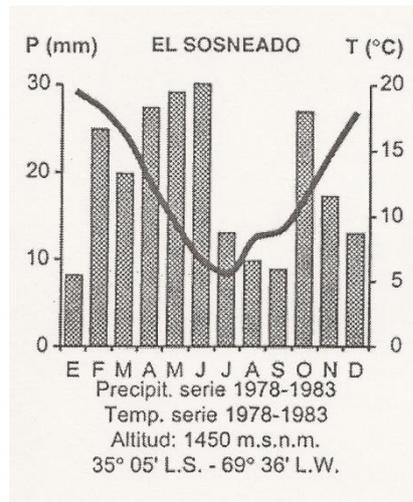


Fig. N° 3: Datos meteorológicos de El Sosneado (Fuente: Espizúa, 2000).

Flora y Fauna

La cuenca del río Salado es una zona de encuentro entre las provincias fitogeográficas del Monte Occidental y la Estepa Patagónica, integrada por elementos florísticos del Monte en las áreas más bajas y patagónicas y altoandinos en las laderas altas y cimas. La cuenca, desde el punto de vista fitogeográfico, se encuentra enclavada en un ambiente de transición (ecotono) entre la vegetación de las travesías y la vegetación de la Región volcánica de la Payunia. Esta condición explica la presencia de especies y asociaciones florísticas de ambas unidades de vegetación.

Ecorregión del Monte

La mayor parte de la flora de Mendoza está representada dentro de la Provincia del Monte. Este bioma se extiende desde los 24°35'S hasta 42°20'S.

El tipo de vegetación predominante en el monte es la estepa arbustiva alta, caracterizada mayormente por la comunidad del jarillal, con presencia de cactáceas columnares o cardones y bosques de algarrobos en algunas zonas. La cobertura herbácea es muy variable y depende fuertemente de las precipitaciones y del impacto de la ganadería. La comunidad más característica, y que le otorga unidad fito-sociológica a la región del Monte, es el jarillal o la estepa de *Larrea* (jarilla). Otra comunidad importante en el Monte son los “algarrobales” de *Prosopis flexuosa* y *P. chilensis*. Estos bosques son comunidades edáficas que se presentan en márgenes de ríos o en zonas de subsuelo húmedo con napa freática poco profunda.

En la cuenca del Río Salado esta ecorregión está claramente representada en la cuenca inferior. Las comunidades pertenecientes a la región del Monte, comparadas con las de patagonia y altoandinas, poseen especies con mayores requerimientos de temperatura y menores requerimientos de humedad.

Ecorregión Patagónica

La Provincia Patagónica en Mendoza se inicia desde el sur de la Precordillera de Mendoza, la región occidental de Neuquén y Río Negro, parte de Chubut, Santa Cruz y el norte de Tierra del Fuego. En el extremo septentrional de dicha Provincia se incluye el Distrito de la Payunia, que abarca las regiones volcánicas del sur de Mendoza y norte de Neuquén, en las que el suelo es muy permeable y árido dado que está formado por basaltos, escorias y tobas volcánicas.

En cuanto a los tipos de vegetación, se define como una región con rasgos florísticos muy particulares, donde existe un dominio de una estepa arbustivo herbácea con características ecotonales entre el Monte y la estepa Patagónica, con la presencia de numerosos endemismos genéricos como *Gallardoia* y específicos como *Prosopis castellanosii*, *Adesmia aucaensis* y *Condalia megacarpa*, entre otros, que son exclusivos de dicha área; algunos de ellos de distribución muy restringida dentro de la misma.

En la cuenca del Río Salado las comunidades patagónicas, comparadas con las de monte y altoandinas, poseen especies que son intermedias respecto a los requerimientos de temperatura y humedad.

Ecorregión Altoandina

La Provincia Altoandina ocupa el sector andino, extendiéndose por las altas montañas del oeste del país, desde el límite con Bolivia hasta Tierra del Fuego. Esta provincia fitogeográfica aparece en Mendoza por encima de los 3000 msnm, con su límite inferior entre los 2200-2300 msnm y el superior entre los 4200-4500 msnm, considerado éste el límite de la vida vegetal.

El relieve donde se desarrolla esta provincia corresponde a las altas montañas, con laderas suaves y escarpadas, cuyo suelo varía de rocoso a pedregoso-arenoso, generalmente suelto e inmaduro. En las depresiones donde se acumula la humedad se presentan suelos de tipo turbera. El clima es frío y seco, con precipitaciones níveas y fuertes vientos.

La vegetación se caracteriza por la presencia de estepas arbustivas y gramíneas, entremezclada con vegetación de vega y semidesierto de líquenes. Las familias mejor representadas en la región de montaña son las Asteráceas (Compuestas) y las Poáceas (Gramíneas). Entre los géneros predominan *Azorella* y *Oxalis*. Todos los vegetales presentan adaptaciones a las condiciones xéricas extremas y a la defensa contra el frío y el viento. Ruiz Leal (1959) describe las adaptaciones de las gramíneas como matas bajas y compactas, formando círculos o semilunas, causado por la acumulación de nieve y sedimento. Cabe mencionar que las plantas en esta provincia fitogeográfica se caracterizan por el gran desarrollo del aparato subterráneo y la reducción aérea.

En la cuenca del Río Salado esta ecorregión está claramente representada la parte alta de la cuenca. Las comunidades altoandinas, comparadas con las de monte y patagonia, poseen especies con menores requerimientos de temperatura y mayores de humedad.

- Ecotonos

Los límites entre las comunidades vegetales no se manifiestan de forma brusca, sino que existen áreas ecotonales. La transición entre las provincias fitogeográficas de la Patagonia y del Monte se produce de manera gradual en diferentes zonas, en especial en aquellas donde no existen discontinuidades geomorfológicas que determinen cambios

altitudinales importantes. La zona de transición ocurre donde la influencia de masas de aire provenientes del Océano Atlántico, determina un cambio gradual en el régimen térmico (mayor amplitud térmica) e hídrica (menor concentración invernal de las precipitaciones). Obviamente, este límite de las masas de aire fluctúa entre años. Esto contribuiría a generar áreas ecotonales en cuanto a la estructura de la vegetación.

En general podría establecerse que cuando las alturas superan los 1800 msnm las comunidades esteparias son netamente patagónicas, con *Mulinum spinosum*, y especies de *Azorella*, *Adesmia*, *Maihuea*. Pero al descender, los matorrales a los 1400 msnm están compuestos por *Stillingia patagónica*, *Anarthrophyllum rigidum*, *Ephedra ochreatea*, *Coliguaya integerrima*, *Berberis grevilleana* y elementos del Monte como *Larrea nitida*, *Senna arnottiana*.

La cuenca del Salado tendría una mayor proporción de elementos botánicos pertenecientes a la Provincia Patagónica desde los 1.500 msnm hasta los 2.300 msnm., en tanto muchos elementos propios de la provincia fitogeográfica del Monte se encuentran distribuidos mayormente hasta los 1800 msnm. La vegetación de la provincia Altoandina está representada por ejemplares de *Adesmia obovata*, yaretas o plantas en cojín como *Mulinum crasifolium* Phil. y *Adesmia subterranea*, otras especies de este tipo son *Oxalis bryoides* Phil., *Verbena minutiflora* Briq. ex Moldenke, *Azorella mucamentacea* (Phil.) Hauman y la provincia Patagónica está caracterizada por la presencia de *Adesmia pinifolia* Gillies ex Hook & Arn, hay coironales de *Stipa tenuissima* Trin., *Stipa speciosa* Trin. & Rupr. y *Stipa chrysofila* E. Desv.

La fauna de la cuenca del río Salado ha sido estudiada de manera fragmentaria. Se describen a continuación los estudios relevantes en el área, considerando los diferentes grupos taxonómicos.

Los pequeños mamíferos representados por pequeños, roedores y marsupiales. Las especies de roedores son un conjunto de especies altoandinas, patagónicas y de monte. Entre ellas se encuentran los cricétidos *Eligmodontia typus*, *Graomys griseoflavus*, *Pyllostys xanthopygus*, *Abrothrix longipilis* y *A. olivaceus*, *Chelemys macronyx*, *Euneomys mordax* y *E. chinchilloides*, *Loxodontomys micropus* y *L. pikumche*. Entre los caviomorfos se citan el tunduque (*Ctenomys sp.*) y el cuis (*Microcavia australis*) Entre los marsupiales se encuentra la marmosa o comadreja enana (*Thylamys pallidior*).

Entre los mamíferos medianos se destaca la vizcacha de la sierra o chinchillón (*Lagidium viscacia*), en los roquedales volcánicos como los de la Laguna de la Niña Encantada y el Infiernillo. Exclusivamente en zonas de planicie, en la zona oriental de la cuenca, se encuentran especies típicamente de monte como la vizcacha (*Lagostomus maximus*) o patagónicas como el pichi *Zaedyus pichiy*. Entre los mamíferos medianos se destacan dos especies exóticas, la liebre europea (*Lepus europaeus*) ampliamente distribuida y el conejo europeo (*Oryctolagus cuniculus*) restringida a humedales.

Entre los mamíferos grandes podemos diferenciar a los herbívoros, como el guanaco (*Lama guanicoe*) que puede considerarse extinto a nivel local en la cuenca del Río Salado, y su rol ecológico ha sido reemplazado por el ganado.

Por otro lado, los carnívoros de tamaño mediano y grande, están representados por félidos. Entre ellos el puma (*Puma concolor*). También se encuentran diferentes especies de gatos (gato del pajonal, *Leopardus colocolo*, gato montés, *Leopardus geoffroyi* y probablemente gato andino, *Leopardus jacobita*), los cánidos que están

representados por los zorros colorado y gris (*Lycalopex culpaeus* y *L. griseus*) y otros carnívoros como el zorrino (*Conepatus chinga*) y hurón (*Galictis cuja*).

Los mamíferos amenazados de extinción que se encuentra presente en la cuenca del Río Salado es el gato del pajonal (*Leopardus colocolo*) y posiblemente el gato andino (*Leopardus jacobita*). Entre las aves, las especies amenazadas son el cóndor (*Vultur gryphus*) que se encuentra a mayores alturas y el choique (*Rhea pennata* = *Pterocnemia pennata*) habitante del llano (Birdlife International).

Otras especies de aves presentes en la cuenca son las rapaces como jotes, aguiluchos (*Buteo* sp), águilas como los juveniles de águila mora (*Geranoaetus melanoleucus*) que son comunes de observar, halcones (*Falco* sp), chimangos (*Milvago chimango*), caranchos (*Polyborus plancus*), y lechuzas (ej. ñacururtú, *Bubo virginianus*). En la cuenca del Río Salado encontramos palomas (Familia Columbidae), y agachonas (Familia Tinocoridae). En cuerpos de agua como lagunas y bordes de arroyos es común poder avistar gallaretas, garzas y patos. El pato del torrente (*Merganetta armata*), es una especie amenazada con escasos registros en la cuenca del Río Salado. Entre los paseriformes se destacan las especies de los géneros *Phrygilus* (yales y comesebos), *Sicalis* (jilgueros), *Cinclodes* (remolineras), como también chingolos (*Zonotrichia capensis*), loicas (*Sturnella loyca*), pico de plata (*Hymenops perspicillata*), entre otros. Entre las especies comunes de encontrar en mallines, se distinguen los cauquenes (*Chloephaga picta*) y bandadas de cuervillos (*Plegadis chihi*) y bandurrias (*Theristicus melanopis*). En estos ambientes también sería posible encontrar una especie categorizada como en peligro crítico, el cauquén colorado (*Chloephaga rubidiceps*), que es un migrador invernal.

Entre los reptiles, encontramos comúnmente especies del género *Liolaemus*, de las cuales algunas tienen su distribución en Argentina y Chile. También están presentes especies del género *Phymaturus*, típicas de lugares rocosos. Son especies endémicas, es decir, que poseen una distribución geográfica muy restringida.

Entre los anfibios se destaca la presencia de *Rhinella spinulosa* en los cursos de agua. La fauna ictícola autóctona ha sido modificada en gran medida por la introducción de los salmónidos, sin embargo en algunos arroyos todavía es importante la presencia de los bagres autóctonos (*Trichomycterus areolatus*).

CAVERNA DE LAS BRUJAS

GUÍA DE VIAJE

GEOMORFOLOGÍA DEL ÁREA DE LA CAVERNA DE LAS BRUJAS

La Cordillera Principal en la Provincia de Mendoza, es asiento de acumulaciones de calizas que posibilitan la generación de interesantes relieves kársticos. En gran parte del Departamento de Malargüe, las calizas afloran generalmente muy tectonizadas lo que da lugar a la formación de dolinas, simas, cavernas, etc., que son, y han sido, atractivo permanente para investigadores y turistas, especialmente una de las bellezas de la naturaleza en la Argentina: La Caverna de las Brujas.

La zona calcárea de Malargüe-Bardas Blancas, constituye el mejor ejemplo de paisaje kárstico de los Andes argentinos. Dentro de esta área, la Caverna de las Brujas y otras formas aledañas, constituyen las manifestaciones de endokarst más importantes de Argentina. Actualmente la cueva forma parte de un espacio natural protegido y se ha convertido en un punto de gran interés espeleológico y un foco de atracción del turismo ya que es una caverna abierta a la visita del público.

La zona kárstica de la Caverna de las Brujas se localiza en el Departamento de Malargüe, al sur de la provincia de Mendoza a unos 35° latitud sur. A ella se accede desde la ciudad de Malargüe por la Ruta Nacional N° 40 hasta alcanzar el río Grande cerca de la localidad de Bardas Blancas (Figura 1), desde donde se toma un camino consolidado que conduce a este espacio natural.

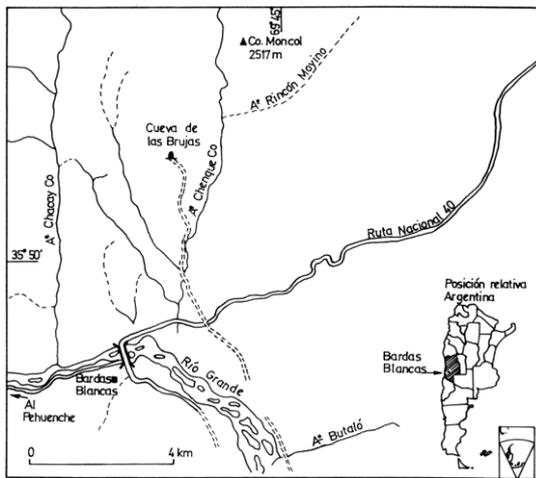
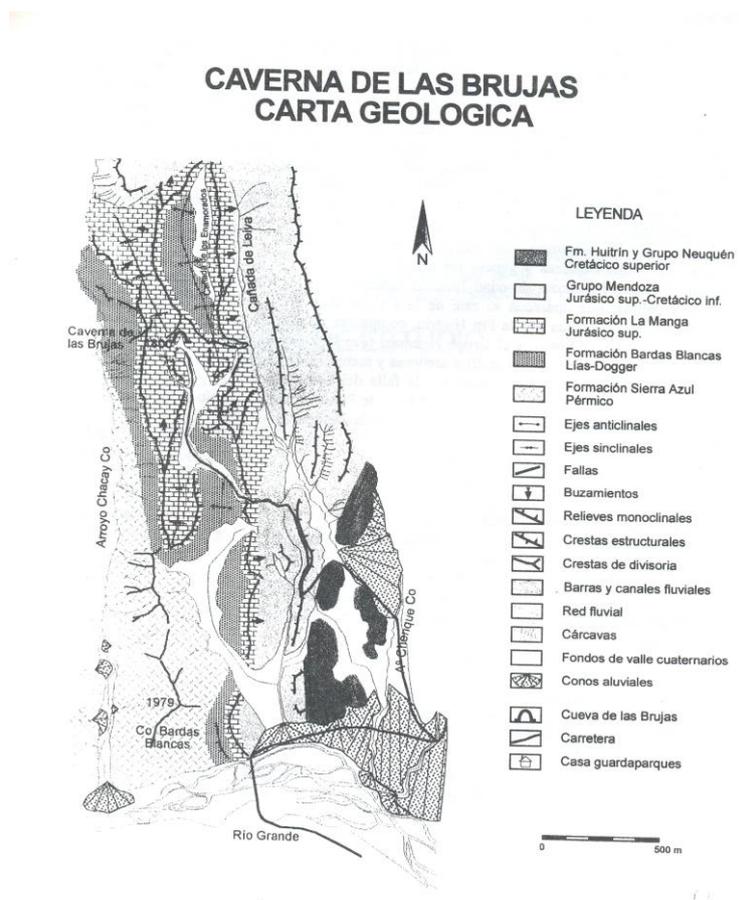


Figura N° 1: Ubicación de la Caverna de las Brujas y área de estudio

Desde el punto de vista topográfico se trata de una zona montañosa perteneciente a la Cordillera Principal mendocina, con alturas que oscilan entre los 1.500 m del valle del río Grande y los 2.517 m del Cerro Moncol, en el límite norte del área de estudio. Dos afluentes del río Grande, los Arroyos Chacay-co y Chenque-co, se disponen de norte a sur siguiendo directrices estructurales y drenan esta zona, constituyendo junto al río principal los niveles de base locales. El río Grande se caracteriza por poseer un valle amplio ocupado por un sistema de canales y barras de tipo *braided*, ya que es un curso torrencial alimentado por las descargas de agua de fusión nival y pluvial de la alta cordillera, presentando caudales medios anuales en torno a los 100 m³/seg. A partir de Bardas Blancas, el río gira bruscamente desde su dirección normal para colocarse en dirección meridiana siguiendo una falla de gran desarrollo regional.

El área considerada abarca materiales sedimentarios mesozoicos, afectados por una intensa actividad tectónica terciaria. El núcleo central del espacio estudiado se compone de formaciones jurásicas y cretácicas, Por una parte, el Lías-Dogger está formado de areniscas y microconglomerados gris-amarillentos de la Fm Bardas Blancas. Estos materiales poco resistentes afloran, semicubiertos por depósitos cuaternarios, en el fondo de los valles y poljes y en las laderas de los principales relieves. El Malm (Oxfordiense principalmente) se compone de las calizas grises, con abundantes fósiles y nódulos de sílex de la Fm La Manga que abarca también los yesos de la Fm Auquílco.

Esta formación es la que presenta el mejor desarrollo de las formas exo y endokársticas y genera los principales relieves estructurales de la zona. Por encima, el Grupo Mendoza, de edad Jurásico superior-Cretácico inferior, está formado por arcillas y pelitas. Por último, el Cretácico se continúa por la Fm Huitrin, compuesta de calizas arenosas y dolomíticas, con intercalaciones de yesos, y el Grupo Neuquén del Cretácico superior, formado por arcillas arenosas y areniscas de color rojizo. Las pulsaciones de la tectónica andina, desde el Cretácico superior hasta el Plioceno, han generado la tectonización de estas formaciones que se traduce en pliegues y fallas de dirección norte-sur (Figura 2).

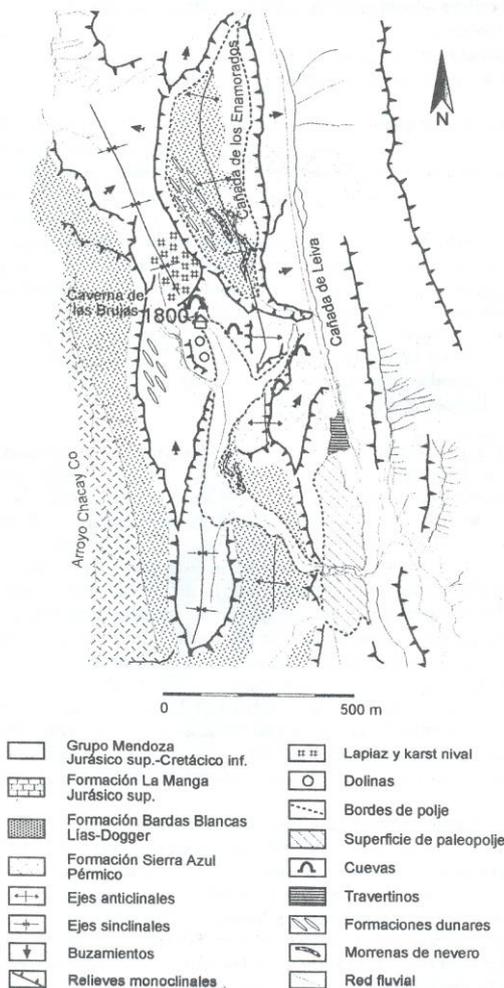


La geomorfología de la región está dominada por los relieves estructurales modelados a partir de las formaciones La Manga y Grupo Mendoza, que se alinean de norte a sur dirigiendo el drenaje de la red de afluentes del río Grande.

Hay que destacar las cuestas de calizas del sector de las Brujas, en donde el relieve adopta una disposición en estructuras derivadas e invertidas, como son los sinclinales colgados, las combes abiertas en los anticlinales de las Brujas y de la Cañada de los Enamorados, marginadas por escarpes calizos muy abruptos, o las barras y hog-bak dominantes en las litologías resistentes del Grupo Mendoza y de la Fm. Huitrin.

A pesar de este carácter estructural que domina en la región, también hay que destacar, desde el punto de vista morfogenético, dos importantes testimonios evolutivos del relieve, que han determinado las características definitivas de esta zona andina: por una parte, el modelado kárstico y, por otra, las morfologías resultantes de la acción de los procesos fríos cuaternarios (Figura 3).

CAVERNA DE LAS BRUJAS CROQUIS GEOMORFOLOGICO



- Modelado exokárstico

No sólo se ha manifestado en la evolución interna del macizo calcáreo, dando lugar al sistema de galerías y cavidades endokársticas, sino que ha dejado importantes huellas en la superficie exterior. Actualmente, el exokarst no refleja una actividad excesivamente grande, pero las formas creadas durante su evolución cuaternaria muestran la destacada incidencia que debieron tener en el pasado reciente los procesos ligados a la disolución/carbonatación de las formaciones jurásicas. Se puede clasificar estas formas en dos conjuntos: las grandes depresiones fluvio-kársticas o poljes y las formas menores, tales como pequeñas dolinas y amplios campos de lapiaz.

En el entorno más cercano a la Caverna de las Brujas se han identificado dos **paleopoljes**: Valle de las Brujas y Cañada de los Enamorados, aunque estas formas también pueden ser observadas, más degradadas por la erosión fluvial posterior, en el norte de esta zona, extendiéndose hasta las proximidades del cerro Moncol. En cualquier caso, por diferentes elementos observados sobre el terreno, todo el conjunto parece responder a una evolución conjunta de grandes depresiones conectadas, que han sido posteriormente individualizadas por la incisión de la red fluvial. Por su génesis, estos poljes se pueden clasificar como estructurales, ya que se alargan predominantemente siguiendo las líneas marcadas por pliegues y fallas, es decir de norte a sur. Quedan marginados por escarpes abruptos de calizas, que en ambos casos pertenecen a la Fm La Manga, ocupando el interior de *combes* abiertas en los núcleos de los anticlinales de las Brujas y de la Cañada de los Enamorados. Su fondo se ha ampliado aprovechando afloramientos de las series inferiores, correspondientes a las arenas de la Fm Bardas Blancas. Estas aparecen recubiertas, en la mayoría de los casos, por acumulaciones cuaternarias de origen fluvial, depósitos eólicos, bloques de gravedad procedentes de las cornisas y algunas morfologías de génesis periglacial.

Aunque en su origen debieron funcionar como cuencas cerradas, sin embargo en la actualidad se han convertido en valles fluviales conectados con la red general del río Grande. Como se ha indicado, existen algunos restos que evidencian la existencia de conexiones entre poljes que han ido cambiando por capturas y las diferentes profundizaciones fluviales. Se puede destacar dos aspectos: por una parte, la unión de la Cañada de los Enamorados con la de Leiva, ya que tras haber mantenido un fondo de polje prácticamente plano, se produce un repentino encajonamiento en las calizas de La Manga, generado en época reciente, que mantiene fuertes rupturas de pendiente, con cascadas en épocas de lluvia, pozas escalonadas y huellas de abrasión en las paredes, observándose incluso restos de cavidades internas, que han debido ayudar a la apertura y captura del polje hacia la Cañada de Leiva.

Por otra parte, el polje de las Brujas presenta restos de una antigua conexión en su sector noreste mediante un estrecho valle a través del cual penetraba la Cañada de Leiva hacia el polje de las Brujas, conservándose un cono aluvial de dicho paleocauce; seguramente la propia Cañada de Leiva debió ser capturada por erosión remontante de la red del río Grande, dejando colgado el antiguo cauce. Lo mismo ocurre con la salida del polje de las Brujas, que has creado por un paso estrecho a través de una barra caliza, a la que se conserva adosada una superficie de aplanamiento extensa perteneciente seguramente a otro antiguo fondo de polje, que la incisión de la Cañada de Leiva ha dejado aislada. Todo parece indicar que tanto éste último como el de las Brujas fueron capturados finalmente por la de Leiva.

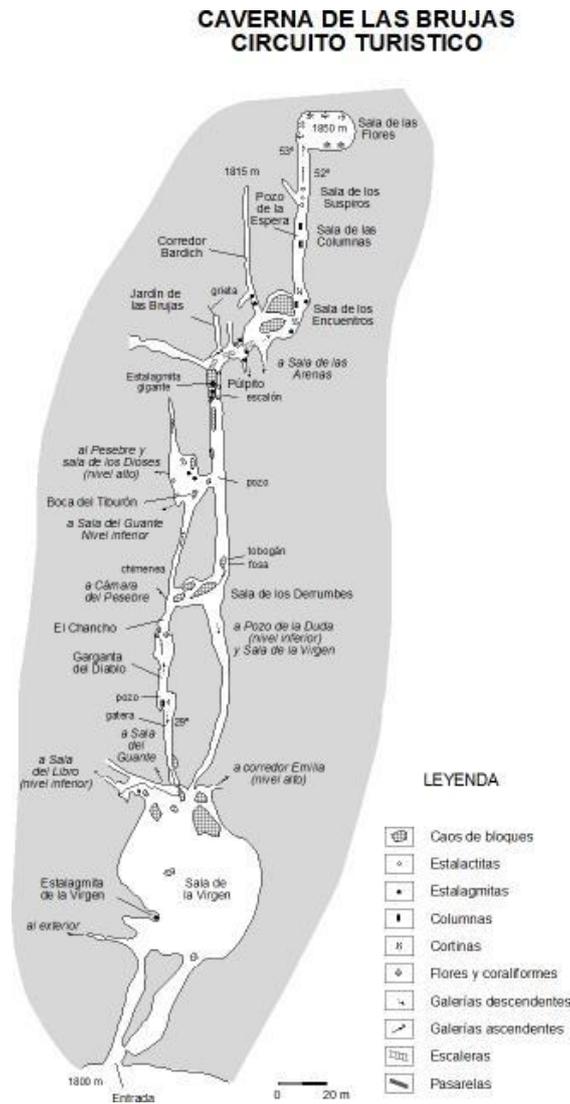
En segundo lugar, hay que resaltar la existencia de pequeñas **dolinas** en el entorno de la Caverna de las Brujas y, sobre todo, extensos **lapiaces** surcando la superficie caliza. Los mejores ejemplos se han localizado justamente en los niveles calizos situados por encima de la caverna, que buzan suavemente hacia el oeste. Se reconocen lapiaces estructurales, dispuestos siguiendo las líneas principales de fracturación; lapiaces meandriformes (*meanderkarren*) sobre superficies de escasa pendiente; lapiaces de picos (*spitzkarren*), que no superan de 0,5 a 1 cm de altura, así como microlapiaces estructurales junto a microvermiculaciones, ambas escasamente incididas.

Estos tipos de lapiaces se han generado en condiciones claramente de roca desnuda, sin suelo y materia orgánica superficial, como lo demuestra el hecho de que no aparezcan lapiaces de tipo tubular u oqueroso, ni surcos y aristas redondeadas propios de lapiaces cubiertos, pero tampoco responde a los procesos de disolución por agua de escorrentía procedente de la lluvia, ya que están ausentes los lapiaces de surcos (*rillenkarrren*). Sin embargo, sí responden al modelo de lapiaces relacionado con la circulación lenta de agua de fusión nival, tanto superficialmente como por goteo bajo una capa de nieve persistente.

- Modelado endokárstico: La Caverna de las Brujas

La entrada de la caverna se sitúa a 1800 m.s.n.m., a 35° 48' lat. S. y a 69° 49' long. W. y orientada al suroeste. La cavidad presenta tres niveles de corredores principales. En el primero o intermedio, se encuentra el recorrido más conocido que se extiende casi horizontalmente con respecto a la entrada y por espacio de 200 m., el Circuito Turístico, denominado así por ser el único que recorren los turistas en sus visitas a la caverna (Figura 4). El segundo nivel o nivel alto, se desarrolla en forma casi horizontal pero 20 m por sobre el primero y el tercero está constituido por pasadizos que descienden a 20 m por debajo del intermedio.

El Circuito Turístico comienza en la misma entrada de la caverna y a los pocos metros de haber ingresado, se arriba a la gran Sala de la Virgen, que posee un ancho de 20 m por 8 m de alto y 30 m de longitud. Su denominación se debe a una columna estalagmítica que semeja la forma de esa santa imagen hoy degradada por la acción antrópica. El piso de la sala es arenoso y con presencia de ceniza volcánica proveniente de erupciones en la Cordillera de Los Andes. Se encuentra muy saqueada y prácticamente sin espeleotemas.



Abandonando esta sala, a través de un caos de bloques, se ingresa a una estrecha gatera, que luego de trasponerla se llega a la sala De los Derrumbes. Como su nombre lo indica, se trata de un espacio sembrado de bloques, todos de considerable volumen. En este punto, el recorrido se divide en dos corredores, el de la derecha conduce a la Sala de la Estalagmita Gigante, previo paso por un punto clave de la caverna, llamado Boca del Tiburón. Este sitio permite, a través de aberturas en el techo y piso, comunicarse con los niveles inferior y superior.

La Sala de la Estalagmita Gigante, llamada así por la presencia de una estalagmita de 1,50 m de alto, es de extrema belleza, ya que junto a esta forma pavimentaria, se hallan otras de no menor belleza, como macizos estalagmíticos y grandes estalactitas, muy degradadas por el hombre. Por otra parte, aquí se puede observar un importante infiltración de agua, y por ende, el punto de mayor actividad de esta senil forma de conducción.

Luego de trasponer esta sala, se llega a la Sala de los Encuentros, caracterizada por bloques derrumbados de gran calibre, columnas estalagmíticas y estalactíticas, estalactitas y cortinas estalactíticas. Abandonada esta sala, se transita por un corredor que antiguamente se encontraba sembrado de columnas estalactíticas y estalagmíticas (Sala de las Columnas), como así también de bellas estalactitas, la mayor parte impactada por la acción humana que ha derivado incluso en la desaparición de muchos espeleotemas.

Finalmente, el circuito concluye en la Sala de Las Flores, la que se sitúa a 1850 m.s.n.m., caracterizada por paredes tapizadas por formaciones parietales semejantes a hongos o corales achaparrados de carbonato. En ella se pueden encontrar colémbolos, fauna común en estos medios. En este nivel intermedio, se encuentra también el Jardín de las Brujas, al cual se accede desde la Sala de la Estalagmita Gigante y el Pozo de la Duda al que se arriba desde la Sala de los Derrumbes.

El nivel inferior está compuesto por diferentes corredores que comunican con distintas salas como la Sala del Guante a la que se accede desde el punto donde se abandona la Sala de la Virgen o desde el Tiburón en el nivel intermedio. Otra sala de este nivel es la Sala del Libro, denominada así por encontrarse antiguamente en ella, un libro de visitas. El recorrido para visitarla es uno de los más extensos del nivel inferior y se accede

desde la Sala de la Virgen luego de un largo descenso se arriba a esta sala que se encuentra a 1770 m.s.n.m., donde se observa una interesante cantidad de cortezas calcáreas.

Otra sala del nivel inferior es la Sala de las Arenas a la que se arriba desde la Sala de Los Encuentros en el nivel medio. El trayecto es corto, encontrándose algunas estalactitas. El punto final está a 1780 m y el piso de la sala se caracteriza por la presencia de ceniza volcánica que desciende a través de una grieta desde la Sala de la Virgen.

El nivel superior presenta dos recorridos muy interesantes: el Corredor Emilia y la Cámara del Pesebre, conjuntamente con la Sala de Los Dioses. El primero parte directamente desde la Sala de la Virgen con una pronunciada pendiente en ascenso que se desarrolla entre columnas estalagmíticas y estalactitas, para culminar a 1820 m.s.n.m en una estrecha grieta de imposible tránsito. La Cámara del Pesebre y la Sala de los Dioses, que se ubican a 1820 m, son dos de los sectores de mayor belleza de la caverna por encontrarse su multitud de formas pavimentarias, combinadas, parietales, cenitales, etc., muy bien conservadas debido a su difícil acceso, lo que las protege de depredadores humanos. A ellas se accede directamente desde la Boca del Tiburón y desde la Sala de los Derrumbes.

La temperatura media de la cavidad varía entre 5° C de salas próximas a la entrada y 9,5° C de otras galerías situadas en las partes más internas. La humedad relativa media anual oscila entre el 65 % cerca de la entrada y el 89 % en salas con mayor presencia de agua. La cavidad que aparece en el núcleo de un pliegue sinclinal ocupado por las calizas de la Fm. La Manga y su geometría presenta una clara asimetría controlada por la fracturación principal paralela a las estructuras tectónicas regionales.

Debido al clima semiárido, en la actualidad la cueva presenta muy poca actividad hidrológica. La ausencia de suelo y las distintas micromorfologías de karst nival observadas sobre las calizas indican que la capacidad de corrosión del escaso volumen de las aguas de infiltración está relacionada con las precipitaciones invernales en forma de nieve. Las características químicas del agua, suministradas por el Laboratorio de la Dirección General de Minería del Gobierno de Mendoza, que circula indican una composición sulfatada-bicarbonatada cálcica. Este agua está subsaturada en yeso y cerca del equilibrio con respecto a la calcita. Como consecuencia la actividad espeleotémica actual es mínima. Finalmente, en relación con esta escasa actividad hidrológica, se ha detectado en el contacto con materiales impermeables, un punto de descarga del acuífero kárstico de poca importancia en el que aparece un edificio travertínico meteógeno de surgencia de dimensiones limitadas.

. Rasgos morfológicos del sistema kárstico de la Caverna de las Brujas

El análisis de la morfología de la Caverna de las Brujas pone de manifiesto, en primer lugar, un desarrollo controlado por la fracturación. En general, los pasillos representan fracturas verticales ensanchadas y dibujan un laberinto rectilíneo de planos verticalizados elongado según una orientación N-S que coincide con las principales estructuras tectónicas regionales.

Por lo que se refiere a la morfología de los pasillos se observan, con frecuencia, conductos cilíndricos de escala métrica. Se trata de pasillos horizontales con secciones circulares cuyo desarrollo está controlado por la intersección de fracturas principales (005° y 150°) con los planos de estratificación. Por otro lado se han observado cúpulas en los techos que tienen un desarrollo vertical ascendente que es controlado por la intersección de planos de fracturas. Evidentemente la geometría de estos conductos indica una circulación freática o forzada del agua en el interior del macizo karstificado.

Los conductos circulares horizontales presentan con frecuencia una incisión en la base dando geometrías en ojo de cerradura. Además las galerías que coinciden con planos de fracturas de orientación meridiana sufren una profundización marcada. Por otro lado, son frecuentes las marcas de disolución asimétricas o *golpes de gubia* en las paredes verticalizadas de los pasillos y galerías. Por tanto, las galerías observadas aparecen como consecuencia de una profundización vadosa a partir de conductos creados anteriormente en condiciones freáticas. Las características erosivas en el sistema kárstico de la Caverna de las Brujas indican una evolución similar al denominado desarrollo común de cuevas relacionado con aguas meteóricas descendentes.

La transición desde un flujo freático a otro vadoso debe de ser interpretada en términos de controles hidrológicos relacionados con el encajamiento de la red de drenaje y el descenso topográfico de los niveles de base. En la Cordillera de los Andes, las tasas de incisión fluvial y de denudación han sido muy altas como consecuencia del levantamiento observado a largo plazo.

. Depósitos asociados con la actividad kárstica de la Caverna de las Brujas

Los depósitos relacionados con la actividad del sistema kárstico de la Caverna de las Brujas, se pueden clasificar en internos autóctonos (crecimientos espeleotémicos), internos alóctonos clásticos (lapillis volcánicos) y externos (travertinos).

a) Depósitos internos autóctonos

Los depósitos internos autóctonos incluyen espeleotemas de calcita y crecimientos de yeso. Si bien la cueva no muestra un elevado grado de ornamentación espeleotémica, los espeleotemas de calcita presentan, en general, escaso y desigual desarrollo y es posible que la falta de ornamentación pueda relacionarse también con el expolio sufrido por la caverna en tiempos pasados.

Se destacan como depósitos autóctonos de calcita los crecimientos estalagmíticos y estalactíticos. En la base de las galerías se han desarrollado algunas estalagmitas de tipo cónico, algunos microrrepresamientos (gours) y pequeñas coladas estalagmíticas. En

ocasiones aparecen banderas y cortinas aprovechando planos de fracturas. Estalactitas de tipo cónico-zanahoria o macarrón han sido observadas preferentemente en salas inferiores de la cueva (Madre y Libro) y han llegado a formarse morfologías columnares. Todos estos crecimientos están relacionados con goteos y flujos de agua.

Es frecuente la aparición de formas coraliformes tapizando las paredes de galerías y salas. Se clasifican dentro de los espeleotemas excéntricos globulares y semiesféricos que deben asociarse con procesos de rezume en las paredes de las galerías bajo condiciones subaéreas. Es posible diferenciar distintas variedades destacando corales y formas de palomitas de maíz. Estas morfologías llegan a recubrir las estalactitas en algunas salas inferiores (Madre). En la Sala de las Flores aparecen otras morfologías excéntricas constituidas por un entramado de cristales escalenoédricos de calcita, probablemente desarrollados bajo condiciones subacuáticas durante etapas en las que algunas salas permanecían inundadas.

Localmente en el fondo de algunas galerías se han acumulado gran cantidad de fragmentos de estalactitas, rotas probablemente por sismos, sobre las que han crecido pequeñas estalagmitas en estadios posteriores.

Los depósitos evaporíticos incluyen costras y formas globulares de yeso. Las costras de yeso microcristalino masivo tapizan directamente la caliza soporte en paredes y fondos de algunas salas (La Madre y El Libro) y pueden alcanzar espesores observados de 10 cm. También se han observado crecimientos de yeso fibroso en discontinuidades estructurales y estratigráficas de la roca soporte. En la actualidad las costras de yeso se localizan principalmente en las salas inferiores. No obstante en tiempos anteriores debieron de ocupar grandes volúmenes en el interior de la cueva que han sido reducidos por procesos de disolución. Aunque existen diferentes mecanismos de acumulación del yeso en cuevas parece que las costras estudiadas deben de relacionarse con evaporación de soluciones de agua que circulan por las paredes y fondos de las salas. Cuando la precipitación del yeso tiene lugar en discontinuidades de la roca soporte a partir de resúmenes de agua aparecen crecimientos fibrosos, que pueden dar lugar a acumulaciones clásicas de rotura relacionadas con la presión de la cristalización del yeso observadas en algunas salas.

Por otro lado, en paredes verticales y techos correspondientes a numerosas galerías y salas de la cavidad se observan con frecuencia morfologías esferoidales de escala centimétrica (hasta 15 cm de diámetro) constituidas por una costra milimétrica exterior que envuelve acumulaciones pulverulentas internas. Estos crecimientos se corresponden con las bolas de yeso cuya génesis se relaciona con el flujo capilar de agua sulfatada a través de la roca soporte que accede, aprovechando discontinuidades, al ambiente subaéreo de las galerías y deposita por evaporación el yeso solubilizado. Su evolución puede ser compleja debido a que incluye procesos sucesivos de disolución y precipitación.

La presencia de depósitos evaporíticos en cuevas indica a ambiente endokárstico de relativa sequedad (Bull, 1983). En cuevas con una humedad relativa cercana al 100 % precipitan solamente depósitos carbonatados, mientras que en cavidades con una

humedad relativa del 75-90 % los procesos de evaporación activados pueden desencadenar la precipitación de otras sales más solubles.

b) Depósitos internos alóctonos

Los depósitos internos alóctonos están constituidos por cenizas y lapillis volcánicos. No se han observado depósitos clásticos fluviales. Estos depósitos piroclásticos se localizan principalmente en la entrada de la caverna y han sido transportados por procesos eólicos. En este sector se han observado espesores que superan los 2 m de lapillis estratificados con colores alternantes y entre ellos aparecen restos arqueológicos de ocupación humana. No obstante en diferentes salas inferiores del sistema también se han observado lapillis introducidos en el interior por la gravedad y los flujos de agua.

c) Depósitos kársticos externos

Depósitos externos asociados con la dinámica kárstica de la Caverna de las Brujas son los edificios travertínicos localizados en zonas de descarga del sistema. Concretamente, es posible identificar un edificio en la Cañada de Leiva (Mapa N° 1) que responde a un modelo de surgencia de funcionalidad reciente y actual. En una estructura de montículo, predominan las facies de macrofitas con tallos en posición de vida y acumulaciones macro y microfiteoclásticas. Es posible encontrar tanto moldes de los tallos como restos con envueltas concéntricas. También se han observado algunos caparzones de gasterópodos.