

Serie Publicaciones Nº 181

MAPA GEOLÓGICO DE LA PROVINCIA DE MENDOZA

Escala 1:500.000

Provincias geológicas, síntesis estratigráfica y
sitios de interés geológico

Eddy Omar Luis Lavandaio, Hugo Guillermo Marengo y
Mario Adolfo Rosas

Vista del cerro Aconcagua, desde el ingreso al parque provincial.



INSTITUTO DE
GEOLOGÍA Y
RECURSOS
MINERALES

CERRO
ACONCAGUA
6.962 m.s.n.m.
PARQUE PROVINCIAL ACONCAGUA
MENDOZA — ARGENTINA

Buenos Aires 2023
ISSN 0328-2317

 **SegemAR**
Servicio Geológico Minero Argentino

MAPA GEOLÓGICO DE LA PROVINCIA DE MENDOZA

ESCALA 1:500.000

Provincias geológicas, síntesis estratigráfica y
sitios de interés geológico

Eddy Omar Luis Lavandaio¹, Hugo Guillermo Marengo [†]²
y Mario Adolfo Rosas²

¹Asociación Geológica de Mendoza

²Servicio Geológico Minero Argentino - Centro Mendoza

Validación: José Panza, Luis Fauqué, Mariela Etcheverría, Carlos Wilson y Graciela Vujovich
Edición: Marcos Vila

**SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO
INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES**

Serie Publicaciones N° 181
Buenos Aires 2023

SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO

Presidente: Dr. Eduardo O. Zappettini

Secretaria Ejecutiva: Lic. Silvia Chavez

INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES

Director: Dr. Martín Gozalvez

DIRECCIÓN DE GEOLOGÍA REGIONAL

Directora: Dra. Graciela Vujovich

REFERENCIA BIBLIOGRÁFICA

Esta publicación debe citarse como:

Lavandaio, E.O.L., Marengo, H.G., Rosas, M.A. 2023. Mapa Geológico de la provincia de Mendoza. Escala 1:500.000. Provincias geológicas, síntesis estratigráfica y sitios de interés geológico. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Serie Publicaciones N° 181, 63 pp. Buenos Aires.

ISSN 0328-2317

ES PROPIEDAD DEL INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES - SEGEMAR
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN



Av. General Paz 5445 (Colectora provincia) 1650 - San Martín - Buenos Aires - República Argentina

Edificios 14 y 25 | (11) 5670-0100

www.segemar.gov.ar

CONTENIDO

RESUMEN	1
ABSTRACT	1
INTRODUCCIÓN	2
1. LAS PROVINCIAS GEOLÓGICAS DE MENDOZA	2
1.1. CONSIDERACIONES GENERALES	2
1.2. DESCRIPCIÓN DE LAS PROVINCIAS GEOLÓGICAS	6
I. CORDILLERA PRINCIPAL	6
II. CORDILLERA FRONTAL	11
III. PRECORDILLERA	13
IV. CUENCA NEUQUINA O ENGOLFAMIENTO NEUQUINO	17
V. BLOQUE DE SAN RAFAEL	19
VI. COMARCA ORIENTAL	22
VII. PAYENIA	24
2. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO DE LA PROVINCIA DE MENDOZA	25
TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO	62

RESUMEN

Se presenta una nueva versión del Mapa Geológico de la provincia de Mendoza, a escala 1:500.000, realizado sobre la base de las Hojas Geológicas 1:250.000 y 1:100.000 de los últimos 25 años y del material bibliográfico más relevante. Con respecto a la versión anterior, del año 1993, se ha mejorado la base topográfica y la definición gráfica; los avances en el conocimiento y en las herramientas cartográficas digitales permitieron mayor precisión en la representación de las unidades y estructuras geológicas. En total se han representado 47 unidades litoestratigráficas y se han ilustrado los principales glaciares andinos y los volcanes activos de la zona fronteriza con Chile.

En esta memoria se expone una síntesis de la evolución de las siete provincias geológicas que integran el territorio mendocino. Además, se realizó una selección de los principales Sitios de Interés Geológico en el ámbito provincial, que fueron elegidos principalmente por su relevancia científica y por su accesibilidad para el público. Se incluye información sobre accesos e infraestructura, fotografías y una descripción sencilla de las características geológicas de cada sitio.

Palabras clave: Mapa Geológico de Mendoza 1:500.000, provincias geológicas, litoestratigrafía, Sitios de Interés Geológico.

ABSTRACT

A new version of the Geological Map of the province of Mendoza is presented, at a scale of 1: 500,000. It is based on the Geological Sheets 1: 250,000 and 1: 100,000, carried out in the last 25 years, and on the most relevant bibliography. With respect to the previous version, from 1993, the topographic base and the graphic definition have been improved. Advances in geological knowledge and digital cartographic tools allowed much greater precision in the representation of geological units and structures. Forty seven lithostratigraphic units have been represented, and the main Andean glaciers and active volcanoes in the border with Chile have been illustrated.

This report presents a synthesis of the evolution of the seven geological provinces included in the territory of Mendoza. In addition, a selection of the main Geosites in the provincial territory was made. These were mainly chosen for their scientific relevance and for their accessibility to the public. Information on access and infrastructure, photographs and a simple description of the geological characteristics of each site are included.

Keywords: Geological Map of Mendoza 1:500,000, geological provinces, lithostratigraphy, Geosites of Mendoza.

INTRODUCCIÓN

El Mapa Geológico de la provincia de Mendoza, en escala 1:500.000, es una síntesis preparada sobre la base de las Hojas Geológicas, elaboradas y publicadas por el Programa Nacional de Cartas Geológicas en escala 1:250.000 del Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR), en cumplimiento de lo dispuesto por la Ley Nacional N° 24.224. A esa base se le agregaron actualizaciones contenidas en trabajos posteriores como las cartas geológicas en escala 1:100.000 del SEGEMAR, y diversas publicaciones que se enumeran en la lista bibliográfica.

El territorio provincial, habitualmente, se considera abarcado por las siguientes provincias geológicas:

- Cordillera Principal
- Cordillera Frontal
- Precordillera
- Cuenca Neuquina o Engolfamiento Neuquino
- Bloque de San Rafael
- Comarca Oriental

Esta división es la misma que se ha usado en la versión anterior (Nullo *et al.* 1993) y no distingue a la Payunia o Payenia (separada por Ramos 1999a) como provincia geológica independiente, sobre la base de sus características geológicas, tectónicas y geomorfológicas, pero que se superpone con la que tradicionalmente se ha considerado como la parte mendocina de la Cuenca Neuquina, o Engolfamiento Neuquino, y como parte de la fracción occidental y sur del Bloque de San Rafael.

El Cuadro Estratigráfico está dividido en tres columnas y cada columna representa dos de esas provincias geológicas. Las unidades estratigráficas de la Payenia se distribuyen en esas tres columnas.

Las formaciones mapeadas en las Hojas Geológicas se han agrupado en 47 unidades. Cada unidad lleva una denominación y una abreviatura acorde con las especificaciones de la Tabla Cronoestratigráfica Internacional de la Comisión Internacional de Estratigrafía, dependiente de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas.

Las estructuras se tomaron de las Hojas Geológicas 1:250.000, simplificando y sintetizando detalles descriptivos. Así se incluyen pliegues, fallas y corrimientos, pero se eliminó la simbología de rumbos y buzamientos.

Las fallas activas se ubicaron de acuerdo a las publicaciones de Bastías *et al.* (1993), Cisneros (2002), Instituto Nacional de Prevención Sísmica (INPRES

1995), Moreiras *et al.* (2014) y Schmidt *et al.* (2011); su registro se halla individualizado en la base de datos del Sistema de Información Geológica Ambiental Minera (SIGAM). Los volcanes activos (Fig. 1.1) se ubicaron tomando como base el Mapa de Volcanes Andinos Holocenos de Sruoga y Wright (2010).

Para llegar a la versión final de este mapa se han tenido en cuenta las revisiones críticas y los aportes realizados por José Luis Panza, Luis Fauché, Mariela Etcheverría, Alicia Folguera, Patricia Sruoga, Fernando Miranda, Eduardo Zappettini y Eliseo Sepúlveda.

Esta publicación consta de dos partes. En la primera se hace una descripción breve de las provincias geológicas de Mendoza, en tanto que en la segunda se presenta una descripción resumida de 36 Sitios de Interés Geológico, seleccionados para esta publicación, que intenta divulgar e ilustrar la geodiversidad de la provincia.

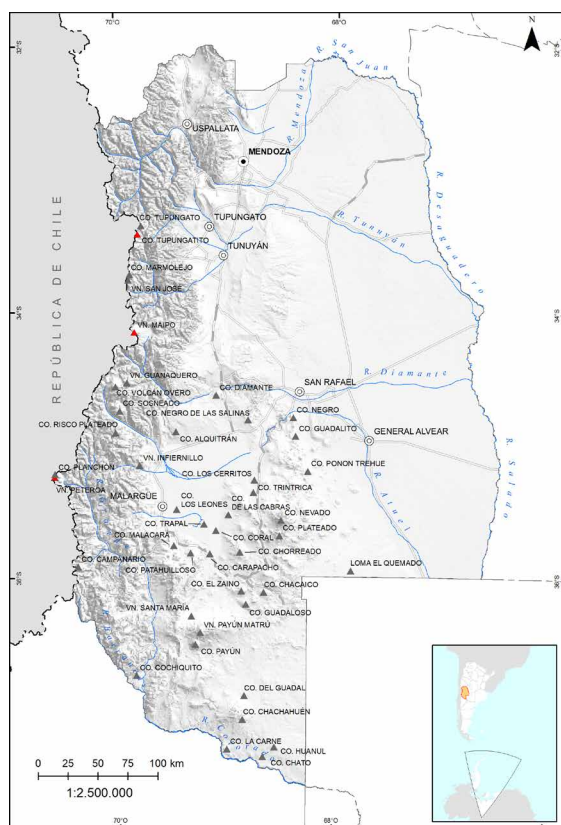


Figura 1.1. Volcanes activos ▲ e inactivos ▲ de la provincia de Mendoza.

1. LAS PROVINCIAS GEOLÓGICAS DE MENDOZA

1.1. CONSIDERACIONES GENERALES

A continuación, se presenta una breve y elemental explicación sobre la composición y características

geológicas del territorio provincial, sobre la base de una división en zonas, que cualquier lector que conozca la geografía mendocina puede identificar con facilidad.

En su versión de las provincias geológicas de la República Argentina, Ramos (1999a) adoptó la definición propuesta por Rolleri (1976) que expresa que «una provincia geológica es una región caracterizada por una determinada sucesión estratigráfica, un estilo estructural propio y rasgos geomorfológicos peculiares, siendo el conjunto expresión de una

particular historia geológica» (Rolleri 1976, p. 240). A ello, Ramos (1999a) agregó que las provincias así definidas pueden tener límites transicionales con las provincias geológicas vecinas.

En nuestra descripción de las provincias geológicas de Mendoza (Fig. 1.2) adoptamos la misma definición y criterios. Además, en esta nueva versión del mapa escala 1:500.000 se mantiene la división hecha por Nullo *et al.* (1993), basada en la publicada por los Simposios de Geología Regional Argentina (Leanza 1972; Turner 1979-80).

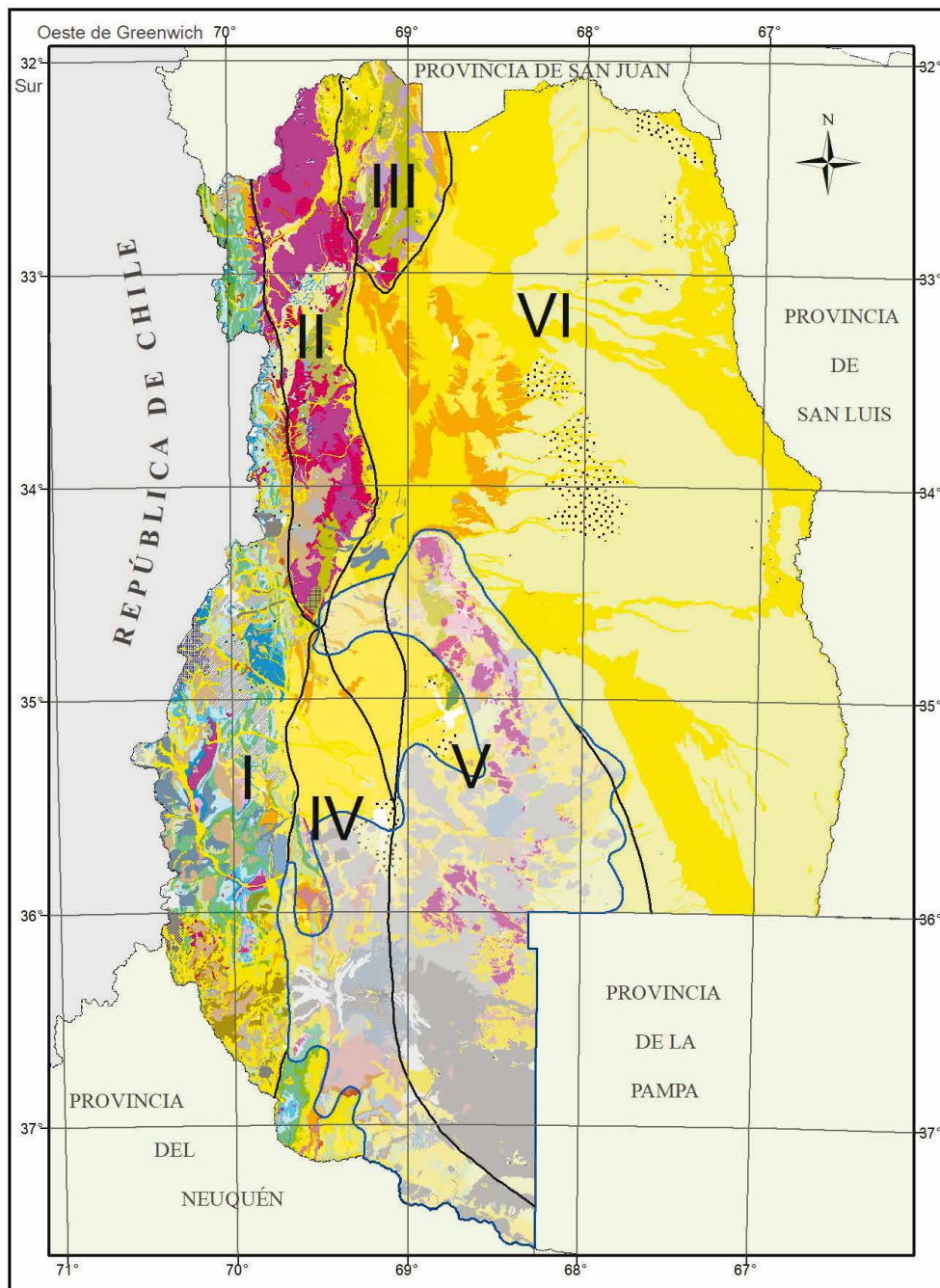


Figura 1.2. Provincias geológicas de Mendoza: I Cordillera Principal, II Cordillera Frontal, III Precordillera, IV Cuenca Neuquina, V Bloque de San Rafael, VI Comarca Oriental; en sombreado se representa Payenia, que se superpone parcialmente con la Cuenca Neuquina y el Bloque de San Rafael.

En publicaciones posteriores (Ramos 1999a) se ha modificado esa división y se ha incluido a la Payenia (o Payunia) en la parte central sur del territorio provincial. Esta nueva unidad tiene todos los atributos para ser definida como Provincia Geológica, pero como su conformación se produjo a partir del Neógeno, se superpone con el margen oriental de la Cordillera Principal, con la parte mendocina de la Cuenca Neuquina y con la fracción occidental y sur del Bloque de San Rafael, provincias con una historia geológica más rica y prolongada, que induce a mantener aquella división, introduciendo las aclaraciones que hagan falta.

También debe aclararse que la llamada Comarca Oriental se corresponde con la provincia geológica designada como Cuenca Cuyana por Moratello

(1993), a la que se le agregan algunas áreas adyacentes con morfología de llanura.

Dado que los rasgos geomorfológicos son los más visibles de modo general, la descripción se hace en dos partes: en la primera se ubica, delimita y caracteriza a las seis provincias geológicas aludidas en las referencias (I a VI) del mapa geológico de la provincia de Mendoza (Fig. 1.2), y en la segunda se hace una breve descripción de las características geológicas de cada una y de su historia geotectónica, aludiendo a la notación breve asignada a cada unidad en el cuadro estratigráfico del mapa.

Con respecto a la historia geotectónica se hace mención de los ciclos orogénicos que afectaron a cada ámbito, para lo cual se toma como base la clasificación hecha por Ramos (1999b) (Cuadro 1.1).

CICLO	EDAD (en Ma)	CADENA MONTAÑOSA
Ándrico	45 a 0	Cordillera de los Andes
Patagónico	98 a 75	Cordillera Fueguina, Precordillera Patagónica, Región extraandina del Neuquén
Gondwánico	290 a 250	Ventania y Cordillera Frontal
Famatiniano	465 a 385	Precordillera , Sierras Pampeanas Occidentales
Pampeano	600 a 520	Sierras Pampeanas Orientales
Grenvilliano	1.100 a 1.050	Proto-Pie de Palo, Bloque de las Mahuidas
Tandileano	2.100 a 1.900	Tandilia

Cuadro 1.1. Ciclos orogénicos del territorio argentino, según Ramos (1999b).

Sobre este tema cabe hacer una aclaración, para evitar una confusión bastante frecuente. El hecho de señalar un cordón montañoso, como ejemplo para cada ciclo, no significa que esas montañas se hayan formado en esa época y hayan permanecido como tales hasta nuestros días. Por el contrario, cada orogenia generó rasgos litológicos y estructurales particulares, en los terrenos afectados, que se conservan y pueden reconocerse actualmente en esos cordones montañosos; pero sus respectivos relieves fueron eliminados por diferentes agentes de la geodinámica interna y

externa, a través de los tiempos geológicos transcurridos. La morfología actual se debe exclusivamente a las estructuras y modelados ocurridos durante el ciclo Ándrico.

Las denominaciones de las eras geológicas y demás referencias cronoestratigráficas utilizadas en el mapa geológico de la provincia de Mendoza se corresponden con las normas vigentes en nuestro país y las recomendadas por la Carta Cronoestratigráfica Internacional v2020/03 de la Unión Internacional de Ciencias Geológicas (IUGS) de la UNESCO (Cuadro 1.2).

ERA	PERÍODO	EPOCA	Abreviatura	Edad (en Ma)	
CENOZOICO	Cuaternario	Holoceno	Q2	0,117	
		Pleistoceno	Q1	2,58	
	Neógeno	Plioceno	N2	5,33	
		Mioceno	N1	23,03	
	Paleógeno	Oligoceno	E3	33,9	
		Eoceno	E2	56	
		Paleoceno	E1	66	
	MESOZOICO	Cretácico	Superior	K2	100,5
			Inferior	K1	145
Jurásico		Superior	J3	163,5	
		Medio	J2	174,1	
		Inferior	J1	201,3	
Triásico		Superior	T3	237	
		Medio	T2	247,2	
		Inferior	T1	251,9	
PALEOZOICO		Pérmico	Lopingiano	P3	259,1
	Guadalupiano		P2	272,95	
	Cisuraliano		P1	298,9	
	Carbonífero	Superior	C2	323,2	
		Inferior	C1	358,9	
	Devónico	Superior	D3	382,7	
		Medio	D2	393,3	
		Inferior	D1	419,2	
	Silúrico		S	443,8	
	Ordovícico	Superior	O3	458,4	
		Medio	O2	470	
		Inferior	O1	485,4	
	Cámbrico		ε	541	
	NEOPROTEROZOICO			NP	1.000
	MESOPROTEROZOICO			MP	1.600
PALEOPROTEROZOICO			PP	2.500	
ARQUEANO			AR	4.000	
HADEANO			HA	4.600	

Cuadro 1.2. División cronoestratigráfica simplificada, según información de la IUGS v2020/03

1.2. DESCRIPCIÓN DE LAS PROVINCIAS GEOLÓGICAS

I. CORDILLERA PRINCIPAL

Ubicación y límites

La Cordillera Principal fue llamada durante mucho tiempo Cordillera del Geosinclinal (Groeber 1938), hasta que Yrigoyen (1972) agrupó las unidades y características geológicas que la definen y le dio la actual denominación.

En territorio argentino se extiende desde las nacientes de los ríos Lagunas y Blanco, a una latitud de 31°S, en la provincia de San Juan, hasta el extremo sur de la Cordillera del Viento, en la provincia del Neuquén, a una latitud de 37°30'S. Hacia el oeste se extiende hasta el Valle Central de Chile, y la divisoria de aguas de sus altas cumbres constituye el límite internacional entre Chile y Argentina, en Mendoza. El límite oriental se ubica en una línea que une el río Lagunas y la falda este del cerro Mercedario, en San Juan; entrando en Mendoza continúa por el margen oriental del cerro Aconcagua, cerros Penitentes y Tupungato, laguna del Diamante, cerro Plomo, y sigue por el borde montañoso de las localidades de El Sosneado y Malargüe hasta el cerro Chihuido. Desde allí hacia el sur el límite es difícil de definir y, arbitrariamente, y se establece en el curso inferior del río Grande.

La Cordillera Principal es el cordón montañoso más alto de las Américas y su punto más elevado es el cerro Aconcagua (6.962 m s. n. m.). A lo largo de esta provincia geológica se encuentran otros cerros importantes cuyas alturas, en general disminuyen desde el norte hacia el sur. Entre ellos se citan los cerros Juncal (5.965 m s. n. m.), Polleras (5.993 m s. n. m.), Tupungato (6.635 m s. n. m.), Sosneado (5.189 m s. n. m.) y Campanario (4.049 m s. n. m.), y los volcanes Tupungatito (5.913 m s. n. m.), San José (6.070 m s. n. m.), Marmolejo (6.108 m s. n. m.), Maipo (5.323 m s. n. m.) y Peteroa (4.135 m s. n. m.).

La Cordillera Principal, junto con la adyacente Cordillera Frontal, son las receptoras de la precipitación nival y en las laderas de sus montañas están todas las cabeceras de las cuencas fluviales que se alimentan de la fusión de las nieves y confluyen en ríos que, en general, llevan sus aguas desde el oeste hacia el este. Esos ríos son, desde el norte hacia el sur, Mendoza, Tunuyán, Diamante, Atuel, Salado, Malargüe, Grande y Barrancas. Los glaciares, que durante la última edad de hielo se extendieron considerablemente en estos ámbitos desde hace unos

15.000 años, están en franco retroceso y disminución de sus volúmenes, cubriendo una superficie del orden de los 1.200 km².

Geología

La Cordillera Principal se caracteriza por la presencia de rocas sedimentarias marinas y continentales (unidades TVc, TJcm, J1S, J2S, j56S, JK1m, Kcm, K2S, K2ES), que se depositaron desde el final del período Triásico, durante el Jurásico y el Cretácico, hasta el comienzo del Paleógeno, sobre un basamento de rocas metamórficas del Carbonífero (unidad Cmc), y magmáticas del Pérmico y del Triásico (unidades PTV y T3gr).

La intercalación de sedimentitas marinas y continentales, es el resultado de la sucesión de transgresiones y regresiones de las aguas del antiguo océano Pacífico, sobre el margen occidental del continente. Hacia el sur, las mismas formaciones geológicas se extienden en una gran superficie como resultado de un engolfamiento ocurrido durante la misma época. La sucesión de rocas estratificadas, depositadas en ese golfo, es lo que hoy llamamos Cuenca Neuquina. El espesor de la pila sedimentaria jurásica-cretácica alcanza los 7.000 m (Legarreta y Uliana 1999) y será descripta con mayor detalle en el capítulo correspondiente a esa Cuenca.

Los estratos más representativos de la sedimentación marina son areniscas, calizas grises y lutitas negras, mientras que los continentales son areniscas, conglomerados y limoarcilitas de colores rojizos, castaños y pardos. Los períodos de transición de régimen marino a continental produjeron una importante cantidad de evaporitas (sedimentos formados por precipitación química, provocada por la evaporación de agua en lagunas litorales) que se presentan como potentes estratos de yeso y de sal de roca de colores grises claros hasta blancos.

Cabe destacar que varias de las formaciones sedimentarias estratificadas poseen una importancia económica particular. Por ejemplo, las formaciones Auquilco, del Jurásico Tardío (parte de la unidad j56S), y Huitrín, del Cretácico Tardío (parte de la unidad Kcm), contienen extensos y potentes estratos de yeso que constituyen uno de los principales productos mineros de esta región. La Formación Huitrín, además, incluye potentes estratos de sal de roca (halita) que también han sido objeto de explotación y formaron parte, junto con las calizas de la formación La Manga (unidad j56S), del frustrado proyecto de fabricación de soda solvay formulado cinco décadas atrás.

En la misma Formación La Manga, unos 10 km al noroeste de Bardas Blancas, se encuentra la caverna de las Brujas, un conjunto de conductos interconectados, originados por la disolución subterránea de calizas que constituye un sitio de interés turístico y de investigación, de este particular tipo de erosión por disolución (procesos kársticos). La formación de cavernas por disolución a cierta pro-

fundidad también ha generado algunas geoformas poco comunes, como el pozo de las Ánimas (Figs. 1.3; 2.34 y 2.35), ubicado en el valle del río Salado, entre Los Molles y Las Leñas. En este caso se trata de dos depresiones circulares del terreno, de unos 300 m de diámetro, que colapsaron debido a la generación de espacios abiertos en profundidad, por disolución subterránea de las capas de yeso.

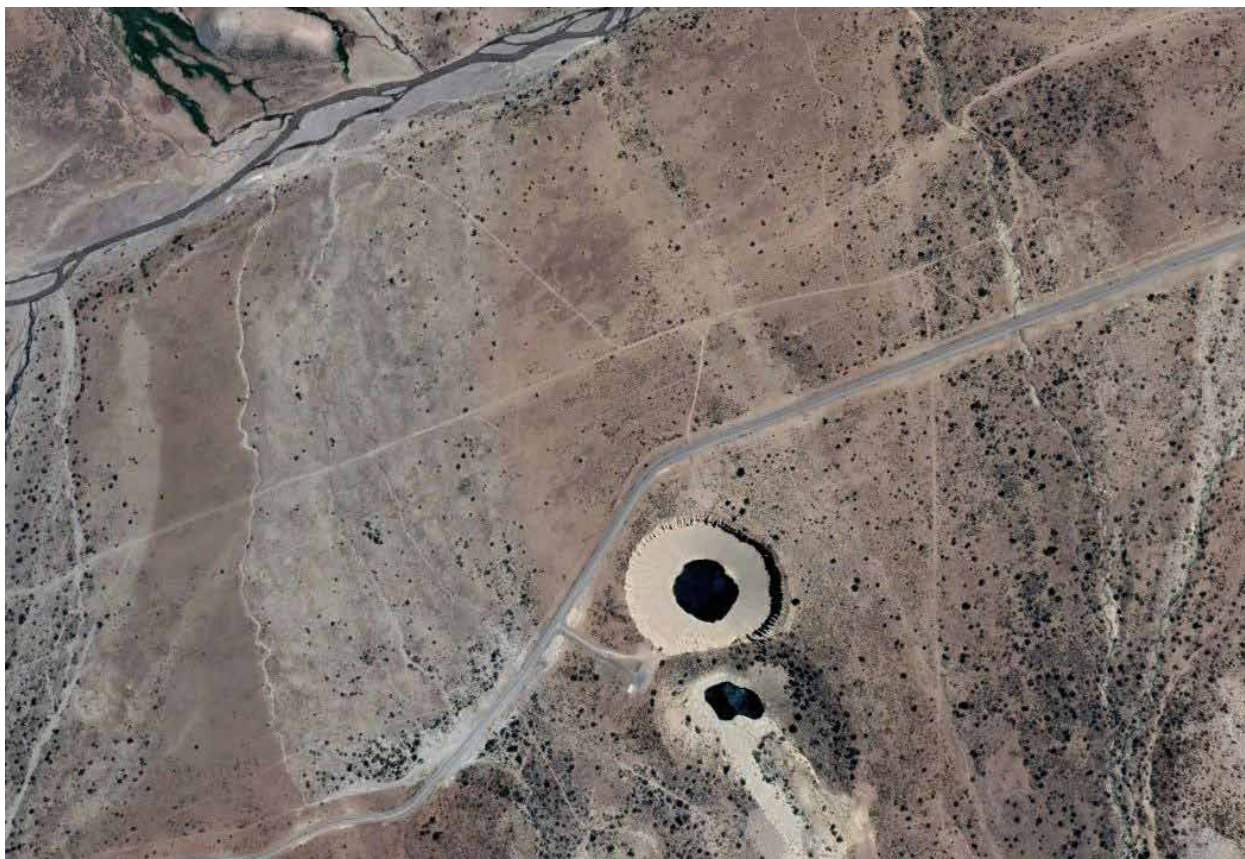


Figura 1.3. Pozo de las Ánimas, al sur del valle del río Salado (fuente: Google Earth).

El Grupo Mendoza (unidad JK1m), depositado entre fines del Jurásico y principios del Cretácico, está integrado por varias unidades, entre las cuales se encuentra la Formación Vaca Muerta (Figs. 1.4; 2.49), la principal roca madre de los hidrocarburos de la Cuenca Neuquina (Benítez 1993).

Desde el punto de vista geotectónico, la sedimentación descrita se produjo en un contexto dominado por una zona de subducción activa en el océano Pacífico, paralela a la costa, que originó un arco volcánico que sobresalía del nivel del mar en forma de islas alineadas, también paralelas al margen continental. En la franja ubicada al este del arco volcánico, el basamento permotriásico fue afectado por un proceso extensional que condujo a la ruptura y fragmentación en bloques separados por fallas normales, y a la consecuente subsidencia o

hundimiento de todo ese sector. La subsidencia hizo que esta franja y el engolfamiento se comportaran como una cuenca en la que se depositaron miles de metros de sedimentos.

El arco volcánico antes mencionado está representado por rocas volcánicas (unidades JV y KV) de composición variada (basaltos, andesitas, riolitas) y piroclastitas, que se intercalan entre los estratos sedimentarios; debe aclararse que los miembros más representativos de ese arco volcánico, incluyendo rocas intrusivas y plutónicas de esa época, afloran en territorio chileno.

En el Eoceno, durante el ciclo orogénico Andico, se instaló una nueva zona de subducción, que se activó a partir de la convergencia de la placa de Nazca por debajo de la Sudamericana, lo que provocó la compresión de los depósitos descritos, y su



Figura 1.4. Plegamiento de la Formación Vaca Muerta visto desde el río Grande.

elevación por encima del nivel del mar. Este ciclo tuvo una mayor actividad a partir del Mioceno. Un nuevo arco volcánico se instaló en una franja casi coincidente con el actual límite argentino chileno. Se generaron planos de despegue y fallas inversas en el basamento y plegamientos y sobrecorrimientos de las rocas sedimentarias jurásico-cretácicas, con los consecuentes engrosamiento de la corteza y elevación de la Cordillera.

En el ámbito geológico se identifica, al sector ubicado al norte del volcán Maipo, como “faja corrida y plegada del Aconcagua” (Ramos 1996; Fig. 1.5), mientras que el sector ubicado al sur del volcán Maipo es llamado “faja corrida y plegada de Malargüe” (Sruoga *et al.* 2005).

Si bien en el mapa 1:500.000 hay muchos detalles eliminados y/o simplificados, puede verse que

la presencia de corrimientos determina el tamaño y la forma de los afloramientos, a menudo limitados por esas estructuras.

Hay una diferencia importante en el comportamiento geotectónico al sur y al norte de la latitud del cerro Tupungato (Fig. 1.6). Sobre la base de evidencias sismológicas, se ha podido comprobar que en el sector norte la placa oceánica subducta con un bajo ángulo, de unos 5° , y en el sector sur lo hace con un ángulo de 30° (Ramos y Nullo 1993). Un efecto notable de esa diferencia es que en el sector sur se mantuvo la característica alineación del arco volcánico (aunque hubo aparatos volcánicos más al este), y en esa faja hay volcanes activos hasta el día de hoy, mientras que en el sector norte el volcanismo neógeno se expandió hacia el este, y abarcó una amplia zona hasta los actuales territorios

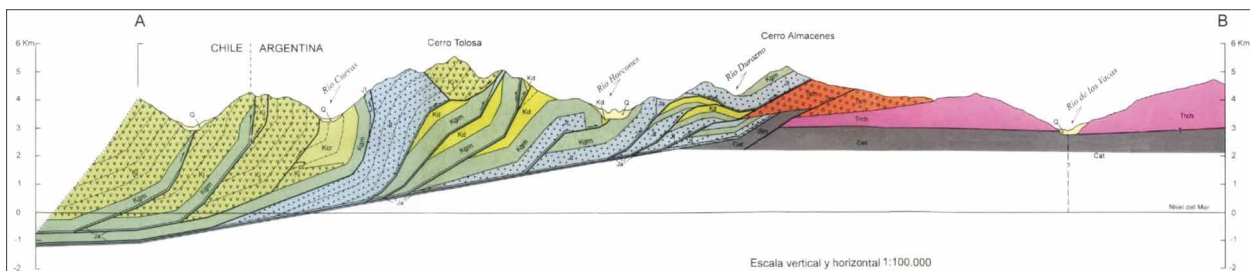


Figura 1.5. Perfil entre el límite con Chile y el río Vacas (Ramos 1996). A la izquierda, escamas de rocas jurásicas y cretácicas sobrecorridas, a partir de un plano de despegue casi horizontal; a la derecha, el basamento de rocas metamórficas carboníferas y magmáticas pérmico-triásicas.

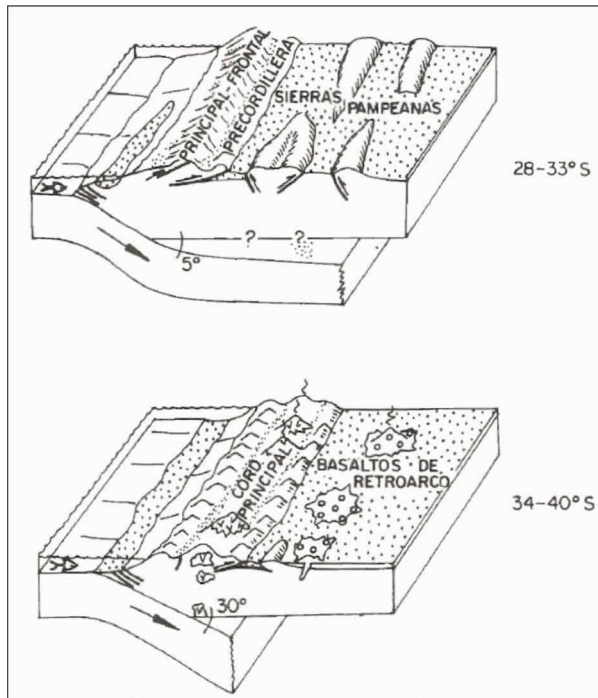


Figura 1.6. Inclinación de la placa subductada al norte y al sur del cerro Tupungato (Ramos y Nullo 1993).

de San Luis y Córdoba, pero en este sector no hay más volcanes activos.

Otro efecto de la subducción de bajo ángulo fue el desplazamiento del frente orogénico, que provocó la elevación de montañas al este de la cordillera hasta las Sierras Pampeanas, con una mecánica de fracturación en bloques, limitados por fallas paralelas, que originó la visible alineación de cordones montañosos y valles intermontanos en dirección norte sur (Ramos 1999a).

En ese contexto geotectónico, gran parte del área de la Cordillera Principal estuvo dominada por la erosión durante todo el Cenozoico. En este marco se originaron algunas fosas tectónicas que se com-

portaron como cuencas receptoras de sedimentación continental. Las rocas sedimentarias resultantes son los afloramientos que denominamos “sedimentitas continentales del Mioceno y Plioceno (unidad Nc)”, representadas por conglomerados, areniscas y limolitas, con cierta participación de tobas, cuyos colores varían desde rojo y castaño, hasta gris parduzco. Al oeste de Malargüe, aguas arriba del río homónimo, se encuentran los “Castillos de Pincheira” (Fig. 1.7; Capítulo 2.2, Figs. 2.40 y 2.41), un atractivo turístico dado por la particular forma de erosión modelada sobre la estratificación de la Formación Pincheira, perteneciente a esta unidad.

El volcanismo de arco está ampliamente representado areal y temporalmente, con excepción del tramo ubicado al norte del cerro Tupungato (tramo de subducción de bajo ángulo) donde solo está representado el volcanismo del Mioceno (unidad N1V). Las rocas volcánicas más antiguas de este ciclo se originaron a fines del Oligoceno, y se encuentran en el extremo sur. Son conocidas como Formación Collipilli y Grupo Molle (unidad E3an), integradas por andesitas, brechas andesíticas y dacitas.

La unidad N1b, temporalmente ubicada en el Mioceno *s.l.*, está integrada por los basaltos de la Formación Huantraico en el extremo sur, por los basaltos olivínicos, basandesitas, brechas, aglomerados basálticos y tobas del Grupo Palauco, en la sierra homónima y en la altiplanicie del Payún, y por los basaltos de la Formación Coyocho Superior al suroeste de la laguna Llancanelo. Las rocas volcánicas e intrusivas, de composición muy variada, pero principalmente andesíticas, agrupadas en la unidad (N1V) del Mioceno, presentan afloramientos a lo largo de toda la Cordillera Principal mendocina y también en las provincias geológicas vecinas.



Figura 1.7. Los Castillos de Pincheira, al oeste de Malargüe.

Posteriormente, se sucedieron diferentes erupciones a partir del emplazamiento de diversos volcanes hasta los que hoy se consideran activos como el Tupungatito, el Maipo y el Peteroa, y también los ubicados en territorio chileno como el Palomo, el Tinguiririca, el Descabezado, el Quizapu, y el complejo Laguna del Maule. La mayor parte de las rocas volcánicas producidas por ese volcanismo desde fines del Mioceno (unidades N57b, q1b, q4b, N2QV, Q2an y Q2b) son andesitas y basaltos de colores oscuros, aunque no faltan los términos más ácidos, hasta riolitas de colores rojizos y castaños. También hay una participación importante de piroclastitas (tobas e ignimbritas) generadas por las fases explosivas (unidad Q1vc), de colores oscuros y claros alternantes. En particular, la Formación Loma Seca presenta una extensión llamativa entre los volcanes Peteroa y Campanario, desde el límite con Chile hasta las cercanías de la localidad de Malargüe, y se la relaciona con erupciones muy violentas ocurridas en el volcán Calabozos en territorio chileno, durante el Pleistoceno.

El hidrotermalismo asociado al volcanismo de arco generó numerosas áreas de alteración con mineralización de sulfuros de cobre y otros metales, que suscitaron una importante expectativa (Plan Cordillerano 1968) aún no confirmada por falta de exploración.

Con respecto a los volcanes activos mencionados, y a su peligrosidad para personas y bienes, cabe destacar que los eventos peligrosos típicos de las cercanías del aparato volcánico, como pueden ser nubes ardientes, flujos por colapso de columnas eruptivas, caída de grandes bloques, flujos de lava y flujos aluvionales tipo lahares, sismos locales y emisión de gases tóxicos, en general no significan un riesgo del lado mendocino de la Cordillera porque

no hay poblaciones asentadas cerca de esos volcanes. En cambio, el material piroclástico que producen las fases explosivas, por efecto de los vientos dominantes del oeste tienden a caer en territorio mendocino como sucedió, por ejemplo, durante la erupción del Quizapu en 1932 cuyas cenizas afectaron Malargüe y San Rafael.

En zonas de altura limitadas a valles glaciarios, se encuentran morrenas y otros tipos de sedimentos (unidad Qg) de origen glacial, formados al final del Pleistoceno y durante el Holoceno. También en zonas altas y con poca extensión, aunque con un significado especial para la peligrosidad geológica, se encuentran depósitos de remoción en masa (unidad Qr), como deslizamientos, avalanchas, flujos de detritos y aluviones, que se produjeron desde el final del Pleistoceno, y durante la totalidad del Holoceno. Fenómenos de este tipo pueden repetirse y poner en riesgo a obras y asentamientos de montaña.

Un párrafo especial merece la presencia de depósitos carbonáticos, tipo travertino, en el Puente del Inca (Fig. 1.8), un afloramiento no representado en el mapa por razones de escala pero que constituye un verdadero monumento natural y uno de los lugares turísticos más emblemáticos de Mendoza. Según Fauqué *et al.* (2009), a fines del Pleistoceno y principios del Holoceno, los manantiales de agua termal bicarbonatada, que aún permanecen en actividad, cementaron los depósitos de los flujos distales de los megadeslizamientos de la pared sur del cerro Aconcagua, cubiertos local y parcialmente por gravas fluviales; la erosión posterior perforó por debajo del conjunto cementado, quedando conformado el puente natural. La historia geológica de esta provincia geológica culmina con los depósitos sedimentarios del Holoceno de las zonas pedemontanas (unidad Q2p), y de los cauces fluviales actuales (unidad Q2f).



Figura 1.8. Puente del Inca.

II. CORDILLERA FRONTAL

Ubicación y límites

Según Ramos (1999a), este nombre fue propuesto por Groeber (1938) para la cadena montañosa que se interpone entre la Precordillera y la Cordillera Principal. Se extiende desde la latitud de 27°S en Catamarca, en una faja de orientación meridional que cruza las provincias de La Rioja y San Juan, y continúa en Mendoza con los cordones del Tigre, del Plata y del Portillo, terminando en el extremo sur del cordón del Carrizalito, a la latitud 34°40'S.

Las máximas elevaciones de los cordones mencionados, dentro de Mendoza, son los cerros El Tumbillo (5.570 m s. n. m.), El Plata (5.968 m s. n. m.) y Pircas (5.261 m s. n. m.). Dos de los ríos provinciales importantes, el Mendoza y el Tunuyán, que tienen sus cuencas de alimentación hacia el oeste, en el ámbito de la Cordillera Frontal adquieren el carácter de colectores principales que la cruzan de oeste a este.

El límite oriental está dado por el valle de Uspallata en el norte, se continúa aproximadamente por el curso del río Mendoza hasta el valle de Potrerillos, y desde allí por el borde montañoso hasta el río Diamante. Entre este borde montañoso y la cerrillada Cacheuta-Potrerillos (cerro Bueyes y otros), se extiende el valle de Uco (Fig. 1.9), una importante planicie aluvial conformada por arroyos y ríos que confluyen en el río Tunuyán, como el arroyo Cachiyuyo, el río Las Tunas y el arroyo Grande desde el norte, y los arroyos Yaucha y Aguanda desde el sur. En este valle

se ubican las ciudades de Tupungato, Tunuyán y San Carlos, con un gran desarrollo agropecuario en sus alrededores, basado en el riego artificial.

El límite occidental podría trazarse siguiendo la línea que definen los ríos de las Vacas y Tupungato, pero en realidad no hay un límite geográfico destacable que coincida con el extremo de los afloramientos de las formaciones geológicas que caracterizan a la Cordillera Principal (sedimentitas jurásicas y cretácicas) y que se apoyan sobre las que componen la Cordillera Frontal.

Geología

La sucesión de rocas aflorantes comienza con un basamento de rocas metamórficas, esquistos y gneises, de edad proterozoica tardía a paleozoica temprana (unidad NPCM). Como parte de ese basamento, se presenta una faja de rocas básicas y ultrabásicas oscuras (unidad NPCV) en la ladera oriental del cordón del Portillo. Esta faja tiene aparente continuidad en la adyacente Precordillera, y se interpreta como una faja de sutura entre dos terrenos o pequeños continentes, Chilenia y Cuyania, que colisionaron y se amalgamaron a principios del Devónico (Ramos 1999b). Con esa interpretación, la inserción de esta faja es tectónica y no responde a una sucesión estratigráfica normal.

Por encima del basamento afloran rocas sedimentarias marinas, plegadas y metamorizadas, de color gris verdoso (unidad ODm) atribuidas al Devónico, aunque en parte podrían ser más antiguas,



Figura 1.9. Típica vista del Valle de Uco; al fondo la Cordillera Frontal, y por detrás sobresale el domo volcánico del cerro Tupungato, en la Cordillera Principal.

hasta del Ordovícico. Estas últimas están intruídas, en el cordón del Carrizalito, por granitoides (unidad Cgr) del Carbonífero.

Sin contactos visibles con los granitoides, se encuentran rocas sedimentarias marinas (areniscas y lutitas) y continentales, en gran parte plegadas y metamorfozadas, de edad carbonífera (unidad Cmc), con tonos gris verdosos a castaños, apoyadas en discordancia sobre las rocas del Devónico. Sus afloramientos más extensos se ubican en la parte alta de los cordones del Plata y del Portillo, y en las abruptas laderas de los valles de los ríos Mendoza, Tupungato y las Vacas.

Las rocas del Carbonífero se encuentran intruídas por pórfidos y granitoides (Fig. 1.10), y cubiertas por volcanitas y piroclastitas mesosilícicas a ácidas (unidades PTV y PTP) de colores castaños y rojizos. Los intrusivos y las volcanitas suelen englobarse dentro del Grupo Choiyoi. Tanto los granitoides del Carbonífero como el magmatismo del grupo Choiyoi, representarían un volcanismo de arco activo en el Carbonífero y el Pérmico, atribuido al Ciclo Gondwánico (Llambías 1999), seguido por más efusiones e intru-

siones generadas en una etapa posterior de extensión cortical, desde finales del Pérmico hasta el Triásico Medio (Ramos 1999b). Las rocas magmáticas permotriásicas conforman los mayores afloramientos y son las unidades más representativas de esta provincia geológica. El hidrotermalismo de este ciclo magmático originó mineralizaciones metálicas (cobre, oro) de interés económico al norte de Uspallata.

Por encima de las unidades anteriores se ubican las rocas volcánicas y piroclásticas del Mioceno (N1V) que son parte del volcanismo de arco del ciclo Ándico. También, se originaron algunas fosas tectónicas que se comportaron como cuencas receptoras de sedimentación continental, en los márgenes adyacentes a la Cordillera Principal. Son los afloramientos que denominamos Sedimentitas continentales del Mioceno y Plioceno (unidad Nvc) representadas por estratos de conglomerados, areniscas y limolitas, con cierta participación de tobas, cuyos colores varían desde rojo y castaño hasta gris parduzco.

La continuación del volcanismo de arco está representada por las volcanitas básicas (unidad q1b)



Figura 1.10. Contacto intrusivo. Granitos pérmicos intruyen a las sedimentitas del Carbonífero, en las cercanías de Punta de Vacas.

del Pleistoceno Temprano, y culmina con las tobas e ignimbritas del Pleistoceno (unidad Q1vc), que se ubican al sur de Pareditas. Esta última corresponde a la unidad también denominada Asociación Piroclástica Pumícea, relacionada con las erupciones más violentas del volcán Maipo, durante el Pleistoceno. Cabe agregar, por su importancia económica, que las tobas puzzolánicas, pómez y granulados volcánicos que se comercializan en Mendoza provienen de esta formación.

En la misma época en que se depositó la unidad anterior, se depositaban sedimentos aluvionales de pie de monte y de llanuras pedemontanas, compuestos por fanglomerados, areniscas y limoarcillitas que, a pesar de ser heterogéneos, se caracterizan por haber sido elevados por la orogenia Andica, y afloran en lugares más altos que los actuales niveles de agradación y por eso se denominan depósitos aterrizados antiguos (unidad Q1af).

Los depósitos de remoción en masa (unidad Qr) ocupan lugares relativamente pequeños en el mapa e incluyen deslizamientos, avalanchas de rocas y otros flujos violentos ocurridos desde el Pleistoceno Tardío hasta el Holoceno. Tanto la Cordillera Principal como la Frontal, por sus fuertes desniveles, por la intensa fracturación de muchas rocas, y por el retiro de los glaciares desde la última edad de hielo, son propensas a seguir generando este tipo de movimientos violentos, y por ello debe tenerse en cuenta como uno de los principales peligros geológicos de los dos ámbitos. Otro elemento de peligrosidad geológica es la falla activa denominada Chupasangral (Bastías *et al.* 1993) ubicada al norte del cerro homónimo, que forma parte de un sistema de fallas llamado de La Carrera, que sigue hacia el norte y termina donde se abre el valle de Uspallata.

En zonas de altura, y limitados a valles glaciares, se encuentran morrenas y otros tipos de sedimentos (unidad Qg) de origen glacial, formados al final del Pleistoceno y durante el Holoceno. Finalmente, al igual en las otras provincias geológicas, se presentan los depósitos sedimentarios holocenos de las zonas pedemontanas (unidad Q2p), y de los cauces fluviales actuales (unidad Q2f).

III. PRECORDILLERA

Ubicación y límites

Esta unidad fue separada de la Cordillera de Los Andes por Stelzner (1876), quien la denominó Antecordillera. Su denominación actual se debe a Bodenbender (1902). Se extiende desde el norte de

la provincia de La Rioja hasta el norte de Mendoza, con un rumbo general norte-sur. El tramo mendocino abarca desde el límite con San Juan, hasta el cerro Cacheuta. Hacia el oeste termina en el valle de Uspallata y al este en el borde montañoso frente a la llanura de la Comarca Oriental. Sus elevaciones máximas son los cerros Bonilla (3.450 m s. n. m.) y Pelado (3.445 m s. n. m.).

Contrariamente a lo que ocurre con las dos provincias geológicas descritas anteriormente, la Precordillera se caracteriza por la escasez de agua. El río Mendoza, único colector importante de esta zona, la atraviesa en su extremo sur.

La Precordillera tiene un perfil asimétrico, con un resalto mucho más pronunciado en su ladera oriental que en la occidental. Aun así, no es un solo bloque montañoso, sino que está formado por varios cordones alineados en general en sentido norte sur, separados por pequeños valles intermontanos.

Geología

La unidad más antigua (NPCM) está conformada por las rocas metamórficas (metacalcarenitas, metapelitas calcáreas, filitas y esquistos) de las formaciones Bonilla, Farallones y Buitre, en la zona del cordón de Bonilla, y por las formaciones Cortaderas (filitas y esquistos) y Alojamiento (metacalizas y metacalizas dolomíticas), desde el cerro Cortaderas hacia el norte. Las edades asignadas, según los casos, van desde el Neoproterozoico hasta el Cámbrico y el Ordovícico Temprano. Se supone que estas formaciones están apoyadas en discordancia sobre un basamento que no aflora en nuestra región, y que sería continuación de los complejos metamórficos de las Sierras Pampeanas Occidentales que, en la provincia de San Juan, asoman en los cerros Salinas, Barbosa y Valdivia, donde se observan los efectos del ciclo orogénico Grenvilliano.

Asociada a la unidad NPCM, se encuentra una faja de rocas básicas y ultrabásicas (unidad NPCV) en la zona del cordón de Bonilla, y otra similar al norte del cerro Cortaderas. En la mayoría de los casos se trata de rocas serpentinizadas, de colores verdes muy oscuros. Estas fajas, junto con la aflorante en la ladera oriental del cordón del Portillo, en la Cordillera Frontal, fueron interpretadas como un conjunto de rocas magmáticas (intrusivos y volcánicas) formadas en fondos marinos, denominadas ofiolitas (Haller y Ramos 1993) interpuestas tectónicamente en el lugar donde hoy se encuentran. Cabe agregar, como dato económico, que todos los yacimientos de talco de Mendoza están asociados a las serpentinitas de la

unidad NPCV, tanto en la Precordillera como en la Cordillera Frontal.

Por encima afloran rocas sedimentarias marinas del Cámbrico (unidad **Cm**) que sugieren que la paleo costa del continente se localizaba hacia el este. Son calizas, calizas dolomíticas, margas y lutitas de las formaciones Cerro Pelado y Marquesado, de colores claros, que suelen sobresalir como relieves positivos. Representan una sedimentación típica de plataforma marina y su afloramiento más conspicuo es el cordón del cerro Pelado.

A continuación, se ubican las formaciones San Juan y Empozada (unidad **Om**), del Ordovícico Temprano a Medio, con varios afloramientos de regular extensión en la franja oriental de la Precordillera. La primera está compuesta por calizas y margas de color gris claro, depositadas en ambiente de plataforma marina, y la segunda por lutitas, areniscas y conglomerados, de colores verde oscuro a gris, que representan a sedimentos de talud o de fondo oceánico. Con respecto a estas dos unidades, cabe agregar la existencia de un fenómeno geológico muy interesante que es la presencia de olistolitos de calizas de la unidad **Cm**, intercalados dentro de la unidad **Om**. Son grandes fragmentos de la caliza de la plataforma marina formada en el Cámbrico que se deslizaron por el talud (como en un tobogán submarino) y se incorporaron dentro del fondo marino que se estaba depositando durante el Ordovícico. Un par de esos olistolitos se observan en la quebrada de la Estancia San Isidro, al oeste de la ciudad de Mendoza. Otro detalle a destacar, es que las calizas de la Formación San Juan fueron tradicionalmente explotadas para producir cemento y cal en Mendoza.

El amplio rango de edades que va desde el Ordovícico hasta el Devónico, está representado por extensos afloramientos de rocas sedimentarias marinas (unidad **ODm**) de color gris verdoso a gris oscuro que se agrupan en las formaciones Villavicencio, Sandalio, Tontal, Ciénaga del Medio y Rinconada. Las litologías dominantes son grauvacas, areniscas, lutitas y pizarras. Todo el conjunto de rocas sedimentarias desde el Cámbrico hasta el Devónico está afectado por fallas, corrimientos y plegamientos provocados por el ciclo orogénico Famatiniano.

La unidad **Cmc** corresponde a afloramientos de las formaciones Jejenes y Leoncito, ubicados al este de Uspallata, e integradas por sedimentitas marinas y continentales, grauvacas, diamictitas, areniscas y limolitas, de colores variados, del Carbonífero, que se apoyan en discordancia sobre las formaciones más antiguas. Las rocas del Carbonífero se encuen-

tran intruídas por pórfidos y granitoides de colores rojos, rosados y grises, y cubiertas por volcanitas y piroclastitas mesosilícicas a ácidas (unidades PTV y PTP) de colores castaños y rojizos. Los intrusivos y las volcanitas conforman un complejo conjunto de miembros y formaciones que se engloban bajo la denominación de Grupo Choiyoi (Fig. 1.11). Sus afloramientos son extensos en las zonas sur y oeste de esta provincia geológica.

El magmatismo del Grupo Choiyoi representa un volcanismo de arco, activo desde el Carbonífero y durante el Pérmico, atribuido al ciclo orogénico Gondwánico (Llambías 1999), seguido por más efusiones e intrusiones generadas en una etapa posterior de extensión cortical, desde finales del Pérmico hasta el Triásico Medio (Ramos 1999a). El ciclo Gondwánico, además, sería el responsable del plegamiento de las sedimentitas del Carbonífero.

La etapa de extensión cortical posterior al ciclo orogénico, provocó la formación de extensas y profundas fosas tectónicas al este del arco volcánico, conformando una cuenca continental en la que se depositaron miles de metros de sedimentos. Son las areniscas, tobas, conglomerados, limolitas y lutitas, de colores rojizos, castaños y grises, con intercalaciones de diabasas, del Grupo Uspallata (unidad **TVc**), del Triásico Medio y Tardío.

El Grupo Uspallata comprende las formaciones Río Mendoza, Las Cabras, Potrerillos, Cacheuta y Río Blanco (Moratello 1993). Cabe agregar que la Formación Potrerillos posee estratos de arcillitas de colores verde amarillento y gris claro que, por su contenido de montmorillonita, han sido explotadas comercialmente como bentonitas. Por otra parte, la Formación Cacheuta es un conjunto de lutitas bituminosas negras y grises finamente estratificadas que se consideran la principal roca madre del petróleo de la Cuenca Cuyana, que se extiende al este y al sur de la Precordillera.

Hay un prolongado hiato, que abarca todo el Jurásico y gran parte del Cretácico, dado que los afloramientos que siguen en la escala temporal corresponden a la unidad K2S que son sedimentitas continentales del Cretácico Tardío, areniscas, conglomerados, limolitas y yeso, de las formaciones Sedimentitas Riquiliponche, en el extremo norte del cordón Las Peñas-Las Higueras, y Papagayos, en el arroyo Divisadero Largo, al oeste de la ciudad de Mendoza, cuya extensión es bastante reducida. También, tienen escasa extensión los afloramientos de la unidad **Ec**, las sedimentitas continentales de la Formación Divisadero Largo,

arcillitas, limolitas, areniscas y conglomerados, del Paleógeno.

La unidad n12P consiste en un grupo de afloramientos ubicado en el Puesto La Peña, al oeste del cerro de la Cal, integrado por un conjunto de rocas básicas del Mioceno Temprano, denominadas Plutonitas e Hipabisales La Peñas, que están intruyendo a rocas de la unidad ODM.

Las rocas hipabisales y volcánicas de las formaciones Cerro Redondo y Puesto Uno, e hipabisales La Canota, del Mioceno, conforman la unidad N1V. Se presentan intruyendo a casi todas las rocas anteriores. Se trata de rocas mesosilícicas del tipo de los pórfidos andesíticos. Sus afloramientos son numerosos y ampliamente distribuidos, aunque muchos de ellos no figuran en el mapa por una cuestión de escala. Estos afloramientos representan al volcanismo de arco del ciclo orogénico Ándico que, por efecto de la subducción casi horizontal de la placa de Nazca al norte del paralelo 33°S, se desplazó hacia el este. En varios lugares, como las cercanías de los cerros Canario, San Bartolo y Cortaderas, el hidrotermalismo asociado a este volcanismo del Mioceno generó mineralizaciones metalíferas de interés, como plata, plomo, zinc, oro y cobre.

Con respecto al ciclo orogénico Ándico, la misma compresión que produjo los plegamientos y sobreco-rrimientos de las sedimentitas del Jurásico y Cretáci-

co, en el ámbito de la Cordillera Principal, generó una tectónica de bloques, separados por fallas inversas, en los terrenos más rígidos de la Cordillera Frontal y de la Precordillera. Si se observan los perfiles de las figuras 1.5 y 1.12 se puede entender un concepto fundamental en los mecanismos de formación de montañas. En la Cordillera Principal, las escamas sobrecorridas se apilan unas sobre las otras, y en la Cordillera Frontal y en la Precordillera, los planos curvados de las fallas inversas provocan que los bloques rígidos tiendan a rotar y a elevarse (Fig. 1.11). En los dos casos, la corteza se acorta y se engrosa para formar el relieve positivo del cordón montañoso.

Con una extensión significativa y con espesores de cierta importancia, se presentan afloramientos de rocas sedimentarias continentales del Neógeno (Mioceno y Plioceno, unidad Nvc), destacándose los del cordón Las Peñas-Las Higueras, los del valle de Uspallata, los del oeste y sur del cerro Cacheuta, y los del oeste y sur del gran Mendoza. Corresponden a las formaciones Mogotes, Mariño, Quebrada de los Saltitos y Puesto Las Cuevas, integradas por conglomerados, areniscas, limolitas y tobas, de colores variados desde rojizos hasta castaños y grises.

El comienzo de la sedimentación continental del Cuaternario está representado la unidad Q1af. En la mayoría de los casos son sedimentos gruesos



Figura 1.11. Aspecto superficial de la falla inversa que afecta al Grupo Choiyoi, al sur del cerro Pelado.

(fanglomerados, conglomerados, arenas y limos, con cierta participación tobácea, con típicas características de sedimentación pedemontana y de niveles de agradación, con deformación tectónica del ciclo Ándico, ya sea porque fueron levantados, inclinados, o incipientemente plegados. Cabe una mención particular para la Formación Pájaro Muerto que, al este de Uspallata, presenta un nivel basal conglomerádico fuertemente cementado y resistente a la erosión que corona, entre otros, al cerro Siete Colores (Fig. 1.13), una atracción turística que combina formas extrañas del estrato cementado, con un gran colorido, producto de la alteración meteórica de las tobas del Triásico que le subyacen.

De los depósitos de remoción en masa (unidad Qr), se menciona como ejemplo el depósito producido por una avalancha de rocas ocurrida en el

Pleistoceno Tardío, del que se conservan sus relictos de color amarillo y castaño en ambos márgenes del río Mendoza, a mitad de camino entre Potrerillos y Uspallata (Folguera *et al.* 2004). La avalancha provino de la ladera del cordón del Plata y produjo en ese momento el represamiento del río Mendoza, con la formación de un lago aguas arriba hasta que la erosión del mismo río lo removió. El lugar, debido al aspecto del depósito relicto de la margen izquierda, se llama Tigre Dormido (Figs. 1.14; 2.12 y 2.13).

La columna estratigráfica culmina con los depósitos sedimentarios del Holoceno, de las zonas pedemontanas (unidad Q2p) y de los cauces fluviales actuales (unidad Q2f.). En el pie oriental de la Precordillera, y en la cerrillada Lunlunta-Barrancas, se ubican cinco fallas con actividad comprobada en el Holoceno. Son las fallas de Las Higueras, del cerro de la Cal, del cerro Melocotón, de Barrancas este, y

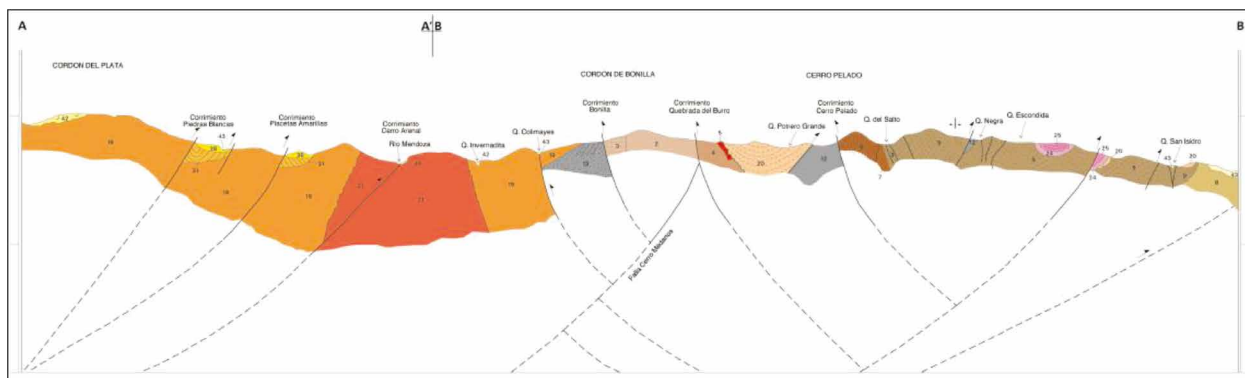


Figura 1.12. Perfil de la Precordillera mostrando la estructura de bloques separados por fallas inversas (Folguera *et al.* 2004).



Figura 1.13. Cerro Siete Colores.



Figura 1.14. Avalancha del Tigre Dormido, sobre el río Mendoza.

de Barrancas oeste. Todas son fuentes sismogénicas con influencia directa en el conjunto de ciudades del Gran Mendoza.

IV. CUENCA NEUQUINA O ENGOLFAMIENTO NEUQUINO

Ubicación y límites

Esta unidad geológica fue introducida formalmente con el nombre de Engolfamiento Neuquino por Braccini (1970). En los ámbitos relacionados con la explotación de hidrocarburos es más común denominarla Cuenca Neuquina.

La mayor superficie de la cuenca comprende a la región extraandina de Neuquén, pero se extiende en el sur de Mendoza, en el suroeste de La Pampa y en el oeste de Río Negro. La parte mendocina de la cuenca se ubica entre el Bloque de San Rafael y la Cordillera Principal, desde el río Diamante, a la latitud de $34^{\circ}40'S$, al norte de El Sosneado, hasta el límite con Neuquén (Benítez 1993). Hay una diferencia morfológica apreciable a simple vista entre la fracción norte y la fracción sur de este ámbito, que se debe al contraste entre las formaciones geológicas que afloran en una y en otra.

La fracción ubicada al norte de la laguna Llanquanelo está morfológicamente enmarcada por la Cordillera hacia el oeste y las sierras Pintada y del

Nevado (Bloque de San Rafael) al este; esta zona es conocida como depresión de Llanquanelo o depresión de los Huarpes. Se asemeja a un típico bolsón intermontano con relieve de planicie aluvional, recortada por los cauces actuales, con una inclinación general hacia el este, y presencia de lagunas y salinas en contra de las montañas del Bloque de San Rafael. Los ríos Diamante y Atuel, que nacen en la Cordillera Principal y fluyen hacia el este, atraviesan esta parte de la Cuenca Neuquina y también la sierra Pintada. El río Malargüe, en cambio, desagua en la laguna Llanquanelo, conformando una cuenca cerrada.

La otra fracción, al sur de la laguna Llanquanelo, posee una morfología muy particular dada por la dominante presencia de aparatos volcánicos, derrames lávicos y productos de explosión, que son los componentes de la provincia geológica Payenia, superpuesta a esta parte de la Cuenca Neuquina, y que se describirán por separado.

Geología

La Cuenca Neuquina comparte con la Cordillera Principal, la historia de la sedimentación marina y continental depositada durante el Jurásico y el Cretácico, sobre un basamento de rocas metamórficas del Carbonífero, y magmáticas y sedimentarias del Pérmico y del Triásico que son la continuación, hacia el oeste y en profundidad, del Bloque de San

Rafael. La subsidencia del basamento fracturado, durante ese prolongado tiempo geológico, dio lugar a una sucesión de transgresiones y regresiones de las aguas del antiguo océano Pacífico sobre el margen continental, y sobre un gran golfo ubicado a la latitud de Neuquén. El resultado es la intercalación de sedimentitas marinas y continentales que afloran en la Cordillera Principal, y se extienden en el subsuelo en toda la cuenca. Según Legarreta y Uliana (1999) la pila de rocas estratificadas alcanza 7.000 m de espesor.

Casi toda la información geológica y estratigráfica de la cuenca ha sido obtenida mediante muestras de perforaciones y datos de exploración geofísica. Debe tenerse en cuenta también que los límites temporales son relativos porque algunas secuencias continúan de un piso al otro o de uno a otro período, y también hay formaciones diferentes que corresponden a sedimentos de la misma edad, pero en diferentes facies, por cambios laterales.

Dada la importancia económica de la Cuenca Neuquina, y considerando que comparte las mismas formaciones geológicas con la Cordillera Principal, es oportuno aclarar que también hay yacimientos de hidrocarburos al oeste del límite geográfico. En la práctica, el verdadero límite está definido por el grado de complejidad tectónica de la Cordillera, que aumenta desde el este hacia el oeste.

La secuencia sintetizada comienza con los conglomerados, areniscas y tobas continentales de la Formación Remoredo (unidad TJcm, del Triásico Tardío a Jurásico Temprano), y continúa con las areniscas y limolitas de margen marino de las formaciones El Freno y Puesto Araya (unidad J1S, del Jurásico Temprano). Sigue la unidad J2S, del Jurásico Medio, integrada por las lutitas negras marinas de las formaciones Tres Esquinas, Los Molles y El Codo, las areniscas y conglomerados marinos de la Formación Lajas, las calizas de la Formación Calabozo, las evaporitas de la formación Tábanos y las areniscas continentales de la Formación Lotena.

Por encima están las unidades del Jurásico Tardío (excepto su último piso, el Tithoniano) que integran la unidad j56S: formaciones La Manga, calizas marinas; Auquilco, yeso y otras evaporitas; y Tordillo, areniscas, conglomerados y limoarcilitas continentales. Las sedimentitas marinas de la unidad JK1m, que suprayacen a las anteriores, conforman una unidad muy destacada en la actividad petrolera. Es el Grupo Mendoza, que representa el lapso Tithoniano-Cretácico Temprano, y comprende a las lutitas y margas bituminosas oscuras de la Forma-

ción Vaca Muerta, las calizas de las formaciones Chachao y Quintuco, las areniscas verdes y rojizas de la Formación Mulichinco y las pelitas, calizas y areniscas de la Formación Agrio.

Hay que destacar que la Formación Vaca Muerta es considerada la principal roca madre de los hidrocarburos (petróleo, gas y asfaltitas) de la Cuenca Neuquina (Fig. 1.15). Además, las calizas de las formaciones Agrio y Chachao están fracturadas de tal manera que en varios lugares son rocas reservorios de yacimientos de petróleo y gas (Benítez 1993).

El Grupo Mendoza está cubierto por las formaciones Huitrín y Rayoso (unidad Kcm), ambas de transición de ambiente marino a continental. La primera está compuesta principalmente por evaporitas como yeso, sal de roca y silvinita. La segunda está integrada por areniscas y limolitas rojas. Los estratos de silvinita de la Formación Huitrín están compuestos esencialmente por silvita (cloruro de potasio), y una parte de esos estratos, en el sur de la provincia, constituye un importante yacimiento de sales de potasio.

La unidad K2S está integrada por los estratos continentales del Grupo Neuquén y de la Formación Diamante, del Cretácico Tardío. Son areniscas, conglomerados y fangolitas, con participación tobácea,

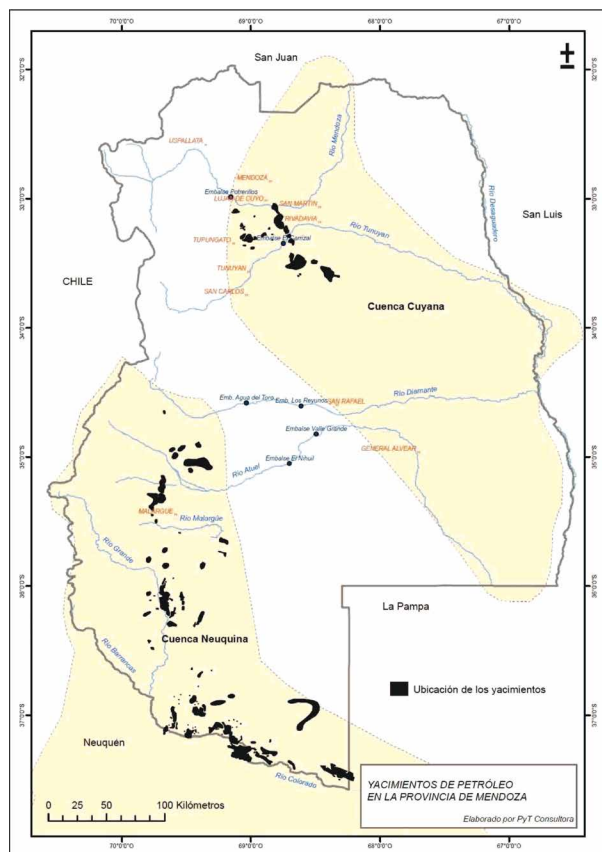


Figura 1.15. Mapa de ubicación de yacimientos de hidrocarburos (fuente: PYT Consultora).

de colores rojos y castaños hasta amarillos. Según Legarreta y Uliana (1999) estas sedimentitas marcan la desconexión paleogeográfica con el océano Pacífico. Las areniscas del Grupo Neuquén y de la Formación Diamante son, en varios casos, las rocas reservorios de yacimientos de petróleo y gas en esta cuenca.

El lapso comprendido por la parte final del Cretácico y el principio del Paleógeno (Campaniano-Daniano) está representado por rocas sedimentarias marinas y continentales del Grupo Malargüe (unidad K2ES) compuesto por las formaciones Loncoche, Roca, Pircala y Coihueco. La litología incluye areniscas fluviales, calizas, pelitas y yeso, bien estratificadas, y representan en parte, una transgresión marina proveniente del océano Atlántico.

Las erupciones volcánicas de arco del ciclo Ándico, descritas en la Cordillera Principal, tuvieron extensiones hacia el este representadas por los volcanes Diamante, Nevado, Plateado, Payún Liso, Payún Matrú y Chachahuén (Bermúdez *et al.* 1993). Por eso, dentro de la Cuenca Neuquina, intruyendo y cubriendo a las formaciones anteriores, también se encuentran las manifestaciones de ese volcanismo representado por las unidades E3an, N1b, N1V, n57b y q1an. Se ha descrito la presencia en profundidad de andesitas asimilables a la unidad N1V, como intrusiones pseudoconcordantes en el Grupo Mendoza (Benítez 1993). Estas volcanitas están fracturadas y en varios yacimientos de hidrocarburos constituyen el reservorio.

La siguiente unidad compuesta por rocas sedimentarias es la Nvc, del Neógeno, y señala un hiato importante con las formaciones infrayacentes. Corresponde a los que Ramos (1999c) llama Depósitos Sinorogénicos Terciarios, porque son sedimentos depositados sincrónicamente con la orogénesis del ciclo Ándico, en fosas tectónicas al este del levantamiento principal. Esta unidad está integrada por las formaciones Papal, Agua de la Piedra, Loma Fiera, Tristeza, Letelier y Pata Mora. En su mayor parte son sedimentitas continentales, areniscas, conglomerados, pelitas, y tobas, con algunas intercalaciones de rocas basálticas.

Al norte de la laguna Llanquanelo, la columna estratigráfica se completa cronológicamente con los depósitos aluviales aterrizados de la unidad Q1af que es la que ocupa la mayor extensión. Son sedimentos aluviales con alguna participación eólica, que rellenaron toda la depresión durante el Pleistoceno. La unidad Q2e corresponde a médanos y otros sedimentos eólicos ubicados en ciertos sectores donde

los vientos del oeste son obstruidos por el Bloque de San Rafael.

La unidad Q2ev representa sedimentos de playas de lagunas actuales, permanentes o estacionales, o fondos de lagunas secas ubicadas donde el Bloque de San Rafael interrumpe la pendiente desde la Cordillera hacia la Llanura Oriental. En algunos casos la evaporación de agua y la precipitación de sales en forma reiterada, originaron depósitos del tipo salina con reserva, como es el caso del yacimiento de cloruro de sodio salina del Diamante. Los depósitos sedimentarios culminan con los sedimentos aluviales aterrizados del Holoceno de la unidad Q2p, y los encauzados de la unidad Q2f.

Al sur de la laguna Llanquanelo, en cambio, hay una presencia dominante de aparatos volcánicos, derrames lávicos y productos de explosión, que abarcan desde el Mioceno hasta el Holoceno, que son los componentes de la provincia geológica denominada Payenia, superpuesta a esta parte de la Cuenca Neuquina, y que se describirán por separado.

Con respecto a la estructura hay una diferencia notable entre la Cordillera Principal y la Cuenca Neuquina. En la Cordillera, la tectónica de compresión del ciclo Ándico produjo una serie de corrimientos imbricados con un intenso plegamiento de la pila sedimentaria jurásico-cretácica. En la Cuenca Neuquina, en cambio, se observan suaves pliegues controlados por el basamento fracturado. A la vez, en esta zona de retroarco, se desarrollaron condiciones tensionales que generaron juegos de fracturas verticales profundas, que controlaron el emplazamiento del volcanismo monogenético de la Payenia, con magma proveniente de la parte superior del manto.

V. BLOQUE DE SAN RAFAEL

Ubicación y límites

La identificación de esta región como una unidad orográfica independiente fue realizada por Feruglio (1946), quien la denominó Montañas de San Rafael, y que, desde el punto de vista geológico las consideró como parte de un único bloque. Esta denominación fue retomada por Polanski (1954), quien definió en forma precisa su constitución geológica y geomorfológica (Ramos 1999a).

Posee una orientación general nornoroeste-sud-sudeste y comprende las sierras de Las Peñas, Pintada y del cerro Nevado, y continúa en la provincia de La Pampa desde la zona de Agua Escondida, hacia el sureste. Tiene un perfil asimétrico, con mayores desniveles hacia el este y su elevación máxima es el

volcán Nevado (3.833 m s. n. m.), el que sobresale notoriamente por sobre el resto de la serranía que, por lo general, no sobrepasa los 2.000 metros sobre el nivel del mar.

Los únicos cursos de agua importantes son los ríos Diamante y Atuel, que nacen en la Cordillera Principal y atraviesan el Bloque de San Rafael en la zona de la sierra Pintada. Ambos ríos proveen el agua de riego para la producción agropecuaria desarrollada al este de la montaña, alrededor de las ciudades de San Rafael y General Alvear.

La particular asimetría de la sierra Pintada se comporta como un escalón hacia la llanura oriental y los ríos han cavado profundas quebradas o cañones que tienen atractivo turístico, en especial el Cañón del Atuel por sus espectaculares formas de erosión, y también han facilitado la construcción de obras hidroeléctricas como el sistema Nihuil - Valle Grande en el río Atuel, y el de Agua del Toro - Los Reyunos en el río Diamante.

Geología

La historia geológica del Bloque de San Rafael tiene muchos elementos compartidos con la Precordillera y con la Cordillera Frontal, y por ello presenta ciertas similitudes tanto en las formaciones que la componen como en sus deformaciones tectónicas remanentes de los ciclos Famatiniano y Gondwánico, pero a diferencia de las anteriores tiene asomos más antiguos, de basamento mesoproterozoico (ciclo Grenvilliano).

La sucesión de rocas aflorantes comienza con la unidad MPM de migmatitas y rocas metamórficas, esquistos y gneises de la Formación Cerro La Ventana, y ortogneises máficos de la Unidad Máfica El Nihuil, del Mesoproterozoico (Cingolani *et al.* 2017), del que solo se conservan afloramientos de poca magnitud al oeste del cerro Ponon Trehue, al norte de Agua Escondida y al norte de El Nihuil. En afloramientos más pequeños aún, al noroeste del cerro Ponon Trehue, se observan calizas, areniscas y limolitas de las formaciones Ponon Trehue y Lindero (unidad **Om**) del Ordovícico, que representan una sedimentación marina de plataforma.

La sedimentación de mar profundo está representada por la unidad **ODm** asignada al Ordovícico-Silúrico; está integrada principalmente por sedimentitas, en gran parte metamorfizadas, de la Formación La Horqueta, que presenta extensos afloramientos de color gris verdoso muy oscuro, desde el embalse El Nihuil hasta el cerro de las Peñas, y por pequeños afloramientos de la Formación

Río Seco de los Castaños, en la sierra Pintada; está integrada por ortocuarcitas, areniscas y lutitas. Las sedimentitas de la Formación La Horqueta están plegadas y metamorfizadas como consecuencia del ciclo Famatiniano.

Los cuerpos magmáticos de la unidad Osu, como el Gabro Loma Alta, inmediatamente al norte del embalse El Nihuil, y los pequeños afloramientos de la diorita La Bordalesa, al noreste del anterior, han sido datados como de edad ordovícica, e intruyen a la Formación La Horqueta. Además, esa misma formación está intruída por pequeños cuerpos de granitoides atribuidos al Carbonífero, como la granodiorita Agua de la Chilena y los granitos y granodioritas Piedras de Afilas (unidad Cgr).

En afloramientos no muy grandes pero numerosos, distribuidos en toda la extensión desde la falda este del cerro Alto de las Peñas hasta Agua Escondida, se encuentra la unidad **Cmc**, del Carbonífero Medio a Tardío, integrada por las formaciones Imperial y Agua Escondida. Presentan una relación de discordancia con las formaciones anteriores y se encuentran plegadas y con cierto grado de metamorfismo.

La Formación Imperial está constituida por conglomerados, areniscas, cuarcitas, limolitas y lutitas, de tonos pardo amarillento verdoso y grisáceo en la parte inferior, depositadas en un ambiente marino a deltaico, y rojizos, violáceos y borravino hacia la parte superior, netamente continental. La Formación Agua Escondida está constituida por facies de areniscas, principalmente finas a medianas, de color blanco grisáceo teñido de castaño amarillento, que alternan con facies de vaques finas y medianas de color gris verdoso a gris verdoso oscuro, todas bien estratificadas, en un ámbito que pasa de marino somero a continental.

Por encima, y en numerosos afloramientos, se encuentra un conjunto de rocas volcánicas e hipabisales con intercalaciones de tobas y areniscas de colores rojizos, castaños y grises que han sido descritas como Grupo Cochicó, y localmente como Formación Cerro de las Yeguas (unidad PIVS), atribuidas al Pérmico Temprano.

Las expresiones volcánicas continuaron en el Pérmico Tardío y en el Triásico Medio, con las unidades PTV y PTP. La primera está integrada por las rocas volcánicas e hipabisales, mesosilícicas y ácidas, con tobas, del Grupo Choiyoi, de amplia distribución en todo el Bloque, denominadas localmente como formaciones Cerro Carrizalito, Quebrada del Pimiento, Agua de los Burros y Choique Mahuida.

La segunda está representada por miembros intrusivos del mismo ciclo denominado Grupo El Portillo, de colores rojizos, aflorantes en la sierra Pintada y de las Peñas, y en una amplia zona al oeste de Agua Escondida.

Las unidades P1VS, PTV y PTP forman parte del volcanismo de arco descrito en la Cordillera Frontal, que corresponde al ciclo Gondwánico (Llambías 1999). El hidrotermalismo asociado a ese volcanismo de arco dio origen a yacimientos metalíferos y no metalíferos (oro, plata, plomo, zinc, molibdeno, fluorita, cuarzo) ubicados principalmente en las cercanías de Agua Escondida. Cabe agregar que las llamadas areniscas atigradas del Grupo Cochicó (unidad P1VS) albergan la mineralización de uranio del Yacimiento Sierra Pintada, de la Comisión Nacional de Energía Atómica.

La Formación Puesto Viejo (unidad TVc), del Triásico Medio y Tardío, solamente está expuesta en la sierra Pintada, a ambos lados del río Atuel, y es muy llamativa tanto por su colorido como por ciertas formas de erosión que las convierten en uno de los atractivos turísticos del Cañón del río Atuel (Fig. 1.16). Está compuesta de sedimentitas continentales, conglomerados, areniscas, limolitas y calizas, bien estratificadas, de colores rojizos dominantes, que en la parte superior alternan con ignimbritas y tobas de colores rosados a lilas. Se apoya en discordancia sobre las volcanitas antes descritas, y están afectadas por la intrusión de hipabisales básicas oscuras.

Estas sedimentitas pertenecen al mismo ciclo de sedimentación en el que se depositó el Grupo Uspallata, en la Precordillera. Están bien estratificadas y se depositaron en fosas desarrolladas dentro del continente, en un ambiente extensional, al este del arco orogénico gondwánico, y que adquieren su máxima importancia en la Cuenca Cuyana, en la Llanura Oriental.

El sector norte del Bloque de San Rafael, correspondiente a las sierras de las Peñas y Pintada, estuvo expuesto a la erosión durante el Jurásico y el Cretácico, con la formación de una planicie conocida como peneplanicie de San Rafael (Polanski 1954). Posteriormente, durante el ciclo Ándico, se produjo el fallamiento y elevación de este bloque serrano, dando comienzo a un nuevo ciclo erosivo. Sin embargo, la mencionada peneplanicie aún puede verse al oeste y al sur de La Tosca, donde la expresión serrana culmina en ese particular plano. Más al sur, en cambio hay remanentes de sedimentación continental del Cretácico Tardío, como la Formación Punta del Agua (unidad K2S), que presenta dos afloramientos cercanos a la localidad del mismo nombre. Son conglomerados, areniscas, limolitas y arcilitas, bien estratificadas, de tonos rojizo a violáceo pardusco y verdoso amarillento.

La actividad volcánica atribuible al volcanismo de arco del ciclo Ándico tuvo su máxima extensión hacia el este durante el Neógeno, y está representado por las andesitas y dacitas del cerro Plateado (unidad



Figura 1.16. Areniscas y tobas estratificadas en el cañón del Atuel.

N1V), y por los basaltos, tobas y brechas andesíticas y dacíticas del cerro Nevado (unidad n57b), ambas con colores grises en diferentes tonos. Pertenecen a la misma época las sedimentitas continentales de la unidad Nvc, con numerosos afloramientos desde Punta del Agua hasta el extremo norte del Bloque. Son areniscas, conglomerados, limolitas y tobas de las formaciones Aisol, Río Seco del Zapallo, Cajón de Mayo y Puesto Barros, cuyos colores varían desde blanco grisáceos a pardos rojizos y pardo verdosos.

Existen afloramientos muy pequeños (para la escala de nuestro mapa) de travertinos, rocas formadas por la precipitación superficial de carbonatos aportados por manantiales. El más extenso está en el norte de la sierra de las Peñas, identificado como unidad Q1ct del Pleistoceno. Hacia el sur, cerca de 25 de Mayo, hay un afloramiento de travertino más moderno, que fue objeto de explotación bajo el nombre de mármol aragonita.

El volcanismo de retroarco, fundamentalmente basáltico, característico de la Payenia, está ampliamente distribuido desde el cerro Negro, frente a San Rafael, hasta el extremo sur del Bloque.

La mayor parte corresponde a la unidad q1b, Grupo Chapúa, de edad pleistocena temprana; en el cerro Diamante, y al este del volcán Payún Matrú, se encuentran basaltos de la unidad q4b, de edad pleistocena tardía. Finalmente, en el cerro Negro de las Salinas se ubica un afloramiento de la unidad Q2b, correspondiente al basalto de la Formación Tromen, del Holoceno.

La típica sedimentación de pie de sierra está ampliamente representada por la unidad Q1af, compuesta por depósitos continentales aterrizados de aglomerados, gravas y arenas, a veces cubiertos parcialmente por aporte eólico, atribuidos al Pleistoceno.

La unidad Q2e corresponde a médanos y otros sedimentos eólicos ubicados en los márgenes este y oeste de la serranía. En ciertos casos como en las cercanías de San Rafael, la unidad consiste en una delgada capa de sedimentos del tipo loess, que cubre a la sedimentación aluvional de pie de monte. La unidad Q2ev representa sedimentos de playas de lagunas actuales, permanentes o estacionales, o fondos de lagunas secas ubicadas donde el Bloque de San Rafael interrumpe la pendiente desde la Cordillera hacia la Llanura Oriental. Ya fueron descriptos en la Cuenca Neuquina. También hay pequeñas lagunas o salinillas en el extremo sur del Bloque.

Los depósitos sedimentarios culminan con los sedimentos aluviales aterrizados de la unidad Q2p,

y encauzados de la unidad Q2f, del Holoceno. Como ya se mencionó, la elevación de este Bloque se produjo durante la orogenia del ciclo Ándico, con fallas ubicadas al este que originaron el perfil asimétrico que lo caracteriza. Cabe destacar que una de esas estructuras, conocida como falla de Las Malvinas, ubicada en la línea de los cerros Negro, Guadalito y Ponon Trehue, es reconocida como falla activa, es decir que es una fuente potencial de movimientos sísmicos.

VI. COMARCA ORIENTAL

Ubicación y límites

La llamada Comarca Oriental no es específicamente una provincia geológica, sino que bajo aquella denominación se agrupa a la Cuenca Cuyana (Moratello 1993), que ocupa la mayor parte de esta comarca, con algunas áreas adyacentes que presentan morfología de llanura. Así queda delimitada hacia el oeste por el pie de sierra de la Precordillera, la Cordillera Frontal y el Bloque de San Rafael, y hacia el este por el río Desaguadero-Salado. Hacia el norte traspasa el límite provincial y se extiende en la provincia de San Juan, y hacia el sur termina a la latitud del límite con la provincia de La Pampa.

Por lo general se la divide en dos partes, cuya separación coincide aproximadamente con el paralelo 34°. La parte norte se denomina subcuenca de Cacheuta y la sur es la subcuenca de Alvear. La primera alberga yacimientos de hidrocarburos, e históricamente fue la primera cuenca del país en producirlos, a partir de 1886.

Morfológicamente, la Comarca Oriental puede calificarse como una llanura interrumpida, inmediatamente al sur de la Precordillera, por dos cordones de pequeños cerros de rumbo nornoroeste-sudsudeste, denominados cerrilladas Potrerillos-Cacheuta, el del oeste, y Lunlunta-Barrancas, el oriental. Entre la primera cerrillada y el pie de monte de la Cordillera Frontal, queda enmarcada la depresión que se denomina valle de Uco, dentro de la cual se ubican las ciudades de Tupungato, Tunuyán y San Carlos. Todas las demás capitales de departamentos (con excepción de Malargüe) se ubican en esta Comarca Oriental, en las zonas de influencia de los ríos Mendoza, Tunuyán, Diamante y Atuel, cuyas aguas son utilizadas para el riego de los oasis artificiales desarrollados para la producción agrícola. En general, el relieve está dado por la yuxtaposición de llanuras aluvionales con una importante participación eólica.

Geología

La cuenca Cuyana es el resultado de la apertura de fosas tectónicas, alargadas en sentido norte-sur, con la consiguiente subsidencia, en un ambiente geotectónico extensional (cuenca tipo *rift*), en el margen suroeste del continente de Gondwana, a principios del Triásico (Ramos y Kay 1991).

De esa manera, los bloques fallados y deprimidos constituyen el basamento de la cuenca, cuya composición varía de este a oeste. Comienza con rocas metamórficas del Proterozoico al Paleozoico Temprano (como las de Sierras Pampeanas), y pasa hacia el oeste a rocas sedimentarias o metamórficas de bajo grado de edad paleozoica (similares a las de Precordillera) y a volcánicas del Grupo Choiyoi, con edades que van del Pérmico Tardío al Triásico Temprano. El relleno de la cuenca de *rift* se produjo por el aporte de sedimentos continentales, principalmente durante el Triásico.

Las sedimentitas del Triásico se corresponden con la unidad TVc que son las areniscas, tobas, conglomerados, limolitas y lutitas, de colores rojizos, castaños y grises, con intercalaciones de diabasas, del Grupo Uspallata, cuya edad abarca el Triásico Medio y Tardío, cuyos afloramientos pueden verse en el ámbito de la Precordillera y en los alrededores de Potrerillos. El Grupo Uspallata comprende las formaciones Río Mendoza, Las Cabras, Potrerillos, Cacheuta y Río Blanco (Moratello 1993).

La subsidencia, provocada por la tectónica extensional tipo *rift*, disminuyó su velocidad en el Jurásico y se interrumpió en el Jurásico Tardío. En ese último lapso se depositaron sedimentos continentales, representados por conglomerados y areniscas rojas y amarillentas, con intercalaciones de arcillas pardo rojizas y areniscas grises, que constituyen la Formación Barrancas, y por espesores bastante considerables de basaltos olivínicos que son denominados Formación Punta de las Bardas. Ambas formaciones han sido reconocidas solamente en el subsuelo y están cubiertas por las sedimentitas continentales de la Formación Divisadero Largo (unidad Ec) y de las formaciones La Pilona, Mariño y Mogotes (unidad Nvc). Estas últimas corresponden a una reactivación de la subsidencia como cuenca de antepaís durante el Neógeno, relacionada con el ciclo Ándico (Ramos 1999a).

Como resultado de todo ese proceso se depositaron miles de metros de sedimentos, exclusivamente continentales. Los espesores máximos registrados son de 3.700 m para las sedimentitas triásicas y de 3.500 m para las posteriores (Moratello 1993).

Hay que destacar que la Formación Cacheuta, que es un conjunto de lutitas bituminosas negras y grises finamente estratificadas dentro del Grupo Uspallata (unidad TVc), se considera la principal roca madre desde la cual migró el petróleo en la subcuenca de Cacheuta. La mayoría de los yacimientos se encuentra en una porción de la cuenca coincidente con las cerrilladas Potrerillos-Cacheuta y Lunlunta-Barrancas, un sector en el que la tectónica Ándica generó un conjunto de pliegues anticlinales y sinclinales fallados, que contribuyeron a la formación de trampas para la acumulación de los hidrocarburos. La principal roca reservorio es la Formación Barrancas, aunque también hay yacimientos en rocas infra y supra yacentes.

La columna estratigráfica se completa con la unidad Q1af que son depósitos aluviales de las formaciones La Invernada, Los Mesones y equivalentes, del Pleistoceno, y con las unidades Q2e, Q2ev, Q2p y Q2f, todas del Holoceno. La unidad Q1af está integrada por sedimentos aluviales del tipo pedemontano, con fanglomerados, gravas, arenas y limos, depositadas en discordancia sobre las sedimentitas del Neógeno, con importantes afloramientos en la zona de la cerrillada Lunlunta-Barrancas, y muchos otros afloramientos dispersos.

Sobre las unidades del Holoceno, debemos aclarar que la numeración y ubicación que se muestra en el cuadro estratigráfico del mapa es arbitraria, por razones de dibujo, y no indican una sucesión cronológica de cada una de ellas en este muy corto período. Debe entenderse que desde la unidad Q2e hasta la Q2p, son formaciones que, en facies diferentes, corresponden a la misma edad. La unidad Q2e, integrada por médanos, mantos de arena, guadales y limos, es la que presenta los afloramientos más extensos del mapa, hecho coherente con la calidad de desierto a semidesierto que caracteriza a esta parte de la provincia de Mendoza.

La unidad Q2ev agrupa a depósitos sedimentarios muy finos (limos, arcillas y arcillas salitrosas) acumulados en bajos de escasa o nula pendiente, presentes en el extremo noreste de la provincia, y en la zona central, al sur de la localidad de Santa Rosa y hasta Ñacuñán, donde desaguan los cursos temporarios que bajan de la cerrillada, y se infiltran en los sedimentos eólicos de esa zona. La unidad Q2p corresponde a los últimos niveles de agradación (fanglomerados, gravas, arenas, limos) que conformaron extensas planicies aluvionales y que se encuentran disectados por los cauces actuales de ríos y arroyos. Cabe agregar que estos depósitos, en muchos

lugares, presentan una cubierta de limos de origen eólico. La unidad Q2f, finalmente, corresponde a los sedimentos aluvionales de los cauces actuales de los cursos fluviales permanentes o transitorios.

Cabe agregar que las unidades Q1af y Q2p, que corresponden a depósitos aluvionales pleistocenos y holocenos, de buena permeabilidad, constituyen los acuíferos que proveen agua subterránea en casi toda esta Comarca Oriental. Hay varios niveles de explotación y los pozos más profundos están en el orden de los 350 metros.

VII. PAYENIA

Ubicación y límites

Como ya se dijo antes, la Payenia (o Payunia) fue definida como provincia geológica por varios autores (Ramos 1999a). Aunque no está representada en nuestro mapa de referencia, se la reconoce fácilmente en el mapa geológico por la presencia de extensos campos volcánicos desde el cerro Diamante hacia el sur, especialmente al este, al oeste y al sur de la laguna Llanquanelo, en una considerable extensión que sobrepasa los límites provinciales hacia La Pampa y Neuquén. En esa superficie se superpone al margen oriental de la Cordillera Principal, a la Cuenca Neuquina y a gran parte del Bloque de San Rafael.

Por la cantidad y calidad de las construcciones volcánicas, por sus coladas de lavas y sus productos piroclásticos, y por la particular morfología dada por su casi intacto estado de conservación, la zona conocida como Los Volcanes, y los cerros Payún Liso (3.838 m s. n. m.) y Payún Matrú (3.715 m s. n. m.), tienen un enorme atractivo científico y turístico (Figura 1.17).

Geología

El volcanismo de la Payenia tiene la particularidad de presentar dos tipos de volcanes: los volcanes poligenéticos y los monogenéticos, cuya actividad abarca desde el Mioceno hasta el Holoceno.

Los volcanes poligenéticos son aquellos que tuvieron múltiples erupciones, alternándose las explosivas con las efusivas. Su actividad se produjo a partir de la formación de una cámara magmática ubicada a pocos kilómetros de profundidad, desde la cual un conjunto de rocas fundidas y vapor de agua alimentaron la actividad del volcán durante un tiempo relativamente largo. Se considera que los volcanes poligenéticos son parte del volcanismo de arco del ciclo Andico (Bermúdez *et al.* 1993), en estos casos desplazado hacia el este, producido en condiciones de compresión cortical. Corresponden a este tipo los cerros Diamante, Nevado, Plateado, Zaino, Payún Matrú, Payún Liso y Chachahuén.

Los volcanes monogenéticos son los que han tenido una sola erupción y generalmente han emitido lavas basálticas provenientes de la fusión de rocas a mayor profundidad, en la parte superior del manto. Estos volcanes se cuentan por centenas y en algunos casos no llegaron a formar cráteres definidos, sino que se comportaron como efusiones de fisura. Se clasifican como volcanes de retroarco, originados por condiciones extensionales, que produjeron la apertura de grietas muy profundas por donde ascendieron magmas basálticos de gran fluidez. Esa fluidez permitió que las lavas basálticas se derramaran cubriendo enormes superficies.

Cronológicamente, las volcanitas más antiguas de este ámbito son los basaltos, andesitas, brechas volcánicas y piroclastitas del Grupo Palauco y de la Formación Choyocho, con los afloramientos más im-



Figura 1.17. Conos de volcanes monogenéticos y coladas de lava muy modernas en la zona de Los Volcanes, al este de la ruta nacional 40 (fuente: Google Earth).

portantes en la sierra de Palauco y en la altiplanicie del Payún, asignados al Mioceno (unidad N1b). A la misma edad son asignadas las andesitas y dacitas de la Formación Cortadera (unidad N1V), que aflora en el cerro Plateado y al oeste del cerro Chorreado. Le siguen los basaltos, andesitas, dacitas, brechas y tobas de las formaciones Chachahuén, Zaino y Nevado (unidad n57b), presentes en los cerros del mismo nombre, atribuidos al intervalo Mioceno Tardío-Plioceno Tardío.

El volcán Payún Matrú posee un antiguo núcleo representado por rocas de la Formación Payún Matrú (unidad q1an). Son coladas mesosilícicas (traquitas y andesitas) de colores gris oscuro, rosado y violáceo, con cierta participación de piroclastitas, que se atribuyen al Pleistoceno Temprano. La unidad Q1vc es la Formación Portezuelo, integrada por ignimbritas y tobas de tonos rosados hasta muy oscuros, producto de fases explosivas del mismo volcán, ocurridas en el Pleistoceno, y que se distribuyen en forma de anillo a su alrededor. Por último, los afloramientos de la Formación La Planchada (unidad Q2an) bordean la caldera del Payún Matrú. Son acumulaciones de carácter lávicopumíceo y brechoso pumíceo que forman escoriales traquíticos y hialotraquíticos, de colores amarillos blanquecinos, ocre y grises, que culminan con coladas traquíticas.

Las unidades q1b, q4b y Q2b son las volcanitas basálticas, de colores oscuros, que caracterizan al volcanismo de retroarco y poseen la mayor extensión areal en esta provincia. Corresponden respectivamente a las formaciones Chapúa, Puente y Tromen (Bermúdez *et al.* 1993).

La primera, asignada al Pleistoceno Temprano, ocupa una gran extensión cubriendo parte de la Cuenca Neuquina, desde la laguna Llancanelo hacia el sur, y una fracción importante del Bloque de San Rafael.

La Formación Puente, del Pleistoceno Tardío, presenta los derrames más extensos al sur del cerro Guadaloso, hasta el río Colorado, y desde la zona de Los Volcanes hasta el límite con La Pampa. Por su parte, la Formación Tromen corresponde a las efusiones más modernas, del Holoceno, ubicadas entre la zona de Los Volcanes y la sierra de Chachahuén.

2. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO DE LA PROVINCIA DE MENDOZA

Desde hace algunos años, el SEGEMAR dio inicio a la recopilación y descripción de los Sitios de Interés Geológico de la República Argentina.

Estos pueden definirse como “lugar y/o elemento geológico que por sus características singulares, o de representatividad en relación a una o varias disciplinas de la geología, posee un interés que le otorga un valor científico, educativo y/o turístico. Estas características permiten conocer, estudiar y divulgar/comunicar, cuestiones vinculadas al origen, evolución y composición de la Tierra, los procesos que la han modelado, los climas y paisajes del pasado y el presente, así como el origen y evolución de la vida” (Asociación de Servicios de Geología y Minería Iberoamericanos [ASGMI] 2018). Su conocimiento es de especial interés, porque contribuye a la preservación de los mismos, a difundir el conocimiento geológico, contribuir a la trasmisión del pensamiento científico, vincular a las comunidades con su entorno y a estimular actividades educativas. La gran mayoría de los Sitios de Interés Geológico (SIG) son recursos no renovables y deben ser contemplados en una correcta gestión del territorio, puesto que su degradación en la mayoría de los casos es irreversible. Aunque en esencia, todos los sitios poseen relevancia científica, a partir de diversos parámetros se los clasifica según su valor científico, educativo y/o turístico.

Para acompañar al Mapa Geológico de la provincia de Mendoza se seleccionaron 36 sitios (Fig. 2). Esta selección intenta reflejar la diversidad geológica y paisajística del territorio provincial, privilegiando aquellos de fácil acceso para el público general, y de mayor atractivo turístico. A continuación, se resumen las principales características de cada uno, mediante textos pensados para un público no especializado; se evitan en lo posible los términos técnicos, las referencias bibliográficas, y varios de los criterios de valoración establecidos por el SEGEMAR para la descripción de los SIG. Se han seleccionado varios sitios correspondientes al área de la Reserva Natural La Payunia; una visión de conjunto sobre esta región puede ser consultada en el capítulo del libro sobre SIG de la República Argentina publicado por el SEGEMAR en 2008 (disponible en <https://repositorio.segemar.gov.ar/handle/308849217/1330>).

2.1. ALTOS LIMPIOS

32°22'04"S, 68°02'02"O. Sitio ubicado en la Reserva Provincial Telteca (SIG 1 en figura 2), con buen acceso desde la ruta nacional 142 (asfaltada), 115 km al noreste de la ciudad de Mendoza (Fig. 2.1). El sitio no posee infraestructura, excepto senderos que

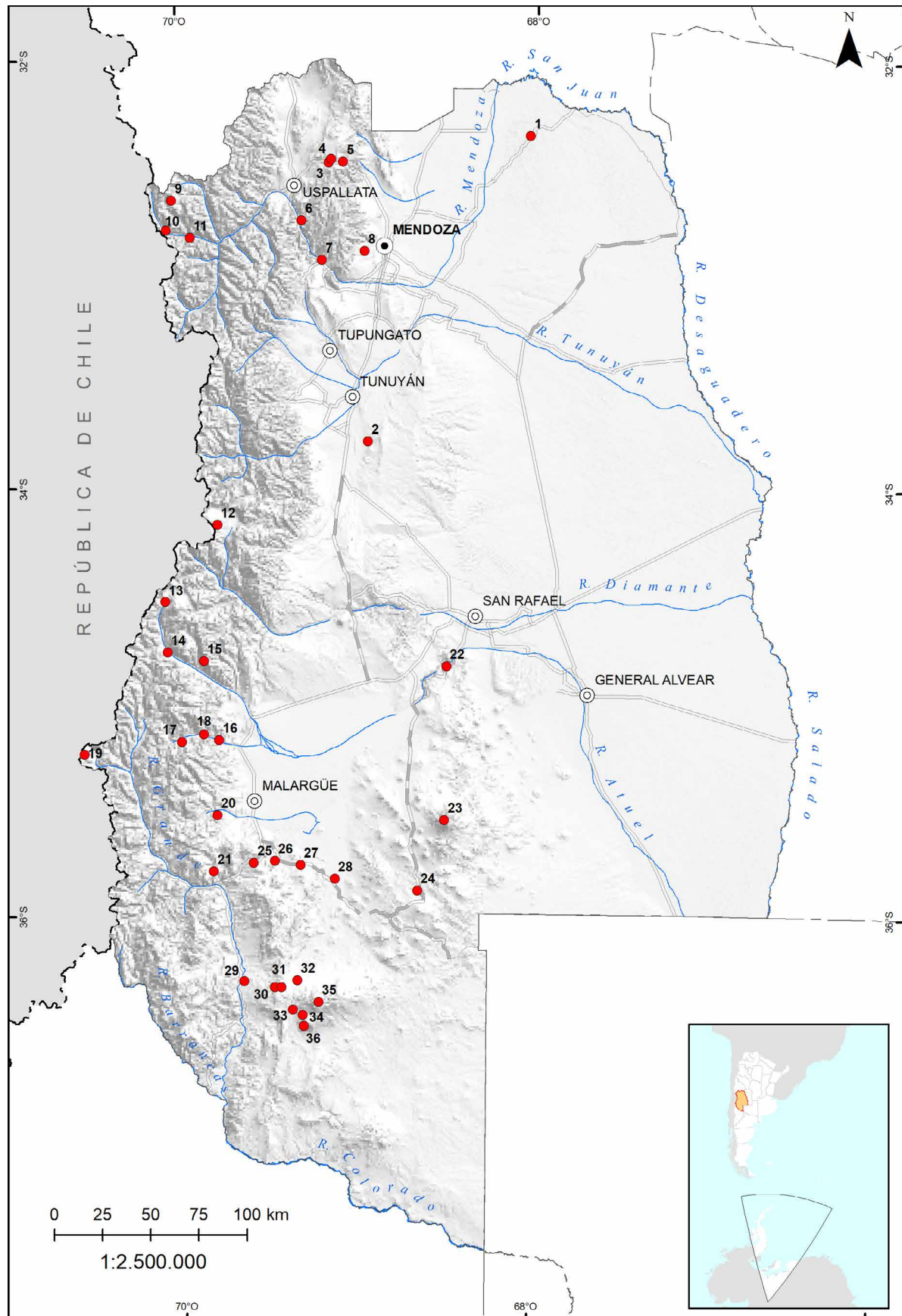


Figura 2. Ubicación de los Sitios de Interés Geológico (SIG) de la provincia de Mendoza.

1. Altos Limpios; 2. Huayquerías de San Carlos; 3. Bosque fósil de Darwin; 4. Minas de Paramillos; 5. El Balcón; 6. Avalancha del Tigre Dormido; 7. Cerro Cocodrilo; 8. Reserva Natural Divisadero Largo; 9. Cerro Aconcagua; 10. Avalancha de Las Cuevas; 11. Puente del Inca (Monumento Natural); 12. Volcán Maipo - Caldera del Diamante; 13. Laguna del Atuel; 14. Termas El Sosneado; 15. Triásico marino del arroyo Alumbre; 16. Colada El Infiernillo; 17. Pozo de las Ánimas; 18. Laguna de la Niña Encantada; 19. Complejo volcánico Planchón - Peteroa; 20. Castillos de Pincheira; 21. Caverna de Las Brujas; 22. Cañón del Atuel; 23. Volcán Nevado; 24. La Ventana; 25. Cuesta del Chihuido - Vaca Muerta; 26. Volcán Malacara; 27. Cueva del Tigre; 28. Volcán Carapacho; 29. La Pasarela; 30. Cerro Morado; 31. Pampas Negras; 32. Volcán Santa María y escorial de la Media Luna; 33. Coladas Traquíticas Post-caldera; 34. Portezuelo de Los Payunes; 35. Volcán Payún Matrú; 36. Volcán Payún Liso.

llegan hasta el comienzo de las dunas; en el ingreso a la reserva hay un centro de interpretación.

El paraje conocido como Altos Limpios es un pequeño campo de dunas de arena de hasta 15 m de altura, carentes de vegetación (Fig. 2.2). Representa en forma muy clara el ambiente de extrema aridez, característico del oriente del departamento Lavalle. En los alrededores de este sitio se observan sectores con vegetación de tipo monte, dominados por el algarrobo dulce, y donde se puede observar la fauna típica de este ambiente, como armadillos, cotorras, roedores y tortugas. A pesar del ambiente de extrema aridez, este ecosistema se puede sostener por la

existencia de agua subterránea a escasa profundidad.

Valor educativo y turístico.

Para saber más: <http://elportaldemendoza.com/blog/altos-limpios-el-sahara-desde-lavalle/>

2.2. HUAYQUERÍAS DE SAN CARLOS

33°47'54"S, 68°56'26"O. Corresponde a un área amplia al oriente de la ciudad de San Carlos (SIG 2 en figura 2), desde la que se accede por medio de un camino de ripio de 8 km, el último tramo en mal estado; el resto del recorrido debe realizarse con vehículos especiales o a pie. Excepto por un



Figura 2.1. Ingreso al área de Altos Limpios, departamento de Lavalle (fotografía M. Rosas).



Figura 2.2. Médanos de arena en Altos Limpios, vista hacia la ruta nacional 142 (fotografía M. Rosas).

estacionamiento rudimentario, no existe ningún tipo de infraestructura en el lugar; algunas agencias de turismo aventura promocionan excursiones de medio día. El acceso es libre.

Huayquería es un término derivado del quechua *huayco*, el cual hace referencia a depresiones del terreno generadas por erosión fluvial; las huayquerías son formas de erosión fluvial formadas en climas áridos, sobre rocas sedimentarias poco consolidadas y con alto contenido de arcillas, equivalentes a las tierras malas o *badlands*. Al este de San Carlos, en los últimos millones de años se produjo un lento ascenso del terreno, formado por depósitos aluviales arenosos y arcillosos del Mioceno Tardío y Plioceno. A partir de este ascenso, se invirtió el drenaje del terreno hacia el oeste. Las lluvias en esta zona suelen ser episódicas pero muy intensas, lo que favorece una intensa erosión fluvial, que con el tiempo labrando grandes cañadones de hasta de 30 m de altura. Estos cañadones son muy sinuosos y ramificados, con un diseño prácticamente laberíntico. Los altos paredones verticales, los tonos rojizos y amarillentos de las rocas, y una iluminación cambiante a lo largo del día y las estaciones, generan un paisaje de gran atractivo turístico (Fig. 2.3). En los paredones se observa claramente la típica estratificación de los ambientes distales de abanico aluvial, con impor-

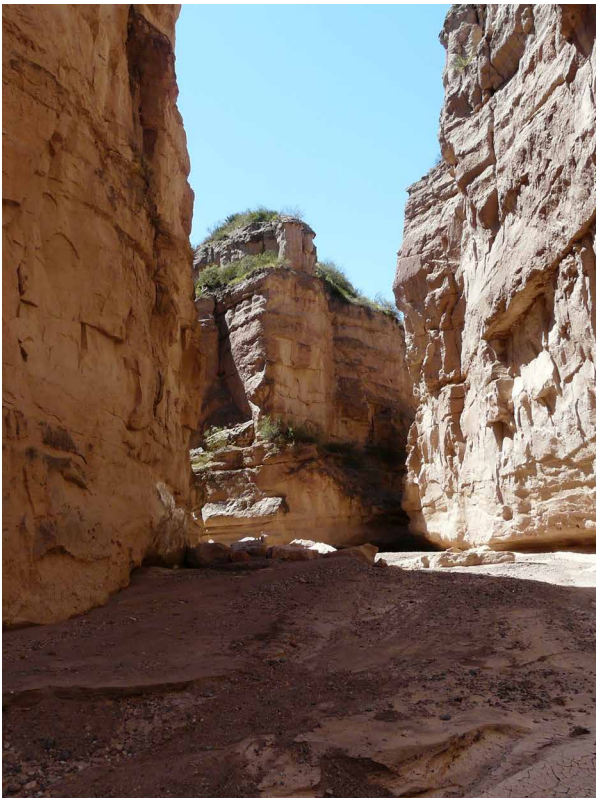


Figura 2.3. Vista hacia el este, en el sector medio del cañón de La Salada (fotografía H. Marengo).

tante aporte volcánico-clástico, sectores plegados y numerosos planos de falla transversales a los cauces modernos (Fig. 2.4).

Valor científico y turístico.

2.3. BOSQUE FÓSIL DE DARWIN

32°28'53"S, 69°09'09"O. Situado al costado de la ruta provincial 52 (antigua ruta nacional 7), entre las localidades de Villavicencio y Uspallata, en el área conocida como Paramillos de Uspallata (SIG 3 en figura 2). El sitio es de fácil acceso y de carácter libre; no existe infraestructura para el visitante.

En el sitio se encuentran moldes y troncos petrificados de *Araucarites* sp., araucarias triásicas (edad: 230 Ma) en posición vertical, alojados en la Formación Paramillos, y descubiertos por Charles Darwin en 1835 en su viaje desde Mendoza hacia Santiago de Chile. Las araucarias crecieron en un bosque tropical sobre suelo arenoso, y luego fueron sepultadas por una lluvia de ceniza volcánica, permitiendo su preservación y fosilización (Figs. 2.5 y 2.6). Fue el primer bosque petrificado descubierto en América del Sur, y es un sitio paleontológico de prestigio mundial, a pesar de lo cual no goza de ningún tipo de protección oficial por parte del gobierno; ha sido intensamente depredado, y su estado es de



Figura 2.4. Falla moderna, con bloque bajo hacia el oeste (derecha de la foto), en la parte occidental del cañón de La Salada (fotografía H. Marengo).

alarmante deterioro. La placa conmemorativa que se observa en la actualidad fue realizada por el Conicet en 2009 (Fig. 2.7).

Valor científico, didáctico y turístico.

Para saber más: <https://paramillosdeuspallata.wordpress.com/darwin/>

2.4. MINAS DE PARAMILLOS

32°28'32"S, 69°08'52"O. Se accede por una huella de 500 m desde la ruta provincial 52, en cercanías al Bosque Fósil de Darwin (SIG 4 en figura 2). Este sitio es de dominio público de la provincia de Mendoza, aunque no se halla protegido, ni se construyó ningún tipo de infraestructura para el visitante, ni para su preservación. Se realizan excursiones turísticas por intermedio de empresas privadas.



Se trata de un complejo minero abandonado, iniciado por los jesuitas a principios del siglo XVII, aunque se especula sobre explotaciones precolombinas, por parte de huarpes e incas. Son consideradas las primeras minas explotadas en la Argentina. Luego de una explotación intermitente, fueron abandonadas durante la década de 1980. En rocas volcánicas triásicas, se alojaron vetas hidrotermales, ricas en sulfuros de plata, plomo y zinc. En el sitio se observan ruinas de edificaciones de diferentes períodos, además de numerosas labores mineras, que en conjunto tienen un excepcional valor cultural y arqueológico (Figs. 2.8 y 2.9).

Valor científico, didáctico y turístico.

Para saber más: https://es.wikipedia.org/wiki/Paramillos_de_Uspallata#Charles_Darwin_en_Paramillos_de_Uspallata_y_el_primer_bosque_f%C3%B3sil_de_Am%C3%A9rica_del_Sur



Figuras 2.5 y 2.6. Imprints de un tronco de araucaria en la roca hospedante. En la base se conserva una parte del tronco petrificado (fotografías H. Marengo y M. Rosas).

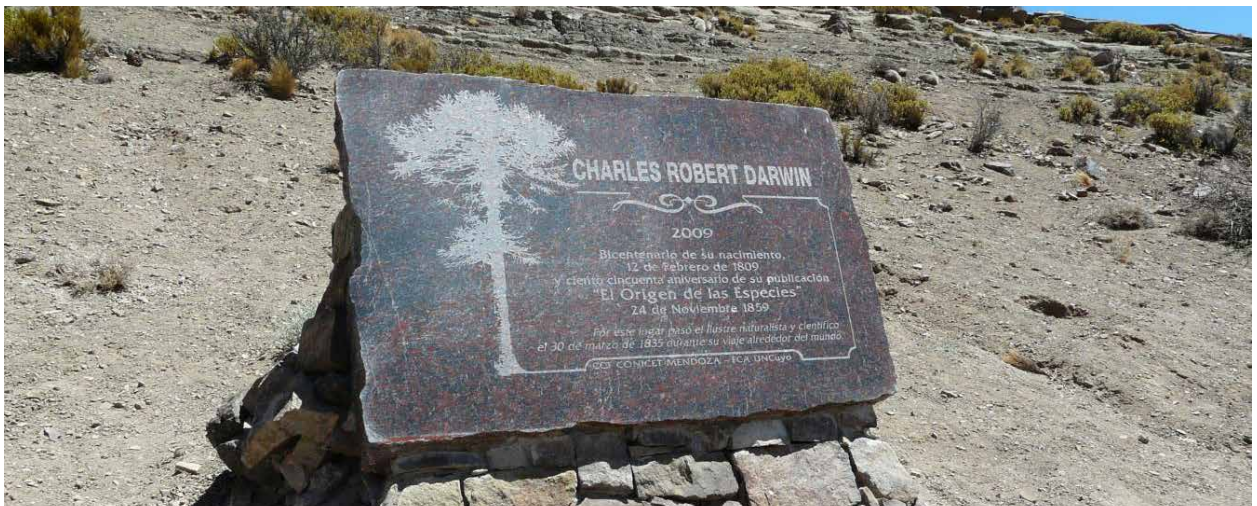


Figura 2.7. Placa que recuerda el descubrimiento del sitio, por Charles Darwin (fotografía H. Marengo).



Figura 2.8. Construcciones mineras abandonadas; vista hacia el valle de Uspallata y la cordillera Frontal (fotografía H. Marengo).



Figura 2.9. Pique Gobernador (60 m de profundidad) construido hacia 1888 (fotografía M. Rosas).

2.5. EL BALCÓN

32°28'53"S, 69°04'26"O. Se ubica a 300 m de la ruta provincial 52, unos 20 km al noroeste de Villavicencio (SIG 5 en figura 2). Es un sitio no protegido y de acceso público, y no cuenta con infraestructura.

Es una construcción realizada para observar un interesante relicto geomórfico formado por la erosión fluvial, que ha dado lugar a un resalto de unos 80 m de altura. Fue una cascada o un importante salto dentro de un angosto cañón, o quebrada del Toro, labrado en rocas triásicas. La pared que se observa desde El Balcón presenta una sección de rocas triásicas silicificadas pertenecientes al Grupo

Uspallata, con intercalaciones de filones capa de pórfidos andesíticos muy resistentes a la erosión (Figs. 2.10 y 2.11).

Valor turístico.

2.6. AVALANCHA DEL TIGRE DORMIDO

32°46'26"S, 69°18'47"O. Se localiza sobre ambas márgenes del río Mendoza, unos 10 km al norte de la curva de Guido hacia Uspallata (SIG 6 en figura 2), perfectamente visible desde la ruta nacional 7.

Es un enorme depósito generado en el Pleistoceno Tardío, por un proceso de remoción en masa clasificado como "avalancha de rocas". La zona de



Figura 2.10. Vista de El Balcón, construido sobre rocas estratificadas del Triásico, pertenecientes al Grupo Uspallata (fotografía M. Rosas).

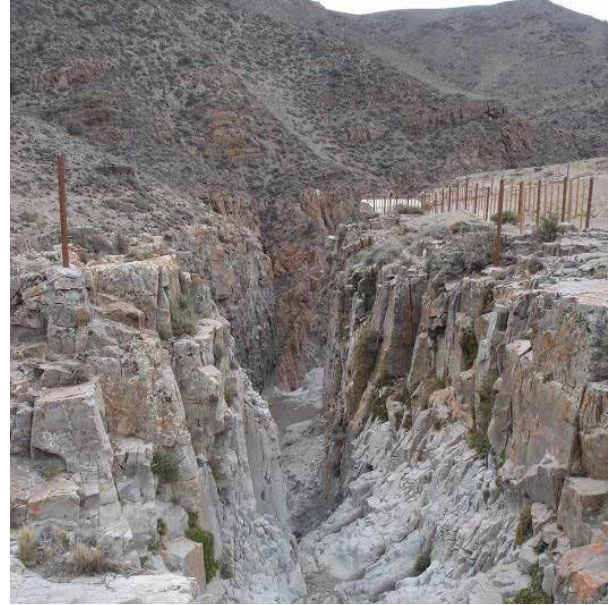


Figura 2.11. Cañón labrado sobre rocas triásicas (areniscas silíceas). En segundo plano se observa El Balcón (fotografía M. Rosas).

arranque de este movimiento se ubicó en las cabecezas de la quebrada La Soltera, en el cerro Minero. Las rocas fueron fuertemente alteradas en su área fuente por fluidos hidrotermales, que le han conferido tonos ocre amarillentos. La masa movilizada represó el valle del río Mendoza, y formó un lago de gran

extensión aguas arriba. Con el tiempo, este dique natural fue destruido, y su relicto más llamativo es este depósito conocido como El Tigre Dormido, que toma su nombre de su forma y coloración (Figs. 2.12 y 2.13).

Valor científico, didáctico y turístico.



Figura 2.12. Depósitos de la avalancha del Tigre Dormido desde la ruta nacional 7 (fotografía H. Marengo).



Figura 2.13. Avalancha del Tigre Dormido desde el sur. Al fondo a la izquierda, la masa rocosa color ocre del cuerpo principal de la avalancha; a la derecha, parte de la geoforma amarillenta denominada Tigre Dormido (fotografía M. Rosas).

2.7. CERRO COCODRILO

32°57'11"S, 69°12'20"O. Está ubicado en cercanías de la ruta nacional 7, en la costa del embalse Potrerillos (SIG 7 en figura 2). Es de acceso libre y de muy fácil ascenso por senderos; es un habitual paseo de turistas que concurren a Potrerillos.

Constituye una muy buena exposición de los depósitos arenosos y conglomerádicos de la Formación Potrerillos (Figs. 2.14 y 2.15). Estas rocas sedimentarias fueron depositadas en ambientes fluviales y lacustres, durante la transición del Triásico Medio a Tardío, en torno a los 240-220 Ma de antigüedad, y posee abundantes restos fósiles de vegetales.

Valor didáctico y turístico.

2.8. RESERVA NATURAL DIVISADERO LARGO

32°53'03"S, 68°56'19"O. Se localiza 5 km al oeste del cerro de La Gloria, en la ciudad de Mendoza,

y se accede por un camino asfaltado, que finaliza de tierra (SIG 8 en figura 2). Es un Área Natural Protegida provincial, y cuenta con un puesto de guarda parques y una red de senderos con cartelera.

Representa el ambiente típico del pie de monte de la Precordillera mendocina. Es un sitio de importante atractivo paisajístico, donde se exponen secuencias sedimentarias triásicas (Fig. 2.16), paleógenas y neógenas, con elevado contenido fosilífero. Es una de las áreas donde se puede observar mejor la columna estratigráfica de la cuenca Cuyana. Estas secuencias fueron elevadas e inclinadas hasta su posición actual entre fines del Mioceno y el Plioceno (Fig. 2.17).

Valor científico, didáctico y turístico.

2.9. CERRO ACONCAGUA

32°39'39"S, 70°00'47"O. Se sitúa en el Parque Provincial Aconcagua, al que se accede desde la ruta nacional 7, a unos 2 km de Puente del Inca (SIG 9 en figura 2). El resto del camino lo constituyen sen-



Figura 2.14. El cerro Cocodrilo desde el embalse Potrerillos (fotografía H. Marengo).



Figura 2.15. Vista del cerro Cocodrilo desde el norte (fotografía H. Marengo).



Figura 2.16. Afloramiento de lutitas oscuras de la Formación Cacheuta (Triásico Tardío), principal roca madre de hidrocarburos de la cuenca Cuyana (fotografía H. Marengo).



Figura 2.17. Cresta homoclinal compuesta de rocas triásicas de la cuenca cuyana; desde un mirador en Divisadero Largo (fotografía H. Marengo).

deros para mulares o peatones, que conducen a los diferentes campamentos base y refugios.

El cerro Aconcagua, de 6.962 m de altura, es el punto culminante de la cordillera de los Andes, y la máxima elevación de los hemisferios occidental y austral (Fig. 2.18). Los Andes se originaron por el empuje asociado al proceso de subducción en el borde sudamericano. Esa compresión provocó en esta zona, un importante acortamiento horizontal y un marcado ascenso vertical, de manera que antes del Cenozoico la región tenía una extensión de unos 90 km en sentido este-oeste y una escasa altura, en tanto que actualmente constituye una faja de 30 km de ancho y hasta 7 km de altura. El Aconcagua está formado por rocas de un basamento pre mesozoico, formado por rocas sedimentarias paleozoicas muy deformadas e intruidas por granitoides pérmicos y rocas del Grupo Choiyoi; siguen rocas sedimentarias continentales y marinas del Triásico al Cretácico; por último, se depositaron volcanitas y conglomerados del Mioceno. Es un excelente lugar para observar evidencias de procesos glaciares y de remoción en masa (Fig. 2.19).

Valor científico y turístico.

Para saber más: <http://aconcagua.com.ar/geologia-del-aconcagua-marco-geologico-ramos-1-996/>
<https://repositorio.segemar.gov.ar/handle/308849217/1324>

2.10. AVALANCHA DE LAS CUEVAS

32°48'43"S, 70°02'38"O. Se localiza en la margen norte del río Cuevas, a la altura de la villa homónima, inmediatamente al norte del último cobertizo de la ruta nacional 7 (SIG 10 en figura 2).

Se trata de un enorme movimiento de remoción en masa clasificado como avalancha de rocas, originada en la quebrada del Hombre Cojo (Figs. 2.20 y 2.21). Su origen está relacionado con la desestabilización de las laderas del valle, merced del retiro glaciario a finales del Pleistoceno. El movimiento habría comenzado como un deslizamiento traslacional de rocas volcánicas de la Formación Tordillo. El gran volumen de rocas se encauzó como una avalancha, represando completamente el valle del río Cuevas, con la consecuente formación de un lago temporal. Los depósitos alcanzan una longitud de 1,5 km y un espesor máximo de 50 m; está compuesta de bloques angulosos que pueden superar los 7 m de diámetro.

Valor científico, didáctico y turístico.

2.11. PUENTE DEL INCA (MONUMENTO NATURAL)

32°49'36"S, 69°54'39"O. Se halla al costado de la ruta nacional 7, en cercanías del ingreso al Parque Provincial Aconcagua (SIG 11 en figura 2). Para evitar



Figura 2.18. El cerro Aconcagua desde el valle del río Horcones (fotografía M. Rosas).



Figura 2.19. Glaciar negro Horcones inferior, rodeado por los depósitos de flujos vinculados a los mega deslizamientos de la pared sur del cerro Aconcagua. En segundo plano rocas plegadas del Cretácico (fotografía M. Rosas).



Figura 2.20. Vista desde el sur de la avalancha de Las Cuevas y parte de la villa (fotografía M. Rosas).



Figura 2.21. Vista desde el oeste de la avalancha de rocas de Las Cuevas y del camino que conduce al Cristo Redentor (fotografía M. Rosas).

que avance su deterioro, el acceso está prohibido, pero se tienen buenas vistas desde la margen izquierda del río Cuevas. Existe infraestructura comercial y turística.

Monumento Natural Provincial, que por su singular belleza constituye uno de los íconos turísticos de Mendoza. Célebre formación natural del puente en arco, de 50 m de largo por 15 de ancho y 40 de luz, que se desarrolla sobre el río Cuevas, afluente del río Mendoza (Figs. 2.22 y 2.23). La presencia de aguas

con fama de propiedades curativas, lo convirtió en uno de los centros termales más renombrados de Argentina a principios del siglo XX. A la altura del puente, en la margen derecha del río, se alojan cinco fuentes termales, que van desde los 33° hasta los 38 °C, con una muy fuerte mineralización.

Valor científico, didáctico y turístico.

Para saber más: <https://repositorio.segemar.gov.ar/handle/308849217/1325>



Figura 2.22. Puente del Inca y ruinas del hotel termal, vista desde el norte (fotografía M. Rosas).



Figura 2.23. Material calcáreo que formó el Puente del Inca (fotografía M. Rosas).

2.12. VOLCÁN MAIPO - CALDERA DEL DIAMANTE

34°10'40"S, 69°45'02"O. Se encuentra a unos 60 km al sudoeste de Pareditas, y se accede por la ruta nacional 40 (asfaltada) hasta el cruce con la ruta provincial 98 (ripio) que conduce al puesto de guarda parques (SIG 12 en figura 2). La zona está incluida en el Área Natural Protegida Laguna del Diamante. El acceso es público durante la época estival, y no existe infraestructura turística.

Este centro eruptivo, ubicado en el límite argentino-chileno, se erige como excelente ejemplo de formación de estructuras de tipo caldera asociadas a la erupción de

gran volumen de ignimbritas. Debido a su edad reciente (500.000 años), los depósitos piroclásticos están muy bien preservados, y es posible observar los cambios de facies, las variaciones en el grado de compactación, y diversas estructuras tales como gas pipes. El volcán Maipo (5.323 m s. n. m.), emplazado en el interior de la caldera del Diamante, representa la reactivación del sistema en tiempos más modernos, y aún es potencialmente activo. El conjunto del volcán Maipo y la laguna del Diamante, constituyen un paisaje de extraordinaria belleza (Figs. 2.24 y 2.25).

Valor científico, didáctico y turístico.

Para saber más: https://es.wikipedia.org/wiki/Volcán_Maipo



Figura 2.24. Laguna del Diamante y volcán Maipo. Panel descriptivo del SEGEMAR, que ilustra la evolución de la caldera del Diamante (fotografía M. Rosas).



Figura 2.25. Coladas oscuras más jóvenes en la ladera oriental del volcán Maipo (fotografía M. Rosas).

2.13. LAGUNA DEL ATUEL

34°33'17"S, 70°05'10"O. Está ubicada en las cabeceras del río Atuel (SIG 13 en figura 2). Se accede por la ruta provincial 220 desde El Sosneado, hasta la ex refinería de azufre Sominar. Desde allí se debe continuar con caballos o a pie durante 8 km hacia el norte, atravesando la ladera occidental del volcán Overo. No existe infraestructura.

Se formó a partir de un represamiento natural inducido por una avalancha de rocas, procedente de la ladera occidental del volcán Overo (Figs. 2.26 y 2.27). Se encuentra a unos 3500 m s. n. m., y fue declarada Reserva Hídrica Natural provincial en 2012.

Valor científico, didáctico y turístico.

Para saber más: <https://www.mendoza.gov.ar/areasnaturales/reserva-hidrica-natural-laguna-del-atuel/>



Figura 2.26. Vista de la laguna del Atuel, en la naciente del río homónimo. A la derecha, el depósito de la avalancha de rocas (fotografía M. Rosas).



Figura 2.27. Zona de arranque de la avalancha que represó el río Atuel, procedente de la ladera occidental del volcán Overo. En primer plano, depósitos de yeso de la Formación Auquilco (fotografía M. Rosas).

2.14. TERMAS EL SOSNEADO

34°46'14"S, 70°03'29"O. Se accede desde el pueblo de El Sosneado, por la ruta provincial 220, a través de 50 km de ripio (SIG 14 en figura 2). No existen instalaciones turísticas.

Las termas están compuestas por dos manantiales ubicados a nivel del suelo, desde donde el agua es captada hacia una pileta ornamental. Las aguas son de mineralización media y naturaleza clorurada sódica, y temperatura entre 31,1 y 31,6 °C. Es probable que

el origen de las aguas termales esté relacionado a fuentes de calor ubicadas en profundidad y vinculadas a una cámara magmática, activa o con calor residual de los volcanes Overo y/o Sosneado. En 1938 la Compañía de Hoteles Sud Sudamericanos Ltda. construyó el hotel Termas el Sosneado, que mantuvo su actividad hasta mediados de la década del 50, quedando luego abandonado (Figs. 2.28 y 2.29).

Valor turístico.

Para saber más: <http://argentinatermal.com.ar/?p=857>



Figura 2.28. Ruinas del hotel Termas El Sosneado en el valle superior del río Atuel (fotografía M. Rosas).



Figura 2.29. Piletas termales del viejo hotel Termas El Sosneado. En la esquina superior izquierda, se ve parte de la ladera del volcán Risco Plateado (fotografía M. Rosas).

2.15. TRIÁSICO MARINO DEL ARROYO ALUMBRE

34°48'58"S, 69°51'58"O. Sitio ubicado unos 40 km al oeste de El Sosneado, al que se accede por camino de ripio en buen estado (ruta provincial 220), y unos 3 km a pie hasta la base del perfil, ubicado cerca de la confluencia de los arroyos Malo y Alumbre (SIG 15 en figura 2).

En este sitio se observan los únicos afloramientos triásicos de origen marino conoci-

dos hasta la fecha en nuestro país, Formación Arroyo Malo, verificados según su contenido de amonites y bivalvos (Figs. 2.30 y 2.31); además se registra la transición del límite Triásico-Jurásico en ambiente marino, lo que permite su correlación con otras regiones del mundo. Esta transición está escasamente representada a nivel mundial.

Valor científico.

Para saber más: <https://repositorio.segemar.gov.ar/handle/308849217/1327>



Figura 2.30. Sedimentos marinos de la Formación Arroyo Malo (gris azulado), por debajo de la Formación El Freno; margen izquierda del arroyo Malo (fotografía M. Rosas).



Figura 2.31. Sedimentos con fósiles marinos triásicos; margen derecha del arroyo Alumbre (fotografía A. Riccardi).

2.16. COLADA EL INFIERNILLO

35°11'15"S, 69°46'58"O. Se encuentra sobre la margen izquierda del río Salado a la vera de la ruta provincial 222, 10 km al oeste de la ruta nacional 40, camino hacia el centro de esquí Las Leñas (SIG 16 en figura 2).

Se trata de una serie de coladas de basalto que fluyeron desde la margen norte del valle del río Salado, hacia el lecho del mismo (Fig. 2.32), hacia fines del Pleistoceno o comienzos del Holoceno (dataciones entre 15.000 y 8.800 años). Este evento

provocó el represamiento temporal del río y la formación de un lago de 6 km de longitud que desapareció con el tiempo, de manera súbita generando un flujo (aluvión) que dejó depósitos formados por bloques, en la planicie ubicada aguas abajo. En los laterales del valle es posible observar la paleo costa de esta laguna y relictos de los depósitos lacustres correspondientes al antiguo embalse. Estas coladas presentan una superficie muy fresca e irregular, de tipo blocosa o a'a, que dificultan notablemente su tránsito (Fig. 2.33).

Valor científico y didáctico.

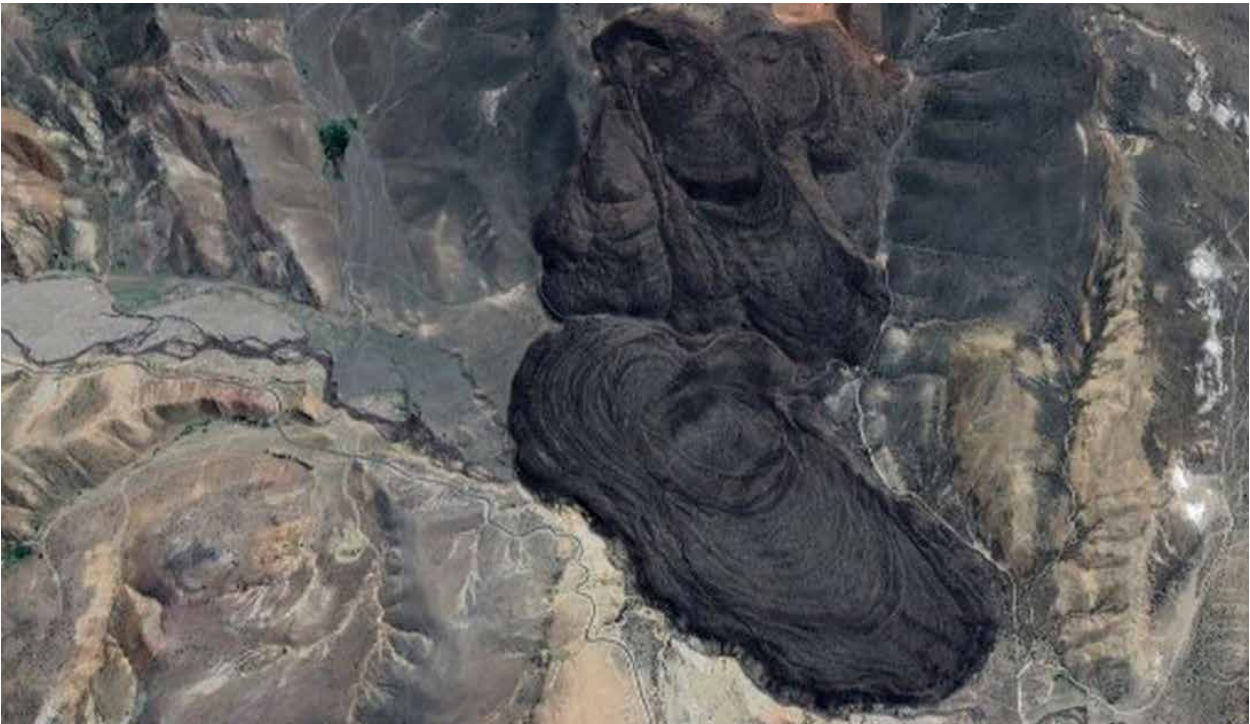


Figura 2.32. Colada El Infiernillo mostrando el avance sobre el río Salado. La morfología plana del valle, aguas arriba de la colada (izquierda de la foto) evidencia la existencia de un antiguo lago (fuente: Google Earth 2018).



Figura 2.33. Superficie irregular de la colada del Infiernillo, típica de un basalto a'a (fotografía M. Rosas).

2.17. POZO DE LAS ÁNIMAS

35°11'20"S, 70°00'04"O. El sitio se halla en el costado sur de la ruta provincial 222, entre Los Molles y Las Leñas (SIG 17 en figura 2). El acceso es libre y solamente cuenta con un estacionamiento y un mirador.

Se trata de dos grandes depresiones circulares de 300 y 325 m de diámetro, denominadas dolinas (Figs. 2.34 y 2.35). Se generaron a partir de procesos kársti-

cos, por la disolución de las capas subyacentes de yeso o caliza. Se forman habitualmente por subsidencia lenta, pudiendo evolucionar a formas de absorción abiertas por colapso del techo. El agua que ocupa estas cavidades corresponde al agua subterránea y se encuentra a unos 90 metros por debajo del nivel del suelo.

Valor científico, didáctico y turístico.

Para saber más: <https://conociendolugares.jimdo.com/cascadas-arroyos-y-lugares-de-mendoza/lagunas/pozos-de-las-animas/>



Figura 2.34. Dolina principal o más moderna (fotografía M. Rosas).



Figura 2.35. Dolina más antigua, con avanzado grado de vegetación (fotografía M. Rosas).

2.18. LAGUNA DE LA NIÑA ENCANTADA

35°09'36"S, 69°52'10"O. Se localiza en la margen izquierda del río Salado, a 1 km de la ruta provincial 222 (SIG 18 en figura 2); desde la ruta se toma un camino de tierra de 700 m, hasta el puente sobre el río Salado; desde ahí se sigue a pie por unos 300 metros. El acceso es libre, y la infraestructura, mínima.

Se trata de un pequeño cuerpo de agua, de gran belleza, ubicado en la zona de contacto entre una

colada basáltica y el terreno circundante (Fig. 2.36). La colada presenta aspecto muy moderno (Fig. 2.37), similar en edad y morfología a la colada El Infiernillo. El origen del agua probablemente se relacione con arroyos de deshielo, que se infiltran por la base de la colada en una posición elevada, y vuelven a aflorar a la superficie en el frente de la misma.

Valor turístico.

Para saber más: <https://conociendolugares.jimdo.com/cascadas-arroyos-y-lugares-de-mendoza/lagunas/laguna-de-la-ni%C3%B1a-encantada/>

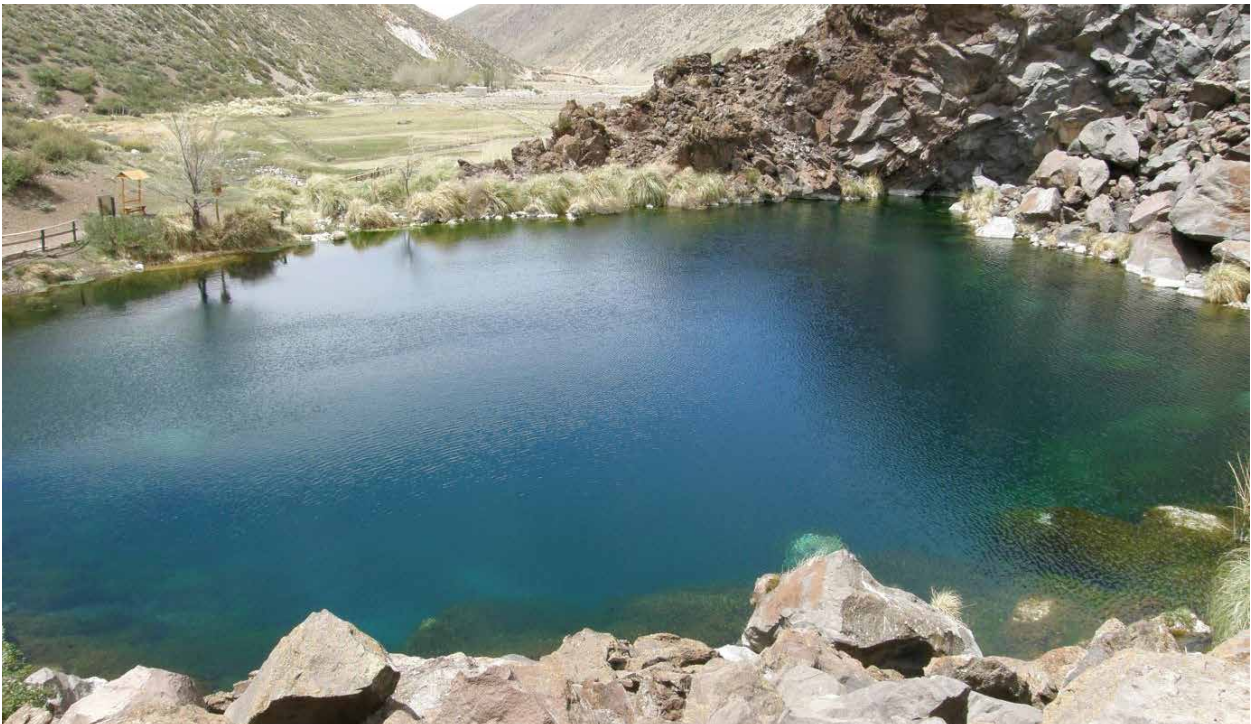


Figura 2.36. Vista de la laguna de la Niña Encantada. Al fondo, el valle del río Salado (fotografía M. Rosas).



Figura 2.37. Colada de basalto que favoreció la formación de la laguna. En su base discurre el río Salado (fotografía M. Rosas).

2.19. COMPLEJO VOLCÁNICO PLANCHÓN - PETEROA

35°15'01"S, 70°34'16"O. Se ubica en la cordillera de Los Andes, en el límite argentino-chileno (SIG 19 en figura 2). Se accede desde Las Loicas por la ruta provincial 226 a través de 100 km de ripio transitables únicamente en época estival. El acceso es libre pero muy complejo y no hay infraestructura de ningún tipo.

Se trata de una estructura volcánica de superficie oval, formada por varios episodios vol-

cánicos, cuya actividad se mantiene actualmente (Fig. 2.38). En la cercanía hay manantiales de aguas termales, como los Baños del Azufre, que fueron utilizados esporádicamente con fines turísticos (Fig. 2.39). Continuando por la misma ruta se accede a la localidad de Romeral (Chile), a través del paso internacional Vergara (2.491 m s. n. m.).

Valor científico y turístico.

Para saber más: <https://oavv.segemar.gob.ar/monitoreo-volcanico/planchon-peteroa/>



Figura 2.38. Vista de la erupción del volcán Peteroa en diciembre de 2018 (fotografía M. Rosas).



Figura 2.39. Manantiales burbujeantes de agua caliente relacionados con la actividad del volcán Peteroa (fotografía A. Jara).

2.20. CASTILLOS DE PINCHEIRA

35°30'54"S, 69°47'42"O. Se accede por un camino de ripio en buen estado desde la ciudad de Malargüe (SIG 20 en figura 2). El sitio es una Reserva de paisaje protegido, de acceso público, y cuenta con camping y proveeduría.

Con este nombre se conocen unos paredones de hasta 50 m de altura, generados por erosión fluvial y eólica, en rocas volcánicas y sedimentarias del Mioceno

(Fig. 2.40). El río Malargüe produjo el descalce de rocas muy fracturadas de la Formación Pincheira; posteriormente estas rocas fueron labradas por los fuertes vientos de la zona, adquiriendo un aspecto que recuerda el de un castillo (Fig. 2.41). Se observan rocas sedimentarias aluviales con intercalaciones de depósitos de flujos volcánicos, como lahares y flujos piroclásticos.

Valor turístico.

Para saber más: <http://www.cronicasdelsur.com/castillos-pincheira-mendoza/>



Figura 2.40. Castillos de Pincheira (fotografía J.R. Manzur).



Figura 2.41. Perfil de la Formación Pincheira (fotografía J.R. Manzur).

2.21. CAVERNA DE LAS BRUJAS

35°48'06"S, 69°49'10"O. Área Natural Protegida de la provincia de Mendoza, ubicada a 8 km al norte de Bardas Blancas (SIG 21 en figura 2); se accede por la ruta nacional 40 hasta el empalme con la huella de acceso hasta el puesto de guarda parques. Existe un centro de interpretación; el ingreso es pago y mediante reserva en la Dirección de Turismo de Malargüe (Fig. 2.42).

Esta caverna se formó a través de procesos kársticos que disolvieron las rocas calizas de la Formación La Manga, del Jurásico Tardío (Fig. 2.43). Las rocas calcáreas fueron depositadas en un ambiente de plataforma marina de poca profundidad,

y poseen un rico contenido fosilífero. Esta caverna es una de las más grandes del país, y hasta el momento se han descubierto unos 1.700 m de galerías, con un desnivel absoluto de casi 70 m. Se observan numerosas y variadas morfologías kársticas típicas, o espeleotemas, como estalactitas, estalagmitas, velos, cortinas, mantos, concreciones coralinas, columnas, y cascadas. Desde hace algunas décadas se realiza una intensa actividad turística, con períodos de preocupante depredación y alteración ambiental.

Valor científico, didáctico y turístico.

Para saber más: <https://www.mendoza.travel/reserva-caverna-de-las-brujas/>

<https://repositorio.segemar.gov.ar/handle/308849217/1329>



Figura 2.42. Vista del paisaje desde la entrada a la caverna de Las Brujas. Centro de interpretación y puesto de guardaparques (fotografía F. Miranda).



Figura 2.43. Aspecto de un conducto ascendente dentro de la caverna (fotografía B. Sáenz).

2.22. CAÑÓN DEL ATUEL

34°49'47"S, 68°27'54"O. Se lo observa a lo largo de varios kilómetros de la ruta provincial 173, asfaltada desde San Rafael hasta el embalse Valle Grande, y por camino consolidado hasta El Nihuil (SIG 22 en figura 2).

Esta región muestra una evolución singular del paisaje, que data de mucha antigüedad. La deposición de sedimentos fue muy activa durante el Paleozoico hasta el Triásico; durante la mayor parte del

Mesozoico y Paleógeno la región permaneció elevada y estable, lo que condujo a la formación de una gran superficie de planación; recién a comienzos del Neógeno, durante las fases tempranas de la orogenia andina se restauró la sedimentación. Hacia fines del Mioceno, comenzó el ascenso regional del Bloque de San Rafael, con la consecuente profundización de los antiguos cursos de agua, que labraron cañones, entre los que destaca el del Atuel, con enormes paredones a ambos lados del río (Figs. 2.44 y 2.45).

Valor científico, didáctico y turístico.



Figura 2.44. El cañón del Atuel aguas abajo del dique Valle Grande (fotografía M. Rosas).



Figura 2.45. Perfil geológico de un sector del cañón del Atuel (fotografía J.R. Manzur).

2.23. VOLCÁN NEVADO

35°36'21"S, 68°28'52"O. Se accede desde la localidad de El Nihuil por la ruta provincial 180, por donde se deben transitar 65 km de ripio en buen estado, hasta llegar a las proximidades del volcán Nevado (3980 m s. n. m.); por medio de una huella muy precaria se accede hasta el portezuelo que lo separa del volcán Plateado (SIG 23 en figura 2).

Es la mayor elevación de la comarca (Fig. 2.46), y desde su cumbre se obtienen vistas excepcionales hacia los cuatro puntos cardinales; se desarrolló sobre una plataforma de coladas basálticas de 1,8 Ma, como un estratovolcán andesítico, con alternancia de coladas, lapilli y brechas, en un período muy corto de tiempo, hacia los 1,32 millones de años (Ramos y Folguera 2011). Al sur, el volcán Plateado posee menores dimensiones, y su avanzada disección fluvial permite suponer una mayor antigüedad.

Valor científico y turístico.

2.24. LA VENTANA

35°53'38"S, 68°38'23"O. Se accede al sitio por la ruta provincial 180, unos 100 km al sur de El Nihuil, hasta el paraje Ciénaga de Borbarán, y luego por caminos secundarios, todos de ripio (SIG 24 en figura 2). Se encuentra en terrenos privados y no cuenta con infraestructura.

Esta zona está dominada por afloramientos de diques riolíticos pérmico-triásicos del Grupo Choiyoi. Estos diques tienen una longitud de varios kilómetros y una persistente orientación noroeste-sudeste. La geoforma conocida como La Ventana fue formada por meteorización diferencial y caída de bloques, a partir de una roca intensamente fracturada (Fig. 2.47).

Valor científico y didáctico.



Figura 2.46. El volcán Nevado en el departamento de San Rafael (fotografía M. Rosas).



Figura 2.47. Geoforma La Ventana, labrada sobre rocas volcánicas pérmico-triásicas (fotografía J.R. Manzur).

2.25. CUESTA DEL CHIHUIDO - VACA MUERTA

35°44'54"S, 69°34'31"O. Cuesta recorrida por la ruta nacional 40, unos 35 km al sur de Malargüe, por camino de asfalto (SIG 25 en figura 2; Fig. 2.48).

En este sector aflora el frente de corrimiento andino, que constituye el límite entre la zona montañosa andina, y los campos volcánicos de Llancanelo y Payenia, de menor relieve y antigüedad. Este límite geográfico y geológico está representado por un escalón bastante abrupto de unos 250 m de altitud, con excelentes exposiciones de rocas sedimentarias del

Grupo Mendoza, particularmente de los depósitos marinos de la Formación Vaca Muerta (Fig. 2.49). Estas rocas se depositaron en la transición entre el Jurásico y el Cretácico, en una rampa carbonática, con registro de importantes variaciones de profundidad del océano Pacífico a lo largo de su historia; está compuesta por calizas claras y niveles arcillosos muy oscuros, en una alternancia muy regular, y con un riquísimo contenido fosilífero, especialmente dominado por una gran variedad de amonites. Constituye la principal roca madre de los hidrocarburos de la cuenca Neuquina.

Valor científico, didáctico y turístico.

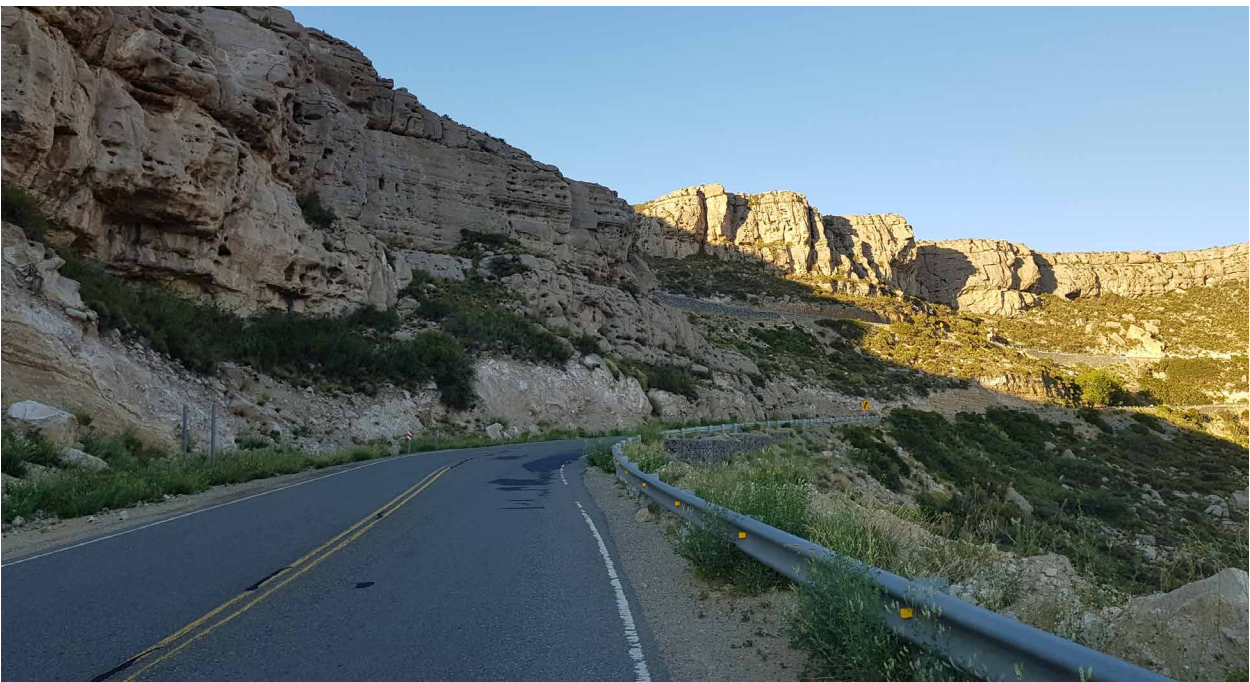


Figura 2.48. Cuesta del Chihuido, departamento de Malargüe (fotografía A. Jara).



Figura 2.49. Alternancia de calizas y lutitas oscuras en la Formación Vaca Muerta. Se observa un dique y un filón capa de volcánicas que intruyen la secuencia sedimentaria (fotografía A. Jara).

2.26. VOLCÁN MALACARA

35°46'23"S, 69°28'25"O. Se accede por la ruta provincial 186, a través de unos 20 km de ripio desde la ruta nacional 40; luego se asciende a pie o en vehículos especiales desde el puesto de la base (SIG 26 en figura 2). Es un sitio privado que organiza visitas turísticas.

Este volcán es de tipo freatomagmático, y se produjo por interacción entre la lava y el agua

durante la erupción, aunque en un menor grado que en volcán Carapacho (Risso *et al.* 2008). Las típicas facies freatomagmáticas se hallan en la parte superior del cerro, hasta unos 400 m por encima de su base (Fig. 2.50). A media altura se han desarrollado impresionantes cárcavas, por acción fluvial, que formaron estrechos pasadizos sinuosos, bordeados por paredes verticales oscuras de gran altitud (Fig. 2.51).

Valor científico, didáctico y turístico.



Figura 2.50. Depósitos hidromagmáticos castaños, sobre depósitos de lapilli oscuro, en la cumbre del volcán Malacara (fotografía H. Marengo).



Figura 2.51. Cárcavas labradas sobre lapilli oscuro del volcán Malacara (fotografía H. Marengo).

2.27. CUEVA DEL TIGRE

35°45'55"S, 69°19'11"O. Se ubica a pocos metros de la unión de la ruta provincial 186 y el camino que conduce al puesto de guarda parques de la laguna Llanquanelo, por calzadas de ripio en buen estado (SIG 27 en figura 2). El acceso es libre y no existe cartelería ni infraestructura; el descenso a la cueva es restringido a fines científicos.

La Cueva del Tigre es un túnel de lava de unos 270 m de longitud, con un único acceso vertical en su parte media (Fig. 2.52). Este tipo de túneles se forman principalmente en lavas basálticas de gran fluidez, conocidas como lavas pahoehoe, en terrenos de poca pendiente. En estos flujos, se solidifica la parte superior, en tanto que en el interior el material sigue fluyendo pendiente abajo; en determinadas circunstancias se genera un espacio vacío entre el techo rígido y el "río" de lava; en consecuencia, al enfriarse el sistema, suelen quedar estos túneles o tubos, en ocasiones de gran longitud, varios metros de diámetro, y piso plano. Comúnmente colapsa

algún sector del techo, generando un acceso natural al túnel, llamado claraboya.

Valor científico y didáctico.

2.28. VOLCÁN CARAPACHO

35°49'49"S, 69°08'49"O. Se ubica en cercanías de la ruta provincial 186, a unos 45 km de la ruta nacional 40, por caminos de ripio en estado aceptable (SIG 28 en figura 2). Acceso libre, sin infraestructura.

Se trata de un volcán muy aplanado, de tipo anillo de toba, que se formó en la orilla de la laguna Llanquanelo, con sustrato en la planicie salina de la laguna, y en el basalto de la Formación Chapúa. Un pequeño brazo abandonado de la laguna al sudoeste del volcán, atestigua que ésta ya existía al momento de la erupción (Di Tommaso *et al.* 2018). Este cerro posee una altura de 200 m y un diámetro de unos 3 km, y se formó por la interacción con agua freática durante la erupción, que condujo a la acumulación de depósitos de oleadas o *surges* piroclásticos secos y húmedos (Figs. 2.53 y 2.54).

Valor científico.



Figura 2.52. Descenso de un espeleólogo a la Cueva del Tigre, a través de una claraboya natural (fotografía H. Marengo).



Figura 2.53. Volcán Carapacho desde el este (fotografía H. Marengo).



Figura 2.54. Depósitos de oleadas piroclásticas en la ladera norte del volcán Carapacho, vista hacia el salitral de la laguna Llanca-nelo (fotografía H. Marengo).

2.29. LA PASARELA

36°18'46"S, 69°40'00"O. Este sitio se encuentra a 50 m del actual puente de la ruta nacional 40 sobre el río Grande, unos 60 km al sur de Bardas Blancas (SIG 29 en figura 2). El acceso es libre.

Se trata de un angosto y antiguo puente de madera emplazado sobre grandes paredones de basalto, a más de 10 m de altura sobre el río Grande (Fig. 2.55). En este sector, el cauce del río Grande fue obstruido a lo largo

de varios kilómetros, por grandes coladas basálticas provenientes desde el campo volcánico Payún Matrú, entre 44.000 y 37.000 años antes del presente (Ramos y Folguera 2011). Lentamente el río fue horadando la roca volcánica, para recuperar su nivel previo, y generó una estrecha y profunda garganta, por donde el río corre encajonado y con un régimen turbulento (Fig. 2.56).

Valor didáctico y turístico.

Para saber más: video desde un dron en <https://www.youtube.com/watch?v=LvQMIUOc6oc>



Figura 2.55. Vista hacia el norte de la antigua pasarela de madera sobre el río Grande (fotografía M. Rosas).



Figura 2.56. Vista de la garganta río Grande hacia el sur de la Pasarela (fotografía J.R. Manzur).

2.30. CERRO MORADO

36°20'40"S, 69°28'16"O. Se encuentra a unos 2 km del camino principal de la Reserva Provincial La Payunia, y se accede por medio de una huella apta para todo tipo de vehículos (SIG 30 en figura 2). Una huella en mal estado conecta este cerro y la ruta nacional 40 en la zona de La Pasarela, a lo largo de la cual se bordea la colada y se obtienen excelentes vistas.

Es un cono monogénico basáltico de poca altura, formado por lapilli negro y rojo. Emitió una

colada póstuma, que al fluir destruyó parcialmente la ladera norte del propio cerro, formando un cráter aportillado, y en consecuencia es posible observar su estructura interna (Figs. 2.57 y 2.58). La colada llevó parte del material arrancado al cono, como una cinta transportadora, por varios cientos de metros. La colada se extiende a lo largo de 10 km hacia el valle del río Grande, y presenta un grado de preservación extraordinaria. Aparte de una muy extraña belleza, este sitio es una especie de libro abierto sobre volcanología.

Valor científico, didáctico y turístico.



Figura 2.57. El cráter aportillado del volcán Morado y su gran colada basáltica (fuente: Google Earth 2018).



Figura 2.58. Colada del volcán Morado (al centro en tono rojizo), desde el valle del río Grande; al fondo a la izquierda el volcán Morado (fotografía H Marengo).

2.31. PAMPAS NEGRAS

36°20'48"S, 69°26'38"O. Se encuentra sobre el camino principal de la Reserva Provincial La Payunia, accesible a todo tipo de vehículos (SIG 31 en figura 2).

Se trata de un campo de lapilli, coladas y bombas volcánicas, formado con posterioridad al colapso de la caldera del Payún Matrú. El material fue eyectado principalmente por conos escoriáceos, en erupciones de tipo estrombolianas, desde distancias relativamente cercanas a su disposición actual. Su

escasa edad, y la extrema aridez del terreno, generaron un magnífico paisaje, donde en el suave relieve formado por el lapilli, se alternan los típicos tonos rojizos y negros de este material, con el amarillo de los coirones (variedad de hierba) como se ve en la figura 2.59. La cantidad y variedad de tamaños de las bombas volcánicas asombran al visitante por sus formas aerodinámicas (Fig. 2.60); completan el paisaje las formidables vistas de los grandes volcanes Payún Matrú y Payún Liso.

Valor científico, didáctico y turístico.



Figura 2.59. Vista desde Pampas Negras en dirección al Payún Liso (fotografía H. Marengo).



Figura 2.60. Grandes bombas de basalto sobre sustrato de lapilli negro (fotografía E. Rovere).

2.32. VOLCÁN SANTA MARÍA Y ESCORIAL DE LA MEDIA LUNA

36°17'20"S, 69°19'09"O. Se accede, con doble tracción, por un camino secundario que parte de la ruta provincial 183, entre el yacimiento Cerro Fortunoso y el acceso a la Reserva Provincial La Payunia (SIG 32 en figura 2). No existe infraestructura.

El volcán Santa María es un cono monogenético de unos 120 m de altura, que produjo una serie de coladas basálticas dirigidas hacia el noreste, en forma de arco; estas poseen unos 17 km de longitud y 800 m de ancho (Fig. 2.61). El interés del sitio reside en la excelente preservación del cono y de las coladas, debido a su juventud. Se observan perfectamente las texturas superficiales de las coladas tipo a'a, y la forma del volcán, sin rasgos apreciables de erosión (Fig. 2.62).

Valor científico y didáctico.



Figura 2.61. Vista a vuelo de pájaro del volcán Santa María (derecha) y el escorial de la Media Luna, desde el oeste (fuente: Google Earth 2018).



Figura 2.62. Cono del volcán Santa María, desde el escorial de la Media Luna (fotografía E. Rovere).

2.33. COLADAS TRAUÍTICAS POST-CALDERA

36°27'20"S, 69°22'39"O. El acceso es complicado, aunque siguiendo el camino principal de la Reserva Provincial La Payunia, unos 15 km al sur de Pampas Negras (SIG 33 en figura 2), se pasa por el frente de una inmensa colada en bloques (Tb en Fig. 2.63). Para otros sectores se debe acceder a pie.

Son numerosas coladas emitidas con posterioridad al colapso de la caldera del Payún Matrú, dispuestas en el interior y el exterior de la misma (Figs. 2.63 y 2.64). En general, con posterioridad a la formación de una caldera, el magma que en forma remanente queda en una cámara magmática

asciende hasta la superficie, a través de la fractura anular que la delimita. Las lavas traquíticas son las últimas provenientes del Payún Matrú, y su antigüedad entre 37.000 y 7.000 años (Hernando 2012), se corresponde con la excelente conservación de sus morfologías. Se diferencian coladas de tipo en bloque, y vítreas; las primeras fueron más fluidas y alcanzaron un mayor desarrollo areal, con clara definición de las crestas de presión; las segundas, por su mayor viscosidad alcanzaron menores dimensiones. Ambos tipos muestran, tanto en la observación directa como en imágenes satelitales, los típicos rasgos espectaculares de esta clase de coladas volcánicas.

Valor científico y didáctico.



Figura 2.63. Coladas traquíticas vítreas (Tv) y blocosas (Tb), al oeste del Payún Matrú (fuente: Google Earth).



Figura 2.64. Colada de traquita vítrea, en el borde norte de la caldera (fotografía I. Hernando).

2.34. PORTEZUELO DE LOS PAYUNES

36°29'22"S, 69°21'27"O. Si se continúa hacia el sur desde Pampas Negras (SIG 31), el camino lleva hasta cercanías del portezuelo entre los volcanes Payún Liso y Payún Matrú (SIG 34 en figura 2); para acceder hasta el mismo no hay camino para vehículos.

Esta zona está dominada por coladas traquíticas, y principalmente, por las ignimbritas del Portezuelo. Estas ignimbritas fueron contemporáneas con

la formación, por colapso, de la caldera del Payún Matrú, y se distribuyeron alrededor del mismo en un radio de 40 km; fue un flujo de material piroclástico muy caliente que descendió por la ladera, entre los 168.000 y 82.000 años de antigüedad (Ramos y Folguera 2011). Debido a su menor dureza, este material fue intensamente esculpido por los vientos unidireccionales encajonados en el portezuelo, formando extrañas morfologías eólicas conocidas como *yardangs* (Figs. 2.65 y 2.66).

Valor científico, didáctico y turístico.



Figura 2.65. *Yardang* al oeste del Portezuelo de los Payunes; al fondo el Payún Liso (fotografía H. Marengo).



Figura 2.66. *Yardangs* en el Portezuelo de los Payunes (fotografía I. Hernando).

2.35. VOLCÁN PAYÚN MATRÚ

36°24'42"S, 69°12'22"O Se accede por caminos internos de la Reserva Provincial La Payunia, con vehículos de doble tracción (SIG 35 en figura 2).

Es un inmenso y complejo aparato volcánico apoyado sobre rocas basálticas de 1,7 millones de años (Figs. 2.67 y 2.68). Posee una altura de 3.715 m s. n. m., y un volumen estimado, previo al colapso de la caldera, de 240 km³; la caldera posee un diámetro de 7-8 kilómetros. Su desarrollo comenzó hace aproximadamente 300.000 años, principalmente por acumulación de coladas basálticas; posteriormente entre 168 y 82 ka, se produjo el colapso y formación

de la caldera, con efusión de un enorme volumen de flujos piroclásticos (ignimbritas) de gran distribución areal. Luego del colapso de la caldera fluyeron abundantes coladas de basaltos y traquitas, hasta aproximadamente 10 ka atrás. Innumerables conos basálticos monogénicos se localizan en sus laderas oriental y occidental (conos adventicios), indicando zonas de debilidad de la corteza por donde ascendieron los magmas. La intensidad de la actividad efusiva, la variedad de las formas volcánicas y su excepcional conservación lo convierten en un área privilegiada para las investigaciones y el aprendizaje de numerosos aspectos de la volcanología.

Valor científico y didáctico.



Figura 2.67. Al fondo, el volcán Payún Matrú y sus numerosos conos adventicios; vista desde Pampas Negras (fotografía H. Marengo).



Figura 2.68. Borde oriental de la caldera, al fondo la "nariz" del Payún Matrú (fotografía I. Hernando).

2.36. VOLCÁN PAYÚN LISO

36°30'37"S, 69°17'02"O. Ubicado en la Reserva Provincial La Payunia, es de acceso muy complejo, pero tanto su gran tamaño como su bella forma, llaman la atención desde grandes distancias (SIG 36 en figura 2; Fig. 2.69); desde cercanías al portezuelo de los Payunes se tiene una vista imponente y muy cercana.

Es un volcán formado entre 280.000 y 260.000 años atrás, es decir contemporáneo a las fases juvenil y media del Payún Matrú (Fig. 2.70). Posee una altura absoluta de 3.838 m s. n. m., una altura relativa de 2.000 m y un volumen de material extruido de unos 40 km³. Como todo estratovolcán típico, se compone de la intercalación de lavas y depósitos piroclásticos.

Valor científico y turístico.



Figura 2.69. Vista desde el norte, del volcán Payún Liso o cerro Payún (fotografía H. Marengo).



Figura 2.70. Silueta de los volcanes Payún Matrú y Payún Liso (o cerro Payún), desde el oeste (fotografía P. Sruoga).

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- Asociación de Servicios de Geología y Minería Iberoamericanos (ASGMI) 2018. Bases para el desarrollo común del Patrimonio Geológico en los Servicios Geológicos de Iberoamérica. Asociación de Servicios de Geología y Minería de Iberoamérica (ASGMI), informe inédito.
- Bastías, H., Tello, G., Perucca, L., Paredes, J. 1993. Peligro sísmico y geotectónica. En Ramos, V.A. (Ed.), Geología y Recursos Minerales de Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Relatorio: 645-658.
- Benítez, J. 1993. Cuenca neuquina sur mendocina. En Ramos, V.A. (Ed.), Geología y Recursos Minerales de Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Relatorio: 377-386.
- Bermúdez, A. Delpino, D., Frey, F., Saal, A. 1993. Los basaltos de retroarco extraandinos. En Ramos, V.A. (Ed.), Geología y Recursos Minerales de Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Relatorio: 377-386.
- Bodenbender, G. 1902. Contribución al conocimiento de la Precordillera de San Juan, de Mendoza y de las sierras centrales de la República Argentina. Academia Nacional de Ciencias, Boletín 18: 203-262. Córdoba.
- Bracaccini, O. 1970. Rasgos tectónicos de las acumulaciones mesozoicas en las provincias de Mendoza y Neuquén, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 25(2): 275-284.
- Cingolani, C., Abre, P., Uriz, N. 2017. Crustal history of the Mesoproterozoic Basement of the San Rafael Block (Mendoza). XX Congreso Geológico Argentino (San Miguel de Tucumán), Simposio de Tectónica Pre-Andina (13): 25-31.
- Cisneros, H. 2002. El Cuaternario del Bloque de San Rafael. Caracterización y Riesgo Sísmico Asociado. Revista 25 Años del IANIGLA, CRICYT, Mendoza.
- Di Tommaso, I., Marengo, H., Sepúlveda, E., Rosas, M., Santamaría, G., Buceta, G., Bayarsky, A. 2018. Hojas Geológicas 3569-27 y 3569-33 Laguna Llanquanelo Norte y Laguna Llanquanelo Sur, provincia de Mendoza. Escala 1:100.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín N° 430, 119 pp. Buenos Aires.
- Fauqué, L., Hermanns, R., Hewitt, K., Rosas, M., Wilson, C., Baumann, V., Lagorio, S., Di Tommaso, I. 2009. Mega-deslizamientos de la pared sur del cerro Aconcagua y su relación con la génesis del depósito de Horcones., Mendoza, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 65(4): 691-712.
- Feruglio, E. 1946. Sistemas orográficos de la Argentina. Geografía de la República Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos, GAEA 4: 1-542.
- Folguera, A., Etcheverría, M., Pazos, P., Giambiagi, L., Cortés, J., Fauqué, L., Rodríguez, M., Irigoyen, V. 2004. Hoja Geológica 3369-15 Potrerillos, provincia de Mendoza. Escala 1:100.000. Instituto de Geología y Recursos Naturales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín N° 301, 142 pp. Buenos Aires.
- Groeber P. 1938. Mineralogía y Geología. Espasa-Calpe Argentina, 492 pp. Buenos Aires.
- Haller, M., Ramos, V. 1993. Las ofiolitas y otras rocas afines. En Ramos, V.A. (Ed.), Geología y Recursos Minerales de Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Relatorio: 31-40.
- Hernando, I. 2012. Evolución volcánica y petrológica del volcán Payún Matrú, retroarco andino del sudeste de Mendoza. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata. Instituto Nacional de Prevención Sísmica (INPRES) 1995. Microzonificación sísmica del Gran Mendoza. Instituto Nacional de Prevención Sísmica. Resumen Ejecutivo. Publicación Técnica 19: 269 pp. San Juan.
- Leanza, A. (Ed.) 1972. Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 869 pp. Córdoba.
- Legarreta, L., Uliana, M. 1999. El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la Cuenca Neuquina – 1. Facies Sedimentarias. En Caminos, R. (Ed.), Geología Argentina. Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 29: 399-416.
- Llambías, E. 1999. Las Rocas Ígneas Gondwánicas, 1 El magmatismo gondwánico durante el Paleozoico superior-Triásico. En Caminos, R. (Ed.), Geología Argentina. Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 29: 349-363.
- Moratello, H. 1993. Cuenca Cuyana. En Ramos, V.A. (Ed.), Geología y Recursos Naturales de Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Relatorio: 367-376.
- Moreiras, S., Giambiagi, L., Spagnotto, S., Nacif, S., Mescua, J., Tournal, R. 2014. El frente orogénico activo de los Andes centrales a la latitud de la ciudad de Mendoza (32°50' -33°S). Andean Geology 41(2): 342-361.
- Nullo, F., Caminos, R., Panza, J. Ramos, V. 1993. Mapa Geológico de la Provincia de Mendoza. Secretaría de Minería, Dirección Nacional del Servicio Geológico. Buenos Aires.

- Plan Cordillerano 1968. Informe Final sobre la Exploración de Cobre Porfídico en la República Argentina. Dirección General de Fabricaciones Militares, inédito. Mendoza.
- Polanski, J. 1954. Rasgos geomorfológicos del territorio de la provincia de Mendoza. Ministerio Economía, Instituto Investigaciones Económicas y Tecnológicas. Cuadernos de investigaciones y estudios 4: 4-10. Mendoza.
- Ramos, V. 1996. Geología de la Región del Aconcagua, Provincias de San Juan y Mendoza, República Argentina. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Anales 24, 510 pp. Buenos Aires.
- Ramos, V. 1999a. Las Provincias Geológicas del Territorio Argentino. En Caminos, R. (Ed.), Geología Argentina. Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 29: 41-96.
- Ramos, V. 1999b. Evolución tectónica de la Argentina. En Caminos, R. (Ed.), Geología Argentina. Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 29: 715-759.
- Ramos, V. 1999c. Los Depósitos Sinorogénicos de la Región Andina. En Caminos, R. (Ed.), Geología Argentina. Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 29: 651-682.
- Ramos, V., Folguera, A. 2011. Payenia volcanic province in the Southern Andes: An appraisal of an exceptional Quaternary tectonic setting. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 201: 53-64.
- Ramos, V., Kay, S. 1991. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina. En Harmon, R., Rapela, C. (Eds.), *Andean magmatism and its tectonic setting*. Geological Society of America, Special Paper 265: 79-91. Boulder.
- Ramos, V., Nullo, F.E. 1993. El volcanismo de arco cenozoico. En Ramos, V. (Ed.) *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Relatorio 1(12): 149-160.
- Risso, C., Németh, K., Combina, A., Nullo, F., Drosina, M. 2008. The role of phreatomagmatism in a Plio-Pleistocene high density scoria cone field: Llacanelo Volcanic Field (Mendoza), Argentina. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 169: 61-86.
- Rolleri, E. 1976. Sistema de Santa Bárbara: una nueva provincia geológica argentina. VI Congreso Geológico Argentino (Bahía Blanca), Actas 1: 239-255.
- Schmidt, S., Hetzel, R., Mingorance, F., Ramos, V. 2011. Coseismic displacements and Holocene slip rates for two active thrust faults at the mountain front of the Andean Precordillera (L33°S). *Tectonics* 30, TC5011. <https://doi.org/10.1029/2011TC002932>
- Sruoga, P., Wright, E. 2010. Mapa de Volcanes Andinos Holocenos. Instituto de Geología y Recursos Naturales, Servicio Geológico Minero Argentino, inédito. Buenos Aires.
- Sruoga, P., Etcheverría, M., Folguera, A., Repol, D. 2005. Hoja Geológica 3569-I Volcán Maipo, provincia de Mendoza. Escala 1:250.000. Instituto de Geología y Recursos Naturales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín N° 290, 116 pp. Buenos Aires.
- Stelzner, A. 1876. Geologie der Argentinischen Republik. En Napp, R. *Die Argentinischen Republik*, 71 ff. Buenos Aires.
- Turner, J. (Ed.) 1979-1980. *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias, Segundo Simposio I: 1869, II: 879-1717. Córdoba.
- Yrigoyen, M. 1972. Cordillera Principal. En Leanza, A. (Ed.), *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias: 345-364. Córdoba.