

Hoja Geológica 3569-26
Malargüe

Provincia de Mendoza

2021

Realizado por: Servicio Geológico Minero Argentino
Secretaría de Minería
Ministerio de Economía de la Nación

Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina

1:100.000

Hoja Geológica 3569-26 Malargüe

PROVINCIA DE MENDOZA

**Claudia Verónica Negro¹, Carlos Nelson Dal Molin¹, Héctor Leanza²,
Paula Arcila Gallego³, Sabrina Crosta¹ y María de Belén Palacio²**

¹Servicio Geológico Minero Argentino - Instituto de Geología y Recursos Minerales

² ex-geóloga Servicio Geológico Minero Argentino - Instituto de Geología y Recursos
Minerales

³ Universidad de Buenos Aires

Validación: Mario Rosas y Gabriela Anselmi

Normas, dirección y supervisión del Instituto de Geología y Recursos
Minerales **SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO**
INSTITUTO DE GEOLOGÍA Y RECURSOS MINERALES

Buenos Aires - 2021

SERVICIO GEOLÓGICO MINERO ARGENTINO
SECRETARÍA DE MINERÍA
MINISTERIO DE ECONOMÍA

Presidente:

Dr. Julio Matteo Bruna Novillo

Director del Instituto de Geología y recursos Minerales

Dr. Martín Ricardo Gozálvez

Directora de Geología Regional

Dra. Alicia Folguera

Es propiedad del Servicio Geológico Minero Argentino – SEGEMAR.
Prohibida su reproducción total o parcial sin autorización.

REFERENCIA BIBLIOGRÁFICA:

Negro, C.V., Dal Molin, C.N., Leanza, H., Arcila Gallego, P., Crosta, S., Palacio, M.B. 2021. Hoja Geológica 3569-26, Malargüe, provincia de Mendoza. Escala 1:100.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino. Informe inédito. Buenos Aires.

Descargo de responsabilidad: Esta información es de carácter preliminar o provisional y puede estar sujeta a cambios tras una revisión posterior. Se comparte con el propósito de ofrecer la mejor información científica disponible en el momento. El Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR) proporciona esta información bajo la condición de que ni el SEGEMAR ni el Gobierno de la República Argentina serán responsables por cualquier daño que pueda derivarse del uso autorizado o no autorizado de la misma.

CONTENIDO

RESUMEN

ABSTRACT

1. INTRODUCCIÓN

UBICACIÓN DE LA HOJA Y ÁREA QUE ABARCA
NATURALEZA DEL TRABAJO
INVESTIGACIONES ANTERIORES

2. ESTRATIGRAFÍA

RELACIONES GENERALES

2.1. PALEOZOICO - MESOZOICO

2.1.1. PÉRMICO - TRIÁSICO INFERIOR

Complejo volcano sedimentario El Fortín (1a, 1b, 1c)

2.1.2. TRIÁSICO SUPERIOR

GRUPO TRONQUIMALAL

Formación Chihuido (2)

Formación Llantenes (3)

2.1.3. TRIÁSICO SUPERIOR - JURÁSICO INFERIOR

Formación Remoredo (4)

Formación El Freno (5)

2.1.4 JURÁSICO

GRUPO CUYO

Formación Puesto Araya (6)

Formación Tres Esquinas (7)

Formación Bardas Blancas (8)

Formación Puesto Pacheco (9)

Formación Lajas (10)

Formación Calabozo (11)

Formación Tábanos (12)

GRUPO LOTENA

Formación Lotena (13)

Formación La Manga (14)

Formación Auquilco (15)

2.1.5. JURÁSICO SUPERIOR - CRETÁCICO INFERIOR

GRUPO MENDOZA

Formación Tordillo (16)

Formación Vaca Muerta (17)

Formación Chachao (18)

Formación Agrio (19)

2.1.6. CRETÁCICO INFERIOR

GRUPO BAJADA DEL AGRIO

Formación Huitrín (20)

Formación Rayoso (21)

2.1.7. CRETÁCICO SUPERIOR

GRUPO NEUQUÉN (22)

2.2. MESOZOICO-CENOZOICO

2.2.1. CRETÁCICO SUPERIOR - PALEOCENO

GRUPO MALARGÜE

Formación Loncoche (23)

Formación Roca (24)

Formación Pircala (25)

2.3. NEÓGENO

2.3.1. MIOCENO

Formación Molle (26)

Formación Agua de la Piedra (27)

Formación Huincán (28, 28a y 28b)

Formación Butaló (29)

Formación Loma Fiera (30)

Formación Pincheira (31)

Formación Bramón (32)

Formación Coyocho (33)

2.3.2. PLIOCENO

Conglomerados Pedemontanos Antiguos (34)

2.3.3. Cuaternario

2.3.3.1. Pleistoceno

Formación Chapúa (35)

Formación El Puente (36)

Formación Loma Seca (37)

2.3.3.2. Holoceno

Depósitos de abanico deltaico (38)

Depósitos pedemontanos (39)

Depósitos de remoción en masa (40)

Depósitos coluviales (41)

Arenas aluviales (42)

Limos salinos aluviales (43)

Depósitos eólicos (44)

Depósitos fluviales modernos (45)

3. ESTRUCTURA

Estructuras asociadas al sistema compresivo

Estructuras asociadas al sistema extensivo

4. GEOMORFOLOGÍA

La faja plegada

Llanura pedemontana

5. HISTORIA GEOLÓGICA

6. RECURSOS MINERALES

7. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

Castillos de Pincheira

Cantera de yeso La Valenciana

Arroyo Butamallín

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

RESUMEN

La Hoja Geológica 3569-26 Malargüe se ubica en el sector sur de la provincia de Mendoza. Abarca una superficie de 1665 km² comprendida entre los 35°20' y 35°40' de latitud sur y los meridianos de 69°30' y 70° de longitud oeste.

Su relieve muestra dos sectores bien diferenciados. El sector occidental, desarrollado en el ámbito de la faja plegada y corrida Malargüe, y el oriental caracterizado por una gran llanura pedemontana.

Las rocas más antiguas aflorantes corresponden a volcanitas asociadas a un estratovolcán pérmico-triásico desmantelado, representadas en el Complejo Volcano Sedimentario El Fortín. Un posterior régimen distensivo que dio origen a hemigrábenes durante el Triásico tardío al Jurásico temprano, creó el espacio para el relleno continental inicial que corresponde al Grupo Tronquimalal, constituido por las Formaciones Chihuido y Llantenes. Sobre este grupo, se apoyan las formaciones Remoredo y El Freno, de origen fluvial, originadas entre el Triásico superior y el Jurásico inferior. Una sedimentación predominantemente marina, iniciada entre la etapa de rift inicial y una subsidencia generalizada dio origen, a la sucesión del Grupo Cuyo entre el Jurásico Inferior y el Calloviano. Apoyado en forma discordante, el Grupo Lotena se compone de las facies arenosas continentales y de plataforma de la Formación Lotena, los calcáreos de la Formación La Manga y la secuencia evaporítica de la Formación Auquilco que constituyen el segundo ciclo sedimentario de la cuenca neuquina. En forma discordante, se apoya el Grupo Mendoza, que corresponde a una secuencia que inicia con sedimentos continentales seguidos por depósitos marinos. Está integrada por las formaciones Tordillo, Vaca Muerta, Chachao y Agrio, de edades kimmeridgiana a barremiana. Incidiendo al Grupo Mendoza, le continúan depósitos continentales originados entre el Aptiano y el Albiano. Estas sedimentitas corresponden al Grupo Bajada del Agrio, constituido por las formaciones Huitrín y Rayoso. Sobre estas, se apoya una sucesión sedimentaria continental, asignada al Cenomaniano - Campaniano inferior correspondiente al Grupo Neuquén, seguida por el Grupo Malargüe. Este último integrado por las formaciones Loncoche y Roca, constituidas por sedimentos continentales y marinos de edades correspondientes entre el Campaniano tardío y el Maastrichtiano superior. Sobre las rocas mesozoicas, se apoya una serie de unidades paleocenas continentales (sedimentarias y volcánicas). Son las formaciones Pircala, Molle, Agua de la Piedra, Huincán, Butaló, Loma Fiera, Pincheira, Bramón y Coyocho. Gruesos depósitos de Conglomerados Pedemontanos Antiguos asignados al Plioceno, se exponen en afloramientos que constituyen un paisaje serrano y forman el cuerpo de varios cerros. Las unidades pleistocenas son de origen volcánico y se diferencian en las formaciones Chapúa, El Puente y Loma Seca. Las unidades holocenas son fundamentalmente fluviales pedemontanas y de remoción en masa y en menor medida, deltaicas y eólicas.

El área está caracterizada por la estructuración cenozoica del relleno de las cuencas mesozoicas, de los depósitos sinorogénicos cenozoicos y de las volcanitas del arco asociado, todos ellos instalados sobre un basamento del Paleozoico superior - Triásico formado durante el Ciclo Gondwánico a partir de un régimen distensivo postorogénico. La faja plegada y corrida Malargüe corresponde a una estructura de piel gruesa, con fallas de basamento relacionadas a la inversión tectónica de fallas normales lítricas del *rift* del Triásico-Jurásico que controlaron la dinámica de los depocentros. Desde el punto de vista fisiográfico, existen dos sectores con características geomórficas propias: una occidental, desarrollada en el ámbito de la faja plegada y corrida; y una oriental, caracterizada por una gran llanura pedemontana. Los procesos formadores de

paisaje son tanto endógenos como exógenos. Entre los primeros, el más importante es la tectónica que causó una fuerte estructuración de la zona y en segundo término, el magmatismo. Entre los exógenos la acción fluvial, ejercida por el río Malargüe y sus afluentes, es el principal proceso modificador del relieve.

Palabras clave: Malargüe, Mendoza, faja plegada y corrida.

ABSTRACT

Geological Sheet 3569-26 Malargüe is located in the southern sector of the province of Mendoza. It covers an approximate area of 1665 km² between 35° 20' and 35° 40' south latitude and the meridians of 69° 30' and 70° west longitude. Its relief shows two well-differentiated sectors: the western sector, developed in the folded and running belt, and the eastern one, characterized by a large foothills plain. The oldest outcropping rocks correspond to volcanites associated with a dismantled Permian-Triassic stratovolcano, represented in the El Fortín volcanic sedimentary complex. A later extensional regime that gave rise to hemigrabens during the late Triassic to early Jurassic created the space for the initial continental fill corresponding to the Tronquimalal Group, which is constituted by the Chihuido and Llantenes formations. Over this group, the Remoredo and El Freno formations are supported, of fluvial origin, originating between the upper Triassic and the lower Jurassic. A predominantly marine sedimentation, initiated between the initial rifting stage and generalized subsidence, gave rise to the succession of the Cuyo Group, which spans the lower Jurassic to the Calovian. Discordantly overlaid, the Lotena Group is made up of the continental and platform sandy facies of the Lotena Formation, the calcareous rocks of the La Manga Formation, and the evaporitic sequence of the Auquilco Formation, which constitute the second sedimentary cycle of the Neuquén Basin. The Mendoza Group is superimposed, corresponding to a sequence that begins with continental sediments followed discordantly by marine deposits. It comprises the Tordillo, Vaca Muerta, Chachao, and Agrio formations, from Kimmeridgian to Barremian ages. Capping the Mendoza Group, it is succeeded by continental deposits originating between the Aptian and the Albian. These sediments correspond to the Bajada del Agrio Group, which is composed of the Huitrín and Rayoso formations. Above these, a continental sedimentary succession is supported, assigned to the lower Cenomanian - Campanian corresponding to the Neuquén Group, followed by the Malargüe Group. This group consists of the Loncoche and Roca formations, originated from continental and marine sediments of corresponding ages between the late Campanian and the upper Maastrichtian. On the Mesozoic rocks, a series of continental Paleocene units (sedimentary and volcanic) rests. They include the Pircala, Molle, Agua de la Piedra, Huincán, Butaló, Loma Fiera, Pincheira, Bramón, and Coyochó formations. Thick deposits of Conglomerados Pedemontanos Antiguos assigned to the Pliocene are exposed in outcrops that constitute a mountainous landscape and form the body of several hills. The Pleistocene units are of volcanic origin and differ in the Chapúa, El Puente, and Loma Seca formations. The Holocene units are fundamentally pediment fluvial and mass movement processes, and to a lesser extent, deltaic and aeolian units. The area is characterized by the Cenozoic structuring of the fill of the Mesozoic basins, Cenozoic synorogenic deposits, and the associated arc volcanites, all installed on a basement of the Upper Paleozoic - Triassic formed during the Gondwanic Cycle from a distensive post-orogenic regime. The Malargüe fold and thrust belt corresponds to a thick-skinned belt, with basement faults related to the tectonic inversion of normal listric faults from the Triassic-Jurassic rift

that controlled the dynamics of the depocenters. From a physiographic point of view, there are two sectors with their own geomorphic characteristics: a western one, developed in the area of the fold and thrust belt, and an eastern one, characterized by a large piedmont plain. The landscape-forming processes are both endogenous and exogenous. Among the former, the most important is tectonics, which has caused a strong structuring of the area, followed by magmatism. Among the exogenous processes, the fluvial action exerted by the Malargüe River and its tributaries is the main relief-modifying process.

Keywords: Malargüe, Mendoza, fold and thrust belt.

1. INTRODUCCIÓN

UBICACIÓN DE LA HOJA Y ÁREA QUE ABARCA

La Hoja Geológica 3569-26 Malargüe a escala 1:100.000 se ubica dentro del departamento del mismo nombre, en el sur de la provincia de Mendoza. Está limitada por los paralelos 35°20' y 35°40' de latitud sur y los meridianos 69°30' y 70°00' de longitud oeste (Figura 1). Abarca una superficie aproximada de 1665 km² y forma parte de la Hoja Geológica 3569-III, Malargüe a escala 1:250.000.

La localidad de Malargüe, una de las principales del sur de la provincia de Mendoza y capital del departamento homónimo, es el único núcleo poblacional dentro del área de estudio. Su nombre se debe al fuerte Malal-hué (vocablo mapuche que significa “corral de piedra”) construido a mediados del siglo XIX con bloques de piedra de toba.

Se accede a la zona de trabajo por la ruta nacional 40, que une las localidades de El Sosneado hacia el norte y Bardas Blancas hacia el sur, la cual recorre el borde oriental de la hoja geológica. Desde la zona central se accede hacia el oeste por un camino de ripio en buen estado que une la localidad de Malargüe con la reserva municipal Castillos de Pincheira y la mina La Valenciana donde actualmente se encuentra una cantera de yeso. Desde los Castillos de Pincheira hacia el norte, el camino continúa hasta el arroyo de Las Minas. El sector norte pudo ser relevado entrando por la ruta nacional 40, hacia el oeste continuando por el camino que bordea el arroyo El Chacay, mientras que el sector sur se recorrió por el camino que bordea al río Malargüe. Existen además numerosas huellas y picadas abandonadas que permitieron el fácil acceso a los afloramientos. También fueron necesarias caminatas o cabalgatas con baqueanos conocedores del lugar.

El colector principal es el río Malargüe que atravesando la Hoja Geológica en sentido oeste-este, transita una estrecha planicie aluvial actual y desemboca hacia el este en la subcuenca de Llananelo, formando una extensa planicie aluvial. Junto con sus colectores forma una red de drenaje subparalela con importantes caudales durante el verano, producidos por el deshielo en las zonas de la cordillera.

El relieve de la región está constituido por un sector montañoso al oeste, producto de la evolución de la faja plegada y corrida de Malargüe, con alturas que superan los 3.500 m s. n. m. como el cerro de las Minas ubicado en el vértice noroeste y hacia el sur los cerros Serrucho, Torrecillas y Puchenque. En el vértice sudoeste se destacan los cerros de las Hormigas, Cabeceras del Colorado y Rezago. En la zona central de la hoja geológica se ubican de norte a sur los conos basálticos de los cerros Agua Escondida, Mesa, Morro y Alto. Hacia el centro sur el relieve se caracteriza por colinas bajas y bardas que alcanzan los 2.700 m s. n. m. de rumbo norte-sur. El sector oriental se destaca por una planicie con suave pendiente hacia el este que llega hasta la laguna y campo volcánico de Llananelo.

El clima presenta grandes amplitudes térmicas tanto diarias como anuales y desde el punto de vista biogeográfico, en esta zona confluyen las regiones Andina, Monte y Patagonia, conformando una zona de transición.

Los recursos minerales de la región están constituidos por distintos tipos de mineralizaciones metalíferas. También existen yacencias de minerales industriales y rocas de aplicación. Con referencia a los combustibles pueden mencionarse manifestaciones de asfaltita y yacimientos de petróleo; estos últimos representan los recursos minerales más importantes desde el punto de vista económico. Por último, como atractivo por sus

discusión y confección de la columna estratigráfica, el mapa geológico y la sección estructural. Por último, se redactó la memoria final.

INVESTIGACIONES ANTERIORES

Los primeros antecedentes de la región fueron realizados por Bodenbender (1892) quien estudió la estratigrafía del Jurásico y Cretácico de los Andes argentinos entre los ríos Diamante y Limay. Posteriormente, Gerth (1925, 1928) realizó el primer mapa a escala 1:200.000 entre los ríos Diamante y Grande. Backlund (1923) estudió las rocas plutónicas y volcánicas del sur de Mendoza y Groeber (1933, 1946) aportó el mapa geológico a escala 1:500.000 de las provincias de Mendoza y Neuquén y estableció los principales eventos de deformación cenozoica de esta región de Los Andes. Criado Roque (1946, 1950) estudió la región de Bardas Blancas y el Terciario del sur de Mendoza. Dessanti (1973, 1978) realizó las hojas geológicas a escala 1:200.000 Malargüe y Bardas Blancas.

Ploszkiewicz y Gorroño (1988) introdujeron modelos de tectónica salina en el estilo estructural de las fajas plegadas y corridas del sur de Mendoza. Ramos (1988, 1993, 1999) amplió el conocimiento a escala regional presentando un modelo tectónico para los Andes Centrales. Manceda *et al.* (1992) y Manceda y Figueroa (1993, 1995) desarrollaron un modelo estructural para la región de Bardas Blancas y propusieron la inversión de las estructuras mesozoicas asociadas a la Faja Plegada y Corrida de Malargüe.

En el XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos sobre la Geología y Recursos Naturales de la provincia de Mendoza se presentaron estudios de suma importancia para la región como los trabajos de Kozłowski *et al.* (1993) y Ramos (1993) que aportaron conocimiento sobre la estructura y tectónica, mientras que Yrigoyen (1993) estudió los depósitos sinorogénicos.

Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1995) describieron los perfiles tipo del Jurásico de la zona. Nullo *et al.* (2005) publicaron la Hoja Geológica Malargüe a escala 1: 250.000 del Servicio Geológico Minero Argentino, Combina *et al.* (1997) y Combina y Nullo (2000, 2011) ampliaron las descripciones de la región, estudiaron los eventos magmáticos ocurridos durante el Neógeno y la evolución tectonosedimentaria.

Los primeros estudios de fajas plegadas y corridas en la sección sur de la Cordillera Principal utilizando modelos cinemáticos y geométricos de la deformación de piel fina y piel gruesa fueron realizados por Giambiagi *et al.* (2005, 2009) y Turienzo y Dimieri (2005). La evolución de las cuencas sinorogénicas de la Cordillera Principal fue estudiada por Silvestro *et al.* (2005), Giambiagi *et al.* (2008) y Silvestro y Atencio (2009).

Sruoga *et al.* (2008, 2016) plantearon la reasignación estratigráfica de diferentes eventos volcánicos en varias zonas del sur de Mendoza y reconocieron el estadio inicial del arco volcánico neógeno vinculado. Arcila Gallego (2010) realizó un estudio detallado de la evolución de las cuencas sinorogénicas de esta región, en su informe aportó valiosos datos geocronológicos, petrográficos y estratigráficos.

2 ESTRATIGRAFÍA

RELACIONES GENERALES

La provincia de Mendoza, forma parte de la provincia geológica de Cordillera Principal, específicamente de la faja plegada y corrida de Malargüe.

La columna estratigráfica de la región (Cuadro 1) corresponde al lapso Pérmico-Triásico a cenozoico. Las rocas más antiguas son las del Complejo volcano-sedimentario El Fortín, representante local del Grupo Choiyoi, que constituyen el basamento.

Era	Periodo	Época	Piso	Unidad Geológica	Discordancias principales	Litología	Ambiente	
Cenozoico	Cuaternario	Holoceno	X	Dep. fluviales modernos		Arenas, gravas y limos	Continental	
				Dep. eólicos		Arenas, limos y ceniza		
		Pleistoceno	Medio	Fm. Loma Seca		Ignimbritas y tobas		
	Gelasiano		Fm. El Puente	Basaltos				
	Neógeno	Mioceno	Superior	Fm. Chapúa		Basaltos		
				Fm. Coyocho (g)		Conglomerados y areniscas		
	Medio		Fms. Loma Fiera (f), Pincheira (e) y Bramón (d)	(h) Granitoides, andesitas, dacitas y riolitas.				
	Inferior	Fms. Butaló(c), Agua de la Piedra (b) y Molle (a)	(g) Conglomerados, areniscas y tobas (f) Conglomerados, tobas y areniscas (e) Andesitas y basaltos (d) Andesitas, dacitas y granodioritas (c) Andesitas y pelitas (b) Conglomerados, areniscas y tobas (a) Andesitas y tobas					
	Paleógeno	Paleoceno	Selandiano	Grupo Malargüe		Areniscas calcáreas, calizas y pelitas		Marino/continental
			Daniano					
Mesozoico	Cretácico	Superior	Maastrichtiano	Grupo Neuquén	Huantráiquica	Areniscas, pelitas y conglomerados	Continental	
			Campaniano					
			Cenomaniano					
		Inferior	Albiano	Grupo Bajada del Agrio	Patagonídica	Evaporitas, pelitas y areniscas calcáreas		
			Aptiano					
	Jurásico	Superior	Kimmeridgiano	Grupo Mendoza	Panpatrónica	Pelitas negras, calizas y areniscas calcáreas	Marino/continental	
			Oxfordiano		Grupo Lotena	Araucánica	Calizas, evaporitas, areniscas y conglomerados	
			Sinemuriano			Loténica	Calizas, pelitas negras, areniscas conglomerados y anhidrita	Marino
		Inferior	Hettangiano	Fm. El Freno Fm. Remoredo	Rioatuélica	Conglomerados, areniscas y pelitas Areniscas, conglomerados y pelitas		
		Triásico	Superior	Noriano	Grupo Tronquimalal	Huárpica	Brechas andesíticas, conglomerados, areniscas, pelitas y folones andesíticos	Continental
	Inferior		Olenekiano					
	Paleozoico	Pérmico	Lopingiano		Complejo Volcano-Sedimentario El Fortín		Brechas, andesitas, conglomerados, areniscas y diques andesíticos y riolíticos	

Cuadro 1. Síntesis de la estratigrafía de la Hoja Geológica Malargüe 1:100.000.

Hacia fines del Triásico e inicios del Jurásico el ambiente distensivo originó fosas donde se depositaron los sedimentos del Grupo Tronquimalal y las unidades del Jurásico temprano. El Mesozoico cubre discordantemente a las unidades anteriores. Su registro sedimentario y volcánico conforma el relleno sedimentario de la Cuenca Neuquina en su porción surmendocina, reconociéndose rocas jurásicas hasta cretácicas de los grupos Cuyo, Lotena, Mendoza, Bajada del Agrio y Neuquén. En discordancia, se apoyan las sedimentitas marinas del Cretácico Tardío a Paleógeno pertenecientes al Grupo Malargüe. Luego, en el sector oeste se disponen unidades volcánicas e intrusivos neógenos mientras que en el centro y este se depositaron las unidades sinorogénicas continentales de naturaleza volcánica, epiclástica y fluvial, vinculadas al desarrollo y deformación de la faja plegada y corrida de Malargüe. Finalmente, el Cuaternario está representado por los basaltos, los depósitos ignimbríticos pleistocenos y la cobertura sedimentaria del Pleistoceno y Holoceno que cubren indiscriminadamente a las unidades previas.

La secuencia estratigráfica se encuentra deformada por la Orogenia Andina

responsable de la estructuración cenozoica de la cuenca de antepaís.

2.1. PALEOZOICO - MESOZOICO

Las rocas del Paleozoico superior - Triásico medio corresponden al magmatismo bimodal conocido con el nombre de Grupo Choiyoi, ampliamente distribuido en las cordilleras Principal y Frontal, desde San Juan hasta el sur de Neuquén. El grupo constituye el basamento de la cuenca neuquina, donde se desarrollaron durante el Mesozoico depocentros en los que se acumularon grandes volúmenes de sedimentos continentales y marinos. Estos depósitos mesozoicos se encuentran ampliamente distribuidos desde el suroeste de las provincias de Mendoza y La Pampa, gran parte de Neuquén y el noroeste de Río Negro.

2.1.1. PÉRMICO - TRIÁSICO INFERIOR

Complejo volcano-sedimentario El Fortín (1a, 1b, 1c)

Brechas ígneas andesíticas, andesitas, conglomerados, areniscas y pelitas (1a). Diques andesíticos (1b). Dique riolítico (1c).

Antecedentes

Esta unidad es ampliamente reconocida en la literatura geológica como Grupo Choiyoi en el sentido de Rolleri y Criado Roque (1970), quienes incluyeron bajo este nombre a las masas ígneas del Pérmico al Triásico inferior de la Cordillera Frontal, Bloque de San Rafael y provincia de La Pampa. En el ámbito del sur mendocino, Dessanti (1973) denominó Formación de la Sierra Azul al conjunto de mantos, brechas y tobas andesíticas que afloran en el anticlinal de la Sierra Azul y en el valle del río Grande aguas arriba de la localidad de Bardas Blancas. Nullo *et al.* (2005) en la Hoja Geológica 3569-III a escala 1:250.000 del Servicio Geológico Minero Argentino, describieron la presencia del Grupo Choiyoi en las inmediaciones de Las Leñas, Cajón Chico y en el valle del Río Grande, en la localidad de Bardas Blancas.

Dentro del área comprendida en la Hoja Geológica Malargüe a escala 1:100.000, en la región del anticlinal de Chihuido, al sur de la localidad de Malargüe, aflora el granito o pórfido granítico descrito por primera vez por Blacklund (1923) y más tarde renombrado por Dessanti (1973) como Granito y pórfido del Chihuido. Llambías *et al.* (2005) estudiaron en detalle la secuencia volcano-sedimentaria que aflora en el núcleo del anticlinal de Chihuido denominándola informalmente como “Complejo volcano-sedimentario El Fortín” y de acuerdo a la edad U/Pb obtenida lo integraron al Grupo Choiyoi *sensu* Rolleri y Criado Roque (1970). En este trabajo se utilizó la abreviatura CVSEF para referirse a esta unidad.

Distribución areal

El CVSEF se encuentra en el cuadrante sureste de la zona de estudio conformando el núcleo del anticlinal de Chihuido. Sus afloramientos se distribuyen de norte a sur desde el margen norte del río Malargüe, 6 km al sur de la localidad homónima, hasta el sur donde conforma el cerro Chihuido.

Litología

Está constituido por una secuencia estratificada de composición volcano-sedimentaria, intruída por diques y domos andesíticos y un potente dique de composición riolítica monzogranítica, descrito por Dessanti (1973) como Granito y pórfido del Chihuido.

La secuencia estratificada es la de mayor expresión areal (Figura 2). Está compuesta por bancos frecuentemente lenticulares donde predominan las brechas andesíticas, conglomerados, areniscas y subordinados bancos de pelitas oscuras. Entre ellos intercalan andesitas de estructura masiva y amigdaloides.

Los bancos de brechas andesíticas poseen espesores variables entre 4 a 22 metros. Llambías *et al.* (2005) describieron estos bancos conformados por clastos subangulosos de andesita gris verdosa de textura porfírica con fenocristales de plagioclasa y anfíbol, donde la plagioclasa está alterada a epidoto y calcita y el anfíbol a clorita y epidoto. La pasta presenta textura pilotáxica y se encuentra alterada. La matriz de las brechas es andesítica con mayor grado de alteración con relación a los clastos.

Los bancos de conglomerados presentan espesores de 2 a 4 m, son matriz y clasto sostén y están constituidos por rocas volcánicas principalmente de composición riolítica y subordinadamente andesítica.

Los bancos de areniscas son lenticulares de color gris claro con espesores de 1 a 2 m, corresponden a areniscas gruesas y conglomerádicas con clastos angulosos de hasta 3 cm de rocas volcánicas. Al norte del arroyo Tronquimalal intercalan con mantos de andesitas oscuras y masivas.

Los diques de andesita intruyen la secuencia estratificada. Componen cuerpos alargados en sentido norte sur que afloran 5 km al norte del arroyo Tronquimalal. El dique de riolita se destaca topográficamente en la zona como respuesta a la erosión diferencial. Es subvertical y su rumbo general es norte-sur e intruye a la secuencia estratificada. Este cuerpo fue estudiado y analizado por Llambías *et al.* (2005) quienes describieron rocas de texturas porfíricas hasta microgranosas en el interior del dique, clasificando a las últimas como monzogranitos de grano fino. Su espesor varía de 1 km a 0,2 km en el arroyo Tronquimalal, y 0,5 km en el arroyo Loncoche. Hacia los bordes del dique, la roca es una riolita que cerca del contacto con la roca de caja tiene textura felsítica y contiene bloques de la brecha andesítica, característica que ya había mencionado Dessanti (1973).

Relaciones estratigráficas

La base de esta unidad no aflora en el área de estudio. En el arroyo Loncoche, la secuencia estratificada es cubierta mediante discordancia erosiva por los conglomerados de la Formación Remoredo. En el arroyo Tronquimalal la suprayacen los conglomerados de la Formación Chihuido mediante discordancia angular, atribuida a la fase diastrófica Huárpica del Triásico medio, que se considera el comienzo de la formación de los *rift* donde se instalaron las cuencas sedimentarias triásicas.



Figura 2. Afloramiento de la secuencia estratificada del Complejo volcano-sedimentario El Fortín en el arroyo Loncoche, vista hacia el oeste.

Ambiente de formación

El Complejo volcano sedimentario El Fortín se asocia a un estratovolcán desmantelado, donde los cuerpos intrusivos tienen un rumbo norte-sur indicando una extensión este - oeste. Las características químicas de las andesitas se correlacionan con las de un arco volcánico (Llambías *et al.* 2005).

Edad y correlaciones

La base de esta unidad no aflora en el área. Llambías *et al.* (2005) analizaron los circones de una muestra extraída del dique de riolita-granito en el arroyo Loncoche mediante el método $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ obteniendo una edad de 250 ± 5 Ma, correspondiente a la edad de cristalización magmática del dique y representando el último episodio ígneo del Complejo volcano-sedimentario El Fortín

Por la composición silícea de este dique y por su edad en el límite entre el Pérmico y el Triásico forma parte del Choiyoi superior (Llambías *et al.* 1993), mientras que las andesitas, que constituyen la caja, podrían ser equivalentes al Choiyoi inferior. Llambías *et al.* (2005) correlacionaron a estas rocas con el Grupo Choiyoi *sensu* Rolleri y Criado Roque (1970), expuesto ampliamente en el bloque de San Rafael y en la Cordillera Frontal, asignando la unidad al lapso Pérmico tardío a Triásico temprano.

2.1.2. TRIÁSICO SUPERIOR

GRUPO TRONQUIMALAL

Hacia fines del Paleozoico superior se produjo la segmentación del borde occidental del cinturón plegado gondwánico y más tarde la instalación del arco volcánico Permo-Triásico. Durante el Triásico Tardío - Jurásico Temprano se impuso un ambiente distensivo que dio origen a las fosas donde se depositaron los sedimentos mesozoicos. El término “Ciclo Precuyano” fue definido por Gulisano (1981) para describir a los depósitos de naturaleza piroclástica, clástica y volcánica comprendidos entre el basamento cristalino de la cuenca neuquina y la primera ingresión marina jurásica. El relleno de estos hemigrábenes posee una complejidad característica por evolucionar de manera desconectada geográficamente. En este contexto, los depósitos del Grupo Tronquimalal representan el relleno inicial del Ciclo Precuyano en el área de trabajo.

FORMACIÓN CHIHUIDO (2)

Conglomerados, brechas, areniscas, pelitas y filones capa andesíticos

Antecedentes

Stipanovic (1979) propuso el nombre Grupo Tronquimalal para reunir a la “Serie de Chigui” y “Serie de Llantenis” descritas por Boehm en el año 1937 en el sur de Mendoza (en Stipanovic 1949). Desde el punto de vista paleontológico y paleoambiental, se reconocen los estudios de Menéndez (1951) quien realizó una descripción de la megafloora contenida. Spalletti y Morel (1992) distinguieron las asociaciones de facies. Volkheimer y Papú (1993) realizaron estudios de la microflora de la Formación Chihuido. Otros aportes fueron realizados por Artabe *et al.* (1998) y Spalletti y Morel (1992). Llambías *et al.* (2005) realizaron descripciones litológicas en los arroyos Tronquimalal y Llantenes.

Distribución areal

Las exposiciones de la Formación Chihuido se restringen a un solo afloramiento ubicado en el sector sureste de la Hoja, al norte y sur del arroyo Tronquimalal.

Litología

Está compuesta principalmente por paquetes de conglomerados, brechas volcánicas, areniscas y pelitas, entre los que intercalan filones capa de composición andesítica. Spalletti y Morel (1992), estudiaron un afloramiento de 190 m de espesor en el arroyo Llantenes donde distinguieron tres asociaciones de facies que, a grandes rasgos, permiten dividir a la Formación Chihuido en tres secciones. La sección inferior presenta bancos conglomerádicos gruesos y de geometría lentiforme. Los clastos son subredondeados con un tamaño promedio de 7 centímetros. Los hay de composición andesítica, textura porfírica y color gris verdoso y de composición riolítica de color gris claro. Las brechas volcánicas componen bancos gruesos, de hasta 8 m de espesor, y están compuestas por fragmentos angulosos de volcanitas de composición intermedia inmersos en una matriz volcánica de tamaño arena media y fina. En la sección media los conglomerados poseen clastos redondeados de riolitas y tobas silicificadas finamente

estratificadas, intercalan lentes de areniscas tobáceas de color verde y bancos de hasta 2 m de espesor de pelitas negras carbonosas. En el techo de esta sección se ha observado un tronco silicificado de aproximadamente 0,50 m de diámetro (Fig. 3) dentro de un canal arenoso que podría ser los que Stipanovic (1949) consideró como pertenecientes al género Araucarites. Sobre estos, continúan brechas andesíticas con clastos de andesita de diverso tamaño en una matriz arenosa andesítica.

Los conglomerados de la parte superior de la Formación Chihuido contienen clastos volcánicos desde 10 a 50 cm, desde subangulosos hasta redondeados. La matriz es de arena fina rica en componentes piroclásticos. Hacia el tope los clastos son más redondeados y de hasta 80 cm de diámetro. Los filones capa no superan los 2 m de potencia. Son andesitas hornblendíferas de color gris oscuro, textura porfírica, con cristales de hornblenda de hasta 1,5 cm y más pequeños de plagioclasa. El rumbo predominante de la unidad es N18°E con inclinaciones de 16° hacia el oeste.



Figura 3. Sección de un tronco silicificado dentro de un banco arenoso de la Formación Chihuido, arroyo Llantenes.

Relaciones estratigráficas

La Formación Chihuido se apoya en discordancia angular sobre el Complejo volcano-sedimentario el Fortín. Según Llambías *et al.* (2005) la discordancia angular se atribuye a la Fase diastrófica Huárpica del Triásico medio posiblemente equivalente a la descrita por Gulisano *et al.* (1984) de desarrollo regional en la cuenca neuquina. Hacia el techo, la Formación Chihuido pasa transicionalmente a la Formación Llantenes, en el arroyo homónimo, no pudiendo reconocerse un límite preciso entre ambas. En el arroyo Tronquimalal, infrayace mediante discordancia angular a los depósitos de la Formación Remoredo.

Ambiente de formación

El ambiente de sedimentación del Grupo Tronquimalal caracteriza un modelo fluvial-deltaico que pasa progresivamente a un sistema lacustre (Volkheimer y Papú 1993). Esta unidad representaría el inicio de la depositación en una cuenca aislada con desarrollo de abanicos aluviales dominados por flujos densos.

Edad

Sobre la base del estudio de microflora, Volkheimer y Papú (1993) destacaron la presencia de polen bisacado no estriado en buen estado de conservación, asociado a los primeros representantes del género *Classopollis*. Este polen corresponde a las microfloras triásicas conocidas en las cuencas sedimentarias argentinas y al igual que Stipanovic (2002) establecen una edad triásica superior.

FORMACIÓN LLANTENES (3)

Pelitas, areniscas, conglomerados, brechas volcánicas y filones andesíticos

Antecedentes

Esta unidad fue definida por Stipanovic (1949) como “Serie de Llantenis”. Más tarde, el término fue modificado por Menéndez (1951) por “Estratos de Tronquimalal”. Posteriormente, Groeber y Stipanovic (1953) utilizaron el nombre “Estratos del Llantenis”. La denominación actual como Formación Llantenes corresponde a Stipanovic (2002).

Distribución areal

Esta formación aflora en el sureste de la Hoja, conformando un pequeño afloramiento disectado por el arroyo Llantenes.

Litología

Está compuesta por pelitas grises oscuras, bituminosas y bien estratificadas, areniscas de color castaño claros y grano grueso hasta finas y muy finas, a veces estratificadas, conglomerados, brechas volcánicas y filones pseudoconcordantes de composición andesítica (Figura 4).

Los niveles inferiores de la Formación Llantenes se caracterizan por la presencia de bancos de pelitas negras con niveles carbonosos que se acuñan lateralmente por lo que desaparecen al sur y al norte del arroyo Llantenes. Hacia arriba estos bancos intercalan con otros lenticulares de areniscas y conglomerados clasto sostén con clastos subredondeados de composición andesítica y matriz de arena gruesa de la misma composición. Entre ellos se disponen filones capa de color gris, textura porfírica y composición andesítica, similares a los observados en la Formación Chihuido. Hacia el techo disminuye la fracción pelítica y predominan delgados bancos conglomerádicos de color amarillento que intercalan con bancos arenosos. El espesor total de esta formación en la zona del arroyo Llantenes es de 150 m según Menéndez (1951).

Relaciones estratigráficas

El contacto entre La Formación Llantenes y la Formación Chihuido es transicional en el arroyo Llantenes. En el arroyo Tronquimalal la Formación Llantenes es cubierta mediante discordancia angular por la Formación Remoredo.



Figura 4. Aspecto de la Formación Llantenes, mostrando la intercalación de bancos de areniscas conglomerádicas, brechas andesíticas y pelitas. Vista al sur.

Ambiente

El sistema deposicional de la Formación Llantenes corresponde al de un ambiente lacustre (Volkheimer y Papú 1993). Según Artabe *et al.* (1998) representa un paleolago meromítico, templado de región húmeda al que progradaban sistemas deltaicos. El cuerpo de agua estaba caracterizado por estratificación de la columna de agua donde persistía un nivel superficial (epilimnion) normalmente oxigenado y otro nivel estanco y sin renovación (hipolimnion), ambos producidos por diferencia en la densidad de las aguas. La alta proporción de materia orgánica estuvo asociada a la llegada al cuerpo de agua de abundante flora desde las periferias.

Edad

La edad de la Formación Llantenes ha sido establecida como triásica superior por Stipanovic (1949), Menéndez (1951), Stipanovic y Bonetti (1970), Volkheimer y Papú (1993) y Stipanovic (2002), mientras que Artabe *et al.* (1998) le asignaron edad neotriásica alta e incluyeron a la Formación Chihuido en el mismo lapso, consensuando el pasaje gradual entre ambas formaciones.

2.1.3. TRIÁSICO SUPERIOR – JURÁSICO INFERIOR

FORMACIÓN REMOREDO (4)

Areniscas, conglomerados y pelitas

Antecedentes

La “Serie Remoredo” o “Remoredense” fue descripta por primera vez por Stipanivic y Mingramm (en Groeber y Stipanivic 1953) en su localidad tipo en la quebrada de Remoredo, sobre el flanco occidental de la sierra de Reyes. En el área de Malargüe fue estudiada por Gorroño *et al.* (1984), quienes reconocieron una transición hacia facies marinas con pulsos continentales, característica también reconocida por Legarreta *et al.* (1993), quienes consideraron términos continentales en la base y el inicio de la secuencia marina hacia el tope. Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1995) resumieron las características de la Formación Remoredo en los Arroyos Loncoche y Tronquimalal. Buchanan *et al.* (2017) realizaron estudios sedimentológicos y estratigráficos en el depocentro Malargüe basados en análisis de facies, arquitectura y procedencia, que permitieron comprender la evolución de los paleoambientes sedimentarios.

Distribución areal

Los depósitos de la Formación Remoredo se ubican en el sector este de la Hoja, conforman una faja de rumbo noroeste-sudeste que se extiende desde el arroyo Pequenco hacia el sur, donde son disectados por el del río Malargüe y los arroyos Loncoche y Tronquimalal.

Litología

En el arroyo Loncoche, la Formación Remoredo está compuesta por conglomerados, areniscas y pelitas que conforman dos sucesiones granodecrecientes, divididas en dos secciones. La sección inferior se apoya mediante una superficie erosiva sobre el Complejo volcano- sedimentario El Fortín. Comienza con bancos lenticulares de conglomerados clasto sostenidos, dispuestos en bancos de 2 m de espesor compuestos por bloques de hasta 30 cm de composición volcánica andesítica, riolítica y dacítica (Figura 5). Hacia arriba pasan transicionalmente a conglomerados y areniscas gruesas de color morado a castaño en bancos lenticulares con arreglo interno granodecreciente. El tope está caracterizado por 15 m de pelitas moradas laminadas en las que intercalan bancos tabulares de areniscas medias y finas con estratificación entrecruzada tabular planar y masiva y bancos lentiformes de areniscas tobáceas de color castaño verdoso.

Sobre una discordancia erosiva se apoya la sección superior. Su base está constituida por conglomerados que intercalan con bancos de areniscas. Los conglomerados son clasto sostenidos, masivos o con estratificación entrecruzada y se disponen en bancos lentiformes gruesos. Hacia arriba dominan bancos tabulares de pelitas laminadas de colores morado, castaño y verdoso y subordinados bancos tabulares de areniscas con estratificación entrecruzada (Figura 6).

Los afloramientos se disponen con rumbo N20°O e inclinan 20° al suroeste. Según Buchanan *et al.* (2017) el espesor de la Formación Remoredo en el arroyo Loncoche es de 304 metros.

En el área de Piedra de Afilar, la Formación Remoredo está representada por bancos tabulares de pelitas de color castaño morado, astillosas, laminadas, cubiertas por areniscas tobáceas de color castaño verdoso seguidas por un banco de aproximadamente de 1 m de espesor de pelita calcárea de color negro, masiva, con nódulos de *chert*.

En el arroyo Llantenes, la Formación Remoredo presenta rumbo N16°E e inclina 17° hacia el noroeste. Se compone de bancos tabulares de pelitas moradas que alternan con otros de areniscas tobáceas grises y capas lenticulares de conglomerados y areniscas conglomerádicas.



Figura 5. Geometría lenticular de los bancos conglomerádicos de la sección inferior de la Formación Remoredo en el arroyo Loncoche.

Relaciones estratigráficas

En el arroyo Llantenes, la Formación Remoredo se encuentra en discordancia angular sobre la secuencia estratificada de la Formación Llantenes. En el arroyo Loncoche se apoya en discordancia angular sobre las rocas del Complejo volcano-sedimentario El Fortín (Figura 2) y es cubierta mediante discordancia erosiva por la Formación Bardas Blancas o cubierta por la Formación Loma Seca.

Ambiente de formación

La Formación Remoredo caracteriza a un sistema fluvial de alta sinuosidad en clima árido, con desarrollo de abanicos aluviales efímeros en los bordes y un sistema lacustre con ostrácodos de agua dulce en la zona del depocentro (Lanés y Palma 1995). Buchanan *et al.* (2017) distinguieron cuatro paleoambientes sedimentarios compuestos por: abanicos aluviales, sistemas fluviales anastomosados, sistemas fluviales arenosos

de alta sinuosidad y lagos efímeros e indicaron que los sedimentos de la Formación Remoredo provienen de la erosión de las rocas del Complejo volcano-sedimentario El Fortín. Correlacionaron además las secuencias de esta región con los ciclos tectosedimentarios del depocentro de Atuel, por lo que sugirieron que durante el Ciclo Precuyano el depocentro de Malargüe tuvo tres pulsos de actividad tectónica, el primero durante el Noriano relacionado a los depósitos del Grupo Tronquimalal y los dos siguientes durante el Hettangiano medio a tardío y Hettangiano tardío-Sinemuriano originando las dos secuencias depositacionales de la Formación Remoredo.

Edad

La edad de la Formación Remoredo es inferida por sus relaciones estratigráficas, debido a la ausencia de fósiles diagnósticos. Se apoya sobre la Formación Llantenes del Triásico superior y es cubierta por los depósitos marinos aalenianos de la Formación Bardas Blancas. Riccardi y Damborenea (1993) asignaron esta unidad al intervalo Triásico tardío- Hettangiano.



Figura 6. Aspecto de la sección superior de la Formación Remoredo en el arroyo Loncoche.

FORMACIÓN EL FRENO (5)

Conglomerados y areniscas con pelitas subordinadas

Antecedentes

Estas rocas fueron descritas por primera vez en la sección del río Atuel por Gerth (1925), quien las nombró “Areniscas del río Atuel” y más tarde, Groeber (1946)

las denominó “Cuyano inferior”. La Formación El Freno fue definida por Reijenstein (1967), en su localidad tipo entre los arroyos Blanco y El Freno, barranca norte del río Atuel. En el ámbito de la Hoja Geológica Cerro Sosneado, Volkheimer (1978) formalizó el nombre de la unidad como Formación El Freno. Se destacan los estudios paleontológicos realizados por Spalletti *et al.* (2007), Artabe *et al.* (2005) y Lanés *et al.* (2013).

Distribución areal

En la hoja, los afloramientos de la Formación El Freno poseen una distribución areal restringida a un pequeño depósito que aflora en el núcleo del anticlinal Puchenque, en el cerro homónimo, en las nacientes del arroyo Calabozo.

Litología

La Formación El Freno está conformada por bancos de tonalidad castaño rojiza compuestos por conglomerados polimícticos clasto sostenidos y con arreglo grano decreciente. Los clastos son de tamaño guija, de 2 a 4 cm, subredondeados y de moderada selección, prevaleciendo los de composición volcánica intermedia (Figura 7). El espesor aflorante en este sitio es de 20 m, mientras que en la zona de Atuel Lanés (2002) y Giambiagi *et al.* (2005) reconocieron espesores de hasta 300 m de conglomerados y areniscas con pelitas subordinadas dispuestas en ciclos granodecrecientes.



Figura 7. Formación El Freno, conglomerados clasto soportados en las nacientes del arroyo Calabozo.

Relaciones estratigráficas

En el área que abarca la Hoja no se ha observado la base de la Formación El Freno. El contacto superior con la Formación Puesto Araya es transicional, según Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1995). En la región de Portezuelo Ancho, al norte de la zona de estudio, los mismos autores reconocieron el contacto inferior discordante con granitos del Grupo Choiyoi.

Ambiente

Artabe *et al.* (2005) propusieron para los depósitos aflorantes en el cerro La Brea, al norte de la zona de estudio, un modelo conceptual fluvial de carga mixta. En el valle superior del río Atuel, Spalletti *et al.* (2007) reconocieron sistemas fluviales de carga traccional y sistemas fluviales de carga mixta. Lanés *et al.* (2013) registraron la evolución de un sistema entrelazado gravoso a un entrelazado arenoso.

Edad y correlaciones

Reijenstein (1967), sobre la base de los contenidos paleontológicos, le asignó edad hettangiana temprana - sinemuriana temprana. Lanés (2002) la refiere con dudas al Pre-Rhaetiano hasta el Sinemuriano temprano. Spalletti *et al.* (2005) basándose en el contenido fosilífero y posición estratigráfica le asignaron edad sinemuriana. Lanés *et al.* (2013) la acotaron al lapso Hettangiano? - Sinemuriano medio.

2.1.4. JURÁSICO

GRUPO CUYO

La denominación Grupo Cuyo fue utilizada por Dellapé *et al.* (1978) para caracterizar la sucesión sedimentaria dispuesta entre las discordancias Intraliásica e Intracaloviana. El término Ciclo Cuyano fue definido por Groeber (1946) para identificar la sección inferior del Jurásico andino de origen marino. Más tarde, Groeber (1953) discriminó el Cuyano inferior, incluyendo todo el Liásico, y el Cuyano superior que abarca el Dogger y que comienza con la zona de *Leioceras opalinum* y termina con la de *Witchellia romani*, representando el Jurásico medio. Localmente, Dessanti (1978) utilizó la denominación Formación Puchenque y Calizas del Calabozo para describir a la sucesión sedimentaria presente en los alrededores del cerro Serrucho y el arroyo Loncoche.

Con el Grupo Cuyo comenzó la sedimentación predominantemente marina ocurrida en la cuenca neuquina durante el Mesozoico. Según diversos autores tales como Vergani (2005) y Mosquera y Ramos (2006), este ciclo se inició en una transición entre la etapa de *rift* inicial y la subsidencia generalizada que dominó la evolución de la cuenca. Las reconstrucciones realizadas por Vicente (2005) indicaron que el inicio de la entrada del mar se produjo por un estrecho denominado Curepto Atuel, ubicado en el valle de Las Leñas y avanzó en forma escalonada desde el noroeste al sureste y desde el centro de la cuenca hacia el este y el oeste, mientras que los márgenes de la cuenca fueron alcanzados en el Bajociano, produciendo un contacto diacrónico con las formaciones infrayacentes.

Dentro de la zona que abarca la Hoja, en el sector oeste la depositación comenzó con el desarrollo de facies marinas arenosas de la Formación Puesto Araya, seguida por las facies de pelitas negras de la Formación Tres Esquinas. Al terminar el episodio transgresivo comenzó una progradación clástica que tuvo lugar durante el Caloviano, donde se acumularon depósitos de ambientes marginales representados por las formaciones Lajas y Calabozo, mientras que hacia el sur y el este se depositaban los sedimentos de playa de la Formación Bardas Blancas.

Finalmente, la instalación de un régimen fluvial a litoral, que culminó con un episodio evaporítico representado por la Formación Tábanos, marcó la máxima retracción marina previa a la reactivación tectónica producida por la discordancia Intracaloviana.

El Grupo Cuyo posee importancia económica ya que constituye un sistema petrolero, con todos sus elementos incluidos: roca madre, reservorio y sello, principalmente en la región sur de la cuenca neuquina. Los trabajos de Gulisano *et al.* (1984), Legarreta y Gulisano (1989), Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1995) y posteriormente Legarreta y Uliana (1996) han contribuido a dividir este intervalo estratigráfico en unidades de diferente rango jerárquico basándose en los principios de la estratigrafía secuencial. Leanza (1992, 2009), Arregui *et al.* (2011) y Leanza *et al.* (2013) entre otros, realizaron importantes aportes al conocimiento de la estratigrafía del

Grupo Cuyo y la correlación de las unidades en los distintos depocentros.

En este trabajo se considera como Grupo Cuyo a los depósitos limitados en la base por la discordancia Rioatuélica que pone en contacto las lutitas y areniscas marinas sobre las rocas del Ciclo Precuyano de la Formación El Freno, y hacia el techo por la discordancia Intracaloviana ubicada en el contacto entre las evaporitas de la Formación Tábanos y las areniscas y pelitas de la Formación Lotena, manteniendo a la Formación Tábanos dentro del Grupo Cuyo, como sugirió Leanza (2009, 2013).

FORMACIÓN PUESTO ARAYA (6)

Areniscas, calizas, tobas y conglomerados

Antecedentes

Esta unidad fue denominada Formación Las Chilcas por Reijenstein (1967) y posteriormente renombrada como Formación El Cholo (Stipanovic y Bonetti 1970) dentro del Grupo Río Atuel. Bajo el nombre Formación Puesto Araya, Volkheimer (1978) agrupó al conjunto de areniscas finas a gruesas con intercalaciones de tobas, que afloran en las proximidades del puesto Araya, a 500 m de la intersección del río Atuel y el arroyo Blanco, reconociendo allí un espesor de 300 metros.

En el ámbito de la Hoja Malargüe, Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1995) reconocieron a la Formación Puesto Araya en los arroyos Serrucho y Calabozo. Lanés (2002) estudió la secuencia estratigráfica del depocentro de Atuel, al norte de la zona de estudio distinguiendo dos secciones: Formación Puesto Araya inferior aflorante en el sector occidental del depocentro y Formación Puesto Araya superior en el sector oriental. Valencio *et al.* (2005) realizaron determinaciones isotópicas en las conchillas de bivalvos marinos presentes en esta unidad. Lanés *et al.* (2008) realizaron un estudio de estratigrafía secuencial y control estructural. Giambiagi *et al.* (2008) concluyeron que la Formación Puesto Araya inferior está vinculada a los procesos de *sinrift*, mientras que la superior es el registro del comienzo del enfriamiento térmico del depocentro. Desde el punto de vista de la quimioestratigrafía, la sección superior de La Formación Puesto Araya superior fue estudiada por Mazzini *et al.* (2010).

Distribución areal

La Formación Puesto Araya aflora en la ladera este del cerro Torrecillas, formando parte de los limbos del anticlinal Puchenque, desde ambos márgenes del arroyo Serrucho hasta 3 km al norte del arroyo Torrecillas.

Litología

En los arroyos Calabozo y Serrucho, la Formación Puesto Araya está caracterizada por la presencia de bancos de areniscas, areniscas bioclásticas, calizas y delgados bancos de tobas. Se disponen en una sucesión bien estratificada, de color castaño y gris, grano y estrato decreciente, en bancos de geometría tabular de hasta 70 cm de espesor que hacia el techo se hacen más delgados (Figura 8a).

Cerca de la base son comunes las areniscas macizas con pavimentos de fósiles entre los que se distinguen principalmente bivalvos y braquiópodos (Figura 8b). Continúan bancos de areniscas medias con estratificación entrecruzada que intercalan con delgados bancos de areniscas finas calcáreas con estratificación entrecruzada, onduladas de oscilación y estructuras del tipo *hummocky* y delgados bancos de areniscas calcáreas. Es común la presencia de bioturbación y abunda la fauna de bivalvos, braquiópodos, corales y amonites. El espesor de la formación en los arroyos Calabozo y Serrucho es de aproximadamente 150 metros. Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1994) mencionaron la presencia de lentes conglomerádicas con estratificación entrecruzada de media a gran escala en el arroyo Serrucho.

Estas rocas son ricas en faunas de bivalvos, asociadas con amonites, braquiópodos, gastrópodos, corales, foraminíferos y ostrácodos. Al contenido paleontológico mencionado en la Hoja Geológica Malargüe a escala 1:250.000 se suman los especímenes de bivalvos del arroyo Serrucho estudiados por Valencio *et al.* (2005), quienes realizaron determinaciones isotópicas de: *Weyla* Bhom y *Gryphaea* Lamarck y los de Mazzini *et al.* (2010), quienes reconocieron bivalvos como: *Radulonectites sosneadensis* (Weaver), *Weyla* (W.) *bodenbenderi* (Behr.), *Kolymonectes coloradoensis* (Weaver), *Cucullaea rothi* (Leanza), *Isognomon jupiter* (Leanza), *Frenguelliella tapiai* (Lambert) y *Myophorella* sp. Indet. y, también, los braquiópodos *Rhynconelloidea cuyana* (Manceñido) y *Spiriferina* sp.

Relaciones estratigráficas

Si bien en los arroyos Serrucho y Calabozo no se ha observado el contacto con la Formación El Freno, éste sería transicional de acuerdo a Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1995). Hacia arriba es cubierta de manera transicional por las sedimentitas de la Formación Tres Esquinas.

Ambiente de formación

Según Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1994), en el área de estudio la unidad se depositó en un ambiente marino cercano a la costa (*nearshore*) al que llegaban desde el continente los sedimentos arenosos transportados por corrientes tractivas unidireccionales, canalizadas o no. Para la región del depocentro de Atuel, Lanés (2002, 2005) indicó que hacia el tope de la sucesión la sedimentación se produjo en ambiente profundo con aguas menos oxigenadas, durante un lapso de baja tasa de creación de espacio de acomodación compatible con una etapa de *sag*.

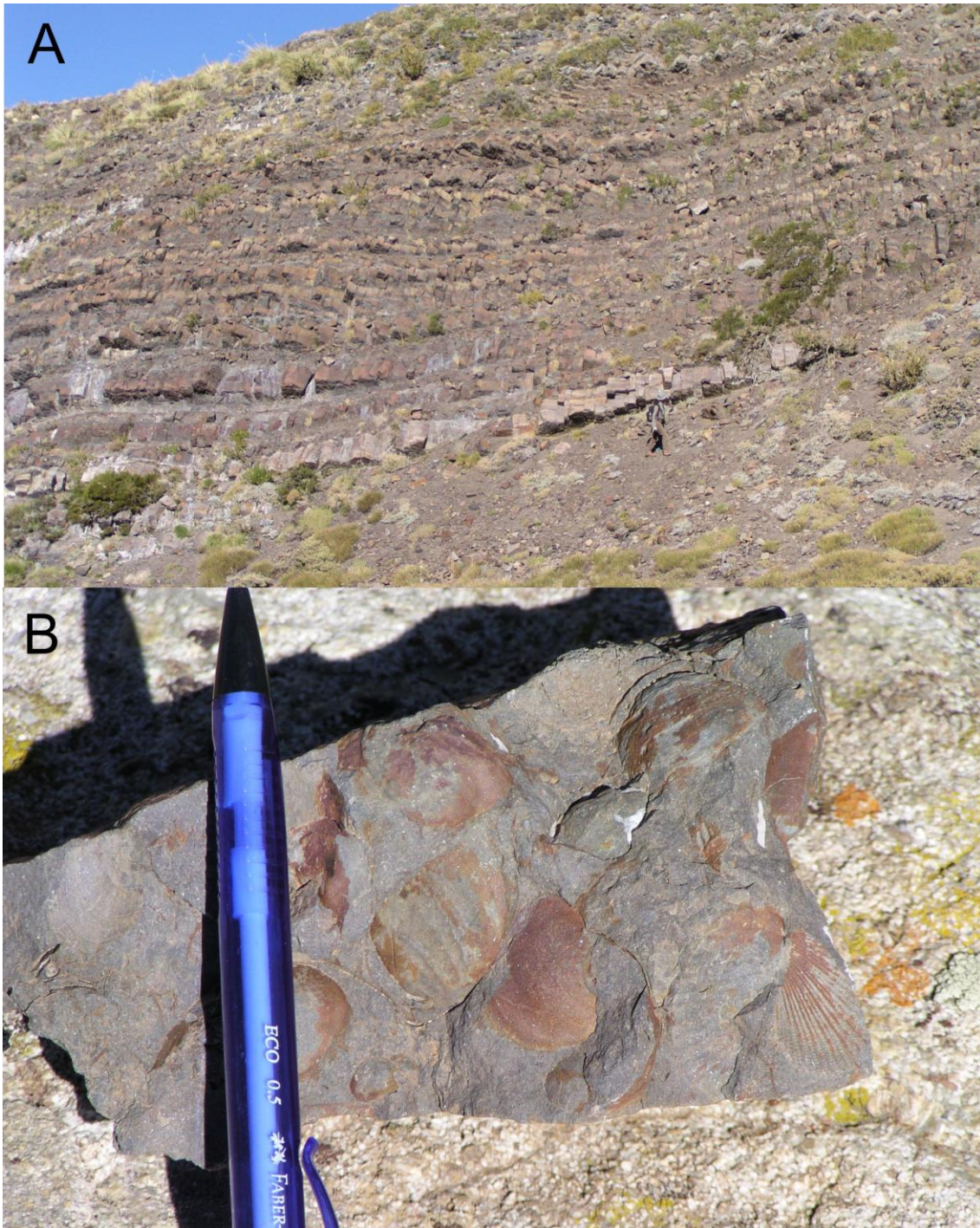


Figura 8. Formación Puesto Araya en el arroyo Calabozo. A) Sucesión estratificada grano y estrato decreciente. B) Detalle de pavimento de fósiles.

Edad y correlaciones

La Formación Puesto Araya fue asignada por Lanés (2002) al lapso Hettangiano medio - Pliensbachiano tardío. En este trabajo se consideró que los afloramientos de la ladera este del cerro Torrecillas corresponden a la sección superior de la Formación, siguiendo el criterio de Giambiagi *et al.* (2005, 2008), con lo cual corresponderían al lapso Sinemuriano temprano tardío hasta Pliensbachiano tardío. Mazzini *et al.* (2010) obtuvieron una edad de $182,16 \pm 0,6$ Ma según datación U/Pb en zircones en un banco de calizas del techo de la Formación Puesto Araya.

Por correlaciones geológicas regionales y resultados radimétricos, Leanza *et al.* (2013) propusieron correlacionar los afloramientos de la Formación Puesto Araya superior del arroyo Serrucho con los de La Caliza Chachil de Weaver (1942) aflorantes en Chacay Melehue. Esta caliza es un marcador estratigráfico del Jurásico temprano, que representa un episodio de inundación casi instantáneo en la cuenca neuquina.

FORMACIÓN TRES ESQUINAS (7)

Pelitas calcáreas, limolitas, areniscas y tobas.

Antecedentes

Las rocas de esta unidad fueron mencionadas originalmente por Stipanovic (1969), entre los arroyos Blanco y de las Yeseras, al norte del río Atuel, quien asignó edad mesobajociana a las sedimentitas portadoras de amonites de donde Stipanovic y Mingramm (1952) obtuvieron una fauna de las Zonas de *Otoites sauzei* y *Stephanoceras humphriesianum*, en capas de la unidad, inmediatamente por debajo de la Formación Tábanos.

Las facies arcillosas oscuras, aflorantes al norte de Malargüe, dispuestas sobre la serie arenosa de la Formación Puesto Araya, fueron referidas por Yrigoyen (1979) y Legarreta y Gulisano (1989) a la Formación Tres Esquinas. Mazzini *et al.* (2010) interpretaron que las lutitas de la base corresponden al inicio del Evento Anóxico del Toarciano.

Distribución areal

La Formación Tres Esquinas aflora en el sector oeste de la Hoja, desde el arroyo Vegas Peladas, en ambas márgenes del arroyo de las Minas y en el limbo este del anticlinal Puchenque hasta el arroyo Torrecillas.

Litología

En el arroyo Serrucho la Formación se presenta como una secuencia bien estratificada de 300 m de espesor, compuesta por la alternancia de delgados bancos tabulares de pelitas, limolitas y areniscas. En conjunto posee color pardo oscuro a negro y pardo verdoso a ocre, son comunes los bivalvos y amonites.

La sección inferior se apoya sobre la Formación Puesto Araya y se caracteriza por la presencia de bancos tabulares de lutitas negras con estratificación laminar. Hacia arriba intercalan con limolitas calcáreas y bancos de areniscas finas con laminación paralela y ondulítica y estructuras *hummocky* y bancos tobáceos de geometría tabular y espesor menor a 5 centímetros. Son características las concentraciones de conchillas en la base de los bancos formando pavimentos de fósiles. Hacia el tope prevalecen las pelitas y arcillitas negras masivas en delgados bancos tabulares, algunos con presencia de nódulos carbonáticos, y subordinados bancos de areniscas de grano fino laminadas o masivas sobre las que se apoya la facie conglomerádica de la Formación Lajas. La sucesión está intruída por filones capa pseudoconcordantes de composición dacítica (Figura. 9).

Según Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1994) se reconocieron los siguientes fósiles: *Dactyloceras* sp., *Harpoceras* sp., *Peronoceras* sp. y *Phymatoceras* sp. En la base de la unidad, Mazzini *et al.* (2010) mencionaron la presencia del bivalvo *Bositra* abundante en los pavimentos de fósiles, seguido por la aparición del amonite *Hildaites* cf.

murleyi (Moxxon) a 64 metros de la base. Hacia el techo, las lutitas y lutitas calcáreas contienen concreciones con restos de ammonites entre los que se determinó *Dorsetensia sp.* (Blasco 1984).

Relaciones estratigráficas

En la zona de estudio, se dispone en contacto neto sobre las sedimentitas de la Formación Puesto Araya y es cubierta mediante discordancia erosiva por las areniscas y areniscas conglomerádicas de la Formación Lajas.

Ambiente de formación

En el arroyo Serrucho, según los estudios de isótopos de oxígeno y contenido de materia orgánica de las lutitas negras de la base, Mazzini *et al.* (2010) interpretaron un ambiente anóxico durante el inicio de la sedimentación. Para la región del río Atuel, Lanés (2002) describió las pelitas masivas y laminadas, con pavimento de *Bositra sp.* y nanoplancton calcáreo, que intercalan con turbiditas diluídas y clásicas, a las que consideró como depósitos de plataforma externa turbidítica, generalmente anaeróbica y ocasionalmente disaeróbica. Para Lanés (2002, 2005) los sedimentos de la Formación Tres Esquinas se depositaron durante un lapso de baja tasa de creación de espacio de acomodación compatible con una etapa de *sag*.



9. Afloramiento en el arroyo Calabozo de la Formación Tres Esquinas intruida por un filón capa de composición dacítica. En segundo plano, cuerpo andesítico intrusivo.

Edad

La edad de la Formación Tres Esquinas aflorante en las secciones de los arroyos Calabozo y Serrucho, según Gulisano y Gutiérrez Peimling (1995) es plienschbachiana

tardía a bajociana tardía. Mazzini *et al.* (2010) realizaron dataciones en circones por el método U/Pb en bancos de toba de la base de la Formación Tres Esquinas obteniendo edades $181,42 \pm 0.24$ y $180,59 \pm 0.43$ millones de años. Por lo tanto, esta unidad correspondería al lapso Toarciano a Bajociano.

En afloramientos más australes, las sucesiones de similar edad y desarrollo facial fueron atribuidas a la Formación Los Molles (Gulisano 1981).

FORMACIÓN BARDAS BLANCAS (8)

Areniscas calcáreas, conglomerados y escasas pelitas

Antecedentes

La Formación Bardas Blancas resulta ser equivalente a las “Areniscas con Pseudomonótis” de Gerth (1925) y al tramo medio de la Formación Puchenque de Dessanti (1978) que aflora en las lomas de Pequenco, en el sector este de la zona de estudio. Estas sedimentitas marinas fueron denominadas “Arenisca Bardas Blancas” por Gulisano (1981), quien las caracterizó como miembro de la Formación Los Molles, incluyéndolas en el Ciclo Cuyano. Dicho autor describió, en las localidades de anticlinal de Malargüe, Bardas Blancas, sierra Azul y sierra de Reyes, en contacto neto sobre la Formación Remoredo, un conglomerado basal o sin él, seguido por un conjunto arenoso bien estratificado, con abundante fauna marina y espesores cuyos valores oscilan entre los 50 y 150 m, sobre los que se apoyan mediante contacto neto pelitas rojas, areniscas y conglomerados de ambiente fluvial.

Otros estudios fueron realizados por Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1995), Sanci (2005), Bressan y Palma (2008) y Bressan *et al.* (2013) en los que se detallan características estratigráficas, sedimentológicas y tafonómicas de la Formación Bardas Blancas.

Distribución areal

La Formación Bardas Blancas aflora en el sector oriental de la Hoja, desde el arroyo Pequenco, continuando hacia el sur del arroyo Tronquimalal. Conformar una faja de rumbo norte noroeste de aproximadamente 20 km de longitud.

Litología

Constituye una secuencia estratificada de areniscas calcáreas finas y medias, conglomerados y escasas pelitas, dispuestas en bancos tabulares. En el área comprendida entre el arroyo Pequenco y Piedras de Afilar afloran areniscas finas a medias de color castaño amarillento con intercalaciones conglomerádicas (Figura 10a). Estas areniscas se disponen en bancos tabulares masivos o con estructura interna laminar, estratificación paralela o de muy bajo ángulo. Las lentes conglomerádicas tienen espesores de hasta 30 cm, la componen clastos de cuarzo, riolitas, volcanitas intermedias y sílice amorfa, inmersos en matriz arenosa fina. Hacia arriba continúan bancos tabulares de areniscas finas de color castaño amarillento, con concreciones arenosas del tipo *marlekors* que no superan los 15 cm de longitud. Continúa un paquete arenoso de 8 m de espesor de color castaño rojizo, compuesto por una sucesión de bancos de 80 cm de espesor, tabulares, con continuidad lateral y estratificación entrecruzada. En el techo de estos bancos se disponen niveles de suelos duros de color ocre compuestos por conchillas retrabajadas y fósiles como: *Andivaugonia* (Figura 10b) y *Nautilus* (Figura 10c) (Leanza com. pers). Hacia

arriba siguen areniscas calcáreas finas de color castaño claro dispuestas en bancos tabulares con laminación interna y estratificación paralela (Figura 11). El espesor aproximado de la secuencia es de 100 m, posee rumbo N5°E a N10°E e inclina 17° a 22° hacia el Oeste.

Entre el río Malargüe y el arroyo Loncoche, la base de la Formación Bardas Blancas está caracterizada por bancos de conglomerados clasto sostén, bien seleccionados con clastos redondeados de origen volcánico y valvas desarticuladas en su mayoría, con diferente grado de disolución. La matriz está compuesta por arenisca calcárea de grano grueso.

En el arroyo Loncoche, sobre la Formación Remoredo se apoyan bancos tabulares gruesos de areniscas masivas entre los que intercalan delgados niveles de conglomerados. Continúan areniscas grises amarillentas con estratificación *hummocky*, bioturbación y delgadas lentes con fragmentos de bivalvos y amonites. Hacia el tope se encuentra un paquete de 15 m de espesor, bien estratificado, compuesto por areniscas con estratificación *hummocky* y estratificación laminar. En este arroyo el espesor total de la formación es de 150 m, según Bressan *et al.* (2013).

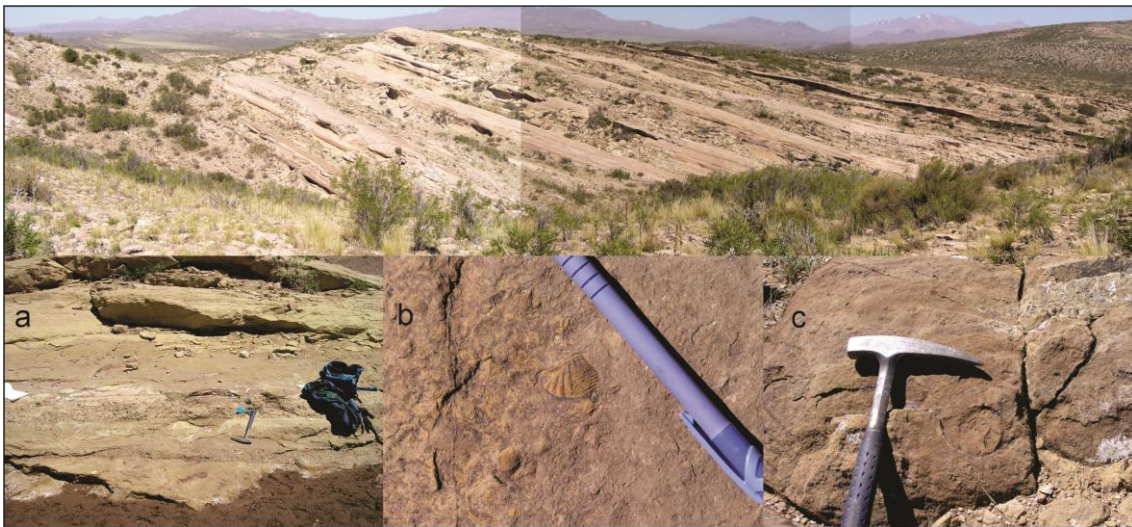


Figura 10. Afloramiento de la Formación Bardas Blancas al oeste de Piedras de Afilar. a) Areniscas finas y conglomerados de la base. b) *Andibaugonia*. c) *Nautilus*.

Relaciones estratigráficas

La base de la Formación Bardas Blancas se apoya mediante discordancia erosiva sobre las pelitas borraivino de la Formación Remoredo en el arroyo Loncoche (Figura 11), mientras que en el área de Piedras de Afilar lo hace sobre el banco de pelitas calcáreas con nódulos de *chert* de la unidad mencionada. El techo está cubierto por las ignimbritas de la Formación Loma Seca o mediante contacto erosivo por los depósitos aluviales de la Formación Puesto Pacheco, atribuidos a la discordancia Intracalloviana, responsable de la ausencia de las Formaciones Lajas y Tábanos (Subciclo Cuyano superior) en este sector de la Cuenca Neuquina. El hiato involucrado en la discordancia corresponde al lapso Bajociano superior - Calloviano inferior (Gulisano 1981).

Ambiente de formación

Bressan *et al.* (2013) reconocieron cuatro secuencias transgresivas regresivas en el área del río Potimalal e interpretaron que las areniscas con concentraciones fósiles y la asociación de trazas de la icnofacies de mezcla de *Skolithos-Cruziana*, corresponden

a eventos de tormentas y los conglomerados frecuentes en arroyo Loncoche, con estratificación cruzada tabular planar, gradación normal y masivos, caracterizarían fan-deltas interestratificados con facies de anteplaya.



Figura 11. Contacto entre las formaciones Remoredo y Bardas Blancas. Bancos gruesos de areniscas masivas con delgadas lentes conglomerádicas se apoyan sobre las pelitas borraño de la Formación Remoredo. Arroyo Loncoche.

Edad

La edad de la unidad ha sido asignada por Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1994) al lapso Toarciano superior - Bajociano inferior. Mientras que Bressan *et al.* (2013) sostuvieron que la edad de la base es toarciana inferior por correlación con los afloramientos estudiados por Sanci (2005) en el área del río Potimalal. El techo por contener fauna de amonites de las zonas *Standard Malargüensis* y *Standard Singularis* correspondería al Aaleniano tardío a Bajociano temprano. Por lo tanto, la edad estaría comprendida en el lapso Toarciano temprano - Bajociano temprano.

FORMACIÓN PUESTO PACHECO (9)

Conglomerados, areniscas y arcillitas

Antecedentes

Bajo el nombre Formación Puesto Pacheco, Kietzmann *et al.* (2016) agruparon a los depósitos fluviales del Jurásico medio que afloran en el anticlinal de Malargüe y Bardas Blancas, y propusieron como localidad tipo la sección del arroyo Loncoche. Previamente, Riccardi y Gulisano (1990) reconocieron el intervalo estratigráfico continental denominándolo “Capas rojas ind denominadas de Bardas Blancas y

Malargüe”. Más tarde, Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1995) identificaron entre los arroyos Loncoche y Tronquimalal, un depósito de 60 m de espesor compuesto por conglomerados, areniscas y arcillitas al que denominaron informalmente como “*Unnamed Unit*”.

Distribución areal

Los afloramientos de esta unidad están restringidos a una delgada faja de rumbo norte sur que se extiende desde el arroyo Loncoche hasta la localidad de Bardas Blancas.

Litología

En el arroyo Loncoche la Formación Puesto Pacheco está compuesta por bancos de conglomerados, areniscas conglomerádicas y areniscas finas subordinadas, que conforman tres secuencias granodecrecientes de 35 m de espesor total, según Kietzmann *et al.* (2016). Los conglomerados se disponen en bancos de geometría lenticular, el tamaño de los clastos es menor a 10 cm, presentan moderada selección y composición volcánica, la matriz es de arena media. Las areniscas conglomerádicas poseen estratificación masiva u horizontal y se disponen en bancos tabulares de 10 a 20 cm de espesor con arreglo interno granodecreciente. Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1994) describieron bancos tabulares a irregulares de areniscas de grano medio a grueso y conglomerados de moderada selección que alternan con arcillitas rojas y verdes.

Relaciones estratigráficas

En el perfil del arroyo Loncoche, la unidad se dispone mediante discordancia erosiva sobre la Formación Bardas Blancas y subyace a la Formación Auquilco, o cuando está ausente a la Formación Tordillo.

Ambiente

Según el estudio de facies realizado por Kietzmann *et al.* (2016) en el arroyo Loncoche, los sedimentos se depositaron en un ambiente fluvial con canales entrelazados gravosos dominados por barras longitudinales y canales entrelazados arenosos dominados por barras transversales. Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1995) asignaron una posición proximal del sistema fluvial por la alta proporción de la relación conglomerados versus finos e interpretaron a la base de la unidad como una secuencia de borde de magnitud regional relacionada a una caída relativa del nivel del mar.

Edad y correlaciones

Estas sedimentitas carecen de contenido paleontológico y por sus relaciones estratigráficas, Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1995) le asignaron una edad tentativa correspondiente al Bathoniano. Kietzmann *et al.* (2016) consideraron equivalente a la Formación Lajas, por lo que la edad de estos depósitos sería bajociana superior – bathoniana.

FORMACIÓN LAJAS (10)

Areniscas calcáreas, y conglomerados

Antecedentes

Esta unidad fue estudiada inicialmente por Weaver (1931) en la provincia del Neuquén, sin indicar la localidad tipo. Este autor describió areniscas calcáreas inmediatamente por encima de las pelitas oscuras de la Formación Los Molles. Dellapé *et al.* (1979) establecieron que la Formación Lajas representa la culminación de la secuencia regresiva del Grupo Cuyo en el sur de Neuquén. El contenido paleontológico de esta unidad fue estudiado por Volkheimer (1973) y Leanza y Hugo (1997) entre otros. En la ladera este del cerro Torrecillas, entre los arroyos Calabozo y Serrucho, Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1995) describieron a la Formación Lajas como un conjunto detrítico de 150 m de espesor de ambiente marino marginal. Riccardi (2008) sobre la base del contenido de amonites, realizó una zonación que permitió calibrar la edad de los ciclos de variaciones de la línea de costa reconocidos por Gulisano *et al.* (1984) y Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1995).

Distribución areal

Esta unidad aflora en ambas márgenes del arroyo Serrucho, a lo largo de la ladera oeste del cerro Alto, y en el arroyo Calabozo.

Litología

La Formación Lajas está caracterizada por una sucesión clástica con tendencia granodecreciente. En la margen sur del arroyo Serrucho, se compone de areniscas calcáreas de grano medio, color castaño amarillento y gris en fractura fresca, dispuestas en bancos tabulares de 1 a 4 cm de espesor, que alternan con otros más delgados de areniscas finas. La estructura interna característica es la laminación ondulítica (Figura 12). Hacia el tope predominan las arenas medias con estratificación planar que alternan con niveles de conglomerados sobre los que se disponen las calizas de la Formación Calabozo. Toda la sucesión tiene color de alteración castaño amarillento.

En el arroyo Calabozo se apoyan sobre un contacto neto erosivo sobre la Formación Tres Esquinas, conglomerados y areniscas conglomerádicas de color castaño amarillento y gris en bancos lenticulares que internamente muestran estratificación entrecruzada (Figura 13) e interestratifican con areniscas medias con escasos moldes de amonites y bivalvos. Los bancos poseen rumbo norte-sur e inclinan 27° hacia el este, el espesor del afloramiento es de aproximadamente 60 metros.

Relaciones estratigráficas

La Formación Lajas se apoya mediante contacto neto erosivo sobre las pelitas de la Formación Tres Esquinas. El contacto superior con la Formación Calabozo es neto e irregular.

Ambiente de formación

Los sedimentos que constituyen esta unidad fueron acumulados, según Legarreta *et al.* (1993) en condiciones marino marginales hasta de plataforma y señalan que son características las superficies de incisión rellenas por areniscas y conglomerados de

carácter estuárico. Gulisano *et al.* (1984), le asignaron ambiente marino costero hasta francamente deltaico. La Formación Lajas representa la progradación de las facies marino marginales y deltaicas sobre las facies distales de la Formación Tres Esquinas.

Edad y correlación

Legarreta *et al.* (1993) asignaron a esta unidad una edad bathoniana-eocalloviana basándose en la presencia de amonites como: *Stehnocephalites gerthi*, *Xenocephalites* sp. y *Neuquenicerias* sp.



12. Bancos tabulares con estratificación ondulítica en las areniscas de la Formación Lajas. Arroyo Serrucho.

FORMACIÓN CALABOZO (11)

Calizas, areniscas y pelitas calcáreas y brechas calcáreas

Antecedentes

Esta unidad fue reconocida en la ladera este del cerro Torrecillas por Dessanti (1978), quien la describió como sedimentitas calcáreas impuras del Oxfordiano denominándola-“Formación Calizas del Calabozo” e indicando como localidad tipo el arroyo Calabozo, donde reconoció espesores de 50 a 150 metros. Incluyó además bajo este nombre a las calizas aflorantes en Bardas Blancas y Sierra Azul, correspondientes al Manguense de Groeber (1951) o su equivalente Formación La Manga de Stipanovic (1969). Legarreta y Gulisano (1989), desde la óptica de la estratigrafía secuencial, la incluyeron en la Mesosecuencia Cuyo de la Megasecuencia neuquina, bajo el nombre Formación Calabozo. Más tarde, Legarreta *et al.* (1993) la describieron compuesta por calizas del tipo grainstone oolítico-bioclastico, de edad calloviana temprana. Gulisano y

Gutiérrez Pleimling (1995) realizaron un estudio del Jurásico, que aflora en el área del arroyo Serrucho, donde pudieron reconocer a la Formación Calabozo, mientras que al sur la mapearon junto a la Formación Lajas. Cabaleri *et al.* (2003), Palma *et al.* (2007a) y Armella *et al.* (2005, 2013) realizaron análisis faciales y paleoambientales de esta unidad.



Figura 13. Aspecto de la Formación Lajas en el arroyo Calabozo. Estructura de corte y relleno de canal

Distribución areal

Las exposiciones de la Formación Calabozo se distribuyen ampliamente en el flanco oriental del cerro Torrecillas, desde el arroyo Serrucho hacia el sur, hasta el arroyo Torrecillas.

Litología

Está compuesta por un conjunto de bancos de calizas *wackestones*, *packstones*, *grainstones* y *mudstones*, entre los que se encuentran canales *floatstones*, pelitas margosas, areniscas finas calcáreas y ocasionalmente *boundstones*. Entre los fósiles se destacan bivalvos, algas verdes calcáreas, equinodermos, corales, cianobacterias, oncoides, gastrópodos, foraminíferos, calciesferas, briozoos y ostrácodos (Armella *et al.* 2005, 2013; Palma *et al.* 2007a).

Al sur de la Mina Quinchenque, en el arroyo Plomo se describió un perfil representativo (figura 14). Se trata de una sucesión de 60 m de espesor, color gris y castaño oscuro, bien estratificada. Comienza con un paquete compuesto por bancos tabulares de pelitas calcáreas de color castaño oscuro, estratificados o masivos, entre los que intercalan delgados bancos de areniscas calcáreas finas. Hacia arriba intercalan bancos

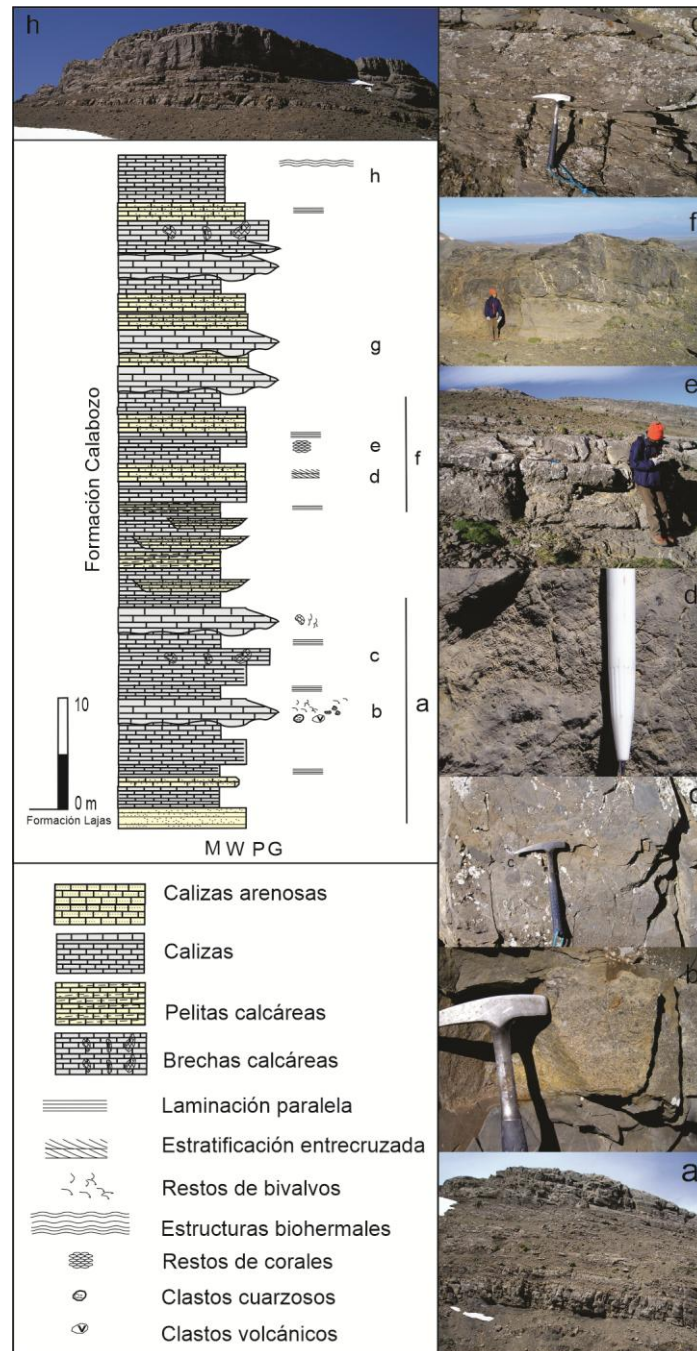


Figura 14. Perfil estratigráfico representativo de la Formación Calabozo en la ladera este del cerro Puchenque. a) Sección inferior: alternancia de bancos estratificados de calizas y pelitas calcáreas; b) Aspecto de un banco lenticular de caliza *floatstone*; c) Brecha calcárea; d) Estratificación en areniscas calcáreas; e) Fragmento de colonia de corales, posiblemente *Actinastrea* sp.; f) Alternancia de bancos de calizas y areniscas calcáreas finas; g) Tope de la Formación Calabozo.

de hasta 1 m de espesor de pelitas calcáreas, calizas, bancos de calizas *floatstones* y bancos de brechas calcáreas. Las pelitas calcáreas y calizas se presentan en bancos tabulares masivos o con estratificación planar, mientras que los *floatstones* componen bancos lenticulares, contienen clastos de conchillas desarticuladas, intraclastos subredondeados de calizas, clastos de areniscas calcáreas y silíceos y subordinados líticos volcánicos. Hacia arriba las calizas intercalan con areniscas finas calcáreas en bancos lenticulares delgados y pelitas calcáreas en bancos tabulares. El paquete superior, de aproximadamente 30 m de espesor está compuesto por bancos delgados de areniscas

calcáreas de color castaño amarillento, con estratificación paralela y entrecruzada que intercalan con bancos tabulares de calizas y bancos lenticulares de *floatstones* amalgamados y con arreglo interno granodecreciente. El tope de la Formación Calabozo está compuesto por un paquete de entre 5 a 8 m, estratificado de calizas estromatolíticas de color gris oscuro, que resalta en el paisaje por sus paredes verticales.

Dos kilómetros al sur del arroyo Plomo, al oeste del arroyo La Calle, afloran 25 m de bancos tabulares de 0.30 a 0.8 m de espesor de calizas de color gris, bien estratificados, con rumbo norte sur e inclinación 35° hacia el este. Hacia arriba intercalan con bancos lenticulares de calizas *floatstones* sobre los que se apoya un paquete clástico de areniscas y conglomerados adjudicados a la Formación Lotena.

Otros afloramientos de menor espesor (entre 15 y 20 m) se encuentran en los arroyos Calabozo y Serrucho. En el arroyo Calabozo, sobre las areniscas calcáreas de la Formación Lajas, se apoyan mediante contacto erosivo irregular bancos lenticulares de *floatstones* con clastos de volcanitas, calizas, fragmentos de corales y conchillas seguidos por calizas oscuras de grano fino en bancos medios que intercalan con lentes de conglomerados y areniscas. En el arroyo Serrucho aflora un banco de calizas de color castaño oscuro compuesto por calizas *floatstones* que yacen sobre las areniscas calcáreas de la Formación Lajas.

Relaciones estratigráficas

Se apoya mediante contacto erosivo irregular sobre las areniscas de la Formación Lajas y es cubierta en forma concordante por las evaporitas de la Formación Tábanos.

Ambiente

Durante el Jurásico Medio se desarrolló una rampa carbonática representada por una faja de afloramientos, que se extiende desde el río Salado, en el área de Las Leñas, hasta el sur de la localidad de Bardas Blancas. En este contexto, la Formación Calabozo corresponde a una rampa homoclinal con subambientes de rampa media e interna dentro de los cuales se reconocieron tres ciclos con secuencias somerizantes, con esporádicos aportes de sedimentos continentales, que culminaron con la somerización de la cuenca y su progresivo aislamiento seguido por la sedimentación carbonática y evaporítica correspondiente a la Formación Tábanos (Gulisano y Gutiérrez Pleimling 1995; Palma *et al.* 2007a; Cabaleri *et al.* 2003 y Armella *et al.* 2005).

Edad

Las calizas de la Formación Calabozo fueron originalmente asignadas por Dessanti (1978) al Oxfordiano, pero según Riccardi *et al.* (2000) la fauna de amonites representada por *Rehmannia* sp., *Choffatia* sp., y *Glossouvira* sp. caracteriza una edad calloviana inferior a media.

FORMACIÓN TÁBANOS (12)

Yeso y calizas

Antecedentes

Esta unidad fue reconocida en el arroyo Tábanos por Stipanovic (1966), quien describió depósitos masivos de yeso blanco bajo el nombre de Formación Tábanos. En

el área de estudio, Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1995) mencionaron la presencia de yeso y carbonatos de la Formación Tábanos en la sección del arroyo Calabozo.

Distribución areal

La Formación Tábanos se presenta en pequeños y aislados afloramientos distribuidos en las cercanías del arroyo Calabozo.

Litología

Se compone esencialmente de bancos de yeso y calizas. El yeso es de color gris blanquecino y se dispone en bancos tabulares delgados y estratificados internamente (Figura 15). Hacia arriba continúan calizas sacaras adjudicadas a la Formación La Manga. El espesor aproximado es de 20 metros.

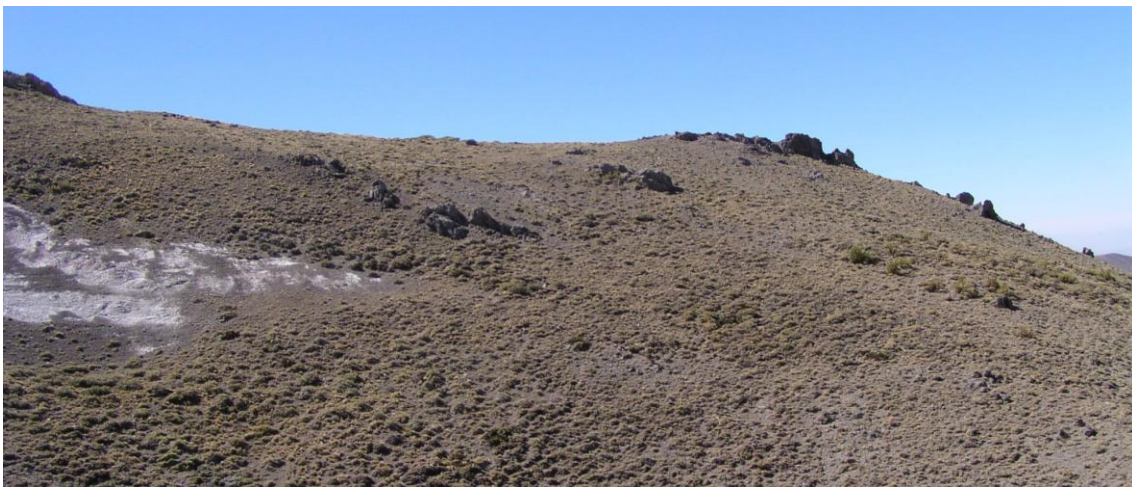


Figura 15. Arroyo Calabozo. Yeso de la Formación Tábanos.

Relaciones estratigráficas

En el arroyo Calabozo la Formación Tábanos se apoya concordantemente sobre los calcáreos de la Formación Calabozo y es cubierta mediante contacto discordante erosivo por las calizas de la Formación La Manga.

Ambiente de formación

Los depósitos responden a una sedimentación bajo condiciones de poca profundidad en un ambiente hipersalino. El confinamiento de las evaporitas al eje de la cuenca bathoniana-calloviana y la presencia de estructuras *tee pee* sumado a evidencias de incisión y resedimentación coinciden en señalar condiciones de desecamiento casi completo de la cubeta andina (Legarreta 1991). Representan la secuencia final del Ciclo Cuyano.

Edad

No se encontraron elementos paleontológicos que permitan acotar la edad de la Formación Tábanos. En otras regiones de la cuenca, por sus relaciones estratigráficas, fue atribuida por Groeber y Stipanovic (1953) al Calloviano inferior y/o Bathoniano, mientras que Legarreta *et al.* (1993) la ubicaron en el Calloviano medio.

GRUPO LOTENA

La denominación Grupo Lotena fue propuesta por Leanza (1992) para reunir a los depósitos limitados en su base por la discordancia Loténica y en el techo por la discordancia Araucánica, ambas ampliamente estudiadas por Legarreta y Gulisano, (1989), Riccardi y Gulisano (1990 y Gulisano y Gutiérrez Pleimling (1995), entre otros. Leanza (2009), en su descripción de las principales discordancias del Mesozoico de la cuenca neuquina, proporcionó un ordenamiento y correlación de unidades formacionales genéticamente relacionadas comprendidas entre las discordancias. Basados en su trabajo, en el área de la Hoja, el Grupo Lotena se compone de las facies arenosas continentales y de plataforma de la Formación Lotena, los calcáreos de la Formación La Manga y la secuencia evaporítica de la Formación Auquilco. El Grupo Lotena constituye el segundo ciclo sedimentario de la cuenca neuquina. Comienza con la abrupta migración de facies proximales hacia el centro del depocentro, debido a la reactivación tectónica que influyó a la zona sur de la cuenca neuquina. Más tarde, con una actividad tectónica menos importante se generaron las extensas plataformas carbonáticas. Por último y bajo condiciones de extrema retracción marina se depositaron en el centro de cuenca más de 500 m de evaporitas. Luego de este ciclo se interrumpió la conexión con el mar y comenzó el desarrollo de la cuenca continental con los depósitos del Kimmerdigiano.

FORMACIÓN LOTENA (13)

Conglomerados y areniscas calcáreas

Antecedentes

La unidad fue definida por Weaver (1931), en su localidad tipo en el cerro Lotena, provincia del Neuquén, donde afloran más de 300 m de conglomerados y areniscas. Dellapé *et al.* (1979) realizaron una síntesis de la distribución de espesores y litofacies entre el sur de Mendoza y el centro de Neuquén. Legarreta y Gulisano (1989) la incluyeron dentro de la Mesosecuencia Lotena.

Distribución areal

En el área de estudio los afloramientos son escasos y restringidos. Se asignan a esta unidad los conglomerados que afloran en el núcleo del anticlinal de La Valenciana y a los bancos de conglomerados que yacen sobre la Formación Calabozo en la ladera este del cerro Puchenque, en el arroyo La Calle.

Litología

En el núcleo del anticlinal La Valenciana afloran conglomerados de color castaño, masivos, clasto sostenidos y en parte brechosos. Están compuestos en su mayoría por clastos subangulosos de andesitas, riolitas y calizas en matriz de arena gruesa y cemento calcáreo. El tamaño de los clastos varía de 0,3 a 5 cm (Figura 16a). En el arroyo La Calle, se apoyan sobre las calizas de la Formación Calabozo, bancos tabulares de areniscas calcáreas con estratificación entrecruzada (Figura 16b) de hasta 1,5 m de espesor que hacia el techo se adelgazan hasta 0,20 m e intercalan con delgados bancos de conglomerados clasto sostén, con buena selección, con clastos redondeados de volcanitas intermedias de 1 a 1,5 cm en una matriz de arena gruesa con cemento calcáreo (Figura 16c). El rumbo de este afloramiento es N25°E e inclina 56° al sur.



Figura 16 a) Formación Lotena en el núcleo del anticlinal de La Valenciana; b) Bancos estratificados de areniscas calcáreas; c) Lentes de conglomerados, en el arroyo Calle del Yeso.

Relaciones estratigráficas

La Formación Lotena está limitada en su base por la discordancia Intracalloviana (Dellapé *et al.* 1979). En la localidad de Chacay Melehue, a unos 200 km al sur del área de la hoja, Leanza (2009) describió conglomerados fluviales progradantes de la Formación Lotena que erosionaron el relieve previo produciendo valles incididos sobre la Formación Tábanos, que quedó suprimida, así como la zona de amonites más joven de la Formación Los Molles. El límite superior está cubierto por las calizas de la Formación La Manga.

Ambiente

Las areniscas y conglomerados de esta unidad fueron depositados en un ambiente fluvial proximal, acumulados en la zona central de la cuenca durante un estadio de nivel de mar bajo (Gulisano *et al.* 1984).

Edad y correlación

Stipanovic (1969) consideró a la formación de una edad calloviana media, mientras que Dellapé *et al.* (1979) la asignaron al Calloviano medio alto y Calloviano superior. Sobre la base de la rica fauna de amonites encontrada en diversas localidades, se asigna a esta unidad una edad calloviana media a oxfordiana inferior (Riccardi y Damborenea 1993). Hacia áreas depocentrales de la cuenca, se la correlaciona con el intervalo estratigráfico comprendido entre el techo de la Formación Tábanos y la base de la Formación La Manga.

FORMACIÓN LA MANGA (14)

Calizas y brechas calcáreas

Antecedentes

Groeber (1929) describió a esta unidad inicialmente como “Calizas Azules con *Gryphaea*”. Luego, Stipanovic (1966) utilizó la denominación Formación La Manga para las calizas que afloran en el arroyo homónimo, afluente del río Atuel, ajustando así el término “Manguense” propuesto por Stipanovic y Mingramm (1952). Esta unidad fue estudiada desde la bioestratigrafía y paleontología por Leanza (1981), mientras que los

aspectos sedimentológicos fueron caracterizados por Legarreta (1991) y Palma *et al.* (2007b, 2011), entre otros.

Distribución areal

Esta unidad aflora en el anticlinal de La Valenciana, conformando el núcleo de la estructura y en el área comprendida entre los arroyos Serrucho y Calabozo. Otros afloramientos dispersos se distribuyen a lo largo del arroyo Calabozo.

Litología

Entre los Arroyos Serrucho y Calabozo, sobre los afloramientos de yeso de la Formación Tábanos, se presentan abultamientos de calizas gris oscuras, sacarosas, homogéneas, sin estructura interna y en parte brechosas con escasos nódulos de chert. No se encontraron fósiles (Figura 17a). Sobre estas apoya una brecha calcárea con clastos angulosos de caliza gris oscura laminar en una matriz calcárea que presenta importante disolución. Hacia arriba es cubierta por el yeso de la Formación Auquilco (Figura 17b). En el anticlinal de La Valenciana, sobre la secuencia clástica de la Formación Lotena, se disponen bancos de calizas masivas de color gris azulado de la Formación La Manga diaclasados y deformados. Hacia el techo se presenta una brecha de color gris clara compuesta por fragmentos angulosos de las calizas gris azuladas y algunos de areniscas calcáreas cementadas por yeso, esta facies se desarrolla mayormente en el flanco oeste del anticlinal con un espesor de unos 30 m (Figuras 18a y b). A dos kilómetros al sur del arroyo Plomo afloran bancos de calizas masivas de color gris oscuro, diaclasadas, con fósiles entre los que se distinguen ostráceos referidos a *Griphaea cf. calceola*. Se apoyan sobre bancos de conglomerados adjudicados a la Formación Lotena.

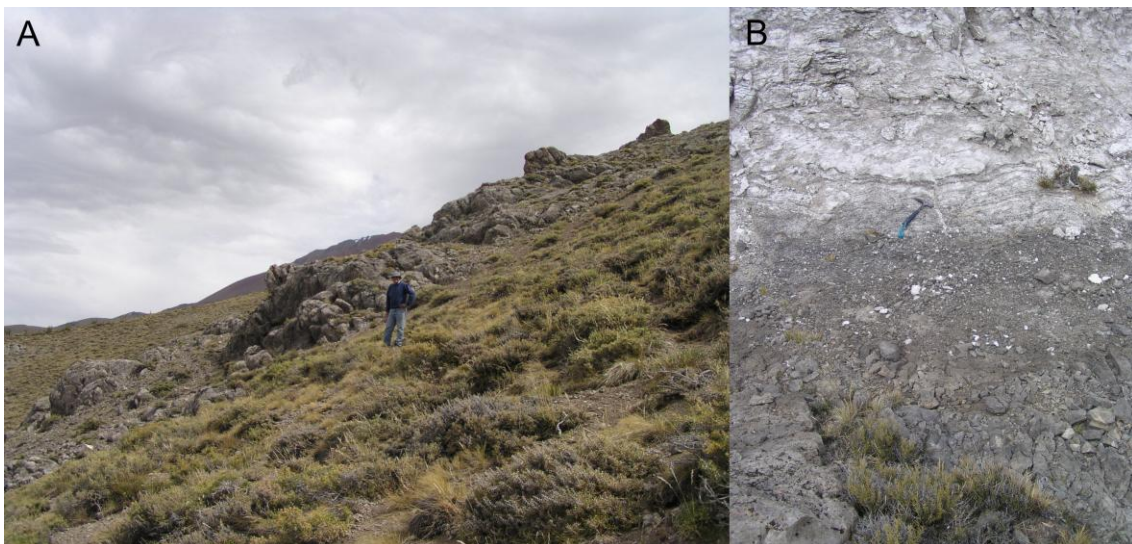


Figura 17 A) Calizas sacarosas asignadas a la Formación La Manga. B) Contacto con la Formación Auquilco en el área del arroyo Calabozos.

Relaciones estratigráficas

La base de la Formación La Manga se apoya en forma erosiva sobre la Formación Tábanos en los afloramientos del arroyo Calabozo, mientras que hacia el techo es cubierta en contacto neto por el yeso de la Formación Auquilco.

Ambiente de formación

Los sedimentos de la Formación La Manga se depositaron en un ambiente de rampa carbonática externa que fue somerizándose pasando a un ambiente de rampa carbonática interna media con acción de tormentas y largos períodos de baja energía (Palma *et al.* 2005).

Edad

Según los estudios realizados por Palma *et al.* (2011) en el depocentro de Atuel la edad estaría comprendida entre el Calloviano inferior a Oxfordiano medio. Stipanivic (1969) señaló que la Formación La Manga en localidades del sur de Mendoza abarca una edad comprendida entre el Oxfordiano temprano y medio teniendo en cuenta la fauna de amonites.

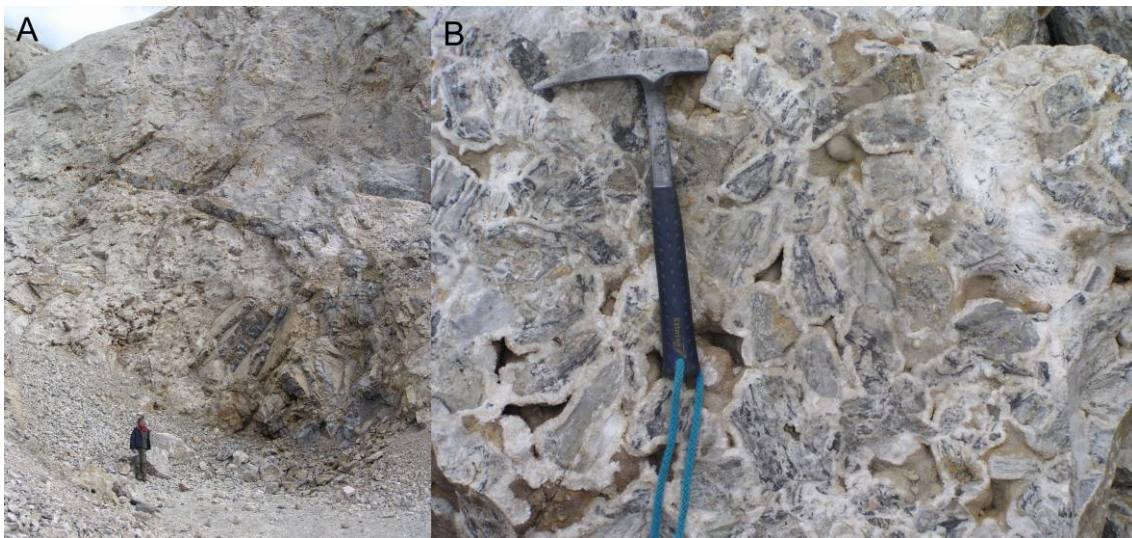


Figura 18 Anticlinal de la Valenciana. A) Calizas de la Formación La Manga deformadas. B) Detalle de brecha calcárea.

FORMACIÓN AUQUILCO (15)

Yeso

Antecedentes

Las primeras referencias de esta formación se deben a Schiller (1912), quien la definió como Yeso Principal en el valle del río Cuevas, en el extremo noroeste de la provincia de Mendoza. Posteriormente, Weaver (1931) denominó a estos depósitos de yeso como Formación Auquin-Co, más tarde, fue renombrada por Groeber (1946) como Auquilcoense. Finalmente, Stipanivic (1966) formalizó la unidad bajo el nombre de Formación Auquilco.

Distribución areal

El yeso de la Formación Auquilco se manifiesta principalmente en los limbos del anticlinal de La Valenciana (Figura 19); hacia el norte, en los arroyos Calabozo, La Calle y Vegas Peladas (Figura 20). Otros afloramientos menores se ubican en el margen oeste de la Hoja y al sur del arroyo Loncoche.

Litología

Está compuesta por masas deformadas de anhidrita laminar y anhidrita nodular, su espesor es muy variable atribuido al comportamiento plástico del yeso durante la deformación. El mayor espesor se ubica en el ala oeste del anticlinal La Valenciana donde se estima que alcanza los 200 metros. En el sector norte de esta estructura, los bancos de yeso se apoyan sobre la caliza gris azulada y las brechas calcáreas del techo de la Formación La Manga. Dessanti (1978) reconoció en el arroyo Calabozo delgadas capas calcáreas que intercalan en el techo de la Formación Auquilco y estimó allí un espesor de 70 metros.



Figura 19. Vista panorámica del yeso de la Formación Auquilco en el anticlinal La Valenciana.



Figura 20. Arroyo Vegas Peladas. Yeso de la Formación Auquilco cubierto por la Formación Tordillo.

Relaciones estratigráficas

En términos generales, el yeso se encuentra siempre asociado en su base a las rocas calcáreas de la Formación La Manga y hacia el techo a las areniscas rojas y verdes de la Formación Tordillo. Las evaporitas yacen en contacto neto sobre la Formación La Manga y son cubiertas en contacto erosivo por los depósitos clásticos de la Formación Tordillo.

Ambiente de formación

Los depósitos de yeso se originaron como resultado de una brusca retracción del mar que dio origen a una cuenca extremadamente somera y al inicio de una etapa de desecación de la cuenca (Legarreta *et al.* 1993).

Edad

Sobre la base de las relaciones estratigráficas y de los fósiles hallados en las rocas que se encuentran inmediatamente por debajo, Volkheimer (1978) la consideró perteneciente al Oxfordiano superior.

2.1.5. JURÁSICO SUPERIOR – CRETÁCICO INFERIOR

GRUPO MENDOZA

El término Grupo Mendoza fue instaurado por Stipanovic (1969) para referirse al Subciclo Mendociano del Ciclo Ándico de Groeber (1946). Más tarde, Legarreta y Gulisano (1989) dividieron al Mendociano en tres Mesosecuencias: Mendoza Inferior, Mendoza Medio y Mendoza Superior. La Mesosecuencia Mendoza inferior incluía a la Formación Tordillo. La base de este ciclo fue ubicada por encima de la discordancia Araucánica o Intramálmica. En la descripción de las hojas geológicas Bardas Blancas y Malargüe, Dessanti (1973, 1978) denominó Formación Mendoza a la sucesión sedimentaria del intervalo Jurásico superior - Cretácico inferior constituida por las formaciones Vaca Muerta, Chachao y Agrio.

En este trabajo, se considera al Grupo Mendoza constituido por las unidades tectosedimentarias limitadas por las discordancias Araucánica o Intramálmica en la base y la discordancia Pampatrífica o Intrabarremiana, entendiéndose que en la misma se incluye a las formaciones Tordillo, Vaca Muerta, Chachao y Agrio de edades kimmeridgiana a barremiana según el contenido y posición de los amonites que han sido descritos por Leanza (1981), Leanza y Hugo (1978), Riccardi *et al.* (1993), Aguirre Urreta (2001) y Aguirre Urreta *et al.* (2005), entre otros.

El Grupo Mendoza se extiende ampliamente en la zona de trabajo y su espesor supera los 800 metros. En la base se ubica la Formación Tordillo, una secuencia continental con afinidad volcánica acumulada en ambiente de intraarco generado por esfuerzos extensionales en el arco volcánico externo (Ramos 1999). La importante transgresión marina del Titoniano dio paso a la depositación de fangolitas calcáreas y pelitas calcáreas de la Formación Vaca Muerta. La expansión marina fue seguida por un período de desecación parcial, para el intervalo Valanginiano - Hauteriviano, generándose el ambiente propicio para el desarrollo de la plataforma carbonática donde se depositaron las facies calcáreas de la Formación Chachao. A continuación, durante el Hauteriviano tardío a Barremiano se depositó el material calcáreo con facies arcillosas de la Formación Agrio.

FORMACIÓN TORDILLO (16)

Areniscas, conglomerados y pelitas.

Antecedentes

Inicialmente fueron denominadas por Gerth (1931) “Areniscas Coloradas y Conglomerados del Malm”. Más tarde, Groeber (1946) introdujo el término Tordillense ubicándolo dentro del Ciclo Jurásico en el Subciclo Loteniano - Chacayano. El Tordillense fue categorizado luego como Formación Tordillo por Stipanovic (1966).

Stipanovic y Mingramm (1952) consideraron a estas sedimentitas como los depósitos iniciales del Ciclo Ándico por ubicarse sobre la discordancia Intramálmica o Araucánica, propuesta que fue seguida por diferentes autores tales como Legarreta y Gulisano (1989), Riccardi y Gulisano (1990), Vergani *et al.* (1995), Leanza (2009) y Leanza *et al.* (2011). La evolución paleogeográfica de la Formación Tordillo fue estudiada por Spalletti *et al.* (2011), mientras que Naipauer (2016) realizó dataciones U/Pb en el sur de Mendoza.

Distribución areal

Los afloramientos de la Formación Tordillo se extienden en fajas paralelas a las estructuras y espacialmente vinculadas a las formaciones Auquilco y Vaca Muerta. Dentro de la Hoja, las mejores exposiciones se hallan en el sector occidental, en la margen norte del arroyo Vegas Peladas, arroyo La Calle y en los limbos del anticlinal de La Valenciana. También aflora en el núcleo del anticlinal del arroyo El Chacay y al sur del arroyo Loncoche.

Litología

En el arroyo Vegas Peladas se apoyan sobre la Formación Auquilco, 40 m de areniscas con estratificación entrecruzada y conglomerados de color castaño rojizo con matriz arenosa, cubiertos por 12 m de areniscas de grano medio de color verde dispuestas en bancos tabulares de hasta 2 m de espesor. El rumbo del afloramiento es N20°E e inclina 22° al sureste. En el anticlinal de La Valenciana, la Formación Tordillo está constituida por bancos tabulares de areniscas de color rojo, verde y tonos violáceos que en ocasiones alternan con arcillitas de color rojo. El espesor estimado es de 60 m (Figura 21). En el arroyo Loncoche se compone de areniscas medias entre las que se intercalan delgados bancos de limolitas rojas; hacia el techo predominan bancos lenticulares de conglomerados grises con clastos angulosos de pórfiros cuarcíferos que intercalan con lentes arenosas, se acuñan hacia el norte hasta desaparecer al norte del arroyo Loncoche (Figura 22). En este arroyo, Kietzmann (2007) mencionó la existencia de una disconformidad entre el miembro superior e inferior de la Formación Tordillo, existiendo entre ambos una superficie erosiva con marcas de raíces. El espesor es de 50 metros.

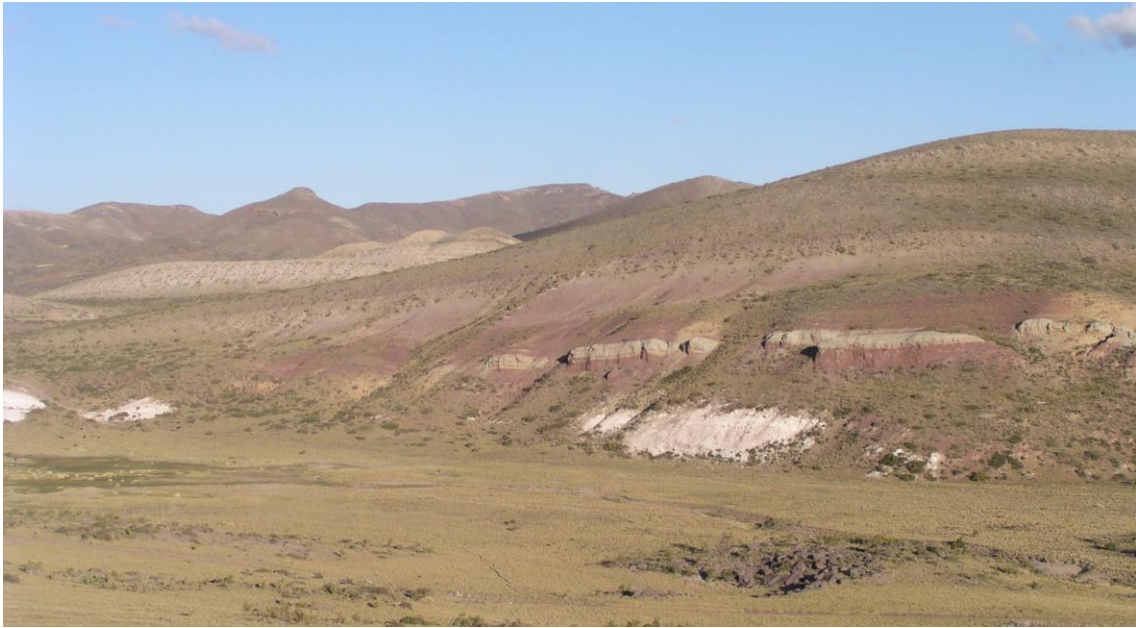
En el arroyo La Calle aflora una faja de rumbo noreste sudeste con facies de areniscas finas de color morado que apoyan sobre el yeso principal (Formación Auquilco) y son cubiertas por la Formación Vaca Muerta.

Relaciones estratigráficas

La Formación Tordillo se apoya en discordancia neta erosiva sobre la Formación Auquilco resultado de la discordancia Araucánica y es cubierta por la Formación Vaca Muerta en relación concordante.

Ambiente de formación

Para la región del sur de Mendoza, los depósitos de la Formación Tordillo fueron adjudicados por Legarreta *et al.* (1993) a ambientes fluviales con canales entrelazados efímeros y abanicos aluviales conectados a depresiones tipo barreal. El aporte volcanoclástico se relacionó a la presencia del arco volcánico andino contemporáneo con la sedimentación.



21. Areniscas de la Formación Tordillo, limbo este del anticlinal La Valenciana.



Figura 22. Arroyo Loncoche. Facies proximales de abanico aluvial.

Edad y correlación

La edad de esta unidad fue asignada al Kimmeridgiano medio a tardío pudiendo alcanzar el Titoniano temprano (Leanza 1994). Sobre la base de sus relaciones estratigráficas Volkheimer (1978) le asignó una edad jurásica superior, kimmeridgiana. Los valores U/Pb obtenidos en circones detríticos por Naipauer (2016) arrojaron edades máximas de depositación entre 152 y 143 Ma que ubican a la sedimentación entre los pisos Titoniano y Berriasiano según la Carta Cronoestratigráfica Internacional. Sin embargo, esta unidad no puede ser más joven que Titoniano temprano.

FORMACIÓN VACA MUERTA (17)

Pelitas calcáreas, calizas, margas y areniscas.

Antecedentes

Weaver (1931) definió a esta unidad en la sierra de la Vaca Muerta, en la provincia del Neuquén y se refirió a ella como un conjunto de pelitas negras y calizas portadoras de una rica fauna de amonites. Groeber (1946) le asignó edad titoniana temprana y la incluyó en el Ciclo Ándico. Dessanti (1973, 1978), en la descripción de las hojas geológicas Malargüe y Bardas Blancas, incluyó a la Formación Vaca Muerta dentro de la Formación Mendoza reuniendo con ese nombre a las unidades comprendidas entre la Formación Auquilco y la Formación Huitrín.

El contenido faunístico de esta formación ha sido ampliamente estudiado por Leanza (1945), quien definió las zonas de amonites, en las que más tarde se basaron los estudios de Leanza y Hugo (1978), Volkheimer (1978) y Riccardi (2008), entre otros. Kietzmann *et al.* (2008) realizaron los estudios de facies en el arroyo Loncoche, mientras que Iglesias Llanos *et al.* (2013) han realizado estudios paleomagnéticos de la Formación Vaca Muerta distinguiendo una zona de polaridad reversa en la base y otra de polaridad normal en la parte superior.

Dentro de la Cuenca Neuquina la Formación Vaca Muerta está ampliamente distribuida desde el sur de Neuquén hasta el norte de la provincia de Mendoza. Constituye uno de los sistemas petroleros más importantes de Argentina. Además de ser roca madre generadora de hidrocarburos es también reservorio de alta calidad.

Distribución areal

En el ámbito de la Hoja, las exposiciones de esta unidad constituyen una faja occidental constituida por los afloramientos en la zona de La Valenciana, los de la margen norte del arroyo Vegas Peladas y afloramientos del anticlinal del arroyo El Chacay. La faja oriental, de rumbo norte-sur, se extiende desde el arroyo Durazno hasta el arroyo Tronquimalal.

Litología

En el área del sinclinal de La Valenciana, en el valle del arroyo Los Terremotos, la Formación Vaca Muerta está constituida por una secuencia dada por la intercalación de bancos de hasta 1 m de espesor de capas delgadas de lutitas calcáreas astillosas con laminación plano paralela y bancos tabulares de hasta 20 cm de espesor de calizas de color gris oscuro y ocre, bituminosas y con abundantes amonites. Poseen alto contenido en materia orgánica lo que les confiere el color negro y olor fétido característico. Los afloramientos se encuentran intruidos por diques y filones de andesitas con abundante

plagioclasa y hornblenda y otros de composición dacítica. Las rocas aquí aflorantes constituyen la parte alta de la Formación Vaca Muerta en el tránsito Berriasiano superior a Valanginiano inferior. Los fósiles observados en este intervalo fueron de base a techo: *Berriasella* sp., *Neocomites wichmanni* y *Lissonia riveroi* (Figura 23).

En el arroyo Loncoche, la Formación Vaca Muerta consiste en la alternancia rítmica de margas, lutitas y calizas, y calizas bioclásticas, estudiadas en detalle por Kietzmann *et al.* (2008), quienes mencionaron la presencia de depósitos piroclásticos de caída alternando con las facies calcáreas. En esta localidad la sucesión sedimentaria se apoya sobre una superficie de inundación irregular generada por un evento de características catastróficas (Figura 24).

Al norte del río Malargüe, en el limbo este del sinclinal Malargüe se manifiesta una faja compuesta por areniscas finas calcáreas de color castaño claro con amonites retrabajados y serpúlidos. Está afectada por filones andesíticos con textura porfírica. Los afloramientos de mayor superficie areal se observaron en el sur del anticlinal de La Valenciana, allí la sucesión de rumbo S30°E e inclinación 40° al SE, tiene un espesor de más de 200 m (Figura 25a). Son comunes las concreciones nodulares de arenisca fina calcárea con tamaños entre 10 y 15 cm, que contienen en su núcleo amonites. Herrero Ducloux (1946) recolectó en el anticlinal amonites de los géneros *Virgatosphinctes*, *Berriasella* y hacia el techo de la formación *Litoceras sutile*. En el limbo oeste del anticlinal, se observaron bancos tabulares de pelitas calcáreas que internamente presentan estratificación laminar, entre los que se intercala un cuerpo de composición básica de 1,50 m de espesor con diaclasas verticales (Figura 25b). Estos cuerpos intrusivos fueron clasificados por De la Cal *et al.* (2018) cerca del cajón de los caballos, como basaltos augíticos con una edad de 11,2+/- 0,5 Ma.

Relaciones estratigráficas

En el área de estudio se apoya mediante contacto neto concordante sobre la Formación Tordillo y es cubierta en igual relación por la Formación Chachao en el arroyo Loncoche. En el sector oeste de la Hoja es cubierta concordantemente por la Formación Agrio.

Ambiente

Los sedimentos de la Formación Vaca Muerta fueron depositados a partir de una inundación catastrófica, según Mutti *et al.* (1994). El rápido aumento del nivel del mar inundó la cuenca generando un depocentro inicialmente somero e hipersalino (Legarreta 2002) y, más tarde, con el avance de las condiciones transgresivas, una amplia cuenca de condiciones euxínicas, según Legarreta y Uliana (1991). La batimetría de esta unidad no habría superado los 250 m de profundidad, según el contenido faunístico estudiado por Leanza *et al.* (2011).

En el arroyo Loncoche, Kietzmann *et al.* (2008) definieron cuatro asociaciones de facies que caracterizan los subambientes de cuenca, rampa externa distal, rampa externa proximal y rampa media distal, además de diferenciar un sistema titoniano de rampa homoclinal de bajo gradiente y un sistema berriasiano de mayor pendiente, cuyo control asociaron a cambios eustáticos, climáticos o tectónicos.

Edad

Se considera que los sedimentos fueron depositados durante el Titoniano inferior

(Zona de *Virgatosphinctes mendozanus*) hasta el Valanginiano temprano (parte baja de la Zona de *Olcostephanus (O.) atherstoni*) (Leanza *et al.* 1977, 2011; Kietzmann *et al.* 2014).



Figura 23. Arroyo Los Terremotos. Fósil de amonite representante de la parte alta de la Formación Vaca Muerta: *Lissonia riveroi*.



Figura 24. Arroyo Loncoche. Superficie de inundación de la Formación Vaca Muerta sobre la facies conglomerádica de la Formación Tordillo.

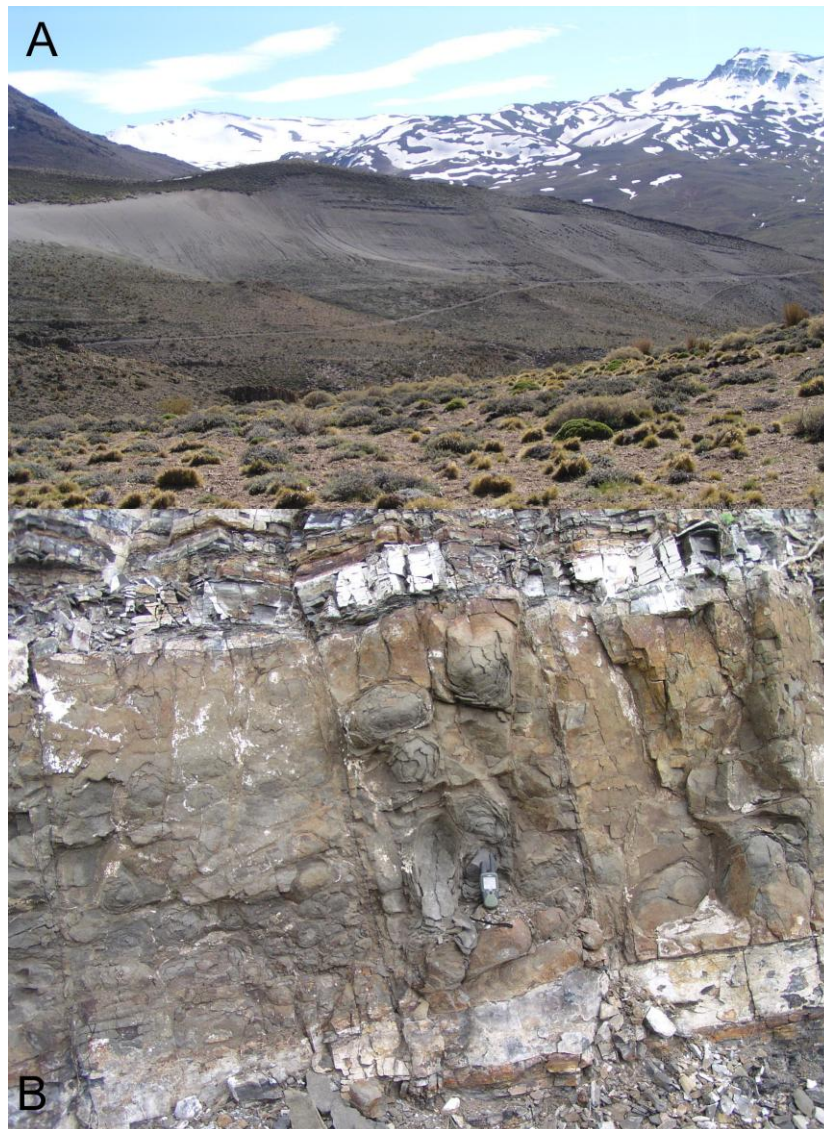


Figura 25. A) Afloramiento de la Formación Vaca Muerta, sur del anticlinal La Valenciana. B) Cuerpo de composición basáltica intercalado en la Formación Vaca Muerta, al sur de la intersección del río Malargüe y arroyo Torrecillas.

FORMACIÓN CHACHAO (18)

Calizas, coquinas, lutitas calcáreas y margas

Antecedentes

Esta unidad ha sido denominada calizas con *Exogira* por Boehm (1938). Leanza *et al.* (1977) propusieron la denominación Miembro Chachao para el conjunto de calizas masivas con abundantes coquinas integradas por *Exogyra couloni* que se extienden aproximadamente hasta los 35° de latitud sur enmendando el término usado por Boehm para identificar al equivalente de la Formación Vaca Muerta en Mendoza. Mombrú *et al.* (1978) estudiaron las calizas bioclásticas con ostras del sur de Mendoza definiéndolas como una asociación calcárea de índole arrecifal. Legarreta y Kozlowski (1981) identificaron las facies sedimentarias y definieron tres miembros.

Distribución areal

Aflora en una franja continua de rumbo norte sur, con espesor menor a los 60 m, que se extiende desde el arroyo la Bombilla hasta el arroyo Tronquimalal, en el sector este de la Hoja, conformando un característico paisaje de cuevas debido a su resistencia a la erosión.

Litología

La Formación Chachao, en el arroyo Loncoche, se apoya sobre las pelitas calcáreas de la Formación Vaca Muerta. Está compuesta por paquetes de bancos lenticulares de hasta 1 m de espesor de calizas grises, masivas, bioturbadas y calizas bioclásticas con restos de ostreidos, bivalvos y amonites, entre los que intercalan bancos de lutitas calcáreas y margas (Figura 26a). Las calizas se encuentran dentro de los rangos de los *wackestones* y *packstones*, y escasos *grainstones* y *mudstones* ricos en fauna bentónica y escasos amonites, según Palma y Lanés (2001).

En el río Malargüe se observó el tope de la Formación Chachao compuesto por bancos de coquinas con abundante contenido de *Aetostreom latissimum* de hasta de 10 cm de longitud (Figura 26 b).

Según Legarreta y Kozlowski (1981) y Palma y Lanés (2001) los fósiles reconocidos al sur de la localidad de Malargüe, en el anticlinal del mismo nombre, son ostreidos grandes (*Aetostreon latissimum*) y pequeños (*Ceratostreon minus*) y fauna bentónica de bivalvos (*Eryphila* sp., *Ptychomia* sp., *Pecten* sp., *Pinna* sp., *Trigonia* sp., *Panopaea* sp., *Cuccullaea* sp.), ocasionales amonites (*Olcosthepanus* sp.) y serpúlidos (*Sarcinella* sp., *Parsimonia* sp.).

Relaciones estratigráficas

Se asienta en concordancia mediante contacto neto sobre la Formación Vaca Muerta y es cubierta en igual relación por las calizas de la Formación Agrio (Figura 26c).

Ambiente de formación

La Formación Chachao representa depósitos de rampa interna y rampa media (Legarreta y Kozlowski 1981; Palma y Lanés 2001; Palma *et al.* 2008). Se originó en un ambiente de rampa carbonática y los fenómenos diagenéticos involucrados indicarían un ambiente freático-meteórico. Legarreta *et al.* (1993) interpretaron que del arreglo de facies en la zona del anticlinal de Malargüe se infiere que durante el Valanginiano la parte distal del sistema de rampas del Berriasiano - Valanginiano se vio sujeto a la exposición subaérea, seguida por una inundación con desarrollo localizado de abultamientos sobre colonias coralinas. La Formación Chachao presenta según Mombrú *et al.* (1978) geometría externa caracterizada por un acuñaamiento doble hacia el borde y centro de la cuenca.

Edad y correlación

Sobre la base de la presencia de las zonas de amonites *Lissonia riveroi* mencionadas por Leanza y Hugo (1977) y Palma y Lanés (2001) y *Olcostephanus atherstoni* según Legarreta y Kozlowski (1981) y Aguirre Urreta (2013), la edad de esta unidad corresponde al Valanginiano.



Figura 26. a) Afloramiento de la Formación Chachao suprayaciendo a la Formación Vaca Muerta. b) *Aetostream latissimum* en el río Malargüe. c) Contacto superior con la Formación Agrio en el arroyo Loncoche.

FORMACIÓN AGRIO (19)

Pelitas, calizas y areniscas calcáreas.

Antecedentes

Fue definida por Weaver (1931) en las márgenes del río Agrio en la provincia del Neuquén, quien destacó la presencia de un miembro arenoso de origen continental “*Avile sandstone*” dentro de las facies de pelitas negras de la Formación Agrio. De amplia distribución en la Cuenca Neuquina, fue enmarcada por Groeber (1946) dentro del Ciclo Ándico. El contenido paleontológico de invertebrados marinos fue tema de estudio de Leanza y Hugo (1997), Aguirre Urreta (2013), Aguirre Urreta y Rawson (1997, 2001); Concheyro *et al.* (2009) y Lazo *et al.* (2009), entre otros. Por observaciones de superficie, Leanza (2003) incluyó al Miembro Chorreado como la parte cuspidal de la Formación Agrio, criterio utilizado en este trabajo. La Formación Agrio tiene su mayor desarrollo en el sector occidental de la cuenca neuquina, donde alcanzan espesores que superan los 1500 m en el depocentro.

Distribución areal

En el área de estudio se distribuye en dos franjas de rumbo norte sur a noreste suroeste. La faja oriental constituye el limbo este del sinclinal Malargüe, desde el arroyo Tronquimalal hasta el sur del arroyo La Bombilla. La faja occidental forma parte del ala oriental del anticlinal de La Valenciana. También aflora en el arroyo de las Minas y, hacia el norte, en el anticlinal del arroyo El Chacay. Por último, se reconocieron otros

afloramientos en el vértice suroeste de la Hoja, en la ladera norte y este del cerro de las Hormigas.

Litología

En este trabajo se agrupó como Formación Agrio al paquete estratificado compuesto por pelitas, pelitas calcáreas, calizas, margas y areniscas calcáreas y al Miembro Chorreado. No se han podido distinguir los miembros Pilmatú y Agua de la Mula ya que no se ha observado el Miembro Avilé (areniscas verdosas y yesíferas) que es nivel guía.

En el arroyo Loncoche, la Formación Agrio se apoya de manera concordante sobre la Formación Chachao conformando un depósito bien estratificado con ciclicidad interna. De base a techo, se caracteriza por la presencia de bancos tabulares de entre 20 y 40 cm de espesor de calizas con laminación paralela o masivas que intercalan con bancos tabulares más delgados de pelitas castaño oscuras con laminación ondulosa y concreciones de hasta 30 cm. Hacia el techo los bancos de calizas se vuelven más abundantes. Presentan color castaño amarillento e intercalan con otros bancos tabulares de espesor variable entre 25 a 50 cm de pelitas calcáreas con laminación ondulosa. Todo el paquete conforma una sucesión homoclinal de rumbo N8°E e inclinación 26° al oeste (Figura 27a) aunque localmente presenta pliegues y fallas (Figura 27b). Se observaron moldes de *Inoceramus* (Figura 27c), de amonites (Figura 27d) y tubos rellenos de arenisca gruesa (Figura 27e). El espesor estimado es de 200 metros.

Al sur del arroyo Pequenco, el techo de la Formación Agrio está representada por bancos tabulares de calizas grises masivas que intercalan con pelitas calcáreas con fisilidad en las que se observaron *Inoceramus* y ejemplares de *Crioceratites* del Hauteriviano superior (Leanza com. pers). Hacia arriba, se reconoció el término cuspidal de las Formación Agrio, el Miembro Chorreado, según la nomenclatura de Leanza (2003, 2009). Está compuesto por alternancia de bancos de hasta 10 cm de lutitas calcáreas masivas con otros de lutitas astillosas. El espesor observado es de 10 metros. Hacia arriba se presenta la discordancia Pampatrílica (Intrabarremiana), de rumbo N60°O, que pone en contacto las calizas del Miembro Chorreado con las fangolitas rojas y yeso del Miembro Troncoso de la Formación Huitrín.

En el limbo este del anticlinal de La Valenciana, la Formación Agrio tiene 100 metros de espesor y en sus términos cuspidales alterna con delgados bancos de areniscas finas de color ocre y cemento calcáreo.

Relaciones estratigráficas

En los afloramientos de la faja occidental apoya sobre la Formación Vaca Muerta de manera concordante, mientras que en la faja oriental cubre de manera concordante neta a la Formación Chachao. El techo está dado por el contacto discordante con la Formación Huitrín (Discordancia Pampatrílica o Miránica Inicial) en la faja oriental o la Formación Loma Seca. Hacia el oeste es cubierta en discordancia por las formaciones Huitrín y Molle.

Ambiente de formación

Las sedimentitas de esta unidad han sido depositadas en un ambiente marino de aguas poco profundas, con repetición cíclica de ambientes de costa afuera (*offshore*) a neríticos (*nearshore*). El Miembro Avilé representa un ambiente fluvial anastomosado

efímero, constituye un evento de desecación instantánea de la cuenca lo que marca una notable diferencia paleoambiental con los depósitos marinos infra y suprayacentes. En el sur de Mendoza, el Miembro Avilé pierde las características que le son propias, pasando a constituir depósitos fluviales distales compuestos por arcilitas verdosas yesíferas de ambiente lagunar a *playa-lake* salino efímero (Leanza *et al.* 2005). El paleoambiente del Miembro Chorreado se correspondería con el de una rampa carbonática, según Gutiérrez Pleimling (1991).

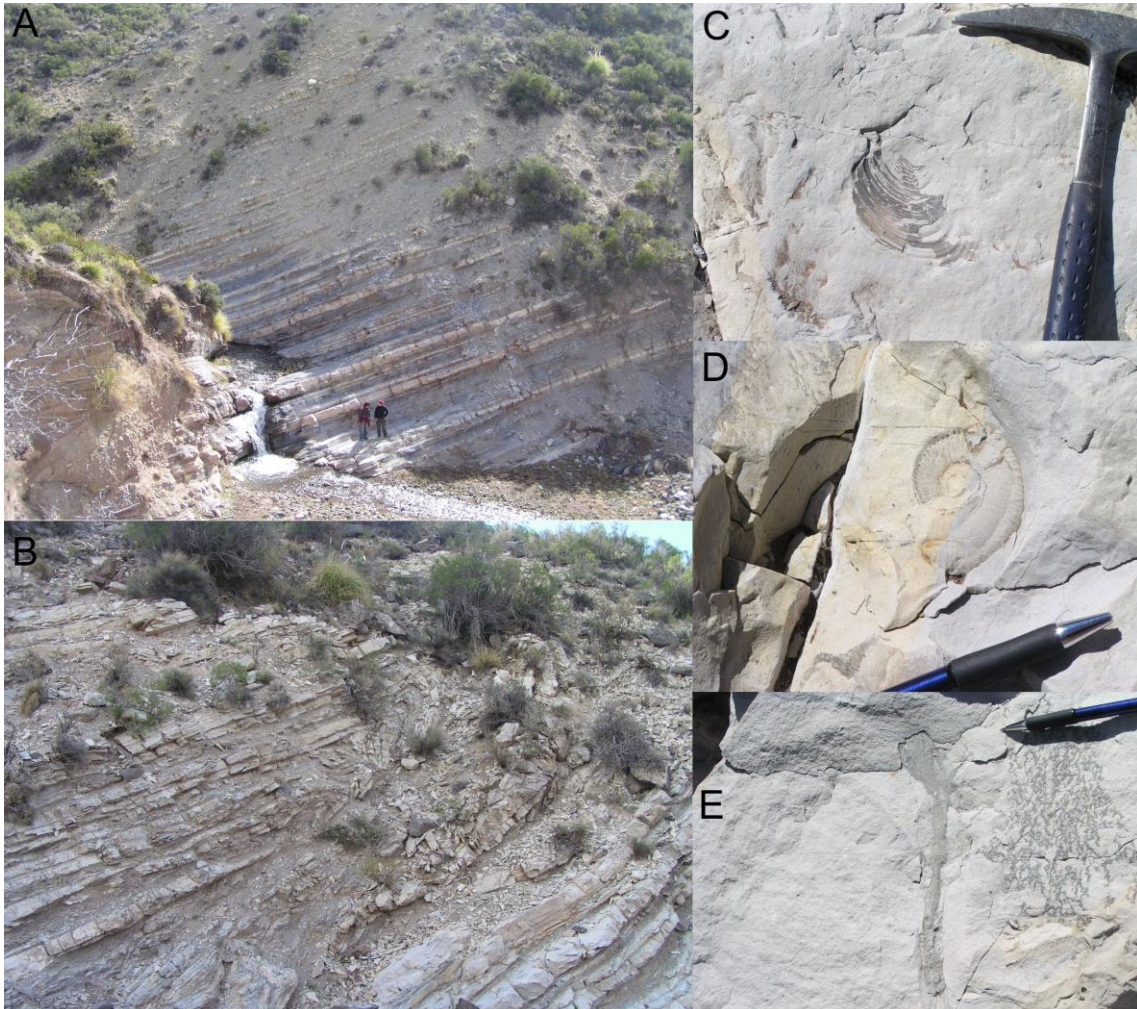


Figura 27. Arroyo Loncoche. A) Aspecto de la sucesión estratificada de la Formación Agrio. B) Pliegue. C) Molde de *Inoceramus* (12 cm de longitud). D) Molde de amonite. E) Tubos rellenos.

Edad y correlación

Para la región del río Agrio y la mayor parte del ámbito neuquino, la Formación Agrio se extiende desde el Valanginiano tardío (zona de asociación de *Pseudofavrella angulatiformis*) hasta el Barremiano temprano (Biozona de asociación de *Parasticeras groeberi*). Este último es correlacionable con la Zona de *Spitidiscus hugii* de la región mediterránea europea y su edad corresponde al Barremiano inferior temprano (Leanza *et al.* 2005). Por lo tanto, se le asigna una edad comprendida en el lapso Valanginiano tardío a Barremiano temprano.

2.1.6. CRETÁCICO INFERIOR

GRUPO BAJADA DEL AGRIO

Bajo la denominación Grupo Bajada del Agrio, Méndez *et al.* (1995) agruparon a las formaciones Huitrín y Rayoso, reconociendo como localidad tipo el área ubicada entre Agrio del Medio y Quili Malal, sobre la margen derecha del río Agrio. Anteriormente, Leanza y Leanza (1973) habían propuesto designar a estas sedimentitas con el nombre de Grupo Huitrín. Leanza (2003, 2009) estudió el desarrollo evolutivo de las sedimentitas huitrinianas y rayosianas del Cretácico Inferior y las discontinuidades que las afectan. Así, el Grupo Bajada del Agrio incluye a las sedimentitas que se desarrollan entre el Grupo Mendoza y el Grupo Neuquén, comprendidas entre las discordancias Pampatrónica y Patagónica, que son divididas en dos secciones, Formación Huitrín (Miembros Troncoso Inferior y superior, La Tosca y Salina) y Formación Rayoso (Miembros Rincón, Quili Malal, Pichi Neuquén y Cañadón de la Zorra).

FORMACIÓN HUITRÍN (20)

Yeso, calizas y pelitas calcáreas

Antecedentes

Fue inicialmente Groeber (1929) quien denominó Yeso de Transición a las capas del Cretácico Inferior de la cuenca Neuquina. Años más tarde, Groeber (1946) propuso el nombre Huitriniano para los mismos estratos subdividiéndolos en “Chorradense”, “Troncosense”, “Tosquense”, “Salinense” y “Rinconense”. Dessanti (1973) utilizó el nombre Formación Huitrín en la descripción de la Hoja Geológica de Bardas Blancas, considerando la denominación establecida por Loomis (1939 informe inédito YPF en Dessanti, 1973). Legarreta (1985) en su tesis doctoral, definió para la zona de Malargüe la Formación Huitrín y la Formación Rayoso, la primera compuesta por los miembros Chorreado, Troncoso y La Tosca, mientras que la segunda integrada por una sección evaporítica y otra clástica, ambas pertenecientes al Supergrupo Ándico.

En este trabajo se incluye al Miembro Chorreado como perteneciente a la Formación Agrio, de acuerdo con Leanza (2003). De esta manera en el área de estudio la Formación Huitrín queda conformada por los miembros Troncoso, La Tosca y Salina.

Distribución Areal

La sección más representativa de la Formación Huitrín aflora en el sector oriental, donde conforma una faja de rumbo norte-sur, que se extiende desde el sur del arroyo La Ventana hasta el arroyo Tronquimalal. Hacia el oeste, otra de las fajas se ubica en el frente del retrocorrimiento La Brea - Doña Juana. Una tercera faja de afloramientos se encuentra al norte y sur del arroyo El Chacay. La cuarta faja se ubica en el sur del arroyo de las Minas y continúa hacia el sur de la intersección del mismo con el río Malargüe, por unos seis kilómetros.

Litología

Al norte del arroyo Pequenco, aflora el Miembro Troncoso de la Formación

Huitrín en discordancia sobre las pelitas calcáreas del Miembro Chorreado (Figura 28). Está compuesto por un paquete de 15 m de pelitas calcáreas de color gris claro y castaño amarillento y fangolitas rojas, en bancos delgados, seguidos por un banco de entre 10 a 15 m de espesor de anhidrita estratificada de color blanco. Este segmento evaporítico es explotado para la extracción de yeso (Figura 29).

Hacia el sur del arroyo Pequenco, el perfil continúa con bancos tabulares del Miembro La Tosca compuestos por dolomitas lajosas con laminación fina, originada por actividad biológica (Figura 30) y bancos de pelitas calcáreas con curbículas y otras trazas fósiles. Son comunes los nódulos de sílice de tamaño promedio de 15 centímetros. El Miembro La Tosca posee 20 m de espesor. Hacia el techo se reconoció el Miembro Salina representado por arcillitas color verde yesíferas. Lateralmente, donde se ausenta el Miembro Salina, las pelitas rojas de la base de la Formación Rayoso se apoyan sobre las calizas de la Formación La Tosca.

Al norte del arroyo Loncoche, se reconoció un afloramiento de yeso de 30 m de espesor cubierto por las calizas de la Formación La Tosca. Estas calizas son de color gris, masivas, con estratificación de bajo ángulo o con estructura interna laminar y presencia de nódulos silíceos.

Los afloramientos antes descriptos corresponden a la faja oriental de la Formación Huitrín. El rumbo predominante en el limbo este del sinclinal de Malargüe es N25°O, e inclina 30° al oeste.

Las fajas posicionadas hacia el oeste se encuentran muy disturbadas tectónicamente por lo que se dificulta reconocer la situación normal de los depósitos evaporíticos.

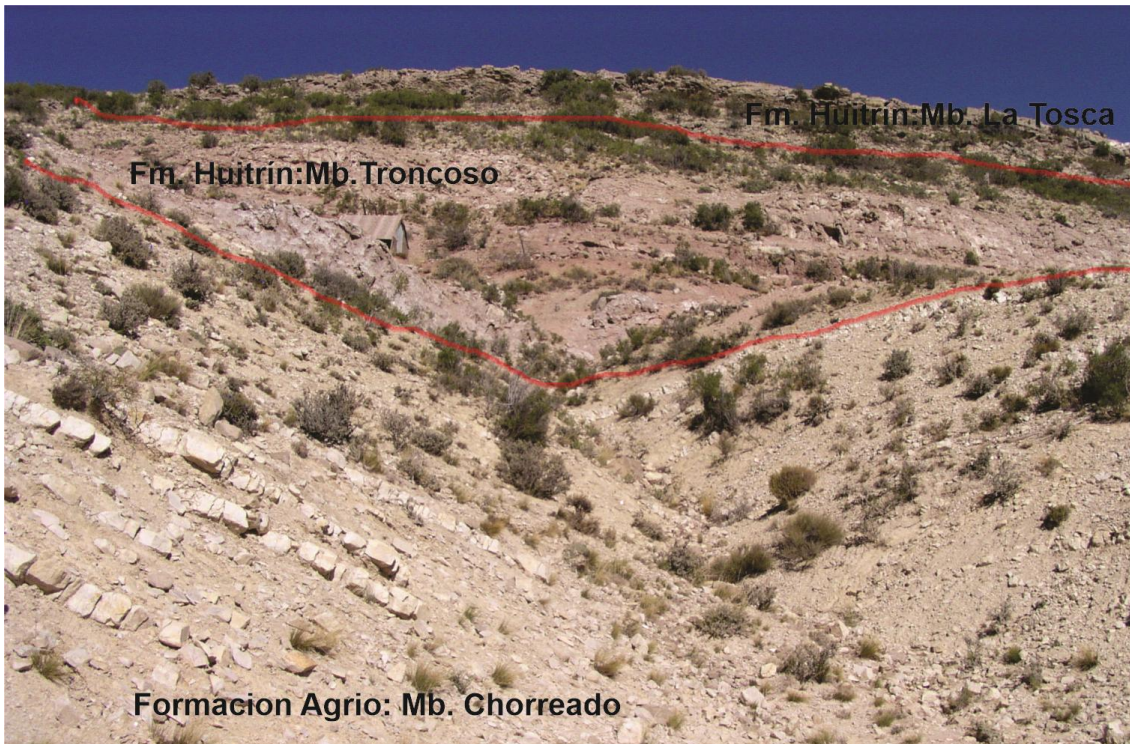


Figura 28. Sur del arroyo Pequenco. Discordancia Pampatrónica (Intrabarremiana), contacto entre el Miembro Chorreado de la Formación Agrío y el Miembro Troncoso de la Formación Huitrín.

Relaciones estratigráficas

La base de la Formación Huitrín se apoya mediante discordancia erosiva sobre el

Miembro Chorreado. Hacia el techo de la Formación Huitrín, el Miembro La Tosca es cubierto por las areniscas finas de la Formación Rayoso en relación de paraconcordancia, como fue observado en los afloramientos del limbo este del sinclinal Malargüe.



Figura 29. Cantera de yeso en explotación. Formación Huitrín, espesor 5 metros.

Ambiente de formación

Según Leanza (2003), el Miembro Troncoso se habría depositado en un ambiente fluvial, en un valle labrado sobre las sedimentitas de la Formación Agrio, seguido por un ambiente eólico con campos de dunas. Como resultado de una brusca inundación, se ocluye súbitamente el desarrollo clástico previo, conformándose los depósitos evaporíticos de la sección superior del Miembro Troncoso. El Miembro La Tosca es adjudicado a un ambiente con fuerte influencia marina donde la estratificación fina con alternancia de calcáreos micríticos y pelitas laminares, así como la coloración gris, permiten inferir condiciones marinas protegidas de la acción del oleaje, con circulación ligeramente restringida. El Miembro Salina se relacionaría a un cuerpo de agua poco profundo con aporte de agua desde el continente y desde el mar.

Edad

Basados en la presencia de foraminíferos, Narciso *et al.* (2001) asignaron a la Formación Huitrín al lapso Barremiano - Aptiano. Leanza (2003) consideró intrabarremiana a la discordancia Miránica Inicial (123 Ma) situada entre el Miembro Chorreado y el Miembro Troncoso. Mientras que la edad más joven correspondería al Aptiano inferior, según lo indican los estudios microflorísticos realizados por

Volkheimer y Salas (1976) y Volkheimer *et al.* (1976). Por lo tanto, se asigna a esta formación una edad comprendida entre el Barremiano superior - Aptiano inferior.



Figura 30. Dolomitas lajosas con laminación fina adjudicada a actividad biológica.

FORMACIÓN RAYOSO (21)

Limolitas, areniscas calcáreas y conglomerados.

Antecedentes

Weaver (1931) denominó “*Rayosa Formation*” a las areniscas y arcilitas yesíferas de color rojo, que suprayacen al primer banco de yeso por encima de la Formación Agrio aflorantes en el cerro Rayoso, provincia del Neuquén. Herrero Ducloux (1946) denominó Formación Rayoso al conjunto de capas que apoyan en concordancia sobre el Yeso de Transición y limitan hacia arriba con la discordancia Intersenoniana. Dessanti (1973, 1978) describió a las areniscas, pelitas y escasos conglomerados de tonalidades rojizas, que se apoyan sobre los calcáreos tosquenses y son cubiertos por la Formación Malargüe, como Formación Diamante refiriéndose al “Diamantiano” de Groeber (1947). Yrigoyen (1979) y Digregorio y Uliana (1980) correlacionaron la unidad con la parte inferior del Neuquén. Ramos (1981) dividió a la Formación Rayoso en tres miembros bien definidos: inferior (Miembro Rincón), medio (Miembro Quili Malal) y superior (miembros Pichi Neuquén y Cañadón de la Zorra). Legarreta y Boll (1982) realizaron el primer análisis estratigráfico completo de esta unidad.

Distribución areal

Los afloramientos se distribuyen en fajas longitudinales, discontinuas y asociadas espacialmente a la Formación Huitrín. El afloramiento más oriental y menos deformado es el que se ubica entre el arroyo Pequenco y el río Malargüe, en Piedras de Afilas. Luego hacia el oeste forma parte del retrocorrimiento La Brea - Doña Juana extendiéndose desde el norte del cerro Mesa hasta el arroyo Butamallín.

Litología

En el área de trabajo se consideró a la Formación Rayoso, en general, sin hacer distinción entre sus miembros. Los afloramientos no superan los 20 m de espesor.

Al norte del río Malargüe, en Piedras de Afilas, hacia arriba de la Formación Huitrín, se encuentra una brecha de color rosado con matriz silíceo y clastos de composición silíceo y volcánica intermedia y clastos angulosos de las dolomitas del Miembro La Tosca (Figura 31a). Hacia arriba continúa un conjunto de color rojo compuesto por fangolitas con estratificación de bajo ángulo, entre los que intercalan bancos lentiformes de areniscas medias de color castaño amarillento, granodecrecientes, con estratificación en artesa y bancos lenticulares de conglomerados con mala selección (Figura 31b).

Hacia el oeste, en el frente del retrocorrimiento La Brea - Doña Juana, se identificaron calizas arenosas masivas y calizas con estratificación laminar, sin fósiles, que intercalan con las limolitas rojas. Hacia el sur, cruzando el río Malargüe, la secuencia se presenta como un conjunto estratificado donde alternan bancos tabulares de color rojo de areniscas medias y finas con otros de areniscas medias de color gris, delgados bancos de yeso y bancos de conglomerados matriz sosten, con matriz de arena gruesa y clastos mayormente volcánicos. El afloramiento posee rumbo norte - sur e inclina 70° a 80° al este.

Relaciones estratigráficas

La Formación Rayoso apoya en contacto paraconcordante sobre las calizas del Miembro la Tosca (Formación Huitrín) y es cubierta en discordancia erosiva por los depósitos del Grupo Neuquén.

Ambiente de formación

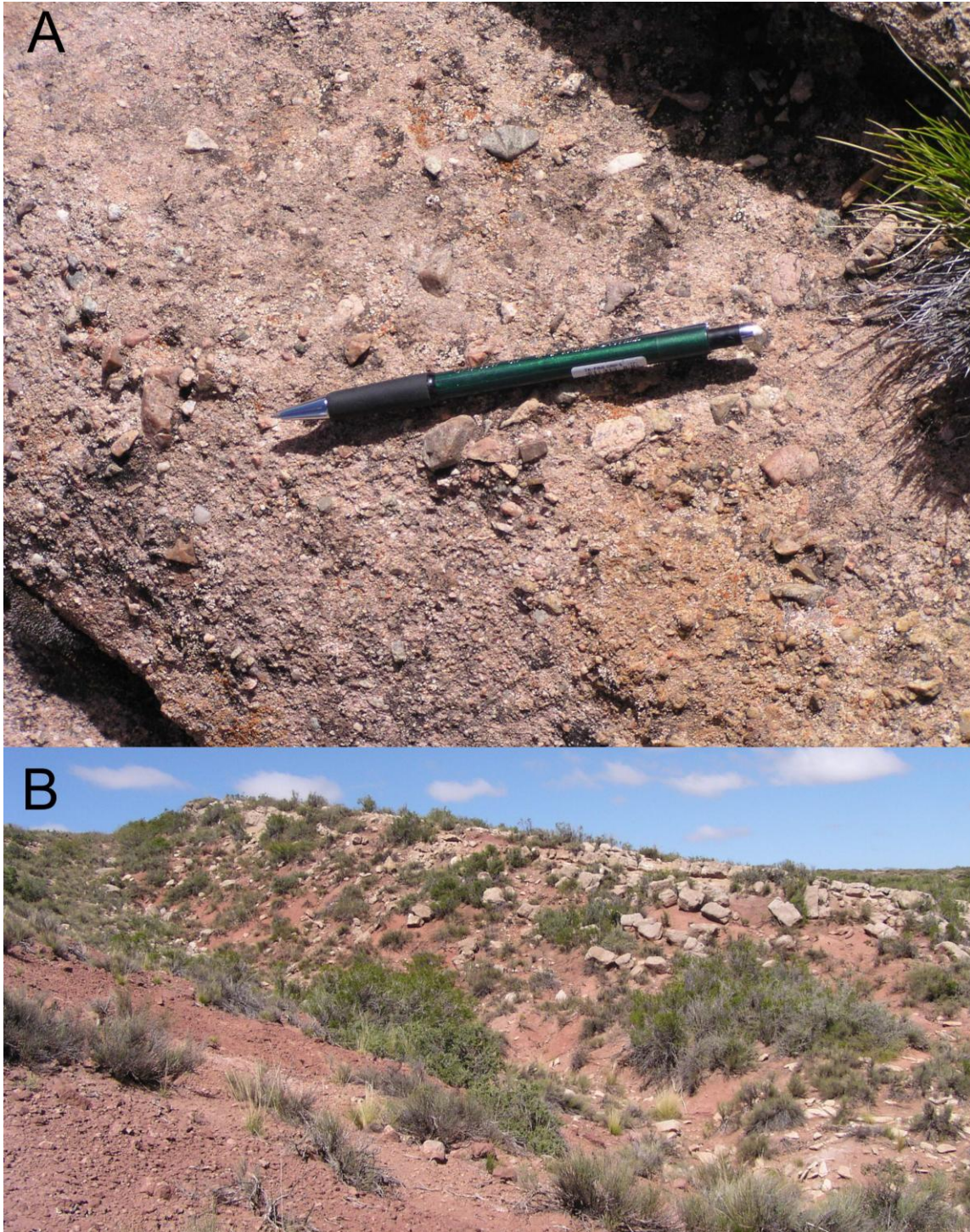
Las fangolitas, dominantes en el tramo inferior de la unidad, representan un ambiente de planicie aluvial baja, disectada por escasos ríos meandrosos. Hacia arriba, el aumento del porcentaje de bancos de areniscas y conglomerados señalan fuertes oscilaciones con tendencia al incremento del régimen de flujo de la red de avenamiento. Según Leanza *et al.* (2005) estas facies detríticas parecen significar momentos en los cuales el nivel del mar alcanzó valores mínimos, retrayéndose totalmente y favoreciendo el transporte del material derivado del continente. De esa manera, los depósitos fluviales en principio delgados y luego gruesos, progradaron sobre la planicie costera conformando cuerpos tabulares ampliamente extendidos.

Edad y correlación

Leanza (2003), sobre la base de la información disponible y el estudio de los aspectos tectosedimentarios, propuso que la edad más joven de la Formación Rayoso

correspondería al Aptiano superior – Albiano. Mientras que para el techo estimó que su edad puede asignarse tentativamente al Albiano superior.

La Formación Rayoso, de acuerdo a Leanza (2003), es correlacionable enteramente con el “Diamantino” de Groeber (1947) o Formación Diamante (De Ferraris 1968) aflorante en el sur de Mendoza. Pero para este sector es probable que se trate de la parte inferior de la Formación Rayoso, el Miembro Rincón.



31. A) Piedras de Afilas. Formación Rayoso, detalle de brecha con clastos angulosos del Miembro La Tosca y otros de composición silíceo y volcánica intermedia. B) Bancos lentiformes de areniscas grises que intercalan en las fangolitas rojas.

2.1.7. CRETÁCICO SUPERIOR

GRUPO NEUQUÉN (22)

Areniscas, pelitas y conglomerados

Antecedentes

Estas capas conocidas inicialmente como “Areniscas Coloradas” por Gerth (1925) o “Piso del Ranquil” por Groeber (1933) fueron equiparadas con la serie supracretácica de los “Estratos con dinosaurios” de Neuquén (Keidel 1917). Posteriormente, Groeber (1947) empleó la denominación “Diamantino” o “Formación Diamante” (Yrigoyen 1972; Dessanti 1973). Herrero Ducloux (1946) estudió el conjunto de capas limitado en su base por la discordancia Intersenoniana y hacia arriba por la transgresión rocanense dividiéndolo en Grupo del río Neuquén, Grupo del Neuquén central y Grupo del río Limay. Dessanti (1973) describió para la zona de Malargüe un grupo de arcilitas arenosas, areniscas y conglomerados de hasta 1.000 metros de espesor que asignó a la Formación Diamante limitada en su base por los calcáreos tosquenses y en el techo por la Formación Malargüe. Más tarde, Uliana *et al.* (1975), Yrigoyen (1979) y Legarreta y Gulisano (1989) estudiaron la correlación entre estas formaciones y la Formación Diamante del sur de Mendoza. Leanza (2009), en su obra sobre las principales discordancias mesozoicas en la cuenca Neuquina, describió a la sucesión continental limitada en su base por la discordancia Patagónica en la base del Cenomaniano y en su techo por la discordancia Huantráiquica del Campaniano medio.

En el presente trabajo se utilizó la denominación Grupo Neuquén sin diferenciar los Subgrupos que lo integran.

Distribución areal

El Grupo Neuquén se distribuye ampliamente en la Hoja, principalmente en los limbos del sinclinal Malargüe. En el vértice suroeste de la Hoja conforma el cuerpo del cerro de las Hormigas donde es intruido por los diques de la Formación Huincán. Otros afloramientos se encuentran en el sector norte, al oeste del frente de retrocorrimiento La Brea - Doña Juana.

Litología

Los afloramientos se presentan como una secuencia estratificada que se caracteriza por su color castaño rojizo predominante. Se componen de areniscas, pelitas, areniscas conglomerádicas y conglomerados. Las estructuras sedimentarias más características son la estratificación entrecruzada, planar y laminación.

En las inmediaciones del arroyo Brea afloran rocas de color castaño rojizo y gris que se apoyan sobre la Formación Rayoso. Son areniscas de grano grueso, masivas, que intercalan con bancos de conglomerados masivos o con gradación normal y con bancos tabulares a lentiformes de hasta 1 m de espesor de areniscas de grano medio con estratificación planar. Hacia arriba continúa con bancos de bancos de hasta 0.5 m de pelitas masivas y bancos de hasta 2 m de pelitas con laminación paralela que intercalan con bancos de arena de grano fino, laminados y masivos, sobre los que se apoyan areniscas con estratificación entrecruzada y areniscas conglomerádicas (Figura 32^a), el

conjunto es de color rojo. El tope de la unidad está compuesto por areniscas de grano medio dispuestas en bancos gruesos tabulares a lenticulares, entre las que intercalan bancos de conglomerados clasto sostén, granodecrecientes y masivos, o con estratificación tabular planar, hacia arriba está cubierto por las sedimentitas del Grupo Malargüe (Figura 32b).

Cruzando el río Malargüe, hacia el sur, continúan los afloramientos de areniscas rojas asociadas a las formaciones Huitrín y Rayoso y al retrocorrimiento La Brea - Doña Juana. Los estratos poseen rumbo N-S y están deformados, presentando inclinaciones de 70° hacia el este.

Los afloramientos del limbo este del sinclinal Malargüe se apoyan sobre las pelitas rojas de la Formación Rayoso. Presentan rumbo N-S a N10°E, e inclinan 22° a 27° hacia el oeste.



Figura 32. Al norte del arroyo Brea. A) Afloramientos de la parte media y superior del Grupo Neuquén en una secuencia homoclinal que inclina hacia el este y está coronada por los Conglomerados Pedemontanos Antiguos. En primer plano las calizas de la Formación Huitrín. B) Hacia el este la sección superior cubierta por las sedimentitas del Grupo Malargüe.

Relaciones estratigráficas

El contacto inferior con las pelitas de la Formación Rayoso es una discordancia erosiva. Hacia el techo lo cubre en discordancia la Formación Loncoche.

Ambiente de formación

Cruz *et al.* (1989) establecieron tres ciclos principales que inicialmente representan un sistema de río entrelazado que evoluciona a distributivo principal, el segundo ciclo, un río entrelazado arenoso en una planicie aluvial con desbordamientos y el tercero correspondería a ríos entrelazados arenosos y gravosos. Legarreta *et al.* (1993) indicaron que las facies arenosas son producto de un ambiente aluvial con una zona de borde caracterizada por la coalescencia de canales fluviales de un sistema distributivo múltiple con desbordes mantiformes que dieron origen a cuerpos arenosos de geometría lobulada. Para los fangos rojos indicaron que los depósitos se formaron por decantación en zonas de intercanal y cuerpos de agua temporaria ubicados en el sector distal del sistema.

Edad

El contacto inferior con las pelitas de la Formación Rayoso está definido por la discordancia Patagonídica ubicada en la base del Cenomaniano (Leanza 2009, Tunik *et al.* 2010). Infrayace al Grupo Malargüe mediante la discordancia angular Huantráiquica, ubicada en el Campaniano medio.

No se han reconocido fósiles durante el relevamiento geológico, aunque Dessanti (1973) mencionó en esta región la presencia de troncos petrificados. En otras regiones, al sur del departamento Malargüe fueron descritos restos de saurópodos *Quetecsaurus rusconii* por González Riga y Ortiz 2014 (en Filippi 2015).

De acuerdo a sus relaciones estratigráficas esta unidad corresponde al lapso Cenomaniano - Campaniano inferior.

2.2 MESOZOICO - CENOZOICO

2.2.1. CRETÁCICO SUPERIOR. PALEOCENO

GRUPO MALARGÜE

Antecedentes

A finales del Cretácico se registró en la cuenca la instauración de un ambiente con influencia marina asociada al inicio de la inundación del mar Atlántico, representado por los depósitos del Grupo Malargüe. En la región de estudio forman parte de una secuencia de 200 m de espesor. Estos estratos fueron originalmente estudiados por Gerth (1925), quien describió para la zona del portezuelo de Loncoche una sucesión sedimentaria compuesta por tres unidades reunidas bajo el nombre “Estratos de Malargüe”, más tarde denominados por Groeber (1946) “Malalhueyano”. Los estratos inferiores fueron nombrados “Loncochense” por Groeber (1946), los niveles intermedios compuestos por calizas bioclásticas fueron denominados “*Roca Formation*” por Weaver (1931) y “Rocanense” por Groeber (1946). La sucesión culmina con los depósitos epiclásticos y piroclásticos reconocidos como “Estratos de Pircala” por Boehm (1934) y “Pircaliano” por Groeber (1946). Más tarde, Volkheimer (1978) denominó Formación Malargüe a las rocas de edad maastrichtiana y Formación Pircala-Coihueco a las de edad paleocena.

Dessanti (1973, 1978), en la descripción de las hojas Bardas Blancas y Malargüe, denominó Formación Malargüe al conjunto compuesto por una sección

inferior y otra superior correspondientes a los términos Loncochense y Rocanense de Groeber (1946). Luego, Legarreta *et al.* (1989) denominaron Grupo Malargüe al conjunto compuesto por las formaciones Loncoche, Roca y Pircala.

FORMACIÓN LONCOCHE (23)

Areniscas, areniscas calcáreas y tobáceas y pelitas

Distribución areal

La Formación Loncoche aflora en dos fajas de rumbo norte-sur, sobre los limbos del sinclinal Malargüe y hacia el norte en el cierre de la estructura. Otros afloramientos fueron observados en el sector norte, al oeste del retrocorrimiento La Brea - Doña Juana, en el cierre del sinclinal Agua Escondida y hacia el sur en las cabeceras del arroyo de Loncoche.

Litología

En el limbo este del sinclinal Malargüe, 600 m al norte del camino que va desde la ciudad de Malargüe hacia los Castillos de Pincheira aflora la sucesión que se detalla en la figura 33.

La base se encuentra cubierta, comienza con un paquete de 4 m de espesor en el que alternan bancos tabulares de pelitas laminadas de color gris a castaño verdoso con otros bancos delgados de pelitas arcillosas masivas con fractura concoide y de color castaño amarillento dado por la presencia de óxidos, con restos de bivalvos. Continúan 3 m de bancos de areniscas calcáreas finas a medias con fragmentos de bivalvos que intercalan con pelitas de color gris a castaño verdoso, hacia arriba se encuentran areniscas finas tobáceas y astillosas. Le siguen 5 m de areniscas finas de color castaño amarillento y naranja y gris en fractura fresca, que contienen concreciones de hasta 5 cm de diámetro. Los últimos 40 m de la secuencia están dominados por la alternancia de bancos de espesor medio de areniscas finas tobáceas de color verde claro y estratificación entrecruzada de bajo ángulo, que intercalan con bancos granodecrecientes de areniscas medias y areniscas conglomerádicas, delgados bancos de areniscas finas calcáreas con restos de gasterópodos y bancos de pelitas calcáreas.

En las cabeceras del arroyo Loncoche, unos kilómetros al sur de la hoja, aflora la Formación Loncoche en contacto neto sobre las areniscas rojas del Grupo Neuquén. Está compuesta mayormente por areniscas de color gris, verdoso y borraño y por areniscas tobáceas de color verde con estratificación entrecruzada. Presenta restos de gasterópodos y bivalvos. La Formación Loncoche posee en este afloramiento un espesor de 60 m y presenta rumbo S5°-10°O e inclina 30°-35° al oeste. El espesor total medido fue de 60 metros.

Arcila Gallego (2010) describió un afloramiento en el arroyo Chacay, donde destacó la presencia de bancos de areniscas de grano fino a medio con intercalaciones de areniscas conglomerádicas en bancos granodecrecientes con estratificación en artesa e imbricación de clastos y capas de lentes conglomerádicas.

Relaciones estratigráficas

En la zona de estudio la base se encuentra cubierta. Hacia el techo se apoyan en concordancia las calizas de la Formación Roca.

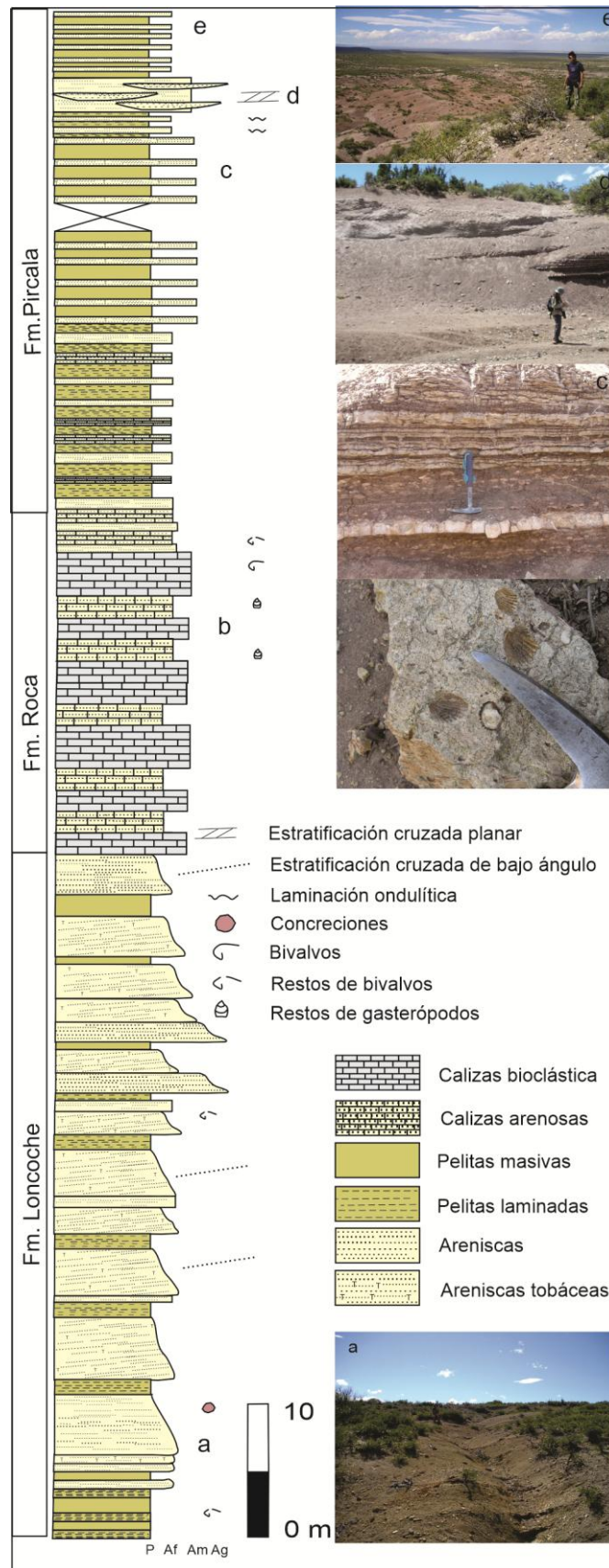


Figura 33. Perfil estratigráfico del Grupo Malargüe en el limbo este del sinclinal Malargüe. a) Aspecto de la base de la Formación Loncoche. b) Detalle de caliza bioclástica de la Formación Roca. c) Bancos delgados de areniscas finas con laminación ondulítica que intercalan con pelitas castaño rojizas de la Formación Pircala. d) Areniscas gruesas con estratificación cruzada del Grupo Malargüe. e) Aspecto del techo de la Formación Pircala cubierta por los Depósitos Pedemontanos Antiguos.

Ambiente de formación

El ambiente de sedimentación de estas rocas es continental en transición a marino marginal y sus depósitos representan el inicio de la ingresión de un mar con variaciones en la salinidad y turbidez del agua (Narciso *et al.* 2001), factores que controlan la presencia de facies carbonáticas. Según Parras *et al.* (1998) reconocieron para el sur de Mendoza dos secuencias depositacionales, una compuesta por facies deltaicas y lacustres y otra que evolucionó desde facies fluviodeltaica en la base a inter y supramareales en el techo, lo que señala el momento de mayor conexión con el mar abierto.

En el área de Malargüe, Parras *et al.* (1998) han mencionado la presencia de moluscos como *Hydrobia* sp. *Paleoanculosa bullia* (Ihering 1907); *Paleoanculosa* sp.; *Diplodon* spp., así como algas asignadas a *Botryococcus* sp., *Platychara* sp y *Tolypella* sp. (según Mussachio 2006), y plantas como *Granelispora loncochensis* n sp. según Papú (2002) y fragmentos de vertebrados como: vértebras y espinas de peces, placas de tortugas y huellas de saurópodos eutitanosaurios (Calvo *et al.* 2007).

Edad

La Formación Loncoche fue asignada al Campaniano tardío - Maastrichtiano temprano por Ramos (1981) y Legarreta y Uliana (1999) sobre la base de sus relaciones estratigráficas y micropaleontológicas estudiadas por Bertels (1968).

FORMACIÓN ROCA (24)

Calizas y pelitas y areniscas calcáreas

Distribución areal

Los afloramientos se encuentran en los limbos del sinclinal Malargüe, en fajas de rumbo norte-sur. Hacia el norte, en el cierre de esta estructura y en el limbo este del sinclinal Agua Escondida. Afloramientos aislados se distribuyen en las cabeceras del arroyo Loncoche y al este del cerro de Agua.

Litología

Se compone de bancos de calizas bioclásticas de hasta 40 cm de espesor, que intercalan con otros de pelitas calcáreas y areniscas finas calcáreas, masivas o con estratificación planar, de color castaño amarillento. Los bancos de coquinas son de color gris claro y contienen ejemplares de bivalvos, moluscos, gasterópodos y serpúlidos (Fig. 33b). Hacia el techo, los bancos de caliza son más delgados, predominando los de arcillas y limolitas calcáreas masivas y laminadas. El máximo espesor registrado es de 50 metros.

La Formación Roca contiene una rica fauna de macro invertebrados compuesta según Parras *et al.* (1998) y Dessanti (1978) por gasterópodos: *Turritella* sp. *aff. doeringi* Boehm, bivalvos: *Venericardia iheringi* (Boehm 1903) *Musculus aprilis* (Feruglio 1935) *Ambigostrea clarae* (Ihering 1907) *Amphidonte mendozana* (Ihering 1907), *Pinna* sp. y *Pterotrigonia* sp. También fueron mencionados decápodos como *Callianassa burckhardti* (Boehm 1911) y trazas de *Thalassinoides* isp. El material micropaleontológico está representado por ostrácodos, nanofósiles calcáreos y foraminíferos como *Quinqueloculina* sp., *Pararotalia* sp y *Discorbis* sp.

Relaciones estratigráficas

El contacto basal con la Formación Loncoche es concordante y el techo está cubierto de manera discordante erosiva por la Formación Pircala.

Ambiente de formación

El ambiente de formación es marino y está asociado a la máxima transgresión del océano Atlántico. Según Legarreta *et al.* (1993) y Parras *et al.* (1998) corresponde a un ambiente marino de plataforma con influencia de mareas desarrollado en un ambiente intermareal a submareal.

Edad

Según el contenido paleontológico de invertebrados marinos, Parras *et al.* (1998) le asignaron una edad maastrichtiana a maastrichtiana superior.

FORMACIÓN PIRCALA (25)

Areniscas y pelitas

Antecedentes

Nullo *et al.* (2005), en la Hoja Malargüe a escala 250.000, realizaron el mapeo en conjunto de las formaciones Pircala y Coihueco y describieron un perfil en el sector de Lomas de Coihueco, 60 km al norte de la localidad de Malargüe, donde la Formación Pircala es cubierta por la Formación Coihueco.

Distribución areal

Esta unidad aflora en el núcleo del sinclinal de Malargüe, desde el río homónimo hacia el norte. Otros afloramientos aislados se ubican en el limbo este del sinclinal Agua Escondida y en su cierre hacia el norte. Por último, un afloramiento menor fue reconocido al sur del río Malargüe conformando el cuerpo del cerro de Agua.

Litología

Constituye un depósito bien estratificado de color castaño verdoso y rojizo, compuesto por la alternancia de bancos de limolitas y areniscas.

Al sur del arroyo Ventana en las cercanías del puesto La Bebida, se ubica el afloramiento descrito en el perfil de la figura 33. Comienza con 10 m de pelitas de color castaño verdoso en las que alternan bancos tabulares de areniscas finas calcáreas y lajosas. Continúan 20 m de limolitas y arcillitas de color castaño verdoso, que alternan con bancos de areniscas de grano medio, tobáceas, de color gris. Hacia arriba se encuentra un conjunto de 2 m de espesor compuesto por delgados bancos tabulares de areniscas de grano fino con ondulitas que alternan con otros de pelitas de color castaño rojizo (Figura 33c). Continúan 3 m de areniscas gruesas fluviales con estratificación interna, en bancos lenticulares (Figura 33d). Los términos cuspidales están representados por un paquete compuesto por limolitas y arcillitas castaño rojizas que alternan con areniscas finas (Figura 33e).

Al sur del arroyo Las Batritas en el limbo oeste del sinclinal Malargüe afloran las formaciones que integran el Grupo Malargüe (Figura 34) e inclinan hacia el este. La Formación Pircala conforma el núcleo del sinclinal.

El material paleontológico está representado según Parras *et al.* (1998) por moluscos de agua dulce asignados a *Hydrobia* sp. y *Potamides* sp., placas de tortugas de la familia *Chelidae* y vértebras de cocodrilos de *Eusuchia*.

Relaciones estratigráficas

La base de esta secuencia es erosiva en relación a la subyacente Formación Roca. El techo está cubierto de manera discordante por los Conglomerados Pedemontanos Antiguos.

Ambiente de formación

Los sedimentos de la Formación Pircala se depositaron inicialmente en un ambiente lacustre somero, sujeto a desecaciones periódicas, con algunos episodios fluviales esporádicos que pasa a un ambiente fluvial con facies de canal, barras y planicie aluvial (Parras *et al.* 1998).

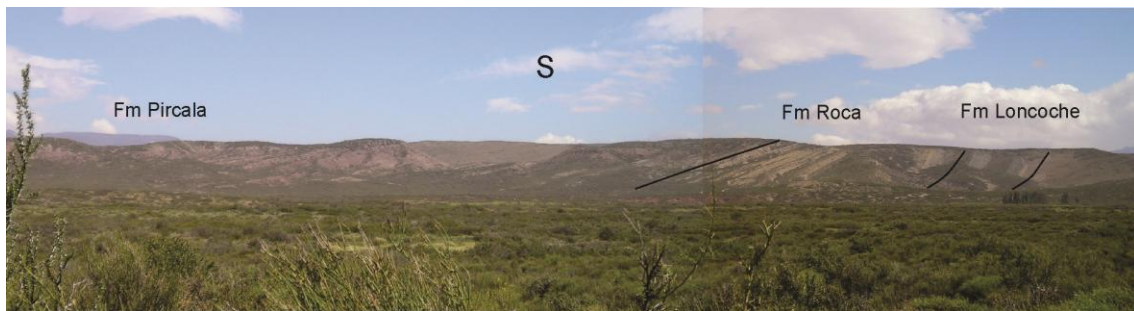


Figura 34. Grupo Malargüe en el limbo oeste del sinclinal Malargüe inclinando hacia el este, vista hacia el sur.

Edad

Edades obtenidas por Parras *et al.* (1998) mediante el método K^{40}/Ar^{40} en roca total, sobre tobas y tufitas ubicadas en la Formación Pircala arrojaron valores que varían entre 63.5 ± 3.2 a 58.4 ± 2.9 Ma y corresponden al Daniano – Selandiano (Paleoceno).

2. 3. 2. NEÓGENO

2. 3. 2. 1. MIOCENO

Los depósitos sedimentarios cenozoicos en el ámbito del sector cordillerano del sur de Mendoza son la respuesta a la evolución estructural de la cuenca de antepaís y a la actividad magmática total o parcialmente coetánea a esta. Es así, como los espacios generados fueron rellenos por potentes secuencias sinorogénicas volcánicas, volcanoclásticas, piroclásticas y sedimentarias, que alcanzan sus máximos espesores al pie del frente montañoso. Según los estudios realizados por Arcila Gallego (2010) en el área de la Hoja se reconocen las cuencas sinorogénicas: Pincheira, Ventana y Horqueta, con un desarrollo independiente a través de diferentes etapas desde el Mioceno inferior hasta la actualidad. Estos depocentros con acumulaciones de 150 a 1.500 m de espesor,

se relacionan con varios pulsos de generación de depósitos sinorogénicos de naturaleza volcánica, volcanoclástica, epiclástica y fluvial con distintas facies asociadas.

El volcanismo neógeno fue inicialmente estudiado por Gerth (1931) y Groeber (1946, 1947, 1951). El esquema estratigráfico para el volcanismo terciario definido por Groeber (1946) de los andes de Neuquén y Mendoza fue utilizado por mucho tiempo para la región estudiada. Trabajos posteriores (Ramos y Nullo 1993; Kozlowski *et al.* 1987; Sruoga *et al.* 2008; Silvestro *et al.* 2005; Silvestro y Kraemer 2005; Combina y Nullo 2011) se enfocaron en la distribución temporal y espacial de los depósitos volcánicos y volcanoclásticos modificando la antigua nomenclatura.

La actividad volcánica inicial del Neógeno en el sur de Mendoza fue agrupada por Nullo *et al.* (2002), quienes utilizaron el término Ciclo Eruptivo Molle e interpretaron que las secuencias volcánicas fueron resultado de un volcanismo de retroarco durante las etapas extensivas de relajamiento del frente plegado y corrido. El volcanismo que se instaló con posterioridad al Ciclo Eruptivo Molle fue denominado por Nullo *et al.* (2002) Ciclo Volcánico Huincán y fue caracterizado por rocas de composición principalmente andesítica, originadas en un arco volcánico al oeste del retroarco, asociado al Ciclo Volcánico Molle.

FORMACIÓN MOLLE (26)

Andesitas, andesitas basálticas y tobas

Antecedentes

Groeber (1946, 1947) utilizó el término *Mollelitense* para agrupar a los aglomerados, brechas volcánicas y mantos de andesita hornblendífera, atravesados por diques y pequeños núcleos intrusivos, que afloran en el Cajón del Molle y la sierra de Palauco, vinculándolos a la actividad magmática del Paleógeno. Valencio *et al.* (1969) dataron por el método $^{40}\text{K}/^{39}\text{Ar}$ a las basandesitas de los cerros Huemul y Agua Botada resultando edades de $17,3 \pm 0,8$ Ma y $14,4 \pm 0,7$ Ma, adjudicándolas al Mioceno.

Yrigoyen (1972) denominó a la unidad Formación Molle en el cajón del Molle y agrupó a las andesitas hornblendíferas, aglomerados andesíticos y basaltos, incluyendo sus productos intrusivos como los que afloran en los cerros Puchenque y Serrucho, entre otros.

Dessanti (1973) utilizó la denominación Formación Molle, del *Mollelitense* de Groeber (1946, 1947) para los aglomerados y brechas andesíticas, mantos de andesitas hornblendíferas y subordinadas lavas básicas que se apoyan en discordancia sobre la Formación Pircala y yacen de igual manera a la Formación Butaló.

Silvestro *et al.* (2005) realizaron dataciones radimétricas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en mantos de basaltos aflorantes al norte y al sur del río Malargüe, en la zona de los Castillos de Pincheira. Los resultados arrojaron edades de $15,18 \pm 0,25$ Ma, $14,38 \pm 0,10$ Ma, por lo que los correlacionaron al *Mollelitense* de Groeber (1947) y a la Formación Molle de Kozlowski *et al.* (1987). Establecieron además dos secuencias tectosedimentarias al oeste de Malargüe, S1 y S2, donde la base de la secuencia S1 corresponde a la Formación Molle.

En este trabajo, se siguió el criterio de Arcila Gallego (2010), quien denominó Formación Molle a las rocas correspondientes a un rango de edad entre 18 y 14 Ma, de composición calcoalcalina a alcalina, asociadas a ambiente de retroarco y a los estadios iniciales del arco volcánico a estas latitudes. Estas rocas se componen de coladas volcánicas, brechas volcánicas, depósitos de bloque y ceniza, aglomerados volcánicos, depósitos de colapso basal y de flujos piroclásticos de origen hidromagmático

vinculados a centros eruptivos en posición proximal a media, ubicados al sureste y sur de la zona de estudio. La mencionada autora propuso y describió en la sección inferior de la unidad, el Miembro Butamallín, aflorante en el cerro homónimo, que asignó al Mioceno medio y lo vinculó a una estructura del tipo estratovolcán.

Distribución areal

La Formación Molle se extiende de norte a sur en una franja irregular que cruza por el centro a la Hoja. En el norte forma parte de los limbos del sinclinal El Chacay, con mayor desarrollo en el limbo oeste. En el centro aflora al oeste del retrocorrimiento La Brea - Doña Juana y continúa hacia el sur extendiéndose fuera de los límites de la Hoja.

Litología

En el área de estudio está representada por capas gruesas de brechas líticas monomíticas a polimíticas, andesíticas a andesíticas basálticas con intercalaciones de tobas líticas a lapillíticas masivas andesíticas.

En las márgenes del río Malargüe, entre los Castillos de Pincheira y el arroyo de las Minas, la formación está compuesta por aglomerados volcánicos y brechas andesíticas que apoyan sobre mantos de basaltos. Hacia el sur, en el arroyo Butamallín afloran brechas y coladas andesíticas (Figura 35).

Perfiles de detalle de esta unidad fueron relevados por Arcila Gallego (2010) para las cuencas Pincheira y Horqueta. En el sector sur de la cuenca Pincheira, describió una sucesión de 450 m compuesta por capas de entre 3 a 10 m de brechas líticas monomíticas basálticas, de color castaño oscuro a rojizo que intercalan con bancos de 2 a 4 m de brechas basálticas a andesíticas y bloques de rocas volcánicas de hasta 0,60 m, niveles de 0,5 a 12 m de tobas lapillíticas a líticas andesíticas de color gris claro que fueron utilizados como nivel guía y bancos de hasta 10 m de brechas líticas con gradación inversa de colores gris claro a verdes. Hacia el techo de la secuencia se encuentra un sistema de diques de dimensiones mínimas de 10 cm a megadiques de 15 m de naturaleza basáltica a andesítica. Hacia el norte de la cuenca, el espesor es de 200 m y la secuencia está constituida por brechas líticas, tobas líticas y lapillíticas que intercalan con bancos gruesos de conglomerados y areniscas conglomerádicas.

En la cuenca Horqueta los depósitos alcanzan los 100 m de espesor. Están caracterizados por bancos muy gruesos, de hasta 8 m, de brechas líticas monomíticas basálticas y brechas matriz sostén de color castaño oscuro a rojizo entre las que intercalan bancos de tobas lapillíticas con estratificación de bajo ángulo, tobas líticas masivas, conglomerados y areniscas conglomerádicas masivas de color castaño claro y mantos de andesitas castaño rojizas.

Al sur del arroyo del Rezago los afloramientos están compuestos por un conjunto estratificado de rocas volcánicas de color castaño oscuro y composición basáltica a andesítica, atravesada por diques andesíticos.

Relaciones estratigráficas

La Formación Molle se apoya en discordancia angular sobre las secuencias mesozoicas. Hacia el techo es cubierta de manera discordante por las unidades sinorogénicas de las formaciones Pincheira, Butaló, Bramón, Chapúa y las ignimbritas de la Formación Loma Seca.



Figura 35. Intersección de los arroyos Butamallín y del Rezago. Afloramiento de brechas y coladas andesíticas de la Formación Molle cubriendo a las sedimentitas marinas del Cretácico, hacia el este en contacto por falla con la Formación Bramón. Vista al norte.

Ambiente de formación

Según los estudios de detalle realizados por Arcila Gallego (2010), la Formación Molle tiene asociaciones de litofacies de coladas volcánicas, brechas volcánicas, depósitos de bloque y ceniza, aglomerados volcánicos y depósitos de flujos piroclásticos densos y diluidos vinculados probablemente a centros eruptivos en una posición proximal a media. El sector norte de la cuenca Pincheira y la cuenca Horqueta, tiene además la presencia de asociaciones de litofacies de depósitos de abanico aluvial dominado por flujos gravitacionales intercalados dentro de los depósitos volcanoclásticos. Para el sector sur de la cuenca Pincheira, la sección inferior de la unidad, fué interpretada como un depósito originado de un estratovolcán de naturaleza básica a andesítica con afinidad tholeítica generado en un ambiente de retroarco con una ligera participación de material en subducción.

Coetáneamente, hacia el noroeste, se encontraba el arco volcánico vinculado a las rocas volcanitas del cordón del Burrero (Sruoga *et al.* 2008).

Edad y correlación

Una colada andesítica de la sección inferior de la Formación Molle fue datada por Arcila Gallego (2010) al sur del arroyo del Rezago según $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ obteniendo una edad de $16,7 \pm 1,7$ Ma. Considerando las edades radiométricas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ publicadas por Silvestro *et al.* (2005) en mantos de basaltos de la loma la Brea, al norte del río Malargüe: $15,18 \pm 0,25$ Ma, $14,38 \pm 0,10$ Ma, $14,78 \pm 0,24$ Ma y $14,84 \pm 0,3$ Ma se asigna a la Formación Molle al lapso comprendido entre el Mioceno inferior a medio. Según Criado Roque (1950) lateralmente la unidad está relacionada a las secuencias fluviales y epiclásticas de la Formación Agua de la Piedra.

FORMACIÓN AGUA DE LA PIEDRA (27)

Conglomerados, areniscas y tobas

Antecedentes

El primero en mencionar los espesos paquetes conglomerádicos en la zona de la sierra de la Ventana fue Groeber (1947), quien los denominó “Colloncurenses”. Más tarde, Criado Roque (1950) definió a esta unidad como “Estratos de Agua de la Piedra” en la ladera este de la sierra mencionada y bajo el nombre “rodados lustrosos” a la parte basal de la unidad ubicada por encima de los “Estratos de Pircala” y compuesta por

rocas porfíricas facetadas cubiertas con barniz del desierto. Dessanti (1973) amplió la descripción de Criado Roque (1950) y mencionó la presencia de varios centenares de metros de conglomerados, areniscas y tobas en el arroyo Agua de la Piedra, en las cabeceras del arroyo Loncoche.

Su posición estratigráfica ha sido discutida por distintos autores. Volkheimer (1978) la incluyó con dudas al Oligoceno y correlacionó la sección superior con la Andesita Molle, la cual asumió como oligocena superior. Gorroño *et al.* (1979) estudiaron los afloramientos en la región de la sierra Pintada al suroeste del área de trabajo y basados en estudios paleontológicos asignaron edad oligocena a un complejo volcano-sedimentario correlacionable con la Formación Agua de la Piedra. Combina *et al.* (1997) realizaron estudios en el área del río Diamante y posicionaron los procesos sedimentarios generadores de los conglomerados de la base de la Formación Agua de la Piedra, conocidos como “Rodados Lustrosos”, entre los 22 - 20 Ma, ubicándolos en el Mioceno inferior, definiendo su relación sintectónica con los depósitos de la Fase Pehuenche. Los afloramientos del norte fueron asignados por Combina *et al.* (1997) y Nullo *et al.* (2005) al Mioceno tardío, según dataciones radimétricas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre anfíboles de clastos andesíticos de la sección inferior en la Cuchilla de la Tristeza, que arrojaron edades entre $12,4 \pm 1,2$ y $8,8 \pm 0,4$ Ma. Combina y Nullo (2008, 2011), plantearon la disparidad de 10 Ma entre los afloramientos del sur y el norte y postularon que las cuencas intermontanas estaban limitadas en su base por la Fase Pehuenche y que la sedimentación comenzó en las cuencas intermontanas del sur.

Hacia el sur, Silvestro y Atencio (2009) describieron la presencia de la Formación Agua de la Piedra en el arroyo Molina, sobre las brechas basálticas de la Formación Molle con 300 m de conglomerados con matriz tobácea y la relacionaron como equivalente a la serie “Estratos de Molina” (Groeber 1947) o Formación Letelier (Dessanti 1973) compuesta por 700 m de sedimentitas rojas con intercalaciones de niveles delgados de yeso y calizas oscuras en la base.

Arcila Gallego (2010) realizó perfiles de detalle en los limbos de la sierra de la Ventana, 1,3 km al sur del límite sur de la Hoja, en el arroyo Agua Blanca y 3,4 km al sur de dicho límite, en el arroyo Rincón de la Sombra.

Distribución areal

La Formación Agua de la Piedra aflora al sur de la junta del arroyo Butamallín con el río Malargüe y al oeste del arroyo Loncoche. Sus exposiciones conforman pequeñas y aisladas lomadas.

Litología

Se caracteriza por ser un depósito clástico y volcánico-clástico con arreglo granocreciente. En la base se destaca el aporte de las sedimentitas del Grupo Neuquén, mientras que hacia el techo aumenta la participación de clastos de origen volcánico.

Al oeste del cerro del Agua aflora con rumbo N 5°E e inclinación 18°O, un banco de color castaño rojizo compuesto por un paquete conglomerádico de 3 m de espesor, cubierto por la ignimbrita de la Formación Loma Seca (Figura 36a). Está integrado por bancos lenticulares amalgamados de hasta 0,2 m de areniscas gruesas a conglomerádicas, disectados por canales conglomerádicos con clastos angulosos tamaño guija de composición mayoritariamente volcánica y subordinados clastos subredondeados de areniscas, calizas y limolitas. Las paleocorrientes de los canales erosivos poseen rumbo S45°E. Hacia el techo se observaron estructuras sedimentarias de alto régimen (Figura 36b). En el límite sur de la Hoja afloran espesores cercanos a

los 200 m de bancos de areniscas, conglomerados con clastos de andesitas, granitos y rocas sedimentarias del Grupo Malargüe y bancos de tobas lapillíticas y líticas.

Relaciones estratigráficas

Es cubierta mediante contacto discordante por las formaciones Pincheira y Loma Fiera, mientras que el contacto inferior con la Formación Palaoco no aflora en la zona de la Hoja pero hacia el sur fue señalado por Arcila Gallego (2010) como discordante.



Figura 36. a) Formación Agua de la Piedra al oeste del cerro del Agua b) Detalle de estructura sedimentaria de alto régimen: antidunas.

Ambiente de formación

La Formación Agua de la Piedra está constituida por sedimentos depositados en cuencas intermontanas. Los conglomerados y areniscas conglomerádicas fueron interpretados por Arcila Gallego (2010) como depósitos aluviales dominados por flujos gravitacionales, con intercalaciones de pulsos volcanoclásticos proximales a distales y depósitos fluviales entrelazados con un lecho arenoso gravoso con constantes intercalaciones de flujos de detritos y formación de canales efímeros.

Edad

Localmente Silvestro *et al.* (2005) posicionaron a la unidad coetánea con la Formación Molle dentro de la secuencia tectonosedimentaria S1, donde la Formación Molle representa facies volcánicas proximales y la Formación Agua de la Piedra corresponde a facies clásticas distales relacionada a la presencia del retrocorrimiento La Brea. Este retrocorrimiento habría formado dos niveles de base diferentes en sentido oeste-este, generando dos cuencas denominadas por los autores como cuenca Pincheira-Ventana sector oeste y cuenca Pincheira-Ventana sector este. Nullo *et al.* (1997) dataron los conglomerados de andesitas basales (“Rodados Lustrosos”) y establecieron que se depositaron posteriormente al lapso comprendido entre 14,2 y 12,2 Ma, en el Mioceno medio.

FORMACIÓN HUINCÁN (28; 28a y 28b)

Granodioritas, granitos, tonalitas – dioritas y pórfidos andesíticos y riolíticos (28a). Lavas andesíticas y dacíticas (28b)

Antecedentes

En la zona de estudio Dessanti (1973, 1978) denominó Plutonitas Andinas a los cuerpos intrusivos alojados en las rocas mesozoicas asignándolas a las facies plutónicas de la Formación Molle, “Mollelitense” de Groeber (1946, 1947), de edad oligocena - miocena. Haller *et al.* (1985) describieron a las rocas aflorantes en el vértice sudoeste de la zona de estudio entre los arroyos Colorado y del Rezago, e indicaron la presencia de productos efusivos e intrusivos de composición basáltica, basandesítica y dacítica del “Mollelitense” que afectaban a las sedimentitas rojas de la Formación Diamante.

Ostera (1997) realizó una síntesis del magmatismo terciario en el área del arroyo Serrucho donde distinguió tres unidades principales con edades comprendidas entre 10 y 5 Ma: el *Stock* del arroyo Serrucho, los cuerpos hipabisales y las volcánicas relacionadas. Propuso además la reasignación del conjunto en la Formación Huincán. Ostera *et al.* (2000) estudiaron los diques que intruyen a las formaciones mesozoicas en el arroyo Calle del Yeso e incluyeron a estos como Miembro de El Cinturón Intrusivo Paramillos Altos de la Serie Intrusiva Huincán. Nullo *et al.* (2005), en la descripción de la Hoja Geológica Malargüe a escala 1: 250.000, consideraron a los cuerpos ígneos aflorantes en los cerros de las Minas, Serrucho, Puchenque, Cabeceras del Colorado y Mesón pertenecientes al Ciclo Eruptivo Huincán, referido al *Huncanlitense* de Groeber (1946), en el que distinguieron facies lávicas y cuerpos subvolcánicos de composición andesítica, basáltica y dacítica. Pons *et al.* (2007) caracterizaron a los plutones del cerro de las Minas desde el punto de vista petrográfico y geoquímico. Arcila Gallego (2010) relacionó a las coladas y diques que afloran al sur del arroyo del Rezago con las aflorantes en la loma Cortaderal asignándolas al Pleistoceno superior considerando la

posición de estas rocas eruptivas sobre los depósitos piroclásticos de la Formación Loma Seca.

Combina y Nullo (2011) consideraron que la actividad del arco volcánico andesítico denominado por Nullo *et al.* (2002) Ciclo Eruptivo Huincán y localizado al oeste del retroarco del Ciclo Eruptivo Molle, se inició hace aproximadamente 20 Ma con la intrusión de diques. Tuvo dos períodos de mayor actividad ocurridos a los 12,5 y 5,9 Ma, siendo el evento más antiguo el magmatismo que dio origen al Complejo Intrusivo Puchenque-Atravesada, con un rango que varía entre 20 y $12,5 \pm 1$ Ma determinado por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en roca total.

En este trabajo se considerarán a los cuerpos intrusivos e hipabisales y a la facies lávica como parte de la Formación Huincán.

Distribución areal

Los afloramientos de la Formación Huincán se ubican en el sector oeste de la zona de trabajo, a lo largo del meridiano de 70°. Los cuerpos intrusivos afloran en el sector noroeste de la Hoja, en el cordón montañoso compuesto de norte a sur por los cerros de las Minas, Serrucho y Puchenque. Los cuerpos hipabisales presentan una distribución dispersa, en el segmento norte del cordón están asociados espacialmente a los plutones y continúan hacia el sur del río Malargüe. Las facies lávicas se ubican en el vértice suroeste de la Hoja.

Litología

Los cuerpos intrusivos (28a) están compuestos por los plutones del arroyo de las Minas, el *stock* arroyo Serrucho, el Complejo Puchenque - Atravesadas y la facies hipabisal. Los plutones del arroyo de las Minas, se ubican entre el arroyo homónimo y el arroyo Vegas Peladas y poseen en total una superficie de 18 kilómetros. Se trata de tres cuerpos epizonales descritos por Pons *et al.* (2007). El plutón de composición diorítica - tonalítica, es de color gris oscuro y grano fino a porfiroide hacia los bordes y la facies predominante es la diorítica. El plutón granodiorítico, es de color gris claro e intruye al primero mediante contacto neto, posee textura granosa a porfiroide y xenolitos de las facies dioríticas. El plutón granítico es elongado en sentido noroeste sureste, aflora en las márgenes del arroyo Vegas Peladas e intruye a los otros dos plutones. Posee xenolitos de hasta 10 m de la roca de caja sedimentaria. De su cuerpo emanan diques y filones riolíticos. Tanto los plutones, como sus apófisis intruyen a las formaciones sedimentarias jurásicas formando una aureola metamórfica con desarrollo de *hornfels*, calizas recristalizadas y *skarn* bandeados.

El *stock* arroyo Serrucho, ubicado en el arroyo que le da nombre, es epizonal, compuesto y zonado. Está integrado por cinco facies descritas por Ostera (1997) de composición monzodiorítica y granodiorítica. Abarca una superficie cercana a los 10 km y ha desarrollado metamorfismo de contacto en la roca encajante, la Formación Puesto Araya de edad jurásica. Su borde occidental está en contacto tectónico con el yeso de la Formación Auquilco. Hacia el sur se encuentra el Complejo Puchenque - Atravesadas que constituye parte del cerro Puchenque. Está compuesto por varios *stocks* y diques de composición monzodiorítica a granodiorítica según Ostera *et al.* (2000). Las monzodioritas son de grano medio a fino de color verde oscuro a gris oscuro. Las granodioritas poseen grano medio, color gris a castaño rosado e intruyen a las monzodioritas, se presentan también como diques.

Los cuerpos hipabisales (28a) están compuestos por filones capa y diques de

composición andesítica y riolítica. Entre ellos se encuentra el Complejo Diques Calle del Yeso aflorantes entre el río Malargüe y el arroyo La Calle, al norte del sinclinal de La Valenciana. Los diques y filones intruyen a una secuencia homoclinal compuesta por las formaciones Auquilco, Tordillo y Vaca Muerta. Poseen composición andesítica, son de color castaño oscuro a gris oscuro y presentan espesores de hasta 3 metros. En muestra de mano se observa textura porfírica donde se distinguen fenocristales de plagioclasa y de hornblenda de hasta 4 mm de largo de color negro, en una matriz afanítica. Los diques presentan rumbo N40°O. Estos diques son los alimentadores de los filones que intruyen a las formaciones Tordillo y Vaca Muerta (Figura 37). Otros cuerpos similares se encuentran en el cierre sur del anticlinal La Valenciana, intruyendo a las formaciones Tordillo y Vaca Muerta. Entre los arroyos de las Minas y Serrucho afloran rocas de composición riolítica emplazadas como lacolitos, diques y filones en la Formación Tres Esquinas (Figura 38).



Figura 37. Vista hacia el sur del Complejo Diques Calle del Yeso. En segundo plano la Formación Auquilco en el sinclinal La Valenciana.

Entre los arroyos Blanco y del Rezago, aflora un pórfido dacítico de color castaño grisáceo de 40 m de espesor. Su base intruye de manera concordante a la Formación Vaca Muerta, mientras que hacia el techo el cuerpo posee forma abultada, confiriéndole una geometría de domo (Figura 39a). La observación del corte delgado determinó que posee textura porfírica compuesta por fenocristales (40%) de feldespato potásico, cuarzo, plagioclasa, hornblenda y subordinados minerales opacos. La pasta (60%) es felsítica y está compuesta por feldespato potásico, cuarzo y plagioclasa, como minerales accesorios se observaron titanita y apatito. Presenta alteración potásica, exsoluciones de feldespato y cuarzo tanto en la pasta como en los fenocristales y zeolitas de hábito acicular. Contiene xenolitos de color gris oscuro, con formas elipsoidales y bordes netos (Figura 39b).

En la ladera sudeste del cerro Las hormigas aflora un enjambre de diques (Figura 40) intruyendo a las sedimentitas del Grupo Neuquén y asociados espacialmente a las facies lávicas (28b) de composición andesítica descrita por Haller *et al.* (1985) en el cerro Cabeceras del Colorado (Figura 41). Estos diques tienen composición andesítica y textura porfírica. Al microscopio muestran textura pilotáxica con fuerte alteración.

Otros afloramientos de las facies lávicas, de composición dacítica y andesítica, se encuentran en el cerro Serrucho a partir de la cota 3.300 m sobre el nivel del mar.



Figura 38. Arroyo de las Minas. Cuerpos hipabisales riolíticos intruyendo a las sedimentitas marinas de la Formación Tres Esquinas. Vista al este.

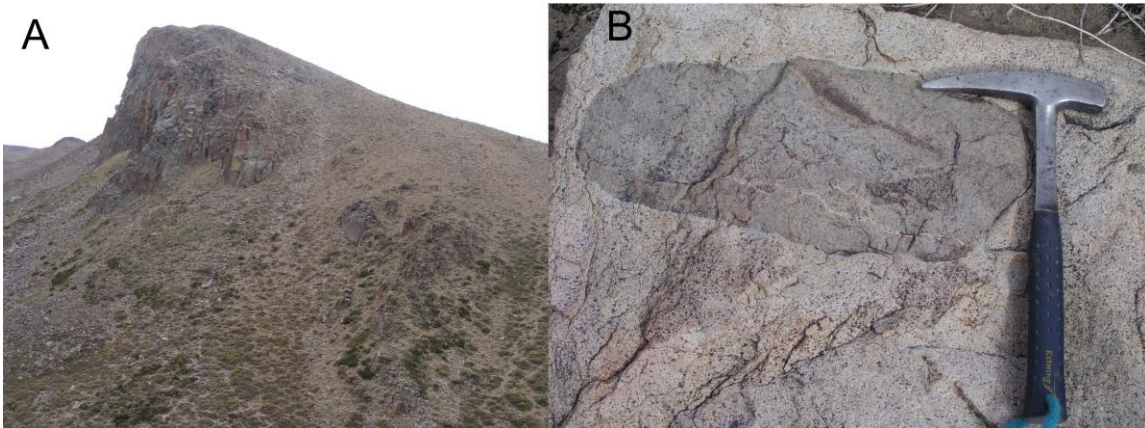


Figura 39. Arroyo del Rezago, Formación Huincán. A) Pórfido dacítico que intruye a la Formación Vaca Muerta. B) Xenolito en el pórfido.

Ambiente tectónico

Las rocas descriptas de la Formación Huincán son producto de magmas emplazados en ambiente de arco volcánico de margen continental. Los plutones del cerro de las Minas y el *stock* arroyo Serrucho fueron adjudicados al campo calcoalcalino, de alto potasio y alto bario y estroncio, subalcalino y metaaluminoso por Pons *et al.* (2007) y Ostersa (1997). Los cuerpos hipabisales riolíticos y las lavas

andesíticas y dacíticas fueron asignados por el último autor al campo calcoalcalino.

Relaciones estratigráficas

Los plutones, *stocks* y los cuerpos hipabisales exhiben contactos intrusivos con los grupos Cuyo, Mendoza y Neuquén, mientras que las facies lávicas se apoyan en discordancia sobre los intrusivos o sobre el Grupo Neuquén.



Figura 40. Nacientes del río Malargüe. Complejo de diques andesíticos intruyendo al Grupo Neuquén.

Edad y correlación

Los diques andesíticos de la Calle del Yeso fueron datados por Zanella *et al.* (2015), quienes obtuvieron una edad $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de 9,9 a 14,6 Ma, mientras que los dacíticos dieron como resultado 9,4 a 9,9 Ma, representando así el primer episodio de magmatismo del Terciario superior de esta área. Otras edades obtenidas por Osters (1997) fueron: $12,5 \pm 1$ Ma para el Complejo Puchenque - Atravesadas; 10 ± 1 y $9,5 \pm 0,5$ Ma para la edad de enfriamiento de el *stock* arroyo Serrucho; $7,5 \pm 0,5$ Ma para los cuerpos hipabisales riolíticos y $4,8 \pm 0,2$ Ma para las volcánicas dacíticas y andesíticas que constituyen el episodio póstumo de este magmatismo.

La actividad magmática más antigua del Ciclo Eruptivo Huincán está registrada en el Complejo Puchenque - Atravesadas con un rango de edad que varía entre 20 y $12,5 \pm 1$ Ma (Combina y Nullo 2011). Pons *et al.* (2007), basados en estudios geoquímicos, correlacionaron a los plutones del cerro de las Minas con otros cuerpos de rocas ígneas del arco volcánico neógeno (Andesita Huincán), vinculadas a otros *skarn* de Fe del sudoeste de Mendoza (Hierro Indio y El Kaiser).

A partir de los valores de edades publicadas se considera para la Formación Huincán una edad miocena inferior a superior.



Figura 41. Vista hacia el sur desde la intersección del arroyo La Calle y arroyo Torrecillas. En segundo plano los cerros de las Hormigas y Desagüe compuestos por las volcanitas de la Formación Huincán.

FORMACIÓN BUTALÓ (29)

Areniscas y pelitas

Antecedentes

Criado Roque (1950) denominó “Estratos de Butaló” a un conjunto de más de 100 m de espesor, compuesto por areniscas y conglomerados, arcillitas, areniscas tobáceas, tobas blancas y aglomerados basálticos, que afloran en el cerro Butaló.

Polanski (1957) describió un espesor de 240 m de la unidad e identificó restos fósiles de bivalvos y gasterópodos de agua dulce. Yrigoyen (1993) identificó la unidad como areniscas arcillosas grises y verdosas, bancos delgados de calizas grises oscuras, tobas y tufitas conglomerádicas con restos de gasterópodos y troncos fósiles. Le asignó una edad miocena superior, de acuerdo a su posición estratigráfica sobre la Formación Agua de la Piedra. Giambiagi (1999) la describió en la zona del río Palomares, en el alto Tunuyán, donde alcanza más de 300 m de espesor y le asignó una edad miocena superior alta.

Silvestro *et al.* (2005) definieron la cuenca Pincheira - Ventana sector oeste, compuesta por tres secuencias sinorogénicas, integrando a la Formación Butaló a la secuencia S2 que cubre mediante discordancia angular a la secuencia S1. Describieron en el cerro Butaló fuera del área de estudio, 60 m de pelitas rojas con abundantes restos de vegetales, bivalvos y gasterópodos, asignándole así una edad miocena media por su relación estratigráfica con la Formación Agua de la Piedra.

Distribución areal

En la zona de estudio los afloramientos de la Formación Butaló son reducidos y están ubicados al oeste del retrocorrimiento La Brea - Doña Juana. En la margen norte del río Malargüe frente a los Castillos de Pincheira y al oeste de los mismos, los espesores observados son delgados y llegan a los 10 metros. Hacia el sur, al este del arroyo Butamallín, se encuentra un afloramiento de 60 m de espesor, cubierto por la Formación Loma Fiera.

Litología

En en la zona de los Castillos de Pincheira está compuesta por bancos lenticulares de areniscas conglomerádicas de color ocre, con clastos subangulares de composición andesítica a basáltica y matriz de arena fina. Hacia arriba se encuentran bancos delgados de areniscas finas con niveles de paleosuelos y restos de plantas mal conservados.

En la zona del arroyo Butamallín está representada por una sucesión de color castaño verdoso, en la que intercalan bancos delgados de pelitas masivas y laminadas con otros de color castaño oscuro con restos carbonosos y, esporádicamente, bancos finos de areniscas conglomerádicas.

Relaciones estratigráficas

En el área de Castillos de Pincheira se apoya en discordancia angular sobre los depósitos la Formación Molle y es cubierta de igual manera por la Formación Pincheira.

Ambiente de formación

Estos depósitos fueron considerados por Silvestro *et al.* (2005) como originados a partir del proceso de decantación en ambientes lacustres con episodios de descarga de sedimentos y sugieren que la depositación se produjo en un período de baja actividad tectónica y volcánica.

Edad

Esta unidad se apoya sobre la Formación Molle de edad miocena inferior a media y yace bajo la Formación Pincheira de $14,4 \pm 1,0$ Ma, por lo que se le asigna una edad miocena media-inferior.

FORMACIÓN LOMA FIERA (30)

Conglomerados, areniscas y tobas

Antecedentes

Dessanti (1959) definió a la unidad como Grupo Loma Fiera en el cerro Alquitrán y la localidad tipo fue establecida en la cuchilla de la Tristeza, 60 km al norte de la zona de estudio. Volkheimer (1978) utilizó el término Formación Loma Fiera e indicó la presencia de la unidad en diferentes localidades en la Hoja Cerro Sosneado y describió en la loma de la mina Bardita Blanca sobre la Formación Agua de la Piedra,

en discordancia angular, alrededor de 20 m de una toba lapillítica blanquecina sobre la cual se apoya un conglomerado con clastos de basaltos y andesitas. Yrigoyen (1993) denominó Formación Loma Fiera a las sedimentitas compuestas por conglomerados, aglomerados, brechas, areniscas tobáceas, tobas y tufitas que se apoyan discordantemente sobre la Formación Agua de la Piedra y sus equivalentes que afloran en la región de la cuchilla de la Tristeza, cerro Alquitrán y cerro Palaoco. Combina y Nullo (2000) interpretaron a la Formación Loma Fiera como un conjunto de oleadas piroclásticas y *lahares* que intercalan con depósitos de sistemas fluviales. Giambiagi *et al.* (2008) la describieron en las inmediaciones del arroyo La Manga, al norte de la zona de estudio, donde obtuvieron edades de $9,96 \pm 0,44$ Ma y $9,66 \pm 1,84$ Ma en rocas andesíticas. Silvestro y Atencio (2009) identificaron la formación en el cerro Butaló y el cajón Letelier donde describieron 250 m de brechas andesíticas que arrojaron edades de $10,59 \pm 0,29$ Ma y $10,83 \pm 0,09$ Ma que se apoyan en concordancia sobre las pelitas de la Formación Butaló o sobre los basaltos de la Formación Palaoco. Combina y Nullo (2011) la incluyeron dentro del Tercer Ciclo Tectovolcano-Sedimentario (CT3) y la asignaron al Mioceno superior.

Distribución areal

En el área de estudio los afloramientos de esta unidad están restringidos a la ladera norte de la sierra de la Ventana, hacia el sur se extiende fuera del ámbito de la Hoja en los limbos este y oeste de la estructura sinclinal de la sierra.

Litología

Está caracterizada por la presencia de bancos de conglomerados con clastos de naturaleza volcánica, areniscas conglomerádicas con alta participación de clastos sedimentarios y tobas masivas de color gris claro que abundan hacia el techo.

El cerro Chimango, ubicado en el sur de la Hoja, está conformado por los depósitos de la Formación Loma Fiera. Son conglomerados mal seleccionados, masivos, con clastos tamaño guijarro a bloque, de hasta 0,4 m de composición volcánica y del Grupo Mendoza, dispuestos en bancos gruesos de 1,3 m de espesor, con arreglo interno granodecreciente. Hacia el techo intercalan bancos de conglomerados con clastos de tamaño guijarro subredondeados, bancos de tobas y areniscas tobáceas de grano grueso y niveles de areniscas medias de color castaño rosado (Figura 42). Se estima que el paquete posee un espesor de 140 metros. El rumbo de los afloramientos es norte - sur e inclinan 20° al oeste.

Relaciones estratigráficas

Se apoya de manera discordante sobre las formaciones Agua de la Piedra y Butaló y es cubierta de igual forma por la Formación Coyocho en la sierra de La Ventana.

Ambiente de formación

Según Arcila Gallego (2010) en la región de estudio el ambiente de depositación corresponde a abanicos aluviales con flujos gravitacionales y sistemas fluviales entrelazados de lecho gravoso arenoso, con abundante aporte de material volcánico asociado a la intensificación de la actividad volcánica en la zona.

Edad y correlación

La unidad se relaciona lateralmente con la Formación Pincheira de edad comprendida en el lapso de $14,4 \pm 1,0$ Ma y $11,5 \pm 0,9$ Ma asignándola de esta manera al Mioceno medio (Arcila Gallego 2010).



Figura 42. Cerro Chimango. Aspecto del techo de la Formación Loma Fiera, con intercalaciones de depósitos de flujos piroclásticos y conglomerados.

FORMACIÓN PINCHEIRA (31)

Conglomerados, tobas y areniscas

Antecedentes

Esta unidad fue descrita por primera vez por Criado Roque (1950) para caracterizar al conjunto volcánico sedimentario de más de 300 m de espesor que aflora en la localidad de los Castillos de Pincheira, en el cerro Algodón y sobre la margen sur del río Malargüe, que descansan sobre mantos basálticos del Palaocolitense y según Dessanti (1978) se asientan en discordancia angular sobre las “Plutonitas Andinas” que correlacionó con la Formación Molle.

Silvestro *et al.* (2005) ampliaron la descripción de la Formación Pincheira ubicando la unidad dentro de la tectonosecuencia S2. En la zona de los Castillos de Pincheira la describieron como una sucesión de paraconglomerados con clastos de origen volcánico dominantes en la parte inferior y origen volcánico y sedimentario hacia el techo.

Arcila Gallego (2010) reconoció en los Castillos de Pincheira un espesor de 600 metros en los que levantó numerosos perfiles estratigráficos en el sector norte de la cuenca Pincheira, y basándose en niveles guía de tobas distinguió para la Formación Pincheira tres secciones. Efectuó dataciones radimétricas por el método $^{40}\text{K}/^{39}\text{Ar}$ para una toba de la sección inferior del perfil de los Castillos de Pincheira que arrojó una

edad de 14.40 ± 1 Ma y otra datación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en un nivel de tobas de la sección superior obteniendo una edad plateau de 11.5 ± 0.9 millones de años.

Combina y Nullo (2011) asignaron a la formación una edad de $10,8 \pm 0,8$ Ma según una datación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ sobre roca total y correlacionaron temporalmente a los depósitos piroclásticos de las formaciones Pincheira, Loma Fiera y Butaló con los episodios iniciales de la Andesita La Brea. Destacaron además la presencia de carbonatos sinsedimentarios de origen hidrotermal.

Distribución areal

Se encuentra ampliamente distribuida a través de una faja longitudinal en dirección norte-sur, desde la cuenca Horqueta, loma de Brea y hacia el sur, ya en la cuenca Pincheira constituyendo los afloramientos de los Castillos de Pincheira, el cuerpo del cerro Algodón y el núcleo del sinclinal Butamallín.

Litología

En los Castillos de Pincheira los afloramientos son de color castaño claro y tienen 40 m de espesor (Figura 43). La erosión diferencial dio lugar a formas que asemejan castillos y dan nombre al paraje. Allí la unidad está integrada por un depósito estratificado (Figura 44), donde intercalan bancos tabulares de conglomerados polimícticos clasto y matriz sostén, masivos o gradados, areniscas conglomerádicas castaño verdosas a ocre, masivas, dispuestas en bancos delgados y subordinados con estratificación horizontal, bancos lenticulares de canales conglomerádicos internamente granodecrecientes, brechas matriz sostén de color castaño oscuro, y bancos de hasta 4 m de espesor de tobas lapillíticas y tobas líticas masivas con gradación inversa (Figura 45).



Figura 43. Castillos de Pincheira. Vista panorámica de la Formación Pincheira compuesta por depósitos fluviales con intercalaciones de depósitos de flujos piroclásticos y *lahares*.

En la zona de estudio Arcila Gallego (2010) ha realizado perfiles estratigráficos y estudio de litofacies en las cuencas Pincheira y Horqueta que le han permitido diferenciar la unidad en tres secciones. La sección inferior posee 200 m de espesor y está constituida por litofacies sedimentarias con una importante participación de litofacies volcánicas. Se compone principalmente de conglomerados, areniscas conglomerádicas y bancos de tobas. La sección media tiene un espesor de 100 a 150 m,

se compone de litofacies sedimentarias epiclásticas y se caracteriza por la presencia de bancos gruesos internamente estratificados de areniscas conglomerádicas y conglomerados arenosos. La sección superior, de hasta 250 m de espesor, está conformada por litofacies sedimentarias y volcánicas con presencia de bancos de paraconglomerados, areniscas estratificadas, conglomerados y tobas líticas andesíticas.



Figura 44. Secuencias fluviales coronadas por un depósito de *lahar*.

Ambiente de formación

Estos depósitos se acumularon en ambientes dominados por sistemas fluviales entrelazados de lecho gravoso a arenoso y ambientes de abanicos aluviales dominados por flujos gravitacionales, con un permanente aporte de material volcánico interpretado a partir de la presencia de depósitos de *lahar*, bloques y cenizas y flujos piroclásticos densos. Las direcciones de paleocorrientes indican la posición de un área de aporte del suroeste vinculado, según Arcila Gallego (2010), al cerro Butamallín y otro en el noreste asociado al levantamiento del retrocorrimiento La Brea.

Edad

El contacto inferior con las formaciones Molle y Butaló es discordante. Según las edades radiométricas $^{40}\text{K}/^{39}\text{Ar}$ y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de $14,4 \pm 1,0$ Ma y $11,5 \pm 0,9$ Ma obtenidas por Arcila Gallego (2010) se le asigna una edad miocena media y se la relaciona lateralmente con la Formación Loma Fiera..



Figura 45. Tobs lapilíticas masivas con gradación inversa. Depósito de flujo piroclástico

FORMACIÓN BRAMÓN (32)

Brechas y aglomerados volcánicos, diques andesíticos y basálticos

Antecedentes

Arcila Gallego (2010) propuso esta denominación para las rocas que afloran en las cabeceras del cerro Bramón, en la margen norte del arroyo Butamallín en la zona central de la cuenca Pincheira. Describió un conjunto de rocas volcánicas de hasta 230 m de espesor, de color castaño a gris oscuro, al cual denominó Formación Bramón.

Distribución areal

Los afloramientos de esta unidad se restringen al área comprendida entre los arroyos Butamallín y Agua de los Chacayes.

Litología

Está compuesta por un conjunto de rocas volcánicas de composición andesítica y basáltica, estratificadas, de color castaño rojizo a gris oscuro intruidas por un enjambre de diques de orientación N10°E (Figura 46).

La secuencia volcánica está compuesta en su base por bancos gruesos de brechas líticas de color castaño rojizo a gris oscuro. Sobre éstas se apoyan aglomerados volcánicos formados por escoria y bloques de basaltos y bancos gruesos de color gris oscuro y rojizo de tobas lapillíticas y tobas líticas con grandes bloques de basaltos y andesitas, brechas líticas y coladas de lavas. Los juegos de diques que atraviesan la secuencia tienen composición andesítica a basáltica.



Figura 46. Arroyo Butamallín. Aspecto del cerro Bramón donde se aprecia la secuencia volcánica estratificada de la formación homónima, vista al norte.

Relaciones estratigráficas

Se apoya de manera discordante sobre las formaciones Molle y Pincheira y es cubierta de igual modo por la Formación Loma Seca.

Edad

Según la datación realizada por Arcila Gallego (2010) mediante el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en un dique de composición andesítica, la Formación Bramón posee una edad de cristalización de $9,8 \pm 1,0$ Ma permitiendo asignarle una edad máxima miocena superior.

Ambiente de formación

Son depósitos generados en aparatos volcánicos y en sus proximidades, en los que intervinieron varios eventos de flujos piroclásticos y avalanchas volcánicas calientes.

FORMACIÓN COYOCHO (33)

Basaltos y brechas

Antecedentes

Groeber (1946) utilizó el nombre Coyocholitense para renombrar al Basalto II y mencionó la presencia de mantos de estos basaltos al norte del río Grande, en los cerros Bayo y Nuevo. Dessanti (1973, 1978) describió a las lavas basálticas que se encuentran en la sierra de la Ventana y diferentes zonas elevadas bajo el nombre de Formación Palaoco. Nullo *et al.* (2005) dividieron al “Coyocholitense” de Groeber (1946) en Formación Coyocho inferior, para describir a los basaltos olivínicos de la sierra de la Ventana de edad miocena superior, y Formación Coyocho superior de edad pliocena superior a pleistocena inferior conformada por basaltos olivínicos que se encuentran cubriendo a los depósitos del primer nivel de agradación en los cerros Morados, Agua Escondida y Horqueta. Silvestro *et al.* (2005) determinaron a la Formación Coyocho como la tectonosecuencia S3, correspondientes a mantos basálticos y basaltos presentes en la sierra de la Ventana.

Distribución areal

Dentro del área de estudio, existe un único afloramiento en el límite sur de la Hoja en el área del cerro El Gorro. Hacia el sur, fuera de los límites de la Hoja, se extiende en los limbos del sinclinal de La Ventana hasta los 35° 45' de latitud sur aproximadamente.

Litología

Está compuesta por paquetes de coladas basálticas de color negro y textura afanítica, brechas basálticas y tobas líticas y andesíticas de color gris. Según Arcila Gallego (2010) hacia el techo se encuentra una capa muy gruesa de 20 m lenticular de brecha lítica monomítica con gradación inversa y bloques sobredimensionados de basaltos y fragmentos líticos subangulares, en una matriz de granulometría gruesa de fragmentos líticos con cristales de biotita y óxidos de hierro. Se calcula para esta formación un espesor de hasta 70 metros.

Relaciones estratigráficas

Se apoya sobre las brechas volcánicas de la Formación Loma Fiera mediante contacto discordante.

Ambiente de formación

Los depósitos de bloque y ceniza, flujos piroclásticos densos y coladas de lava, están asociados a un ambiente próximo a aparatos volcánicos.

Edad

Según una datación radimétrica publicada por Linares (2001) los basaltos de la Formación Coyocho presentan una edad de $6,7 \pm 0.5$ millones de años. Silvestro y Atencio (2009) dataron por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ una colada basáltica de la Formación Palaoco,

equivalente a la Formación Coyocho, en el cajón de los Caballos, obteniendo una edad de $8,14 \pm 0,06$ millones de años.

La datación Ar/Ar sobre anfíbol realizada por Arcila Gallego (2010) arrojó una edad de cristalización de $6,5 \pm 0,4$ Ma para una colada de andesita porfírica. Se asigna a esta formación una edad miocena superior.

2.3.2.2. PLIOCENO

CONGLOMERADOS PEDEMONTANOS ANTIGUOS (34)

Conglomerados y areniscas

Antecedentes

Dessanti (1978) consideró como “Material de derrumbes y escombros” a los depósitos producto de la remoción en masa, junto a otros depósitos poco consolidados. Nullo *et al.* (2005) se refirió a ellos como “Depósitos del Segundo Nivel de Agradación” asignándoles origen fluvial y edad pleistocena inferior basada en relaciones estratigráficas. Arcila Gallego (2010) los denominó Depósitos pedemontanos pliocenos.

Distribución areal

Los más extensos afloramientos de esta unidad se encuentran desde el Campo de La Mala Dormida hacia el sur, hasta la loma de La Brea. Los potentes depósitos constituyen el paisaje serrano desarrollado entre el sinclinal de Malargüe y el arroyo de las Minas, y conforman el cuerpo de los cerros Morro, Alto y parte del cerro Horqueta donde fueron afectados por el emplazamiento de los conos volcánicos de la Formación Chapúa.

Litología y relaciones estratigráficas

Los afloramientos sobre el margen izquierdo del arroyo de las Minas exponen una sucesión de más de 100 m de conglomerados grano decrecientes, clasto sostén y poco consolidados. Presentan clastos subredondeados de andesitas y basaltos y, en menor proporción, de calizas en una matriz de areniscas de grano medio a grueso y cemento calcáreo. Los depósitos presentan color castaño claro a gris y poseen inclinaciones leves, de 5° a 7° hacia el este.

Unos 2 km al sudoeste del puesto La Bebida, se describió el perfil ilustrado en la figura 47. Estos depósitos se apoyan sobre las sedimentitas de los grupos Neuquén y Malargüe a través de un visible contacto erosivo. Constituyen un depósito de algo menos que 20 m de espesor, cuyo techo conserva la morfología primaria de superficie de agradación. Está compuesto por conglomerados clasto sostén, con clastos de volcanitas subangulosos y mal seleccionados, dispuestos en bancos de entre 50 cm a 1 m, con arreglo granodecreciente y grosera imbricación. El tamaño de los clastos alcanza hasta 30 centímetros. Hacia arriba presenta una alternancia de bancos lenticulares de areniscas y areniscas conglomerádicas que se disponen en bancos amalgamados de conglomerados y areniscas. Algunos bancos tienen bloques de más de 1 m de las areniscas infrayacentes. Todos los bancos son granodecrecientes, muchos de los cuales terminan en facies arenosas con estratificación entrecruzada. Algunos bancos no presentan ningún tipo de estructura interna, son fanglomerados en los que los clastos se

encuentran flotando en una matriz arenosa. En general, el color de los afloramientos es rojo claro, por el material incorporado de la unidad infrayacente, el Grupo Neuquén.



Figura 47. Perfil estratigráfico de los Conglomerados pedemontanos antiguos. a) Aspecto de los depósitos cubriendo mediante discordancia erosiva a las sedimentitas del Grupo Neuquén. b) Bloques de gran tamaño del Grupo Neuquén dentro de los bancos conglomerádicos. c) Banco de conglomerado clasto sostenido y granodecreciente. d) Alternancia de bancos de areniscas y conglomerados del tope de la unidad.

Ambiente de formación

Las facies descritas indican que han sido depositadas mediante una corriente tractiva de alto régimen, multiepisódica, donde la escasa selección que presentan sus clastos indicaría muy poco transporte. Los bancos conglomerádicos granodecrecientes, imbricados, con grosera estructuras de corriente, indican canales de alto régimen de flujo. Las facies arenosas representarían una acumulación fluvial y los fanglomerados la presencia de flujos densos.

Edad

Nulló *et al.* (2005) afirmaron que estos depósitos se encuentran cubriendo volcanitas que asignaron a la Formación Chapúa, de edad pleistocena inferior, considerándolos ligeramente más jóvenes que estas por estar cubriéndolas. Sin embargo, en el cerro Morro, estos depósitos conforman la roca de caja donde se emplazaron los conos y productos volcánicos de la Formación Chapúa, por lo que se considera que su edad corresponde a los términos más bajos del Plioceno inferior.

2. 3. 3. CUATERNARIO

2.3.3.1. PLEISTOCENO

FORMACIÓN CHAPÚA (35)

Basaltos, aglomerados, tobas

Antecedentes

Las rocas de esta formación fueron denominadas por Groeber (1947) como “Basalto III y IV”, y asignadas al Chapualitense inferior y superior, respectivamente. González Díaz (1972) formalizó su denominación como Formación Morado Alto, extendiéndola desde la región de Payenia hasta el oeste del cerro Morado Alto. Dessanti (1973) denominó y describió a los diferentes basaltos del Pleistoceno como Basaltos del Chapúa inferior y del Chapúa superior, separados por los Depósitos del Segundo Nivel Pedemontano. Bermúdez *et al.* (1993) denominó “periodo eruptivo andino-cuyano” al lapso que abarca desde el Plioceno hasta el Holoceno que incluye a los grupos Chapúa, Puente y Tromen, definidos por diferentes autores en distintas áreas. Nullo *et al.* (2005) utilizaron el término Formación Chapúa para describir a las rocas que constituyen una serie de conos volcánicos y coladas basálticas presentes en la laguna Llancanello y Payenia.

Distribución areal

La unidad aflora en la zona norte formando los conos volcánicos de los cerros Alto, Morro, Agua Escondida y Mesa, y en el campo de La Mala Dormida. En el vértice sudeste del presente trabajo constituye las coladas basálticas de la región de Payenia.

Litología

Los cuerpos de los cerros Alto y Morro están constituidos por los Conglomerados pedemontanos antiguos. En ellos se emplazaron los conductos que formaron los aparatos volcánicos y sus productos compuestos por tobas litoclásticas de color castaño claro, coladas basálticas negras, conos de escoria, lavas cordadas y aglomerados basálticos de la Formación Chapúa (Figura 48).

En el cerro Alto, resaltan, en base a textura y morfología, capas gruesas de depósitos de bloque y ceniza de color gris claro sobre las que se apoyan tres coladas basálticas. La primera colada conforma una planicie basáltica. La segunda colada presenta mayor extensión, tiene estructuras de flujo radial cuyo centro es un cono que constituye el punto más elevado del cerro Alto (2.777 m s. n. m.). Los basaltos de esta unidad se derramaron formando un manto que se encuentra cubriendo la unidad basáltica anterior y rellenando depresiones alrededor de los relictos mesetiformes. Estas relaciones evidencian un intenso proceso erosivo que afectó a la primera colada y que tuvo lugar antes del derrame de la segunda. Finalmente, la tercera colada fue originada en el mismo cono que la segunda y se encauzó en una depresión de orientación nortesur (Figura 48a).

El cerro Morro (Figuras 48b, c y d) está constituido por un aparato volcánico que constituye el punto más alto del cerro (2597 m s. n. m.). En su faldeo norte se distinguieron dos coladas basálticas con dirección de flujo hacia el valle del arroyo Morro. La primera de mayor extensión areal, presenta textura masiva y forma lobular.

La segunda tiene morfología elongada y cubre el fondo del valle del arroyo mencionado. Esta colada conserva crestas de presión transversales a la dirección del flujo, presenta aspecto escoriáceo y estructuras vesiculares. Los basaltos de estos cerros poseen características texturales y composicionales similares, con textura porfírica con pasta intergranular. Los fenocristales de plagioclasa (labradorita), olivina, clinopiroxenos y óxidos conforman el 40% de la muestra. La pasta está conformada por microlitos de plagioclasa y en los intersticios se presentan pequeños cristales de piroxeno (augita) y abundantes minerales opacos

Relaciones estratigráficas

En los cerros Morro y Alto, los conos volcánicos y sus productos se emplazaron en los Conglomerados pedemontanos antiguos. Los campos de lava del norte se apoyan en discordancia sobre las secuencias cretácicas y neógenas. Están cubiertos por los basaltos de la Formación El Puente y depósitos holocenos.

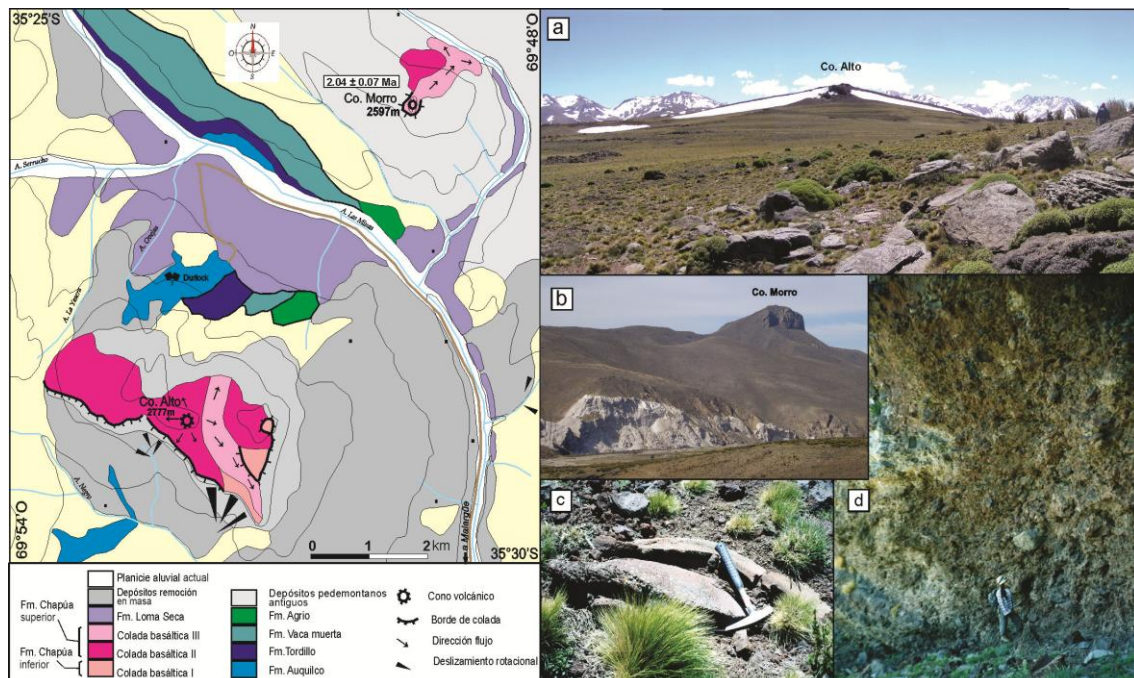


Figura 48. Mapa geológico de la zona de los cerros Morro y Alto. a) Vista al norte del cerro Alto donde se destaca la planicie y el cono basáltico; en primer plano lavas con estructura lajosa. b) Morfología del cerro Morro constituido por los productos volcánicos de la Formación Chapúa, vista hacia el sudeste. c) Lava cordada del cerro Morro d) Aglomerado volcánico de la base de la primera colada Modificado de Negro *et al.* 2008).

Ambiente de formación

Los productos basálticos de la Formación Chapúa podrían estar asociados a la actividad volcánica en un ambiente de retroarco, donde se habrían generado conos monogenéticos asociados a fallas (Kay *et al.* 2006).

Edad

Una datación radimétrica realizada mediante método $^{39}\text{Ar}/^{40}\text{Ar}$ en una muestra de basalto extraída de la colada 3 del cerro Morro arrojó una edad de 2.04 ± 0.07 Ma- (véase cuadro 2). Por lo cual se asigna a esta unidad una edad pleistocena inferior

equivalente a la época eruptiva Chapualitense superior de Bermúdez *et al.* (1993).

Muestra	Localidad	Coordenadas	Roca	Método	Edad plateau	MSWD Plateau	MSWD Isócrona
M-16	Co. Morro	S 35°25'30" O 69°49'45"	Basalto	Ar/Ar Roca total	2.04±0.07 Ma	0.71	0.76

Cuadro 2. Edad obtenida para el basalto de cerro Morro (Negro *etal.* 2008)

FORMACIÓN EL PUENTE (36)

Basaltos

Antecedentes

Groeber (1929, 1946) denominó a estas rocas como “Basalto V” y posteriormente “Puentelitense”. En 1972, González Díaz los distinguió en el área de la Hoja Payún – Matru bajo el nombre Formación El Mollar, luego Dessanti (1973) en la descripción geológica de la Hoja Bardas Blancas retomó la nomenclatura de Groeber, refiriéndose a estos basaltos como “Puentelitense”. Finalmente, González Díaz (1979) empleó la designación Formación El Puente para las coladas basálticas emitidas luego del colapso de la caldera del Payún Matrú.

Distribución areal

Los basaltos afloran en el vértice sureste del área que abarca la Hoja. Se extienden ampliamente fuera del ámbito de trabajo hacia el este y sur conformando el Campo Volcánico Llananelo.

Litología

Conforman conos y coladas basálticas con pliegues transversales a la dirección de flujo. Son basaltos de color gris oscuro a negro y textura afanítica, que según Nullo *et al.* (2005), conforman mantos y coladas estratificadas con intercalaciones de depósitos piroclásticos de 2 a 4 m de potencia, principalmente ignimbríticos. Una roca típica de esta unidad muestra textura porfírica y pasta intergranular integrada por tablillas de plagioclasa, en parte alteradas que predominan sobre los fémcicos, a los que se asocian pequeños fenocristales de clinopiroxeno, olivina y mafitos.

Relaciones estratigráficas

En la región sureste de la zona de estudio se apoya en discordancia sobre el basalto de la Formación Chapúa y es cubierta discordantemente por otras unidades cuaternarias.

Ambiente

Los conos piroclásticos y de escoria serían correlacionables con los volcanes que se encuentran inmediatamente al este en el campo volcánico Llananelo, como el volcán Las Bombas entre otros, estudiados por Risso *et al.* (2010) y Prezzi *et al.* (2013). Estarían asociados a anomalías magnéticas dipolares normales y originados por el ascenso del magma en las depresiones generadas por la fracturación de los flujos de lava más antiguos de la Formación Chapúa.

Edad

En la zona de la estancia Las Chacras, Valencio *et al.* (1969) realizaron una datación radimétrica sobre una colada basáltica que arrojó un valor de $0,5 \pm 0,2$ Ma, asignándole una edad pleistocena superior. Bermúdez *et al.* (1993) ubicaron esta unidad en la época eruptiva “Puentelicense”, correspondiente al Pleistoceno.

FORMACIÓN LOMA SECA (37)

Ignimbritas y tobas

Antecedentes

Estos depósitos piroclásticos fueron denominados “Rocas efusivas cuartarias” por Gerth (1931) en la cuenca del río Grande. Más tarde, Groeber (1946) identificó en la región de la cuenca del río Malargüe y los arroyos Chacay y Durazno la presencia de tobas andesíticas a las que definió como “Matrulicense”, asociando su proveniencia con el centro efusivo del volcán Payún Matrú. Dessanti (1973) denominó “Tobas del Payún Matrú” a los depósitos piroclásticos que cubren los cauces de los ríos Malargüe y Grande mencionando la presencia de textura fluidal y disyunción columnar en la unidad. Hildreth *et al.* (1984) definieron como Formación Loma Seca a los depósitos piroclásticos riódacíticos a dacíticos generados por el colapso de la caldera Calabozo, ubicada en el límite chileno-argentino y dividieron a la secuencia volcánica en las unidades L, V y S. Esta unidad fue estudiada por Nullo *et al.* (1985) en el sector de la Invernada del Viejo y por Guerstein (1989) en el río Malargüe. Bouza (1991) describió la unidad “S” de la Formación Loma Seca en el área del paso El Yeso, al oeste de la zona de estudio, indicando espesores de 100 a 50 m que disminuyen hacia el río Grande con dirección de flujo oeste-este y distinguiendo dentro de la unidad S un miembro inferior con fuerte soldamiento junto a disyunción columnar y un miembro superior con bandeamiento y partición en lajas. Nullo *et al.* (2005) recorrieron los afloramientos de la unidad S desde el cerro Campanario hasta el sur del volcán Peteroa y reconocieron en el paso El Yeso, un miembro inferior al que denominaron “Lavas preunidad S”, constituida por andesitas con fenocristales de plagioclasa.

Distribución areal

Las ignimbritas de la Formación Loma Seca cubren un área de aproximadamente 100 km² dentro de la zona relevada. Ocupan los valles del río Malargüe y de los arroyos afluentes, tales como Pincheira, Torrecillas, de las Minas y Butamallín.

La distribución de la Formación Loma Seca se relaciona con las barreras topográficas que el flujo encontró en su trayectoria. En la zona oeste del área de trabajo, en los cauces del arroyo Torrecillas y la naciente del río Malargüe, la unidad presenta el mayor espesor, cercano a los 20 m, con dirección de flujo hacia el noreste. En el valle del río Malargüe, en la región central de la Hoja, el espesor de la unidad es de 8 metros. También, aflora en el valle de los arroyos de Las Minas y Vegas Peladas. Al sur, otros afloramientos se ubican en el valle del arroyo Butamallín. En el área central de la Hoja, hacia el este del cerro Algodón se extiende formando una extensa planicie hasta el valle del arroyo Loncoche.

Litología

En el área de estudio la Formación Loma Seca está caracterizada por la unidad S propuesta por Hildreth *et al.* (1984), compuesta por sus dos miembros (Figura 49). El miembro inferior ha sido reconocido en el sector oeste, en los cauces de los arroyos Torrecillas y Malargüe (Figura 49a). Está constituido por tobas de color gris oscuro a negro, fuertemente soldadas, con disyunción columnar y estructura fluidal con *fiammes* de hasta 7 centímetros. Los fragmentos líticos de andesitas y pumicitas constituyen el 10 % de la roca.

El miembro superior es de color gris claro y posee moderado soldamiento. Su espesor puede llegar a los 20 m y tiene mayor distribución areal que el miembro inferior. Presenta estratificación dada por la presencia de bandas con textura fluidal y *fiammes* de hasta 4 cm, levemente deformados, y hasta un 10 % de fragmentos líticos menores a 7 mm y otras bandas con textura afanítica, escasos *fiammes* y mayor porcentaje de fragmentos líticos de andesitas y basaltos de hasta 10 centímetros. Hacia el tope de la unidad S se han observado restos de vegetales indeterminados carbonizados de hasta 5 centímetros. Son comunes las estructuras lajosa y ondulosa en el techo, generalmente con longitudes de onda cercanas al metro (Figura 49b).

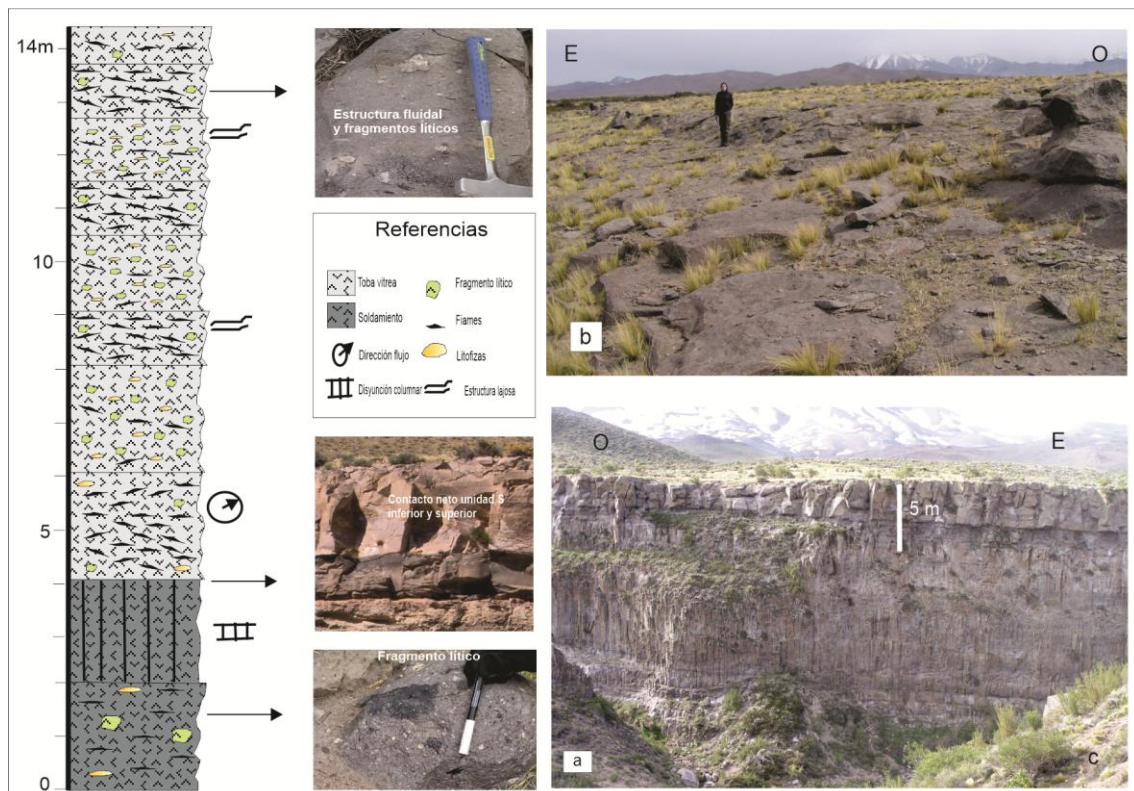


Figura 49. Perfil estratigráfico de la Formación Loma Seca. a) Arroyo Torrecillas, donde se observa el máximo espesor de la unidad. b) Estructura ondulosa del techo del miembro superior de la unidad S.

Es común la presencia de una toba color castaño clara a rosada, compacta, liviana y de poca dureza, que es utilizada por los lugareños para la construcción.

Según el corte delgado de una muestra del miembro superior extraída frente a los Castillos de Pincheira, se trata de una toba lítica, con matriz vítrea soldada. Los componentes vítreos se componen de *fiammes* y fragmentos pumíceos, así como la matriz vítrea presenta incipiente desvitrificación y alteración a esmectita. Los cristaloclastos son de plagioclasa y los líticos volcánicos presentan reborde vítreo.

El contacto entre los dos miembros es transicional, aunque en el arroyo Butamallín el contacto es neto.

Relaciones estratigráficas

La Formación Loma Seca se apoya en discordancia sobre las diferentes unidades mesozoicas y cenozoicas y es cubierta en algunos sectores por los depósitos holocenos.

Ambiente

Según Hildreth *et al.* (1984) constituye depósitos riódacíticos a dacíticos generados a partir del colapso de la caldera Calabozo, ubicada en el límite internacional argentino-chileno. Según Guerstein (1989), la unidad S constituye una unidad de enfriamiento compuesta por varios eventos de flujos superpuestos. Según Arcila Gallego *et al.* (2008), el flujo piroclástico ingresó por el valle del arroyo Torrecillas emplazándose allí el miembro inferior, mientras que el superior habría continuado su recorrido hacia el este. La presencia de restos de vegetales carbonizados en el miembro superior indicaría que la temperatura de su emplazamiento habría sido de entre 300° y 400° centígrados.

Edad

En la caldera Calabozo Hildreth *et al.* (1984) obtuvieron en los depósitos piroclásticos de la unidad S, sobre cristales de plagioclasa y en roca total edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ con valores de $0,16 \pm 0,03$ Ma y $0,14 \pm 0,03$ Ma, asignándole una edad pleistocena media.

2.3.3.2. HOLOCENO

Los depósitos cuaternarios tienen mayor extensión en el sector este de la Hoja. Dessanti (1973, 1978) describió como Depósitos eólicos, aluviales y lacustres y Depósitos aluviales de la planicie pedemontana a los presentes en el sector este de la Hoja. Mientras que a los del sector oeste los denominó Material de derrumbes y escombros. Nullo *et al.* (2005) agruparon a los sedimentos clásticos del este del pie de la sierra bajo el nombre Depósitos de la llanura pedemontana asignándolos al Pleistoceno superior-Holoceno temprano porque podrían correlacionarse con la Formación El Zampal de Polanski (1963).

Depósitos de abanico deltaico (38)

Arenas y gravas

Distribución areal

Estos depósitos se encuentran en un área de unos 60 km² formando un abanico cuyo ápice se encuentra al pie de la faja plegada de Malargüe, donde el curso del río Malargüe invade la llanura. Dicho lóbulo se extiende desde el río Malargüe hacia el norte, hasta las inmediaciones de la localidad homónima. Esta unidad conserva su geoforma primaria por la cual se la reconoce y fue trabajada por la acción del viento y la actividad antrópica.

Litología

No existen cortes que expongan un perfil litológico de la unidad, debido a que no se encuentra erosionada por los actuales cursos fluviales, excepto en su límite sur. En este lugar, el río Malargüe disecta los depósitos que no tienen el grado de consolidación necesario para conservar una escarpa, por lo que solo se puede observar material movilizado y desordenado.

Therburg (2007) describió un relieve casi plano muy pedregoso. Cabe señalar que la naturaleza pedregosa de esta superficie no es primaria, si no que se trata de depósitos residuales, donde la erosión eólica produjo la remoción de la arena y las partículas menores, concentrando la grava que tapiza la superficie. Una serie de pozos efectuados, con profundidades no mayores a 30 cm, permitieron extraer muestras de depósitos fundamentalmente arenosos con niveles “moderados a ligeramente pedregosos”. La mayoría de estos pozos mostraron niveles de caliche muy superficial (20 a 30 cm de profundidad) cuya dureza impidió el paso del barreno. El depósito posee un espesor máximo inferido de aproximadamente 70 m en la región cercana a su ápice, que disminuye hacia los márgenes del abanico, donde posee valores del orden del metro.

Ambiente de formación

La forma característica del depósito y su relación con los depósitos que se extienden inmediatamente al este, sugieren que se trata de un antiguo abanico deltaico o *fan delta*. Este abanico estaría originado por el material transportado por el río Malargüe y depositado en la laguna Llananelo cuya dimensión habría sido mucho más extensa que la actual alcanzando hacia el oeste al frente cordillerano. A diferencia de un abanico aluvial, la forma de acumulación de los sedimentos transportados cambia abruptamente en un abanico deltaico al llegar al nivel del agua, razón por la cual existe un límite externo bien definido. Esta característica también se puede observar al norte de la Hoja, en los abanicos ubicados en las desembocaduras de los ríos Salado y Atuel. El retroceso glaciario ocurrido en el Pleistoceno superior no solo generó abundante material detrítico transportado por las corrientes de agua que alimentaron a los abanicos, sino que proporcionó la ingente cantidad de agua que conformó aquel cuerpo de agua que era la laguna Llananelo a finales del Pleistoceno principios del Holoceno, cuya extensión incluía lo que hoy se conoce como salinas del Diamante y lago Nihuil en el departamento de San Rafael.

La escasa profundidad del cuerpo de agua existente durante la formación del depósito hizo que no exista un importante resalto topográfico, pero sí un brusco cambio en la naturaleza de los sedimentos, que pasó de una litología compuesta fundamentalmente por arenas y gravas subordinadas a arcillas y limos que se encuentran hacia el este.

Edad

En este trabajo se asumió que estos depósitos corresponden a un abanico deltaico, donde los sedimentos tendrían la edad de un cuerpo de agua que se encontraba en la zona pedemontana de Malargüe. Según Groeber (1939) existió “Un gran lago que se extendió desde el pie de la cordillera hasta el ambiente serrano de la sierra Pintada y que hoy día se encuentra reducido a la laguna Llananelo”. Este autor asignó a ese lago a los depósitos aflorantes en la barranca de río Atuel que se componen de arenas volcánicas y

arcillas con contenido de *Littoridina Parchappi*, espículas de esponjas y diatomeas de agua dulce (Nuñez 1976). Groeber (1939) asignó esos sedimentos al Platense, es decir al Holoceno temprano. Por lo tanto, esa sería la edad del lago pedemontano y los depósitos deltaicos

Depósitos pedemontanos (39)

Gravas, arenas y limos

Esta unidad se compone de gravas y, en forma subordinada, arenas y limos acumulados como aluvio en el valle del arroyo Ventana y forma una extensa bajada al pie del frente montañoso que constituye la faja plegada y corrida que se distribuye entre la ciudad de Malargüe y el borde norte de la Hoja. Hacia el este, su límite se hace confuso debido a la actividad antrópica y la poca diferencia de altura con los niveles de agradación. El material fue transportado y depositado por los arroyos Pequenco, Ventana, Las Batritas, Chacay y de Las Yeguas, en forma de conos aluviales que engranan lateralmente entre sí, formando una bajada disectada por los cauces fluviales actuales. Están constituidos mayoritariamente por gravas y, en menor medida, por arenas y limos. Los elementos más gruesos se encuentran al pie de la cordillera, disminuyendo gradualmente su tamaño hacia el este.

Estos depósitos están originados por procesos recientes de cursos de agua aún activos, pero presentan algún grado de disección, razón por la cual se los asigna al Holoceno temprano, coincidiendo con Dessanti (1978).

Depósitos de remoción en masa (40)

Bloques, gravas y arenas

Esta unidad abarca diferentes litologías y granulometrías acumuladas por procesos gravitatorios. En las zonas más altas, en el sector occidental de la Hoja, existen extensas áreas de material producto de la desintegración mecánica de las rocas bajo las condiciones imperantes de clima frío, que es movilizado a través de reptaje. En la parte sur, en el cerro de las Hormigas, las sedimentitas del Grupo Neuquén sufren el mismo proceso y parte de ellas se movilizan en forma encauzada por los valles fluviales. Grandes bloques graníticos se encuentran en el faldeo sur del cerro de las Minas, originados por la acción de descalce del arroyo que produjo deslizamientos en dicho faldeo. Las planicies basálticas del cerro Alto facilitaron la generación de deslizamientos rotacionales compuestos por bloques de sedimentitas cretácicas.

En general, el material originado por procesos de remoción en masa está relacionado a eventos actuales, razón por la cual se les asigna una edad holocena.

Depósitos coluviales (41)

Gravas, arenas, cenizas

Los depósitos coluviales se encuentran acumulados en las laderas de los cerros, sierras y lomadas principales formando conos de talud y carpetas detríticas. Se distribuyen en los faldeos norte del cerro Serrucho, en los faldeos occidental y oriental del cerro Torrecillas, al noroeste del cerro Agua Escondida y al pie del cerro El Gorro, en el límite sur de la Hoja.

Están integrados por clastos subangulares y redondeados de composición andesítica, granítica y basáltica con tamaños de grava a bloque y otra fracción compuesta por tamaño arena con alto porcentaje de ceniza volcánica.

El origen de estas acumulaciones se relaciona a procesos gravitatorios y corrientes acuosas no canalizadas, por lo que han sufrido poco transporte, razón por la cual la composición litológica es la de los afloramientos locales.

Los depósitos están asociados a procesos actuales, por lo que se les asigna una edad holocena.

Arenas aluviales (42)

Arenas, gravas, limo, arcillas y bloques

Estos depósitos se observan desde el piedemonte hacia el este. Presentan continuidad lateral con los limos salinos aluviales, constituyendo con ellos una llanura pedemontana que se extiende fuera del ámbito la Hoja hasta la laguna de Llananelo.

El tamaño arena es la granulometría predominante, aunque también se presentan facies más gruesas. En los depósitos disectados por los cortes de caminos se observaron bancos compuestos por gravas y bloques polimícticos clasto sostén sobre los que se apoyan gravas y bloques matriz sostenidos.

Di Tommaso *et al.* (2017) realizaron el análisis de la fracción arena fina y calcularon el orden de abundancia de los minerales (plagioclasa zonada de 52 a 57 %, líticos pelíticos de 21 a 29 %, trizas vítreas de 7 a 9 %, opacos 5 %, líticos volcánicos 2 %, augita, hornblenda e hipersteno de 4 a 7 % y cuarzo monocristalino 1 %), asignándole procedencia volcánica y destacando, además, la abundancia de yeso en esta granulometría.

Estos depósitos son el producto del material transportado por corrientes de agua no encauzadas, que fluyen pendiente abajo. Los procesos de acumulación que los originaron son actuales, por lo tanto, se asigna a esta unidad una edad holocena.

Limos salinos aluviales 43

Limos, arcillas, arenas y gravas.

Estos depósitos se ubican en la zona oriental de la Hoja. Conforman una extensa planicie salina, continua lateralmente y con suave pendiente general hacia el este.

Están conformados fundamentalmente por arcillas y limos de color castaño rojizo a gris que permiten identificar una incipiente estratificación. Presentan pequeñas oquedades generadas a partir de la disolución de yeso o de material calcáreo proveniente de los afloramientos del occidente.

En el límite este, Di Tommaso *et al.* (2017) han descripto un depósito de arcillas y limos con abundantes rosetas de yeso, cubiertos por fangos y limos grises entre los que intercalan delgados bancos de cenizas volcánicas. Según el análisis de grano suelto determinaron la presencia de yeso como mineral dominante, seguido por plagioclasa zonada, trizas vítreas, líticos pelíticos, minerales opacos y, en menor medida, cuarzo monocristalino, augita e hipersteno.

En esta zona de llanura, prácticamente sin pendiente, las corrientes acuosas de baja energía son producto de esporádicas tormentas torrenciales, no se encauzan, sino que se derraman en manto depositándose así el material fino. Luego, en períodos de sequía se produce la precipitación de sales formando parches de color blanquecino que tapizan el depósito.

Esta unidad está asociada a procesos actualmente activos, por lo cual se le asigna una edad holocena.

Depósitos eólicos 44

Arenas, limos, lapilli y cenizas

Son fundamentalmente arenas finas a muy finas acumuladas en médanos móviles o anclados por la vegetación. Los sedimentos están muy seleccionados, constituidos en gran parte por vidrio volcánico. Según la composición mineralógica de los sedimentos eólicos, Di Tommaso *et. al.* 2017 diferenciaron de acuerdo a sus componentes mayoritarios acumulaciones de arenas de yeso, de arenas pumíceas (lapilli y cenizas) y de arenas mixtas (piroclásticas y epiclásticas). Estos autores reconocieron dos formas principales de acumulaciones eólicas de mediano porte en un área inmediatamente al este de la Hoja: las acumulaciones móviles, entre las cuales se destacan los mantos y parches de arena, y las acumulaciones fijas conocidas como sombras de arena. Las acumulaciones móviles se extienden como mantos y parches de arena sobre los limos salinos pedemontanos al este de la ciudad de Malargüe, atravesando la ruta provincial 188 Según estos autores, estas arenas provienen del retrabajo eólico del material del antiguo abanico del río Malargüe, donde hoy se encuentra asentada la ciudad homónima. Las acumulaciones fijas se relacionan espacialmente a matas de arbustos o a afloramientos rocosos, donde la arena se acumula formando las denominadas “sombras de arena”.

Estos depósitos eólicos son el resultado de procesos activos que interactúan en la actualidad con el sistema fluvial, por lo cual son asignados al Holoceno.

Depósitos fluviales modernos 45

Arenas, gravas, limos y arcillas

El río Malargüe es el curso de mayor importancia y el principal colector de la red de drenaje del área de la Hoja. Recorre, en partes encajado, todo el territorio de oeste a este, atraviesa prácticamente todas las litologías aflorantes en la faja plegada y construye un abanico aluvial al emerger del frente montañoso hacia la llanura. Unos 20 km al este de la Hoja, la laguna Llancañelo constituye el nivel de base de erosión de este río.

Por la topografía que atraviesa, con un fuerte control estructural, presenta variaciones en su hábito y un consecuente cambio energético que se traduce en diferentes depósitos con variada granulometría. En el sector correspondiente a la faja plegada, su composición es fundamentalmente gravosa. Los clastos transportados alcanzan tamaños correspondientes a bloques, algunos del orden del metro. En los sectores donde la faja fluvial se ensancha, las barras gravosas se intercalan con algunas arenosas y a veces se desarrollan pequeñas e intermitentes planicies aluviales, con poca duración, con sedimentos areno limosos. Algunos canales abandonados están rellenos por decantación de depósitos finos. El abanico aluvial que se forma cuando el curso abandona la faja plegada, está formado por gravas redondeadas y arenas. Hacia el este, el río es arenoso, con gravas subordinadas.

Al norte de la estancia Las Chacras, inmediatamente al este de la Hoja, Di Tommaso *et al.* (2017) han realizado estudios granulométricos que evidencian la abundancia de la fracción arena (86-80 %) sobre la fracción pelítica (14-20 %), mientras que los estudios de grano suelto demostraron que el mineral más abundante es la plagioclasa zonada que varía entre 60-50 %, el vidrio varía entre 8-7 %; el yeso entre 7-6 %, los líticos pelíticos entre 25-18 %, los líticos volcánicos 1%, los opacos entre 5-4 % y , finalmente, la suma de augita, hipersteno y hornblenda volcánica varía entre 5-4%. Otros cursos menores, como los arroyos Loncoche y Tronquimalal, generan

importantes depósitos de gravas y arenas en forma de una bajada de abanicos en la zona pedemontana al sur del río Malargüe.

Los depósitos descriptos corresponden a agentes fluviales actualmente activos, por lo que se les asigna a sus depósitos una edad holocena.

3. ESTRUCTURA

La región que abarca la Hoja se encuentra dentro de los Andes Centrales (Gansser 1973 en Ramos 1999), en el segmento de subducción normal, donde actualmente la Placa de Nazca se hunde por debajo del borde occidental de la Placa Sudamericana con un ángulo de 30°. Esta porción de los andes se encuentra dentro de la provincia geológica de Cordillera Principal, caracterizada por la estructuración cenozoica del relleno de las cuencas mesozoicas, de los depósitos sinorogénicos cenozoicos y de las volcanitas del arco asociado, todos ellos instalados sobre un basamento del Paleozoico superior - Triásico formado durante el Ciclo Gondwánico a partir de un régimen distensivo postorogénico.

Dentro de esta porción de la Cordillera Principal, entre los 34° y 36° de latitud sur, se encuentra la faja plegada y corrida Malargüe, interpretada por Kozlowski *et al* (1993) y Manceda y Figueroa (1995) como una faja de piel gruesa, con fallas de basamento relacionadas a la inversión tectónica de fallas normales lítricas del *rift* del Triásico - Jurásico que controlaron la dinámica de los depocentros. El sector sur de la faja plegada y corrida Malargüe se extiende al sur del río Atuel y está caracterizado por la presencia de bloques de basamento que limitan zonas internas con deformación de piel fina. Según Giambiagi *et al.* (2009) está deformada a partir de corrimientos y retrocorrimientos, tanto de piel fina como de piel gruesa, de rumbo N a NNE y fallas inversas de alto ángulo con rumbo NO a NNO (Figura 50).

La geometría de los estratos de crecimiento fue estudiada por Arcila Gallego (2010), quien reconoció inmediatamente al oeste del retrocorrimiento La Brea-Doña Juana, en la cuenca Horqueta, sedimentación sintectónica correspondiente al lapso entre 15 y 11 Ma. Allí, desde la parte media de la Formación Molle y hacia arriba la Formación Pincheira se caracterizan por tener buzamientos decrecientes hacia arriba en una discordancia progresiva.

En la zona relevada se infirieron estructuras extensionales asociadas al desarrollo de las cuencas mesozoicas que generaron los depocentros donde se acumularon los depósitos jurásicos, y estructuras compresivas relacionadas a la compresión andina que tuvo su principal etapa de deformación en el Mioceno.

La sección estructural propuesta en este trabajo sigue a los modelos presentados por otros autores, como Silvestro y Kraemer (2005), Giambiagi *et al.* (2009) y Arcila Gallego (2010), quienes realizaron secciones balanceadas calculando un acortamiento aproximado de 30, 23 y 32 km, respectivamente para estas latitudes.

Estructuras asociadas al sistema compresivo

Los niveles de despegue de las estructuras compresivas en la región son: el nivel de despegue regional, aproximadamente a 12 km de profundidad, desde el que se transfiere la deformación hacia la secuencia sedimentaria, las estructuras extensionales previas del basamento producidas durante el *rift*, y los niveles de yeso de la Formación Auquilco. También, las secuencias pelíticas de la Formación Vaca Muerta y las de comportamiento plástico de la Formación Huitrín.

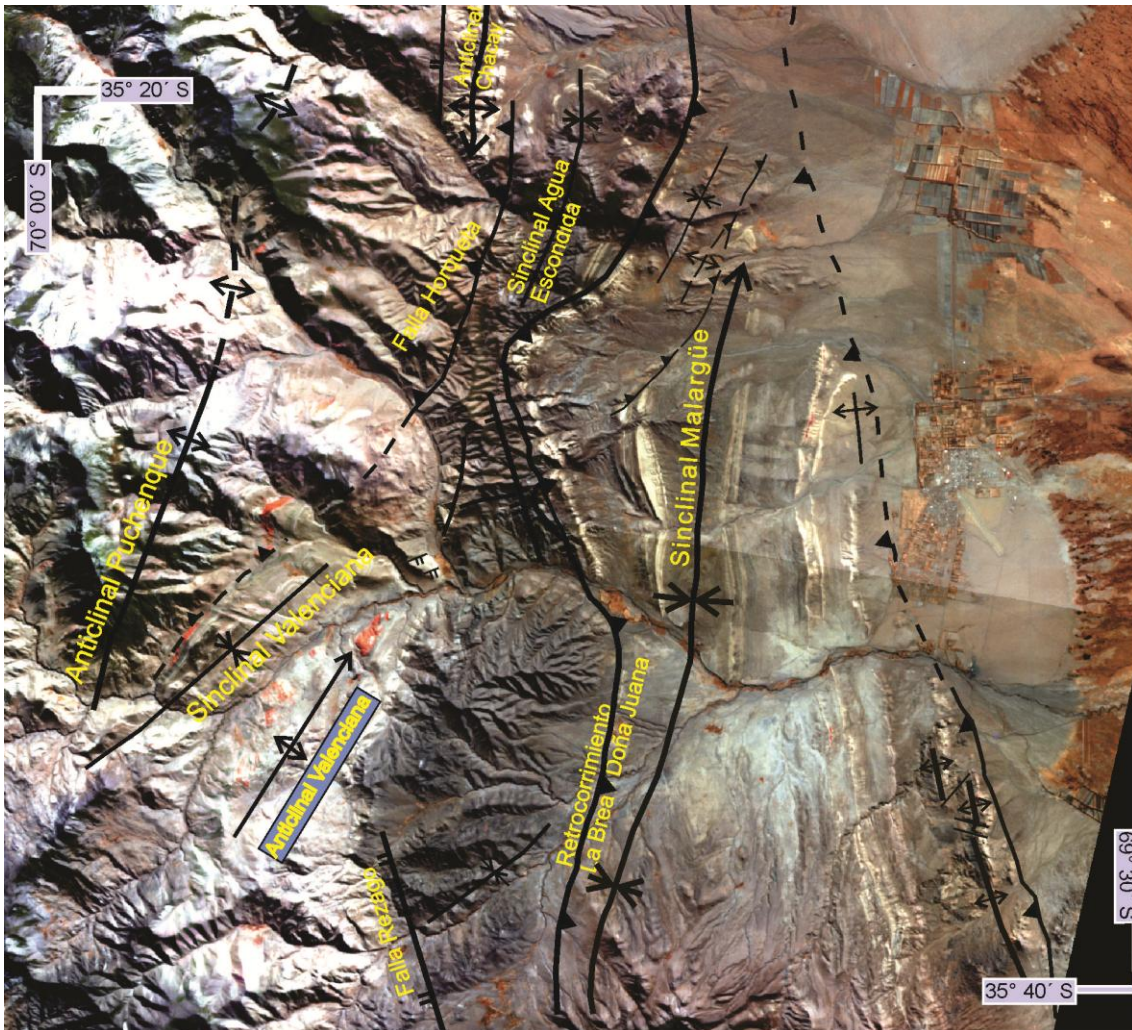


Figura 50. Estructuras reconocidas en la región. Imágen Aster RGB 469.

Considerando las características de las estructuras se reconocieron los sectores occidental y oriental con diferente comportamiento estructural.

Región occidental

Involucra el margen oeste de la Hoja, geográficamente al oeste de los $69^{\circ}48'30''$ de longitud oeste. En este sector afloran los grupos Cuyo y Mendoza y no se han registrado las unidades sinorogénicas neógenas. Las estructuras presentes consisten en pliegues abiertos con anticlinales y sinclinales de rumbo predominante $N40^{\circ}E$ resultados de la inversión tectónica de fallas normales previas que afectaron al basamento pérmico-triásico, que transfirieron el acortamiento a las secuencias mesozoicas.

El anticlinal Puchenque se ubica en la ladera este del cerro homónimo, entre el río Malargüe y el arroyo Serrucho. Es una estructura anticlinal de rumbo $N40^{\circ}E$ y posee una longitud de 10 kilómetros. Su limbo oriental inclina 40° mientras que el occidental 15° . En su núcleo afloran los conglomerados de la Formación El Freno y en los limbos la Formación Puesto Araya. Se asocian pliegues y fallas menores. En la sección

estructural fue interpretado como un pliegue generado por inversión de una falla extensional del basamento que inclina hacia el oeste. El sinclinal La Valenciana se ubica al norte del río Malargüe, frente a la cantera de yeso La Valenciana. Es una estructura asimétrica de 12 km de longitud y línea de charnela con rumbo N45°E. Está conformado en su núcleo y limbo sur por la Formación Vaca Muerta que presenta inclinaciones de 16 a 20° al noroeste. En el limbo norte afloran las formaciones Vaca Muerta, Tordillo y Auquilco con inclinaciones de 30° hacia el sudeste. El anticlinal La Valenciana es una estructura asimétrica, posee rumbo N40°E y presenta cabeceo hacia el NE. Tiene 11 km de longitud y en su núcleo afloran los conglomerados de la Formación Lotena y las brechas calcáreas y calizas de la Formación La Manga. El limbo oriental inclina 30° al sudeste mientras que el limbo occidental inclina 20° al noroeste. Es interpretado como un pliegue generado por inversión de una falla del basamento que inclina hacia el oeste. El anticlinal Chacay posee rumbo N-S a N10°E y presenta cabeceo hacia el sur, es asimétrico con plano axial inclinándose hacia el este. El núcleo está conformado por las sedimentitas de la sección roja de la Formación Tordillo, en ambos limbos afloran las formaciones Vaca Muerta y Agrio. El limbo occidental está limitado por una falla de rumbo norte-sur con bloque hundido oeste.

Las estructuras mencionadas fueron vinculadas regionalmente al Sistema de fallas Bardas Blancas de rumbo norte-sur, que varios autores como Manceda *et al.* (1992), Dimieri (1997), Dicarlo y Cristallini (2007) y Giambiagi *et al.* (2009), entre otros han asociado al corrimiento ciego de Bardas Blancas.

En este sector de la Hoja se encuentra la falla Horqueta, con vergencia hacia el antepaís y rumbo N40°E, que según Arcila Gallego (2010) sería una de las responsables de transmitir la deformación hacia la secuencia sedimentaria.

Región oriental

Se caracteriza por la presencia de pliegues y fallas de azimut N12° a 15°. En este sector afloran rocas mesozoicas de los grupos Mendoza, Neuquén y Malargüe y los depósitos sinorogénicos neógenos, todos ellos plegados y afectados por corrimientos y retrocorrimientos. Se destaca el desarrollo de una zona triangular con despegue en la Formación Huitrín, y hacia el este el anticlinal y corrimiento Malargüe que involucra a la secuencia del Complejo volcánico - sedimentario El Fortín y el Grupo Tronquimalal.

El sinclinal Agua Escondida se ubica en el margen norte de la Hoja, limitado al este por el retrocorrimiento La Brea - Doña Juana. Es un pliegue asimétrico, su eje posee rumbo N10°E y se hunde hacia el sur en la intersección de éste con el retrocorrimiento, allí los limbos oriental y occidental inclinan 35°E y 22°O, respectivamente. El núcleo aflorante está compuesto por la Formación Pincheira y en sus limbos afloran los grupos Rayoso, Neuquén y Malargüe y la Formación Molle, y está cubierto parcialmente por las coladas basálticas de la Formación Chapúa.

El sinclinal Malargüe es una estructura asimétrica de gran longitud que se extiende en el sector oriental de la Hoja, su rumbo es N5-8°E. Los limbos occidental y oriental inclinan 30 a 25° al este y 22 a 25° al oeste, respectivamente. Hacia el norte del río Malargüe, su núcleo aflorante está compuesto por la Formación Pircala y el cierre de la estructura está representado por las formaciones Loncoche y Roca. Los limbos oriental y occidental están compuestos por los grupos Malargüe, Neuquén y Rayoso. En este sector el limbo oeste del sinclinal está deformado presentando un pliegue anticlinal y un sinclinal que afectan al Grupo Neuquén, hacia el este se halla truncado por el corrimiento Chacay de rumbo N10°O que pone en contacto al Grupo Neuquén con la Formación Roca. Hacia el sur la continuidad del sinclinal Malargüe es inferida, ya que

está cubierto por la Formación Loma Seca, volviéndose a manifestar al sur del arroyo Butamallín donde en su núcleo aflora la Formación Loma Fiera.

En la sección estructural se interpretó como un pliegue producido por la inversión de una falla del tipo hemigraben y un corrimiento fuera de secuencia con nivel de despegue en la Formación Huitrín y vergencia hacia el oeste.

El retrocorrimiento La Brea - Doña Juana presenta rumbo norte-sur y vergencia hacia el oeste. Se extiende desde el límite norte de la Hoja, al norte del cerro Agua Escondida, hasta el flanco occidental de la sierra de la Ventana. En el sector norte trunca el limbo oriental del sinclinal Agua Escondida, poniendo en contacto al Grupo Rayoso cuyos estratos inclinan hacia el este con los depósitos del Grupo Neuquén que inclinan hacia el oeste. Entre ese sector y el norte del río Malargüe, el retrocorrimiento pone en contacto al Grupo Rayoso sobre los depósitos sinorogénicos de la Formación Pincheira. Al sur del río Malargüe se manifiesta por la presencia de afloramientos aislados de los grupos Rayoso y Neuquén con alto ángulo de buzamiento, de más de 80° hacia el este. El nivel de despegue de esta falla se encuentra en las evaporitas de la Formación Huitrín, como fue interpretado en la sección estructural.

El anticlinal Malargüe es una estructura de rumbo N-S a N5°O que se extiende desde el sector sudeste de la Hoja hasta el río Malargüe, hacia el norte su continuidad es inferida hasta el arroyo Durazno donde se presentan las formaciones Vaca Muerta y Chachao con inclinaciones de 7° al norte, cerrando la estructura. En el sector sur, el núcleo está compuesto por el complejo volcano - sedimentario El Fortín afectado por fallas de rumbo noreste y noroeste que afectan al eje del pliegue. En el limbo occidental aflora la secuencia de *rift* triásica del Grupo Tronquimalal con inclinaciones de 12 a 20° hacia el oeste. El limbo oriental está limitado por fallas previas del basamento, como proponen Silvestro y Atencio (2009) que marcan el frente de deformación emergente de la faja plegada, continuando hacia el este con la presencia de un sinclinal en subsuelo y un corrimiento ciego.

Estructuras asociadas al sistema extensivo

En el área de trabajo se identificaron estructuras que podrían deberse a un régimen de colapso extensional con volcanismo de retroarco asociado, representado por conos monogenéticos como los cerros Alto y Morro según Negro *et al.* (2008) y Arcila Gallego (2010) alineados según orientación noroeste, campos volcánicos basálticos que están controlados estructuralmente al norte de la zona de estudio y estructuras extensionales posiblemente originadas a partir del colapso extensional de fallas normales previamente invertidas. La falla El Infiernillo, definida por Gerth (1931) a los 34° de latitud sur, se extiende hacia el sur afectando el limbo oeste del anticlinal Chacay. Esta estructura fue considerada por Giampaoli y Dajczgeward (2005) producto del colapso extensional de una falla de hemigraben previamente invertida.

Otra de las fallas extensionales es la denominada por Arcila Gallego (2010) falla Sansón. Este elemento distensivo se encuentra en las inmediaciones de la loma de Brea, su expresión en superficie es inferida por los cambios en la inclinación de bancos de la Formación Pincheira. Tiene un rumbo N10°O, desplazamiento directo e inclinación 40° hacia el oeste y rechazo de 20 metros. Hacia el sur, cerca de la intersección de los arroyos del Rezago y Blanco, se encuentra otro elemento distensivo de rumbo N10°O y bloque hundido oeste que afecta a la Formación Molle, y hacia el sur es cubierta por las ignimbritas de la Formación Loma Seca.

El borde occidental del cerro Puchenque se encuentra limitado por una falla directa de bloque hundido oeste que pone en contacto los sedimentos jurásicos con el

cuerpo intrusivo. Este elemento podría corresponder al proceso de colapso extensional de una falla de hemigráben previamente invertida o podría estar asociada al emplazamiento del intrusivo.

En el centro de la Hoja al sureste del cerro Alto, Arcila Gallego (2010) identificó fallas normales en dominó con rumbo N20°E e inclinación de 32° al este, estas estructuras de menor escala afectan a las areniscas calcáreas de la Formación Agrio, y también a los depósitos pedemontanos de edad pliocena por lo que los consideró como elementos distensivos generados por la actividad neotectónica durante el Cuaternario.

4. GEOMORFOLOGÍA

Se reconocen, en el área que abarca la Hoja, dos sectores con características geomórficas propias: una occidental, desarrollada en el ámbito de la faja plegada y corrida; y una oriental, caracterizada por una gran llanura pedemontana. Las diferentes geoformas identificadas están ilustradas en el mapa de la figura 51. Los procesos formadores de paisaje son tanto endógenos como exógenos. Entre los primeros, la más importante es la tectónica que causó una fuerte estructuración de la zona y en segundo término, el magmatismo. Entre los exógenos, la acción fluvial ejercida por el río Malargüe y sus afluentes, es el principal proceso modificador del relieve.

Esta red de drenaje tiene recorridos largos y adquiere diseños característicos debido al fuerte control estructural que ejercen las fallas y fracturas presentes en las rocas.

Los cordones montañosos de rumbo meridional actúan como barrera natural para la humedad proveniente del Oeste. Los valores registrados de precipitaciones son de 500 a 600 mm/año, se producen principalmente en forma de nieve y se acumulan bajo la forma de glaciares y campos de nieve. De esta forma, durante las estaciones de altas temperaturas los cursos de agua son alimentados por la ablación del hielo glaciar y por el derretimiento de la nieve. Son ríos con régimen de tipo nival, donde los caudales crecientes se dan desde la primavera al verano y decrecen en el invierno. La mayoría de estos ríos son de régimen permanente (Chiodi 2014).

La faja plegada

En esta región existe un fuerte control estructural de las características geomorfológicas. La tectónica compresional andina es la causante de la elevación y de lineamientos estructurales que presentan una dirección predominante norte-sur a noreste-sudoeste, exponiendo rocas de diferente resistencia a la erosión.

En los valles cordilleranos con orientación oeste - este, la asimetría está controlada por el tiempo y grado de exposición a la insolación, y su dinámica por el tipo de proceso que las modelan. El resultado es un paisaje serrano, con valles asimétricos, siendo las laderas orientadas hacia el sur menos pronunciadas que las que se orientan hacia el norte. Los cordones montañosos presentan faldeos orientales más suaves que los occidentales vinculados a la presencia de estructuras anticlinales y sinclinales que afectan a las sedimentitas mesozoicas y algunos remanentes de planicies estructurales y agradacionales. Los bancos de calizas y los muy calcáreos son los que presentan mayor resistencia a la erosión, debido al clima seco, dando forma a crestas bien desarrolladas en el área del anticlinal de Malargüe, entre el río Malargüe y el arroyo El Chacay. Estas crestas están en el ámbito de grandes valles sinclinales que presentan afloramientos rocosos casi continuos de bancos de diferentes durezas. Podemos considerar que el

relieve de estos valles, entre las grandes crestas, está constituido por una serie de cuevas sinclinales donde se alternan los “dorsos de cuesta” controlados por la inclinación del banco y el “talud frontal”, de mayor inclinación.

Otro proceso endógeno que participó en la elaboración de paisaje es el volcanismo basáltico. La de la Mesilla del Algaras (3.000 m) está constituida por una planicie estructural basáltica que está siendo desmembrada por la acción fluvial que descalza su base formada por sedimentitas cretácicas. Una extensión de esta planicie, al sur del arroyo El Chacay, presenta forma elongada hacia el este y sugiere una inversión de relieve controlada por una antigua colada basáltica encauzada en un paleovalle. Una geoforma similar, pero con menor altura, se encuentra en el cerro Agua Escondida, que se prolonga hacia el este y forma del cerro Mesa, invadiendo el área del anticlinal de Malargüe.

Otras geoformas basálticas son los centros efusivos y coladas que aún conservan sus formas originales. En los cerros Morro y Alto, ubicados al este y al sur de la confluencia de los arroyos Pincheira y Serrucho respectivamente, se puede apreciar la presencia de pequeños conos volcánicos casi intactos y coladas cuya superficie conserva texturas asociadas al flujo. El cerro Morro está constituido esencialmente por rocas del Grupo Mendoza, y conglomerados y tobas que son asignados a la Formación Pincheira. Estas unidades conforman la caja, en la cual se emplaza el conducto correspondiente al aparato volcánico que constituye el punto más alto del cerro (2.597 m). En el faldeo norte se distinguieron dos coladas basálticas originadas en este centro efusivo, que presentan dirección de flujo hacia el valle del arroyo del Morro. La más antigua, de mayor extensión areal, presenta una textura masiva y forma lobulada. La colada más moderna tiene una morfología elongada, con un encauzamiento al este de la anterior y un explayamiento en el fondo del valle del arroyo del Morro. Conserva arrugas transversales a la dirección del flujo, aspecto escoriáceo y estructuras vesiculares.

El cerro Alto tiene una morfología mesetiforme, controlada por planicies basálticas. El cuerpo de la meseta está formado, como en el cerro Morro, por rocas del Grupo Mendoza y de la Formación Pincheira. Se diferenciaron, en base a su textura y morfología, tres coladas basálticas. La más antigua se conserva como relicto de una planicie basáltica, conformando pequeñas mesetas con bordes abruptos. La superficie de estos basaltos es plana, uniforme y presenta una coloración gris. La segunda unidad presenta la mayor extensión y controla, en gran parte, el rellano de la meseta. Su superficie presenta estructuras de flujo radial cuyo centro es un cono que constituye el punto más elevado del cerro Alto (2.777 m). Los basaltos de esta unidad se derramaron formando un manto que se encuentra cubriendo la unidad basáltica anterior, y rellenando depresiones alrededor de los relictos mesetiformes. Estas relaciones evidencian un intenso proceso erosivo que afectó a la primera unidad y que tuvo lugar antes del derrame de la segunda. El tercer basalto rellena una depresión de orientación norte-sur. Este flujo fue originado en el mismo cono y se encauzó en la depresión en ambas direcciones.

Hacia el norte, entre los arroyos El Chacay y La Ventana se encuentra una serie de remanentes de un nivel agradacional gravoso. Se trata del producto de la acción de una corriente acuosa actuando sobre las sedimentitas cretácicas. La forma elongada hacia el este podría estar originada por la red de drenaje que la disecta, pero no se descarta la posibilidad de que se trate de una inversión de relieve de canales fluviales gravosos labrados en las sedimentitas cretácicas. Una geoforma similar se extiende por unos 6 km de oeste a este, al sur del arroyo Agua del Choique con una inclinación aproximada de 3° hacia el este.

A lo largo del río Malargüe y sus arroyos afluentes, se encuentra una planicie asociada a una serie de depósitos de flujos piroclásticos de tipo encauzado que cubre el paleorelieve pleistoceno. En el sector oeste las acumulaciones se encuentran confinadas a los cauces del arroyo Torrecillas y la naciente del río Malargüe y dirección de desplazamiento hacia el noreste. Aguas abajo, en el valle del río Malargüe, una parte del flujo se encauza hacia el norte, recorriendo 12 km por el valle del arroyo de las Minas, donde se observa una dirección de flujo hacia el noroeste. Hacia el este, en la cota de 1.800 m s. n. m. donde termina la barrera topográfica, parte del flujo piroclástico se dispersa ocupando el valle del arroyo Butamallín recorriendo cerca de 10 km aguas arriba hasta la cota de 2.200 m. En el límite oriental se presenta una nueva dispersión hacia el sur, donde parte del flujo se confina al arroyo Loncoche. Las planicies producto de este proceso presentan una dureza que controla un relieve muy regular. Las zonas disectadas por la red fluvial, presentan escarpas abruptas en forma de paredones que originaron la denominación “Malargüe”, derivado del mapuche Malal Hue que significa “lugar de corrales naturales”.

Las geoformas originadas por procesos de remoción en masa se encuentran asociadas a fuertes pendientes de los valles fluviales. Grandes volúmenes de material movilizado se pueden cartografiar a lo largo del curso de arroyo Vegas Peladas. El faldeo sur del cerro de las Minas está constituido por un gran deslizamiento que movilizó rocas fundamentalmente graníticas. Según Mario Rosas (comunicación verbal), en este faldeo se observan geoformas criogénicas asociadas a glaciares de roca de origen glaciogénico en facies de termocarst y de regolito estructurado. Esto último es visible por los cuerpos de agua que se han formado en sus superficies. Al pie de estas geoformas ha quedado el relicto de las mismas en estado fósil con incipiente cobertura vegetal y rasgos de soliflucción. Hacia los sectores distales hay dolinas formadas por la disolución del yeso presente en el subsuelo. Los taludes rocosos desarrollados en las cabeceras de los glaciares responden a la dinámica de los procesos criogénicos propios del ambiente periglacial que domina en la actualidad el sector noroeste de la Hoja. Otro ejemplo de estas geoformas criogénicas, con menor expresión areal y en facies de regolito estructurado, se observan en el flanco sur del cerro Serrucho.

Aguas abajo se observan acumulaciones de deslizamientos menores y material movilizado por reptaje. La pendiente oriental del cerro Alto está formada por una serie de deslizamientos rotacionales que constituyen junto a los de la pendiente oriental del cerro Serrucho los volúmenes más importantes de remoción en masa de la Hoja. Otros deslizamientos se encuentran en los cerritos Morados. En los faldeos del sector montañoso que abarca desde el cerro de las Minas hasta el cerro de las Hormigas son comunes las formas de reptación. El reptaje de detritos caracteriza el faldeo occidental del cerro Torrecillas y los faldeos del valle del arroyo de las Minas, principalmente en el extremo noroeste de la Hoja. Acumulaciones menores, algunas de ellas cartografiables, corresponden a flujos encauzados en valles fluviales.

En la parte sur, el terreno alto que incluye a los cerros El Gorro y Chimango está formado por volcanitas terciarias diaclasadas, cuyo material producto de la erosión forma abanicos de deyección que cubren las planicies estructurales ignimbríticas. Entre esas carpetas, asoman como un relicto de erosión, algunas lomadas de las facies sedimentarias más resistentes de la Formación Agua de la Piedra.

Un relieve con características juveniles se encuentra labrado en rocas volcánicas de las serranías más altas, en la zona occidental. Se trata de valles fluviales e interfluvios con un fuerte control estructural

La llanura pedemontana

De forma adyacente a la cadena montañosa, desde la cota de 1.500 m s. n. m., se desarrolla una planicie de agradación pedemontana y un sector distal que conforma la llanura pedemontana. Su origen se vincula a la acción fluvial de los principales cursos de agua que la atraviesan. Se extienden al este, fuera de la Hoja, hasta la laguna Llacanelo. En el sector sur de la Hoja que ocupa la llanura, se dispone un paisaje volcánico construido en diferentes etapas.

Al pie del frente montañoso, en el área que comprende desde la ciudad de Malargüe hacia el norte, se extiende una bajada constituida por la coalescencia de abanicos formados por los arroyos Pequenco, La Ventana y El Chacay. Estos abanicos tienen muy baja pendiente y se encuentran disectados por los actuales cursos que forman otra bajada más externa. El grado de disección es muy leve y el área está modificada por actividad antrópica, por lo que los límites entre los niveles de agradación no son muy claros. Hacia el este, se extiende una gran llanura limosa desarrollada alrededor de la depresión de la laguna Llacanelo. La escasa pendiente de esta geoforma provoca que, en épocas de lluvias o deshielo, se inunde originando bañados que, en tiempos de insolación, cambian a salinas o depresiones salobres por la evapotranspiración. En los sectores más salinos predominan duricostras desarrolladas sobre la superficie que, en general, se concentran en el centro de las depresiones o recostadas contra las coladas basálticas (Nullo *et al.* 2005). El constante viento predominante del oeste, acumula arenas eólicas que migran en forma de dunas y mantos de arena. Estos sedimentos están formados mayoritariamente por materiales pumíceos, de composición andesítica y cuarzo. Según Nullo *et al.* (2005), estas formas no han incrementado la superficie de emplazamiento ni el volumen del material a lo largo del tiempo. En un área que se extiende desde la ciudad de Malargüe hasta la desembocadura del río homónimo, se observa una forma lobulada, con límites muy bien definidos, que es interpretada como un abanico deltaico construido por el material transportado por el río Malargüe y depositado en la paleo laguna Llacanelo.

Actualmente, el río Malargüe tiene régimen permanente en el área montañosa antes de hacer su ingreso a la llanura pedemontana, pero una vez en ella, la actividad antrópica, sumada a procesos naturales, han provocado variaciones en su curso superficial, especialmente en los últimos setenta años. Una de las más importantes ha sido la construcción del dique regulador Gobernador Blas Brisoli, ubicado a 4 km al oeste de la ruta nacional 40. Este dique fue construido en 1954 para embalsar el agua que luego es distribuida en la ciudad de Malargüe para uso domiciliario y riego (Di Tomasso *et al.* 2017). Aguas abajo del dique, el río Malargüe desarrolla un amplio abanico aluvial que coalesce con otro abanico asociado al arroyo Tronquimalal, formando una bajada aluvial.

En el sector sur de la llanura, existe un conjunto de coladas basálticas que, al tener diferentes edades, han estado expuestas durante distintos lapsos de tiempo a la erosión meteórica. Este proceso resultó en un paisaje más suave en las coladas más antiguas y más abrupto o irregular en aquellas más jóvenes o recientes. Sobre la superficie se disponen numerosos conos volcánicos, aportillados o compuestos por cenizas y materiales piroclásticos (Nullo *et al.* 2005).

5. HISTORIA GEOLÓGICA

Durante el Pérmico superior - Triásico medio se desarrolló un importante magmatismo bimodal conocido que dio origen al de Grupo Choiyoi que, según sus

características geoquímicas, muestra la variación de un ambiente de arco magmático a un régimen distensivo postorogénico, vinculado al cese de los procesos de subducción (Kay *et al.* 1989, Llambías *et al.* 2003). Debido al colapso extensional de la faja orogénica ubicada al este del sistema arco volcánico-trincherera, se formaron depocentros aislados pero vinculados entre sí en un sistema de *rift*. La región que actualmente abarca al sector sur de la faja plegada y corrida Aconcagua y a toda la faja plegada y corrida Malargüe formó parte, durante el Triásico tardío al Jurásico medio, del sector septentrional de esta cuenca donde se desarrollaron los depocentros Yeguas Muertas-Nieves Negras, Atuel, Valenciana, Malargüe y Palauco (Manceda y Figueroa 1995, Giambiagi 2003, Giambiagi *et al.* 2005).

La cuenca triásica de rumbo noroeste estuvo controlada por subsidencia tectónica durante la depositación de los sedimentos de la Formación Chihuido y fue seguida por un estadio de subsidencia termal representada por la Formación Llantenes. Durante el Jurásico las cuencas comenzaron a conectarse y para el Pliensbachiano ya formaban una cuenca de retroarco elongada en dirección norte-sur (Legarreta y Uliana 1999). Los depocentros fueron rellenos por sedimentos aluviales con abundante participación de material piroclástico representados por las Formación Remoredo y los conglomerados de la Formación El Freno.

Durante el Aaleniano - Bajociano tuvo lugar la máxima expansión del mar determinando un neto carácter transgresivo a las secuencias sedimentarias del Grupo Cuyo. Durante el Calloviano, comenzó un período de progradación clástica hacia la cuenca, donde se acumularon depósitos gruesos en ambientes litoral - deltaicos a aluviales asociados a las formaciones Las Lajas y Calabozo (Legarreta y Uliana 1999) en la región noroeste de la zona de estudio, mientras que hacia el sur y en el área del arroyo Loncoche se depositaban las secuencias arenosas de facies de playa y plataforma dominada por olas de la Formación Bardas Blancas. El período de progradación culminó con el desarrollo de sistemas fluviales en los sectores marginales y la formación de depósitos evaporíticos de la Formación Tábanos en el centro de la cuenca. Así, el Calloviano tardío representó la secuencia final del Ciclo Cuyano, en un ambiente hipersalino bajo condiciones de desecamiento casi completo de la cubeta andina. Un nuevo ascenso del nivel del mar propició la generación de extensas plataformas carbonáticas, en este contexto se depositaron los sedimentos del Grupo Lotena. Más tarde, durante el Oxfordiano se presentó un episodio de conexión marina limitado, seguido por una caída del nivel del mar. Las evaporitas del yeso Auquilco se depositaron en este período alcanzando espesores de 200 m (Gulisano y Pleimling 1994). Durante el Kimmeridgiano se depositaron los sedimentos continentales clásticos de la Formación Tordillo, que hacia el oeste en el sector del límite tiene importante participación volcánica.

Durante el Titoniano, un nuevo ascenso eustático global produjo el restablecimiento de las condiciones marinas representado por las pelitas negras de plataforma interna de la Formación Vaca Muerta. Estas condiciones de sedimentación continuaron hasta el Barremiano con episodios de disecación parcial que dieron lugar a un ambiente de plataforma somera con sedimentación de facies calcáreas arcillosas de las formaciones Chachao y Agrio.

Durante el lapsos Aptiano - Albiano aconteció el último descenso eustático que produjo el abandono del mar que ingresaba desde el océano Pacífico. Este cambio fue gradual y condujo a la depositación de areniscas continentales y facies evaporíticas que intercalan con calizas, todas pertenientes al Grupo Rayoso. A los 105 Ma, comenzó la estructuración orogénica de la cuenca, según Ramos (1988) y Legarreta y Uliana (1991). El margen andino de régimen extensional pasó a un régimen compresivo

resultando la inversión de las fallas normales previas. Esta estructuración produjo cuencas de antepaís donde se depositaron cerca de 1.000 m de sedimentos del Grupo Neuquén; el origen continental de estos depósitos da cuenta de la desconexión total de la cuenca con el mar pacífico.

Más tarde, durante el Campaniano tardío y el Paleoceno, se produjo una ingresión marina somera asociada al margen atlántico. Dataciones realizadas por Parras y Casadío (1999), les permitieron concluir que durante el Daniano - Seladiano el límite norte del mar Rocanense se ubicaba al sur de los 36°S. Los sedimentos que se depositaron en este ambiente conforman el Grupo Malargüe y se encuentran cubiertos por la Formación Pircala, ya representante del ambiente continental.

El Neógeno se caracterizó por sucesivas fases de deformación orogénica y la actividad volcánica asociada. A partir del Mioceno, se instaló una subducción del tipo andina con la presencia de un arco volcánico y esfuerzos compresivos que estructuraron la faja plegada y corrida de Malargüe y la migración de la deformación hacia el sector de antepaís que varía de 17 ± 2 Ma (Nullo *et al.* 2002) a 5 ± 1 Ma (Ramos y Folguera 2005) y $5,4 \pm 0,1$ Ma (Silvestro *et al.* 2005).

La actividad volcánica inicial durante el Mioceno está representada por el vulcanismo de retroarco de la Formación Molle, interpretado por Nullo *et al.* (2002) como el resultado de etapas extensivas de relajamiento dentro del frente plegado y corrido. Más tarde, al oeste se generaba el vulcanismo de arco de composición mayormente andesítica dacítica representada por la Formación Huincán, y la intrusión de granitoides y cuerpos subvolcánicos en fajas de rumbo norte sur que dan cuenta de un régimen compresivo.

El régimen compresivo permaneció hasta el Mioceno tardío, asociado a la subhorizontalización de la losa oceánica (Ramos y Kay 2006), con desarrollo de las cuencas sinorogénicas en la región de cuña frontal dentro del sistema de antepaís asociado a la carga tectónica producida por el apilamiento en la faja plegada y corrida de Malargüe. Estos depocentros denominados Pincheira, Ventana y Horqueta tuvieron un desarrollo independiente a través de diferentes etapas desde el Mioceno inferior hasta la actualidad. En ellos se acumularon entre 150 a 1.500 metros de sedimentos sinorogénicos de naturaleza volcánica, volcanoclástica, epiclástica y fluvial con distintas facies asociadas (Arcila Gallego 2010).

Durante el Mioceno tardío tuvo lugar un evento de colapso extensional vinculado al cambio en el ángulo de subducción de la losa oceánica. Así, debido al empujamiento de la losa se produjo el ingreso de material astenosférico caliente generando el volcanismo basáltico de intraplaca representado por los basaltos del Campo Volcánico Llananelo, que alcanzó su máxima actividad en el pliocuaternario, y conos basálticos monogénicos asociados a fallas extensionales.

El arco magmático cuaternario funciona desde el Plioceno superior en la pendiente occidental de la cordillera de los Andes. En la región axial de la cordillera, a estas latitudes, el subplacado basáltico de corteza más engrosada es responsable de la formación de grandes calderas riolíticas limitadas por fallamiento extensional según Ramos y Folguera (2005). La relación entre el volcanismo basáltico de Payenia y este subplacado basáltico de la región axial y su concomitante fusión cortical había sido propuesta temporal y espacialmente por Hildreth *et al.* (1999) y habría dado origen a las ignimbritas de la Formación Loma Seca.

Durante el Pleistoceno - Holoceno se produjeron episodios de avances glaciarios en la región norte en las cuencas de los ríos Mendoza y Atuel correspondientes a una glaciación de tipo alpino, según Espizúa (1993). En la zona que abarca la Hoja, los glaciares de roca de origen glaciogénico evidencian la existencia de lenguas glaciarias

previas soterradas como habría sucedido en los cerros de las Minas y Serrucho.

En la actualidad, continúa el proceso de subducción normal de la placa de Nazca formando un sistema volcánico en la cordillera. En el sector septentrional del río Grande, fuera del ámbito de la Hoja, Winocur *et al.* (2021) han descripto fallamiento cuaternario, deformación de depósitos de origen glacialacustre y ocurrencia de megadeslizamientos, mientras que hacia el este, en el frente de corrimientos de la faja plegada y corrida de Malargüe, Mescua *et al.* (2019) han descripto fallas activas que desplazan a las rocas del Grupo Neuquén sobre los depósitos cuaternarios.

La depositación de sedimentos continuó en los valles fluviales acumulándose, luego, en el sector del pie de la sierra hacia las llanuras orientales.

6. RECURSOS MINERALES

En el ámbito de la Hoja se reconocen los siguientes tipos de mineralizaciones metalíferas:

- de Fe asociado a *skarns*, formados a partir de la intrusión de *stocks* y diques del Ciclo Eruptivo Huincán en rocas calcáreas del Grupo Mendoza y, en menor escala, de las formaciones Tres Esquinas y La Manga
- de Pb asociado a filones hidrotermales alojados en fallas que atraviesan rocas de las formaciones Tres Esquinas, Lajas y Calabozos; y que estaría vinculada genéticamente al magmatismo del Ciclo Eruptivo Huincán
- de U-Cu epidiagenéticos, vinculados a fenómenos de reducción química, en relación con material bituminoso, alojados en la Formación Diamante

Con respecto a los minerales industriales y rocas de aplicación existen yacencias de:

- azufre bio-epigenético impregnado en calizas y yeso de la Formación Huitrín
- baritina estratoligada de origen químico singenético concordante con los bancos de las formaciones La Manga y Huitrín
- baritina hidrotermal filoniana asociada a los depósitos de plomo vinculados al magmatismo del Ciclo Eruptivo Huincán
- yeso vinculado a las formaciones Auquilco y Huitrín
- calizas vinculadas al Grupo Mendoza
- rocas volcánicas cenozoicas que pueden ser beneficiadas para extracción de basalto, granulado volcánico, tobas y piedras para triturados, de utilización en la construcción

Con referencia a los combustibles pueden mencionarse manifestaciones de asphaltita y yacimientos de petróleo; estos últimos representan los recursos minerales más importantes desde el punto de vista económico.

DEPÓSITOS METALÍFEROS

HIERRO

Los depósitos ferríferos asociados a *skarn* se disponen en una faja longitudinal discontinua, paralela al margen occidental de la Hoja. Comprenden los depósitos del cerro de las Minas (Nenche y Vegas Peladas), El Chacay, Vegas Atravesadas, Las Vegas, Eva, Roxina, El Kaiser y Cerro Rezago, siendo el primero el de mayor importancia económica.

Vegas Peladas

Se ubica en la ladera noreste del cerro de las Minas, unos 33 km al noroeste de Malargüe.

Los primeros datos acerca de la mineralización existente en esta zona fueron aportados por Angelelli (1942), Barrionuevo y Elizalde (1950), Peña (1955) y La Rocque (1968); Arrospide (1972) realizó una descripción detallada de la mineralización y la geología del área. Más recientemente, Pons *et al.* (2002, 2004, 2007) llevaron a cabo una ardua investigación geológica, petrográfica y geoquímica de las rocas ígneas del cerro de las Minas, con especial énfasis en la descripción y génesis del *skarn* mineralizado.

Las rocas ígneas neógenas que conforman el cerro de Las Minas se intruyen en las margas, pelitas y calcarenitas del Jurásico Inferior-Medio, y en el contacto entre estas unidades se desarrollan aureolas metamórficas zonales con *hornfels*, calizas recristalizadas y *skarns* con mineralización de Fe (Pons *et al.* 2004).

Los afloramientos de hierro cubren en forma interrumpida una extensión de casi 3 km, siendo de 800 m la longitud de los asomos más importantes (Barrionuevo y Elizalde 1950). Arrospide (1972) reconoció cinco afloramientos de manifestaciones ferríferas. La principal, de 50 m de extensión, acusa una potencia máxima de 5 m, un rumbo NO-SE e inclinación 35°S (Angelelli 1984).

La mineralización presente está compuesta por magnetita y hematita (dos variedades: especularita y de origen secundario), en partes limonitizadas; estos minerales están acompañados por diseminación de sulfuros (pirita y calcopirita) en cantidades accesorias. La magnetita tiene textura granular gruesa, y reemplaza al mineral de ganga o a especularita. La hematita, además de presentarse como mineral primario, aparece como producto de la oxidación de magnetita (Arrospide 1972).

En el área de *skarn* las dioritas y gabrodioritas presentan evidencias de alteración hidrotermal con transformación parcial de los minerales opacos, minerales máficos y plagioclasa en biotita, anfíbol, calcita, clorita y ortoclasa con magnetita y titanita (Pons *et al.* 2002).

En el cuadro 3 se observan los resultados analíticos obtenidos por diversos autores:

Muestras	Extraída en	Potencia en metros	% Residuo Insoluble	% Fe	% Mn	% S	% P	Referencias
1	Afl. 1	2,60	5,55	62,05	0,08	0,18	0,10	Arrospide (1972)
2	Afl. 1	5,20	5,00	63,50	0,02	0,02	0,10	
3	Afl. 3	1,00	7,68	63,55	0,08	0,08	0,10	
4	Afl. 5	0,90	10,45	58,75	0,01	0,15	0,10	
5	Afl. 1	4,00	4,37	65,39	0,04	3,01	-	Angelelli (1942)
6	Afl. 2	0,96	7,42	39,39	-	-	0,02	Barrionuevo y Elizalde (1950)
7	Afl. 3	0,60	1,54	69,53	-	0,80	0,02	

Cuadro 3. Análisis químicos de muestras de Vegas Peladas.

Con respecto a la génesis del depósito, Pons *et al.* (2004) identificaron dos episodios metasomáticos vinculados a la intrusión de los cuerpos ígneos del cerro de las Minas. El primero, precedido por una extensa aureola de contacto zonal (*hornfels* piroxénico y biotítico), originó vetas y mantos de magnetita en un *skarn* constituido por varias zonas mineralógicas: una zona interna de granate, una intermedia de piroxeno>granate, ambas progradantes y estériles, y por último una zona constituida por la asociación de minerales retrógrados anfíbol-epidoto relacionada con la mineralización ferrífera (Pons *et al.* 2002). El segundo episodio metasomático se superpuso al *skarn* de hierro y formó el *skarn* de granate y abundante escapolita, sin concentraciones metálicas.

El Kaiser

Se encuentra ubicado en el cerro Cabeceras del Colorado y dista aproximadamente unos 50 km al oeste de la localidad de Malargüe.

La bibliografía referente a este depósito es escasa, pudiéndose mencionar los trabajos de Barrionuevo y Elizalde (1950) y Peña (1955).

El cerro Cabeceras del Colorado está constituido por mantos o filones de andesitas hornblendíferas correspondientes al Ciclo Eruptivo Huincán, que intruyen un complejo de calizas de la Formación Vaca Muerta. Los cuerpos mineralizados se emplazan preferentemente en el contacto de la andesita con la caliza. Se trata de tres afloramientos: el n°1, de 80 m de largo por 70 m de ancho presenta seis sectores mineralizados (reventones), alineados y discontinuos, de rumbo general N-S y posición vertical. El n°2 dista 400 m al noreste del anterior, y registra cuatro reventones orientados de N-S de 3 a 5 m de largo con potencia de 0,20 m hasta 5 m. La zona 3, sita al sureste de la 1, y separada de ésta por 350 m, consiste en pequeñas manifestaciones ferríferas. El mineral en todos los casos consiste en magnetita, en masas puras o con hematita. La ganga está representada por trozos de la roca de caja alterada, calcita y epidoto (Peña 1955).

La ley media del depósito es 60,14% de hierro en estado de 83,65% de óxido férrico (Peña 1955).

Cerro Rezago

La mineralización se localiza en el flanco nordeste del cerro Rezago, 45 km al oeste de Malargüe y unos 1.500 m al sureste de El Kaiser.

Los antecedentes bibliográficos de este depósito corresponden a Barrionuevo y Elizalde (1950) y Peña (1955).

Barrionuevo y Elizalde (1950) reconocieron una serie de afloramientos que no sobrepasan los 16 m de extensión y los 5 m de potencia. Los cuerpos mineralizados, vetas y mantos poseen rumbos S60°O, S15°O y S15°E, todos con inclinación vertical con tendencia al oeste (Peña 1955).

La mena consiste en “limonitas” terrosas o en costras compactas de poco espesor, o en nódulos o granos de poco tamaño, hematita ya sea especularita o en su variedad terrosa y menor proporción de magnetita (Barrionuevo y Elizalde 1950). La ganga se compone de epidoto y calcita (Peña 1955).

Los cuerpos mineralizados suelen alojarse en una andesita con evidencia de fuerte caolinización y muy débil piritización (Barrionuevo y Elizalde 1950).

La ley media según los análisis realizados por Barrionuevo y Elizalde (1950) es 54% Fe; mientras que Cannelle (1973) informó una ley de 48,00% Fe. Los resultados obtenidos por Peña (1955) son una ley de Fe máxima de 64,40% y una mínima de 48,97%.

Vegas Atravesadas

Este depósito se localiza en el cerro Torrecillas, a unos 40 km de Malargüe. El ambiente geológico se encuentra representado por una roca diorítica que intruye margas y calizas. En estas rocas se aloja una veta con rumbo N30°E, inclinación 60°O y un largo de 50 metros. La potencia en sus extremos es de 80 y 60 centímetros. La mineralización consiste en magnetita, hematita y “limonitas” en ganga de calcita. El análisis químico de una muestra arrojó un valor de 50,75% Fe (Peña 1955).

PLOMO

Los depósitos plumbíferos de la Hoja pueden agruparse, de acuerdo a su ubicación geográfica, en dos sectores. El más septentrional se sitúa en el faldeo austral del cerro de las Minas y está constituido por los depósitos La Flor, El Cajón, La Cumbre, El Páramo, El Arroyo y Veranada de Villar, siendo los dos primeros los más importantes. El segundo grupo se localiza en el faldeo sur del cerro Puchenque o Torrecillas e incluye los depósitos Cuhinchenque, Yaraví, Yupanqui, El Gato y Enriquito.

Sector Cerro de las Minas

El Cajón

La mina El Cajón es la más importante del sector cerro de las Minas. Se encuentra a 53 km de Malargüe y a 5 km al oeste de la confluencia del arroyo Vegas Peladas con el de las Minas.

Los datos disponibles del área corresponden a Grossi y Salas (1950), Serrano y Devito (1953), Lapidus (1957) y Cellini (1968).

De acuerdo a Lapidus (1957) y Zanettini y Santamaría (1999), la estratigrafía de la zona está compuesta por bancos de calizas correspondientes a la Formación Tres Esquinas de color gris claro a gris oscuro, de rumbo general NO e inclinación entre 15° y 26° NE. Estas calizas se encuentran intruidas, silicificadas y propilitizadas por filones capa dacíticos y dioríticos concordantes con la estratificación de la caliza y asignables al Ciclo Eruptivo Huincán.

La mineralización se presenta rellenando fallas que afectan a las calizas y a las dacitas. Lapidus (1957) reconoció una veta principal y dos menores, carentes de valor económico. La primera posee rumbo NE e inclina 53°-70° SE; aflora a lo largo de 250 m y su potencia varía entre los 0,30 y 1,50 metros. Según Zanettini y Santamaría (1999), existen bolsones de 1,50 a 2,00 m de ancho.

De acuerdo a Angelelli (1984), la veta principal fue explotada sobre el margen oeste del arroyo de las Minas, donde se manifestaba un clavo de unos 350 m de largo y 100 m de profundidad con un *pitch* de 45°E.

La mineralización hipogénica consiste en galena “argentífera” en guías y ojos, esfalerita (aumenta en profundidad), pirita y escasa calcopirita. Los minerales secundarios son cerusita, anglesita, malaquita, hematita, limonitas y óxidos de manganeso, existiendo desarrollo de un sombrero de hierro de color amarillo-rojizo

(Figura 52). La ganga corresponde a cuarzo y calcita (Zanettini y Santamaría 1999). Grossi y Salas (1950) informaron, además, la presencia de plata y oro en los filones metalíferos. Cellini (1968) incluyó en la ganga pátinas de carbonatos básicos de cobre y le otorgó importancia a esta mineralización cuprífera, ya que muestras extraídas de los relaves de la planta de concentración dieron anomalías de 1% de cobre.

De acuerdo a Lapidus (1957), El Cajón se explotó desde 1947 hasta 1959 con un pico de producción en 1954 a 1955. Las labores corresponden a 1.000 m de labores subterráneas de explotación, que alcanzan a 200 m de profundidad (Zanettini y Santamaría 1999). Consisten en un pozo maestro, 5 galerías en 5 diferentes niveles distanciados 20 m uno del otro verticalmente, y 2 chiflones en los extremos noreste y sudoeste comunicando los niveles 1, 2 y 3. El pozo maestro está comunicado con todos los niveles con pequeños cortavetas (Grossi y Salas 1950).

Con respecto a las leyes y reservas, para Grossi y Salas (1950) la ley media de plomo es 25% y la de cinc 19,5% y las reservas medidas son 62.400 t mientras que Serrano y Devito (1953) establecieron una reserva positiva de 14.500 t y de 7.800 t probables, con leyes de 8,00% Pb, 4,50% Zn y 188,0 g/t plata. Un muestreo efectuado por Salaberry (1982) del mineral acumulado en planta arrojó 3,47 g/t Au y 119 g/t Ag. Muestras de escombreras han ofrecido 1,06 a 2,90% Pb, 1,62 a 6,0% Zn, 0,20 a 8,80 g/t Au y 32 a 210 g/t Ag (A. Rubio com. personal, en Zanettini 2005).

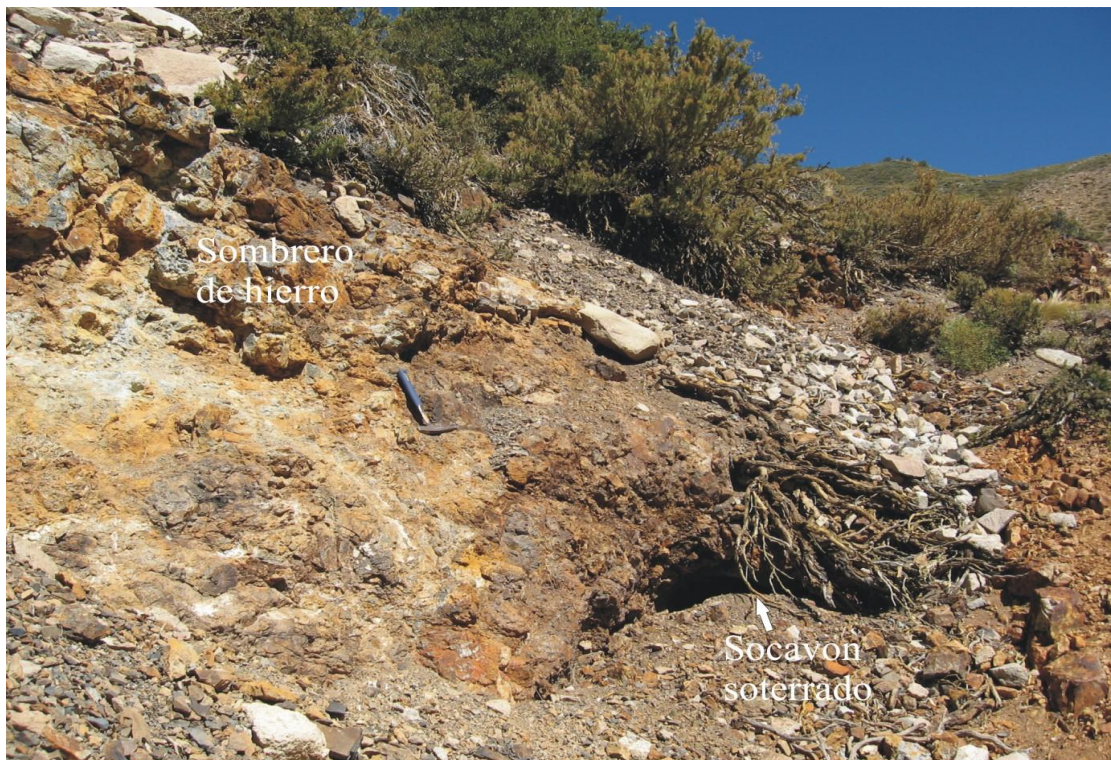


Figura 52. Mina El Cajón: se observa el sombrero de hierro y una labor soterrada

La Flor

Se encuentra ubicada a unos 35 km en línea recta al oeste-noroeste de Malargüe y a 6 km de la confluencia de los arroyos de las Minas y Vegas Peladas. Los datos disponibles del área corresponden a Angelelli y Aparicio (1947), Serrano y Devito (1953), Lapidus (1957), Jutorán (1961) y Fernández Cáceres (1971).

El marco geológico corresponde al mismo descripto para la mina El Cajón ya que ambos depósitos se encuentran separados unos pocos metros entre sí.

De acuerdo a Lapidus (1957), el yacimiento está constituido por varias vetas de dimensiones y rumbos variables, que ocupan fallas preexistentes que cortan sedimentitas e intrusivos. Las principales son las vetas A, B y D. La **veta A**, de rumbo NE-SO e inclinación 70-75° al SE, aflora unos 150 m con potencias variables entre 0,30 y 1,30 metros. En su extremo norte se ramifica formando tres guías delgadas que terminan al poco trecho. La **veta B** acusa rumbo N y buzamiento entre 70° y 80° al O. Presenta una corrida de 190 m, encontrándose ramificada en su parte central. La potencia oscila entre 0,10 y 0,75 metros. La **veta D** tiene una corrida de 260 m; la potencia es de unos pocos centímetros hacia el este, mientras que hacia el oeste alcanza los 8 metros.

Angelelli (1984) reconoció dos vetas principales: la **veta I** de corrida superior a 200 m, rumbo general N60°E e inclinación 75-85°SE, y potencia entre 1 y 2 m; la **veta II**, orientada N25°E con buzamiento 70-84°SE, se une a la I y continúa hacia el SO con potencia superior a 1-2 metros.

Las vetas son rellenos de falla (Figura 53) y presentan estructura masiva a porosa, compuesta de un entramado de cristales de baritina manchados por óxidos e hidróxidos de hierro. También está presente la estructura brechosa (Angelelli 1984). Hacia el este de las vetas principales se desarrolla una zona de *stockwork* (Zanettini y Santamaría 1999). La mineralización es escasa y se distribuye irregularmente; según Lapidus (1957), sólo un tramo de la rama oeste de la veta B presenta mineralización rica en sulfuros. Los minerales hipogénicos son en galena de grano fino diseminada, esfalerita, pirita, calcopirita y escasa arsenopirita. Los minerales de oxidación, de acuerdo a Zanettini y Santamaría (1999), son hematita, “limonitas”, manganita, “psilomelano” y pirolusita que forman un sombrero de hierro color pardo oscuro de dimensiones aumentadas por la oxidación de la pirita contenida en las rocas encajantes. La ganga es de baritina, cuarzo, calcita y siderita.



Figura 53. Mina La Flor: Se observa la entrada a la labor legal y el contacto entre la veta y roca de caja (dacita sericitizada).

Se construyeron 149 m de labores subterráneas, distribuidos en 111 m de galería sobre vetas, 18 m de piques, 6 m de rajos, socavones y destapes, por lo que se deduce que el tipo de trabajo realizado fue de pirquín (Zanettini y Santamaría 1999).

Jutorán (1961) mencionó la pobreza económica del depósito, indicada por análisis químicos de tres muestras en donde la ley media arroja valores de 0,93% de Pb, 2,1% de Zn, 19,6% de Fe; 24,1% de Ba y 65,5% de Ag.

Por otra parte, para una potencia promedio de veta de 0,46 m Fernández Cáceres (1971) informó una ley media del muestreo del socavón de 0,37% de Pb, 4,67% de Zn y 60,5 g/t de Ag.

Zanettini y Santamaría (1999) indicaron para la veta 18,50% Pb, 0,40% Zn y 349,7g/t Ag; para el *stockwork* 0,18% Pb, 0,37% Zn y 19,7 g/t Ag y para la zona de oxidación 0,22% Pb y 0,06% ZN

Manifestación	Cuerpo	Mineralización	Referencias
La Cumbre	Potencia: 2-5 cm	Galena	Grossi y Salas (1950), Zanettini y Santamaría (1999)
El Páramo	N73°E, 65°-70°S. Largo: 350 m Potencia: 5 cm	Galena, calcopirita y arsenopirita	Grossi y Salas (1950), Zanettini y Santamaría (1999)
El Arroyo	N35°O, 30°E	Galena, arsenopirita y cuarzo	Zanettini y Santamaría (1999)
Santa Teresita	Potencia: 5cm	Galena	Grossi y Salas (1950), Zanettini y Santamaría (1999)
Veranada de Villar	N25-30°E, 30°-35°O. Largo: 100 m Potencia: 1,5-3 m	Galena, baritina y cuarzo.	Salaberry (1982), Zanettini y Santamaría (1999)

Cuadro 4. Manifestaciones de plomo del cerro de las Minas

Muestra	Procedencia	% Pb	g/t Ag	% Zn
1	Escombrera	40,28	301	-
2	Labor en veta V	1,16	vestigio	7,75
3	Veta en superficie	1,18	vestigio	7,70

Cuadro 5. Análisis de muestras puntuales provenientes de la mina Cuhinchenque (Serrano y Devito 1953).

Depósitos menores

Los restantes depósitos del cerro de las Minas consisten en pequeñas manifestaciones de poca importancia económica. En el cuadro 4 pueden observarse sus principales características:

Sector Cerro Puchenque

Cuhinchenque

Se encuentra ubicada en la confluencia del arroyo Casa de Piedra con el arroyo de las Minas (también llamado arroyo Plomo) que forman allí el arroyo Cuhinchenque. Dista 32 km al oeste-sudoeste de Malargüe y 4 km al norte del paraje La Valenciana. Los datos disponibles de esta mina corresponden a Grossi y Salas (1950), Lapidus (1957), Barber (1987) y Zanettini y Santamaría (1999).

En el área afloran areniscas calcáreas conglomerádicas y calizas, pertenecientes a las formaciones Lajas y Calabozo, respectivamente (Figura 54). Los bancos poseen rumbo norte-noreste e inclinación 17° a 30° ESE y se encuentran silicificados en los sectores de las vetas.

De acuerdo a Lapidus (1957) el yacimiento está constituido por tres vetas. La **veta 1** tiene una corrida de 300 m y potencias de 0,50 a 4 metros. La **veta 2** posee una longitud de 300 m y potencias variables entre 0,15 y 0,80 metros. La **veta 3** tiene una corrida de 95 m y una potencia de 0,30 a 0,70 m, y se encuentra dislocada por una falla que provoca un desplazamiento horizontal de 2 metros.

Serrano y Devito (1953) reconocieron: una veta principal alojada en una falla que atraviesa a las areniscas, de rumbo N30°O e inclinación variable entre 60-65° al NE a posición subvertical; y una veta secundaria de azimut 275° e inclinación igual a la anterior, cuya roca de caja es la caliza.

La estructura del relleno de las vetas es masiva y en parte brechosa. Los minerales primarios son galena en nidos o lentes, escasa esfalerita y pirita diseminada irregularmente. Los minerales de oxidación son abundantes, habiéndose desarrollado un marcado sombrero de hierro (adquiere a veces un espesor mayor que la potencia de la veta) con “limonitas”, hematita y óxidos de manganeso. La ganga está conformada por baritina, calcita, cuarzo y pequeñas agujas de yeso.

La mina fue explotada no sólo por plomo sino también por óxidos de hierro.

Serrano y Devito (1953) obtuvieron valores de Pb, Ag y Zn de tres muestras, dos de vetas y una de escombrera (cancha); los valores pueden observarse en el cuadro 5:

Zanettini y Santamaría (1999) reportaron 0,64% Pb, 0,80% Zn, 19,8g/t Ag y 0,31g/t Au.



Figura 54. Vista de la mina Cuhinchenque.

Yupanqui

Distancia unos 33 km al oeste-sudoeste de Malargüe y se encuentra ubicada a 1.400 m al sudoeste de Cuhinchenque, sobre la margen derecha del arroyo Casa de Piedra y próxima a la confluencia de éste con el arroyo de las Minas. Los datos disponibles son muy escasos y corresponden a Serrano y Devito (1953) y Lapidus (1957).

Al igual que en la mina Cuhinchenque, afloran areniscas calcáreas y conglomerados finos de la Formación Lajas y calizas de la Formación Calabozo, las cuales se encuentran intruidas y alteradas por diques de pórfiros andesíticos del Ciclo Eruptivo Huincán.

El depósito consiste en más de una decena de vetas de 20 m a 90 m de longitud y de 0,20 a 2 m de potencia, que rellenan fallas de rumbos NO a ONO e inclinaciones de 55° a 80° SO hasta vertical.

La mineralización está formada por galena, esfalerita y pirita; los minerales secundarios son hematita, limonita y óxidos de manganeso en ganga de calcita y cuarzo. Tanto en superficie como en las labores, todas las vetas se encuentran en la zona de oxidación.

Esta mina se trabajó muy rudimentariamente y se explotaron sólo los bolsones mineralizados con labores relativamente superficiales (Lapidus 1957). Zanettini y Santamaría (1999) indicaron una ley de 13,57% Pb, 8,97% Zn y 35,65g/t Ag.

Depósitos menores

Los restantes depósitos del sector cerro Puchenque consisten en vetas alojadas en calizas correspondientes a la Formación Calabozo. En el cuadro 6 se observan sus principales características.

Depósito	Vetas	Mineralización	Leyes	Referencias
Yaraví o Joaquín V. González	N40°-65°O, 65°-70° E Potencia: 1,20-2 m Corrida: 15-35 m	Galena en “nidos” o lentes y piritita diseminada irregularmente o en venillas entrecruzadas. Ganga: yeso, calcita y baritina. Minerales de oxidación: “limonitas” y óxidos de manganeso	Pb: 0,30% Zn: 4,00% Mn: 21,0% Fe: 35,0% Ag: 5,0g/t	Serrano y Devito (1953)
Enriquito	N30°O, 70°-80° NE a vertical. Corrida: 50 m Potencia: 0,1-0,3 m	Galena en delgadas vetas de 10-15 cm aunque en algunos sectores se han explotado bolsones de hasta 1,5 m de ancho; esfalerita. Ganga: cuarzo y calcita.	Pb: 0,98% Zn: 0,50% Cu: 0,39%	Salaberry (1982), Barber (1987), Zanettini y Santamaría (1999)
El Gato	Corrida: 200 m Potencia: 6-8 m	Galena y esfalerita. Ganga: calcita y cuarzo Minerales de oxidación: hematita, “limonitas” y óxidos de manganeso.	Pb: 9,90% Zn: 0,80% Cu: 1,00% Mn: 28,0% Fe: 22,0% Ag: 16,5g/t	Salaberry (1982), Zanettini y Santamaría (1999)

Cuadro 6. Manifestaciones de plomo del cerro Puchenque.

URANIO-COBRE

En el área que abarca la presente publicación, se encuentra un solo depósito de uranio-cobre, Agua de la Bombilla, cuya génesis se vincula a fenómenos de reducción química, en relación con material bituminoso, ocurridos en la Formación Diamante.

Este tipo de manifestación correspondería, de acuerdo a la clasificación de Lardone *et al.* (1993), al tipo arenisca, subtipo tabular (Dahlkamp 1989). En esta clase de yacimientos el uranio se concentra en areniscas depositadas en cuencas intracratónicas o intermontanas, donde el U⁶⁺ precipita en presencia de material

carbonoso o húmico.

En Agua de la Bombilla el mineral se presenta como impregnaciones irregulares alojadas en areniscas de la Formación Diamante. Los minerales de uranio son autunita y torbernita. La mineralización de cobre corresponde a minerales de oxidación como la malaquita y azurita, que son acompañados por “limonitas”.

DEPÓSITOS DE MINERALES INDUSTRIALES

AZUFRE

En el extremo norte de la Barda Blanca, 7 km al noroeste de Malargüe, se localizan las minas abandonadas Andalucía y La Malargüina. Consisten en impregnaciones de azufre biogénico en el yeso y carbonatos de la Formación Huitrín, a lo largo de bancos de 600 m de corrida, con espesores mayores a 3 m e inclinación de 15° O (Salinas y Péndola 1959). El azufre aparece en granos e impregnaciones con dimensiones de 1 a 5 mm rellenando grietas del yeso (Zannettini 2005). De acuerdo a Carotti (1993), en la mina Andalucía las impregnaciones de azufre se presentan en partículas de hasta un centímetro.

Según Méndez *et al.* (1995), las mencionadas impregnaciones se forman a partir de la reducción de yeso por la actividad bacteriana anaeróbica y oxidación de hidrocarburos que subyacen a las evaporitas.

BARITINA

En el ámbito de la Hoja pueden diferenciarse dos tipos de depósitos de baritina: los estratoligados de origen químico singenético ligados a las formaciones La Manga y Huitrín, como es el caso de la mina La Isidora; y aquellos hidrotermales vinculados a los intrusivos subvolcánicos del Ciclo Eruptivo Huincán, y que acompañan a las mineralizaciones de plomo anteriormente mencionadas. Ejemplos de este último tipo son los depósitos Omega y Subiri.

La Isidora

Se encuentra ubicada en la margen izquierda del arroyo de Las Minas, unos 60 km al oeste de Malargüe y aproximadamente a 2.000 m al noroeste de la mina El Cajón. Los antecedentes bibliográficos para este depósito comprenden el informe realizado por Salaberry (1982) sobre el área de reserva arroyo de las Minas, el trabajo a escala regional de los yacimientos de baritina y celestina de la provincia de Mendoza realizados por Sarudiansky y del Carril (1984) y Brodtkorb *et al.* (1985).

Son mantos de baritina alojados de manera concordante en los bancos de caliza de la Formación Tres Esquinas próximos al contacto con el yeso de la Formación Auquilco. El manto de baritina, de rumbo N65°E e inclinación de 20°N, tiene una potencia variable entre 2 y 5 m y una corrida visible de 60 metros.

Los análisis efectuados por Sarudiansky y del Carril (1984) indican 79,75% BaSO₄, 1,80% SrSO₄ y una densidad real de 4,23 kilogramos por decímetro cúbico. Brodtkorb *et al.* (1985) realizaron determinaciones de la relación ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr en la baritina, las calizas de la roca de caja y el yeso asociado, obteniendo valores similares en los tres casos.

Omega

Se ubica en el faldeo oriental del cerro Serrucho. Los antecedentes sobre esta mina son escasos pudiéndose mencionar los trabajos de Grossi y Salas (1950) y Sarudiansky y del Carril (1984).

El depósito consiste en tres vetas alojadas en un stock diorítico correspondiente al Ciclo Eruptivo Huincán. De acuerdo a Grossi y Salas (1950), el rumbo de los afloramientos es N70°O e inclinación variable entre 65°-70°O a posición vertical. La mayor de las vetas posee una corrida de 60 m y hasta 1,20 m de potencia (Sarudiansky y del Carril 1984). La baritina es de grano grueso, fibrosa con impregnaciones de óxidos de hierro y manganeso (Figura 55). Sarudiansky y del Carril (1984) informaron los siguientes valores correspondientes a una muestra: 82,80% BaSO₄, 1,70% SrSO₄ y una densidad real de 4,16 kilogramos por decímetro cúbico.



Figura 55. Veta de baritina en la mina Omega.

CALIZA

Las canteras de material calcáreo en la Hoja son escasas y se vinculan a afloramientos de calizas del Grupo Mendoza.

Un ejemplo es el de la cantera de Barda Blanca que se encuentra a siete kilómetros al oeste de Malargüe, en las márgenes del arroyo Pequenco. Según Dessanti (1978), se trata de calizas tenaces fosilíferas (Formación Chachao) intercaladas con otras sedimentitas del Grupo Mendoza. El mencionado autor resaltó la elevada pureza

de estas rocas con el consecuente atractivo industrial que despierta.

YESO

Los depósitos de yeso se encuentran relacionados a las formaciones Auquilco y Huitrín. La Formación Auquilco constituye un importante reservorio de yeso de excelente calidad, que es motivo de explotación económica en varias canteras sitas en los parajes de cerro Alto y La Valenciana. Según Zanettini (2005), en todos los afloramientos de la Formación Auquilco el yeso es de grano fino a mediano, sacaroide, homogéneo, de color muy blanco con vetado grisáceo; se intercalan lentes de anhidrita color gris azulado. Los bancos, de 1 a 3 m de espesor, se disponen con dirección norte-sur e inclinación de 20°-50° O, alcanzando una ley de 98% CaSO₄. El horizonte explotado tiene de 15 a 20 m de potencia.

Con respecto a depósitos vinculados a la Formación Huitrín, pueden mencionarse las canteras sitas en la Barda Blanca y en Agua de Eufrasio, 7 km al oeste y sudoeste, respectivamente, de Malargüe.

De acuerdo a Cannelle (1973), el depósito en los alrededores de Agua de Eufrasio se extiende en un banco de 10 a 15 m de potencia con buzamiento de 20° al oeste hasta el arroyo Loncoche. La calidad del material es excelente, relativamente homogéneo y sumamente blanco.

COMBUSTIBLES SÓLIDOS

ASFALTITA

Las manifestaciones de asphaltita son numerosas en el ámbito de la Hoja, pudiéndose reconocer una decena de depósitos. Consisten en manifestaciones filonianas y mantiformes que fueron estudiadas intensamente por personal de Yacimientos Carboníferos Fiscales (YCF); se mencionan los aportes realizados por Trümpy (1942), Trümpy y Portugal (1942), y Gross (1951a). Aunque de una índole más regional, cabe mencionar en este punto el trabajo realizado por Quiroga *et al.* (1947), quienes realizaron una descripción de los principales distritos de asphaltitas de las provincias de Mendoza y Neuquén.

Los mantos asfálticos se encuentran alojados en margas correspondientes al Grupo Mendoza, o en areniscas de la Formación Diamante. A continuación, se detalla un ejemplo de cada tipo. En ambos casos la génesis del manto de asphaltita se relaciona a las intrusiones andesíticas terciarias que han removilizado el bitumen existente en los estratos del Titoniano.

La Valenciana

Es el depósito de asphaltita más importante del área de estudio, ya que es el único que ha sido explotado. Se ubica 32 km al oeste-sudoeste de Malargüe y sobre la margen derecha del río Malargüe. Para acceder a la mina desde Malargüe, debe tomarse la ruta nacional 40 hasta el km 330 y desde allí empalmar por un camino secundario recorriendo 38 km hasta La Valenciana.

Con respecto a los antecedentes bibliográficos referentes específicamente a esta mina, uno de los más antiguos y detallado consiste en el informe que Ljunger (1931) realizó para la entonces denominada Dirección de Minas y Geología. En años posteriores, varios estudios fueron llevados a cabo por YCF pudiéndose mencionar

aquellos realizados por Videla Leaniz (1947) y Gross (1951b).

La manifestación consiste en un manto interestratificado en margas bituminosas de la Formación Vaca Muerta. Se encuentra alojado concordantemente en un sinclinal, por lo que sus inclinaciones son variables (Quiroga *et al.* 1947). Los datos obtenidos en excavaciones y galerías, reportados por Ljunger (1931), indican inclinaciones entre los 13° y 28° al noroeste, y potencias decrecientes a partir de 1,25 m al sudoeste hasta 4 cm al noreste. Bergmann (1993) informó espesores máximos de hasta 4 metros.

Según Ljunger (1931), en los análisis químicos presentados el mineral es imponita en superficie, que pasa a albertita en profundidad, respondiendo a las siguientes características: humedad: 3,32 a 11,94%; material volátil: 12,23 a 57,14%; carbono fijo: 23,67 a 71,22%; cenizas: 0,44 a 10,05%; azufre: 1,24 a 2,17%; coque: 32,20 a 75,43%; poder calorífico: 5.663 a 7.021 calorías por gramo.

Bergmann (1993) reportó una producción de 150.000 t y una reserva remanente de unas 6.000 t aparentemente difícil de extraer.

El Toki

Se encuentra en las cabeceras del arroyo La Bombilla. Se accede por un camino secundario que comienza a la altura del km 325 de la ruta nacional 40 y que se dirige luego al oeste en un trayecto de 18 kilómetros.

De acuerdo a Quiroga *et al.* (1947), la veta de pirobitumen, de rumbo N-S e inclinación 25°O, se encuentra alojada en un conglomerado intercalado con areniscas y constituido por fragmentos de rocas volcánicas de tipo andesítico y por trozos de arcilla y restos de conglomerados más antiguos. Al norte del conglomerado se intruye un filón de andesita de rumbo N10°O con espesor variable entre 5 y 8 metros.

Gross (1951a) reportó vetas irregulares, discordantes a concordantes, y con espesores aparentes que pueden exceder el metro.

PETRÓLEO Y GAS

Los yacimientos petrolíferos que se encuentran en la Hoja son Puesto Adobe y Cerro Horqueta y corresponden al ámbito de la Cuenca Neuquina-Sur Mendocina. De acuerdo a la división realizada por Benítez (1993) pertenecen a yacimientos de pie de sierra (faja plegada).

La roca madre es principalmente la Formación Vaca Muerta y, en menor proporción, la Formación Agrio.

Según Benítez (1993), los análisis de presiones de ensayos de capas evidencian yacimientos fisurados con buena presión de reservorio y excelente permeabilidad. La roca reservorio para Puesto Adobe y Cerro Horqueta corresponde a calizas fracturadas de la Formación Chachao y calizas arcillosas, en parte dolomitizadas, intensamente plegadas y falladas, de la Formación Huitrín.

La roca sello consiste en calcipelitas de las formaciones Agrio y Vaca Muerta que rodean a la Formación Chachao, y también en la anhidrita basal del Miembro Chorreado de la Formación Huitrín.

7. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

En la Hoja se encuentran sitios de interés geológico que proporcionan información de los procesos geológicos a los que fue sometida la región, que por sus características excepcionales atraen la mirada curiosa de los visitantes.

Castillos de Pincheira

Se conoce como Castillos de Pincheira al monumento natural labrado por la acción del agua y el viento en rocas sedimentarias y volcánicas de edad miocena que se levanta sobre la margen sur del río Malargüe, sobre la vertiente norte del cerro Algodón. Se trata de un frente erosivo originado por el descalce que produce la erosión del río Malargüe en las rocas de la Formación Pincheira. Este conjunto de paredes labradas también por el viento, junto a una serie de conos de deyección que se distribuyen al pie, producto del material erosionado, le dan al conjunto de rocas el aspecto de un gran castillo. La belleza de esas geoformas que se asemejan a castillos se puede apreciar desde el camping que se encuentra a un lado del camino y se puede acceder a ellos a través de un puente de cables de acero que cruza el torrentoso río Malargüe.

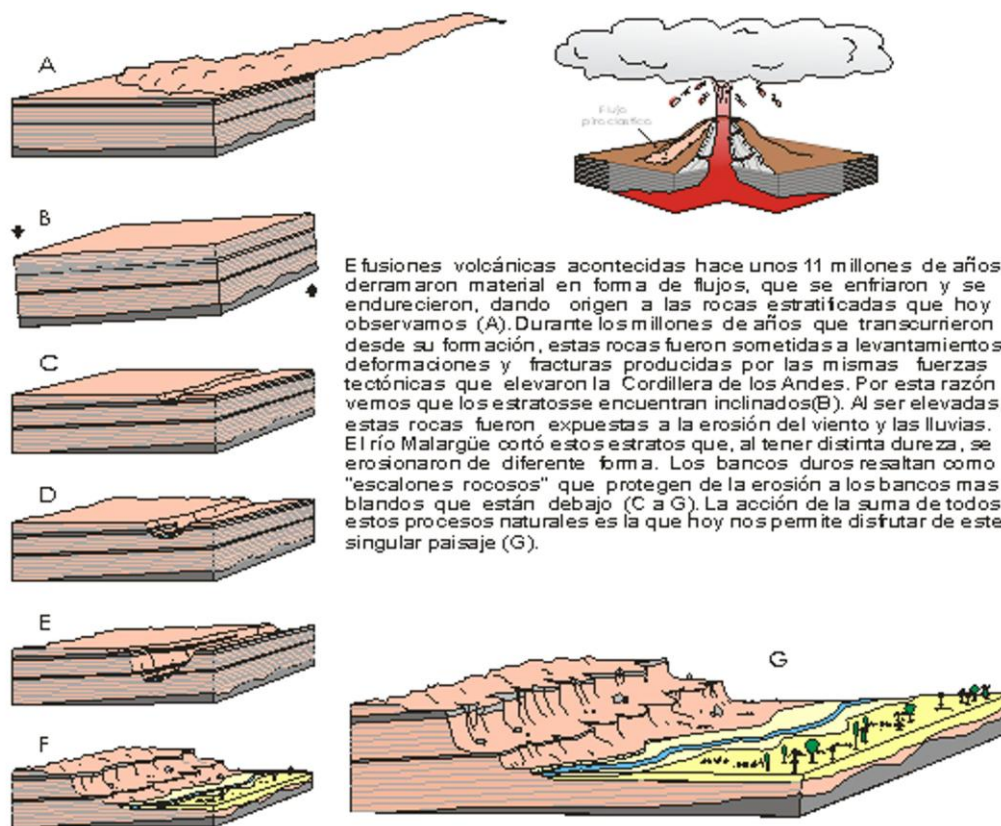


Figura 56: Esquema explicativo, elaborado para el camping de Pincheira, con el objetivo de ilustrar a los turistas el origen y evolución del paisaje observado.

Los Castillos de Pincheira se encuentran a unos 27 km al oeste de la ciudad de Malargüe. Se accede a estos por un desvío hacia el oeste de la ruta nacional 40, por la calle Fortín Malargüe. Este trayecto es un camino de ripio en buen estado, aunque a veces la circulación se torna dificultosa después de alguna lluvia, ya que es atravesado por varios arroyos que desembocan en el río Malargüe. Forma parte del Área Natural Protegida (Ley 6045) creada por su singular belleza paisajística. Debe su nombre a los hermanos Pincheira, criollos realistas durante la guerra de la independencia chilena, que huyeron tras la Cordillera para seguir cometiendo asaltos y actos de cuatrismo resguardados por los accidentes geográficos que caracterizan esta zona.

La espectacular arquitectura que presenta esta formación rocosa es un claro

ejemplo de un paisaje resultante de la acción de agentes exógenos, como la erosión fluvial, la abrasión eólica y los procesos gravitatorios; controlada por una estructura previa originada por procesos tectónicos (endógenos). El origen volcánico de las rocas es claramente visible en las paredes, donde quedaron registrados los procesos geológicos que tuvieron lugar durante el Mioceno.

Cantera de yeso La Valenciana

Se trata de una imponente cantera de yeso, propiedad de Campo El Morro S.A., ubicada 3 km al oeste de los Castillos de Pincheira. Al observarla se destaca el color brillante del yeso que contrasta con las rocas que la rodean.

Es un sitio donde los visitantes pueden tomar dimensión de la magnitud de los depósitos evaporíticos de la Formación Auquilco, originados por el brusco descenso del nivel del mar y la consecuente desecación de la cuenca marina del Jurásico. El depósito está compuesto por una sucesión estratificada de anhidrita, yeso y carbonatos, esta masa de 200 m de espesor está expuesta por conformar parte de una estructura anticlinal deformada durante la orogenia andina.

Arroyo Butamallín

El curso del arroyo Butamallín disecta la planicie tapizada por las ignimbritas pleistocenas y permite observar a la unidad S de la Formación Loma Seca, que constituye una unidad de enfriamiento compuesta por diferentes eventos de flujo. Las planicies, producto de este proceso, presentan una dureza que controla un relieve muy regular. Las zonas disectadas por la red fluvial presentan escarpas abruptas de hasta 20 m conformando paredones que originaron la denominación “Malargüe”, derivado del mapuche Malal Hue que significa “lugar de corrales naturales”. Estos sitios fueron utilizados por los pobladores como corrales naturales para contener al ganado.

El flujo piroclástico provino desde el oeste ingresando por el valle del arroyo Torrecillas, donde se emplazó la unidad S inferior, mientras que la unidad S superior continuó su recorrido hacia el este en condiciones de fluidilización mínima. El origen de estos flujos se vincula a la caldera Calabozos ubicada al oeste en territorio chileno, por lo que se estima un recorrido de 90 km desde su origen hasta emplazarse en el área de estudio.

Para poder conocer estos corrales naturales se debe recorrer el camino de huella desde el dique Blas Brísoli, al sur de la ciudad de Malargüe, hacia el oeste bordeando el río Malargüe por su margen sur. Recorriendo por este unos 10 km y luego continuando hacia el suroeste bordeando el arroyo Butamallín. En este trayecto se podrá disfrutar del paisaje y observar como el flujo piroclástico cubrió el paleorelieve pleistoceno dejando como resultado una planicie ondulada suave con longitud de onda de 1 a 2 metros.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

Aguirre Urreta, M.B. 2001. Marine Upper Jurassic-Lower Cretaceous stratigraphy and biostratigraphy of the Aconcagua-Neuquén Basin, Argentina and Chile. *Journal of Iberian Geology* 27: 71-90.

Aguirre Urreta, M.B. 2013. Amonoideos del Valanginiano-Hauteriviano de la cuenca Neuquina: sistemática, bioestratigrafía y paleobiogeografía. Tesis Doctoral. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales.

https://bibliotecadigital.exactas.uba.ar/download/tesis/tesis_n5374_AguirreUrreta.pdf

Aguirre-Urreta, M.B. y P.F. Rawson, 1997. The ammonite sequence in the Agrio Formation (Lower Cretaceous), Neuquén basin, Argentina. *Geological Magazine* 134(4): 449-458.

Aguirre-Urreta, M.B. y P.F. Rawson, 2001. Lower Cretaceous ammonites from the Neuquén Basin, Argentina: the Hauterivian *Olcostephanus* fauna. *Cretaceous Research* 22: 763-778.

Aguirre Urreta, M.B., Rawson, P.F., Concheyro, G.A., Bown, P.R. Ottone, E.G. 2005. Lower Cretaceous (Berriasian-Aptian) biostratigraphy of the Neuquén Basin. *Geological Society Special Publication* 252: 57-81.

Angelelli, V. 1942. El yacimiento de calcopirita del cerro La Virgen; los depósitos de magnetita y hematita de las Vegas Peladas y los de baritina y mineral manganífero del arroyo de las Minas. Dirección de Minas y Geología de la Nación, Carpeta 101 (inédito), 17 pp. Buenos Aires.

Angelelli, V. 1984. Yacimientos metalíferos de la República Argentina. Comisión de Investigaciones Científicas de la Provincia de Buenos Aires. Facultad de Ciencias Naturales y Museo de La Plata-UNLP, Instituto de Geología Aplicada. La Plata.

Angelelli, V., Aparicio, E. 1947. Estudio Geológico-Minero de la mina La Flor. Distrito Minero N° 3 - Malargüe Norte. Departamento San Rafael. Dirección General de Fabricaciones Militares, informe inédito, 9 pp. Mendoza.

Arcila Gallego, P.A. 2010. Los depósitos sinorogénicos del sur de Mendoza y su relación con la faja plegada y corrida de Malargüe (35°-36°S), Mendoza. Argentina. Tesis Doctoral. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales.

Arcila Gallego, P.A., Negro, C., Dal Molin, C. 2008. Distribución y descripción de la unidad S de la Formación Loma Seca entre los 35°30' - 35°40' LS. Sur de Mendoza. XVII Congreso Geológico Argentino (San Salvador de Jujuy), Tomo 4: 1479-1480.

Armella, C., Cabaleri, N.G., Cagnoni, M., Ramos, A., Valencio, S., Panarello, H. 2005 b. Caracterización paleoambiental de la Formación Calabozo, Cuenca Neuquina, provincia de Mendoza. *Ameghiniana* 42: p 49.

Armella, C., Cabaleri, N.G., Cagnoni, M., Ramos, A., Panarello, H. 2013. Early Callovian ingression in southwestern Gondwana. Palaeoenvironmental evolution of the carbonate ramp (Calabozo Formation) in southwestern Mendoza, Neuquen basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 45: 293-315.

Arregui, C., Carbone, O., Martínez, R. 2011. El Grupo Cuyo (Jurásico temprano-medio) en la cuenca Neuquina. En Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés J.M. (Eds.). *Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*. XVIII Congreso Geológico Argentino (Neuquén), Relatorio: 77-89.

Arrospide, A. 1972. Depósitos de minerales de hierro de Vegas Peladas Mina Nenche. Departamento Malargüe, Mendoza, Argentina. *Revista de la Asociación Argentina de*

Mineralogía, Petrología y Sedimentología 3(3-4): 117-131.

Artabe, A.E., Morel, E.M., Spalletti, L.A., Brea, M. 1998. Paleoambientes sedimentarios y paleoflora asociada en el Triásico tardío de Malargüe, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 53(4): 526-548.

Artabe, A.E., Ganuza, D.G., Spalletti, L.A., Zúñiga, A., Morel, E.M. 2005. Revisión de la paleoflora del Cerro La Brea (Jurásico Temprano), provincia de Mendoza, Argentina. *Ameghiniana* 42: 429-442.

Backlund, H.G. 1923. Der magmatische Anteil der Cordillera von Süd Mendoza. *Meddelangen från Åbo. Akademis Geologisk-Mineralogiska Institut.* 3: 1-298.

Barber, E. 1987. Minas Cuhinchenque y Enriquito. Secretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional de Minería y Geología, Centro de Exploración Noroeste Argentino, informe inédito. Mendoza.

Barrionuevo, L., Elizalde, C. 1950. Información preliminar sobre algunos yacimientos de la provincia de Mendoza (Hierro-Cobre-Molibdeno). Dirección General de Fabricaciones Militares, Carpeta 114 (inédito), 88 pp. Buenos Aires.

Benítez, J.C. 1993. Cuenca Neuquina-Sur Mendocina. En Ramos, V.A. (Ed.). *Geología y Recursos Naturales de Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza)*, Relatorio 3(2): 377-385.

Bergmann, F.A.J. 1993. Combustibles sólidos. En Ramos, V.A. (Ed.). *Geología y Recursos Naturales de Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza)*, Relatorio 4(6): 543-548.

Bermúdez, A., Delpino, D., Frey, F., Saal, A. 1993. Los basaltos de retroarco extraandinos. En Ramos, V.A. (Ed.). *Geología y recursos naturales de Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza)*, Relatorio: 161-172.

Bertels, M., 1968. Micropaleontología y estratigrafía del Límite Cretácico-Terciario en Huantraico (Provincia del Neuquén) *Ameghiniana*, 5 (8) (1968), pp. 279-295

Blasco, G. 1984. Determinación de una fauna de ammonites del área de la Hoja 29a, Cerro Campanario, provincia de Mendoza. Servicio Geológico Nacional, informe inédito. Buenos Aires.

Bodenbender, G. 1892. Sobre el terreno jurásico y cretácico de Los Andes argentinos entre el río Diamante y Limay. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias (Córdoba)* 13: 5-44.

Boehm, J. 1903. Über Ostreen von General Roca am Río Negro. *Zeitschrift der Deutsche Geologisches Gesellschaft* 55(4): 71-72.

Boehm, E.K. 1934. Informe del mapa geológico-topográfico escala 1:25.000 de la zona

entre el río Malargüe y el arroyo Chacay. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, informe inédito), 35 pp. Buenos Aires.

Boehm, E., 1938. Informe al plano geológico-topográfico a escala 1:25.000 de la zona del río Atuel- río Salado. Yacimientos Petrolíferos Fiscales (informe inédito), Buenos Aires.

Bouza, P. 1991. Descripción Geológica y caracterización petrográfica de las vulcanitas cenozoicas aflorantes entre los arroyos Montañés y El Yeso, Cordillera Principal, provincia de Mendoza. Trabajo Final de Licenciatura. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Departamento de Geología.

Bressan, G.S., Palma, R.M. 2008. Tafonomía e icnología de los depósitos de tormenta de la Formación Bardas Blancas (Jurásico Inferior-Medio), Mendoza, Argentina. *Ameghiniana* 45: 513-528.

Bressan, G.S., Kietzmann, D.A., Palma, R.M. 2013. Análisis de facies y estratigráfico secuencial de la Formación Bardas Blancas (Toarciano inferior-Bajociano Inferior) Cuenca Neuquina. *Ameghiniana* 50(4), R37.

Brodtkorb, M.K. de, Schalamuk, I., Barbieri, M., Ametrano, S., Fernández, R., Etcheverry, R., Aragón, E. 1985. Los yacimientos de baritina y celestina del Mesozoico de Mendoza y Neuquén, Argentina. VI Congreso Geológico Chileno (Viña del Mar), Actas 3: 156-183.

Buchanan, A.S., Kietzmann, D.A., Palma, R.M. 2017. Evolución paleoambiental de la Formación Remoredo (Jurásico inferior) en el depocentro Malargüe, Cuenca Neuquina Surmendocina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 74(2): 163-178.

Cabaleri, N.G., Armella, C., Valencio, S.A., Cagnoni, M.C., Ramos, A., Valencio, S.A. 2003. Facies analysis and palaeoenvironmental interpretation of the Calabozo Formation (Middle Jurassic), Mendoza, Argentina. *Revista Geológica de Chile* 30: 205-221.

Calvo, J.O., González Riga, B.J., Porfiri, J.D. 2007. A new titanosaur sauropod from the Late Cretaceous of Neuquén, Patagonia, Argentina. *Arquivos do Museu Nacional, Rio de Janeiro* 65(4): 485-504.

Cannelle, L.E. 1973. Recursos minerales. En Dessanti, R.N. Descripción geológica de la Hoja 29b, Bardas Blancas, provincia de Mendoza. Servicio Nacional Minero Geológico. *Boletín N° 139*: 49-62. Buenos Aires.

Carotti, 1993. Azufre biogénico en la Formación Huitrin (Cretácico inferior), Cuenca Neuquina, Dpto. Malargüe, Mendoza – Argentina. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburo, 5: 182-186.

Cellini, N. 1968. Zona Arroyo de las Minas. Área de reserva N° 30, provincia de Mendoza. Dirección General de Fabricaciones Militares (inédito), Plan Cordillerano, 15 pp. Buenos Aires.

Chiodi, V. 2014. Estudio de vulnerabilidad ambiental del Acuífero de La Laguna de

Llancanelo, en el área del bloque de concesión Llancanelo, Mendoza. Práctica Supervisada. Universidad Nacional de Córdoba, Facultad de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales, 131 pp.

Combina, A., Nullo, F. 2000. La Formación Loma Fiera (mioceno superior) y su relación con el Volcanismo y el Tectonismo Neógeno, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 55(3): 201-210.

Combina, A., Nullo, F. 2008. El 'diacronismo' de la Formación Agua de la Piedra (Terciario, Mendoza). XVIII Congreso Geológico Argentino (Neuquén), Actas 1: 87-88.

Combina, A., Nullo, F. 2011 Ciclos tectónicos, volcánicos y sedimentarios del Cenozoico del sur de Mendoza-Argentina (35°-37°S y 69°30'W). *Andean Geology* 38(1): 198-218.

Combina, A., Nullo, F., Baldauf, P., Stephens, G. 1997. Ubicación estratigráfica de la Formación Agua de la Piedra, Cuchilla de la Tristeza, Cordillera Principal, Mendoza, Argentina. VIII Congreso Geológico Chileno (Antofagasta), Actas 1: 460-464.

Concheyro, A., Lescano, M., Caramés, A., Ballent, S. 2009. Micropaleontología de la Formación Agrio (Cretácico Inferior) en distintos sectores de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65(2): 342-361.

Criado Roque, P. 1946. Relevamiento geológico estructural del anticlinal de Pampa Amarilla de Palauco, Mendoza. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales* (inédito), 32 pp. Buenos Aires.

Criado Roque, P. 1950. El Terciario del Sur de la Provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 5(4): 223-255.

Cruz, C.E., Condat, P., Kozłowski, E., Manceda, R. 1989. Análisis estratigráfico secuencial del Grupo Neuquén (Cretácico Superior) en el Valle del Río Grande, provincia de Mendoza. I Congreso Nacional de Exploración de Hidrocarburos (Mar del Plata), Actas 2: 689-714.

Dalkhamp, F.J. 1989. Classification scheme for uranium ore deposits. A state of the art review. En *Metallogenesis of uranium deposits*, International Atomic Energy Agency, 31 pp.

De Ferraris, C. 1968. El Cretácico del norte de la Patagonia. 3° Jornadas Geológicas Argentinas (Comodoro Rivadavia), Actas 1: 121-144.

De la Cal, H., Feinstein, E., Villar, H. 2018. Origen de los petróleos alojados en rocas ígneas intruídas en la Formación Vaca Muerta del yacimiento Cajón de los Caballos, provincia de Mendoza, cuenca neuquina, Argentina. X Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (San Miguel de Tucumán), Sesiones Generales Energía y Sociedad, aliados inseparables: 315-327.

Dellapé, D.A., Pando, G.A., Uliana, M.A. & Musacchio, E.A. 1978. Foraminíferos y

ostrácodos del Jurásico en las inmediaciones del arroyo Picún Leufú y la ruta 40 (Provincia del Neuquén, Argentina) con algunas consideraciones sobre la estratigrafía de la Formación Lotena. 7° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 489-507. Buenos Aires

Dellapé, D.A., Momburu, C., Pando, G.A., Riccardi, A.C., Uliana, M.A. Westermann, G.E.G. 1979. Edad y correlación de la Formación Tábanos en Chacay Melehue y otras localidades de Neuquén y Mendoza. Con consideraciones sobre la distribución y significado de las sedimentitas Lotenianas. Obra Centenario del Museo de La Plata 5: 81-105.

Dessanti, R.N. 1959. Rasgos geológicos de las regiones naturales de la Provincia de Mendoza. Boletín de Informaciones Petroleras, Nueva Serie 9(3): 769-782. Buenos Aires.

Dessanti, R.N. 1973. Descripción geológica de la Hoja 29b Bardas Blancas, provincia de Mendoza. Escala 1:200.000. Carta Geológico-Económica de la República Argentina. Servicio Geológico Nacional, Boletín N° 139, 76 pp. Buenos Aires.

Dessanti, R.N. 1978. Descripción geológica de la Hoja 28b Malargüe, provincia de Mendoza. Escala 1:200.000. Carta Geológico-Económica de la República Argentina. Servicio Geológico Nacional, Boletín N° 149, 51 pp. Buenos Aires.

Di Tommaso I., Marengo, H., Sepúlveda, E., Rosas, M.A., Santamaría, G., Buceta, G., Bayarsky, A. 2017. Hojas Geológicas 3569-27 y 3569-33 Laguna Llancanelo Norte y Laguna Llancanelo Sur, Provincia de Mendoza. Escala 1:250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín N° 430, 119 pp. Buenos Aires.

Dicarlo, D. J., y Cristallini, E., 2007. Structure of the northern margin of the Grande river, Bardas Blancas, Mendoza province. Revista De La Asociación Geológica Argentina, 62(2), 187-199.

Digregorio, J.H., Uliana, M.A. 1980. Cuenca Neuquina. En Turner, J.C. (Ed.). II Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias (Córdoba) 2: 985-1032.

Dimieri, L., 1997. Tectonic wedge geometry at Bardas Blancas, southern Andes (36°S), Argentina. Journal of Structural Geology, 19(11): 1419-1422. Oxford.

Espizúa, L.E. 1993. Quaternary Glaciations in the Rio Mendoza Valley, Argentine Andes. Quaternary Research 40: 150-162.

Fernández Cáceres, J. 1971. Geología y génesis de la mina La Flor, dpto. Malargüe, Mendoza. Trabajo final de licenciatura. Universidad Nacional de La Plata, Facultad de Ciencias Naturales.

Feruglio, E. 1935. Relaciones estratigráficas y faunísticas entre los estratos cretácicos y terciarios en la región del lago Argentino y en la del golfo de San Jorge (Patagonia). Boletín de Informaciones Petroleras 130: 65-100. Buenos Aires

Filippi, L.S. 2015. Los dinosaurios Sauropoda del Cretácico Superior del Norte de la Cuenca Neuquina, Patagonia Argentina. *Boletín del Instituto de Fisiografía y Geología* 85: 19-28.

Gerth, E. 1925. Contribuciones a la estratigrafía y paleontología de Los Andes Argentinos. Estratigrafía y distribución de los sedimentos mesozoicos en Los Andes Argentinos. Academia Nacional de Ciencias (Córdoba), Actas 9(1-2): 7-55.

Gerth, E. 1928. La estructura geológica de la Cordillera Argentina entre río Grande y el Río Diamante. En Gerth et al. (Eds.). Contribuciones a la estratigrafía y paleontología de los Andes argentinos. Academia Nacional de Ciencias (Córdoba), Actas 10: 122-170.

Gerth, E. 1931. La estructura geológica de la Cordillera Argentina entre el río Grande y el río Diamante en el sur de la provincia de Mendoza. Academia Nacional de Ciencias (Córdoba), Actas 10(2): 123-174.

Giambiagi, L.B., 1999. Interpretación tectónica de los depósitos neógenos de la cuenca de antepaís del Alto Tunuyán, en la región del río Palomares, Cordillera Principal de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 54(4): 361-374.

Giambiagi, L. B., 2003. Cenozoic deformation of the Aconcagua fold and thrust belt and Cordillera Frontal: between 33°30' to 33°45' S. *Revista De La Asociación Geológica Argentina*, 58(1), 85-96.

Giambiagi, L.B., Alvarez, P., Bechis, F., Tunik, M. 2005. Influencia de las estructuras de rift triásico-jurásicas sobre el estilo de deformación en las fajas plegadas y corridas de Aconcagua y Malargüe, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60(4): 662-661.

Giambiagi, L.B., Bechis, F., Garcia, V., Clark, A. 2008. Temporal and spatial relationships of thick and thin skinned deformation: A case study from Malargüe fold and thrust belt, southern Central Andes. *Tectonophysics* 459(4): 123-139.

Giambiagi, L.B., Ghiglione, M., Cristallini, E., Bottessi, G. 2009. Kinematic models of basement/cover interaction: Insights from the Malargüe fold and thrust belt, Mendoza, Argentina. *Journal of Structural Geology* 31(12): 1443-1457.

Giampaoli, P. y J. Dajczgewand, 2005. Faja plegada y corrida de Malargüe: la estructura a la latitud del río Salado. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales, (Inédito)*, 1-16, Buenos Aires

Gulisano, C. y R. Gutierrez Pleimbling, 1994. The Jurassic of the Neuquen Basin, Mendoza Province, Field Guide: Asociación Geológica Argentina, 41-50. Buenos Aires.

Gulisano, C. y R. Gutiérrez Pleimling, 1995. The Jurassic of the Neuquén Basin, b) Mendoza Province. Asociación Geológica Argentina, Serie E3: 103 p. Buenos Aires.

González Díaz, E.F. 1972. Descripción Geológica de la Hoja 30e Agua Escondida, provincias de Mendoza y La Pampa. Escala 1:200.000. Carta Geológico-Económica de

la República Argentina. Servicio Nacional Minero Geológico, Boletín N° 135, 85pp. Buenos Aires.

González Díaz, E.F, 1979. Descripción geológica de la Hoja 31 d, La Matancilla, provincia de Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 173,-96 pp. Buenos Aires

Gorroño, R., Pascual, R. y R. Pombo, 1979. Hallazgo de mamíferos eógenos en el sur de la provincia de Mendoza. Su implicancia en las dataciones de los “Rodados Lustrosos” y del primer episodio orogénico del Terciario de la región. VII Congreso Geológico Argentino, Actas II:475-487. Buenos Aires.

Gorroño, R., Nakayama, C., Viller, D.E. 1984. Evolución estructural del pie de sierra externo en la zona de Malargüe, provincia de Mendoza. IX Congreso Geológico Argentino (San Carlos de Bariloche), Actas 2: 125-136.

Groeber, P. 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección Nacional de Minas, Geología e Hidrogeología; Publicación N° 58, 110 pp. Buenos Aires.

Groeber, P. 1933. Confluencia de los ríos Grande y Barrancas (Mendoza y Neuquén). Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín N° 38: 1-72. Buenos Aires

Groeber, P. 1939. Informe geológico sobre la zona de embalse del proyectado dique en Nihuil (Provincia de Mendoza). Informe inédito dactilografiado, 88 pp. Buenos Aires.

Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 1. Hoja Chos Malal. Revista de la Sociedad Geológica Argentina 1: 177-208.

Groeber, P. 1947. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. 2. Hojas Sosneado y Maipo. Revista de la Asociación Geológica Argentina 2(2): 141-176.

Groeber, P. 1951. La alta cordillera entre las latitudes 34° y 29°30”. Instituto Nacional de Investigación de las Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia. Revista Ciencias Geológicas 1(5): 235-352.

Groeber, P., Stipanovic, P.N. 1953. Triásico. En Groeber, P., Stipanovic, P.N., Mingramm, A.R.G. (Eds.). Mesozoico. Geografía de la República Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos 2(1): 13-141.

Gross, W.G. 1951a. Croquis geológico de la región asfaltífera de Río Malargüe, Mendoza. Yacimientos Carboníferos Fiscales (inédito), Carpeta N° 728. Biblioteca Servicio Geológico Minero Argentino. Buenos Aires.

Gross, W.G. 1951b. Últimas observaciones geológicas realizadas en la mina La Valenciana (río Malargüe). Yacimientos Carboníferos Fiscales (inédito). Buenos Aires.

Grossi, B., Salas, J.A. 1950. Informe sobre las minas El Cajón, La Cumbre, El Páramo, El Arroyo, Santa Teresita, San Eduardo (plomo) y Omega (baritina). Banco de Crédito

Industrial Argentino, Carpeta N° 366, 17 pp. Biblioteca Servicio Geológico Minero Argentino. Buenos Aires.

Guerstein, P. 1989. La ignimbrita Malargüe y su probable vinculación con la Caldera Calabozos (35° 30'S). Reunión de Geotransectas de América del Sur, Actas 1: 155-159.

Gulisano, C.A. 1981. El ciclo Cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza. VIII Congreso Geológico Argentino (San Luis), Actas 3: 579-592.

Gulisano, C.A., Gutiérrez Pleimling, A.R., Digregorio, R.E. 1984. Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica del oeste de la provincia del Neuquén. IX Congreso Geológico Argentino (San Carlos de Bariloche), Actas 1: 236-259.

Gulisano, C.A., Gutiérrez Pleimling, A.R. 1995. The Jurassic of the Neuquén Basin. b) Mendoza Province. Secretaría de Minería de la Nación, Publicación N° 158: 1-111. Buenos Aires.

Haller, M.J., Nullo, F.E., Parica, P.D., Zentilli, M. 1985. Inclusiones hornblendíferas en las vulcanitas del Cerro Desagüe, Cordillera Principal, Mendoza, Argentina. IV Congreso Geológico Chileno (Antofagasta), 4: 192-214.

Herrero Ducloux, A. 1946. Contribución al conocimiento geológico del Neuquén extrandino. Boletín de informaciones petroleras 266: 245-281. Buenos Aires.

Hildreth, W., Grunder, A., Drake, R. 1984. The Loma Seca Tuff and the Calabozos Caldera, A major ash-flow and caldera complex in the Southern Andes of Central Chile. Bulletin Geological Society of America 95: 45-54.

Hildreth, W., Fierstein, J., Godoy, E., Drake, R.E., Singer, B. 1999. The Puelche Volcanic Field: extensive Pleistocene rhyolite lava flows in the Andes of central Chile. Revista geológica de Chile 26(2): 275-309.

Iglesias Llanos, M.P., Palma, R.M., Kietzmann, D.A. 2013. First magnetostratigraphic results of the Upper Jurassic-Cretaceous VacaMuerta Formation, Neuquén basin, Argentina. Latinmag Letters 3(1-2), Special Issue OB022. Proceedings Montevideo, Uruguay.

Ihering, H. von 1907. Les Mollusques Fossiles du Tertiaire et du Crétacé Supérieur de l'Argentine. Anales del Museo Nacional de Buenos Aires, Serie 3(9): 1-611.

Jutorán, A. 1961. Estudio geológico económico de la mina La Flor, departamento Malargüe, provincia de Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería, Carpeta N° 590. Informe inédito. Biblioteca Servicio Geológico Minero Argentino. Buenos Aires.

Kay, S.M., Ramos, V.A., Mpodozis, C., Sruoga, P. 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwana margin. Analogy to the Middle Proterozoic in North America? Geology 17: 324-328.

Kay, S.M., Mancilla, O., Copeland, P., 2006. Evolution of the late Miocene Chachauén

volcanic complex t 37°S over a transient shallow subduction zone under the Neuquén Andes. En: Kay, S.M. y Ramos, V.A., eds., Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat). Geological Society of America, Special Paper 407: 185-213.

Keidel, J. 1917. Über das patagonische Tafelland und ihre ziehungen zu den geologischen ercheinungen in den Argentinischen Anden gebiet und Litoral. Zeitschrift der Deutsche Akademie Wiissenschaft 3(5-6): 219-245. Stuttgart.

Kietzmann, D.A. 2007. Cicloestratigrafía y bioestratigrafía de la Formación Vaca Muerta origen y frecuencia de su ritmicidad, arroyo Loncoche – Malargüe, Mendoza. Trabajo final de licenciatura. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, 152 pp.

Kietzmann, D.A., Palma, R.M., Bressan, G.S. 2008. Facies y microfacies de la rampa tithoniana-berriasiana de la Cuenca Neuquina (Formación Vaca Muerta) en la sección del Arroyo, Loncoche - Malargüe, provincia de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina 63: 696-713.

Kietzmann, D.A., Palma, R.M., Riccardi, A.C., Martín Chivelet, J., López-Gómez, J. 2014. Sedimentology and sequence stratigraphy of a Tithonian-Valanginian carbonate ramp (Vaca Muerta Formation): A misunderstood exceptional source rock in the Southern Mendoza area of the Neuquén. Sedimentary Geology 302: 64-86.

Kietzmann, D.A., Palma, R., Ferreyra, T. 2016. Análisis de facies y asignación estratigráfica de los depósitos fluviales innominados del jurásico medio de la Cuenca Neuquina surmendocina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 73(1): 105-116.

Kozlowski, E., Cruz, C., Rebay, G.A. 1987. El Terciario vulcanoclástico de la zona de Puntilla de Huincán. Provincia de Mendoza Argentina. Simposio de Vulcanismo Andino. X Congreso Geológico Argentino (San Miguel de Tucumán), Actas 4: 229-232.

Kozloswki, E., Manceda, R., Ramos, V.A. 1993. Estructura. En Ramos, V.A. (Ed.). Geología y Recursos Naturales de Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Relatorio 18: 235-256.

Lanés, S. 2002. Paleoambientes y paleogeografía de la primera transgresión en cuenca Neuquina, sur de Mendoza. (info:eu-repo/semantics/doctoralThesis). Tesis doctoral. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales.

Lanés, S., Palma, R.M. 1995. Depósitos lacustres y oncoides de la sección media de la Formación Remoredo (Precuyano), valle del río Grande, Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina 48: 317-322.

Lanés, S., Giambiagi, L., Bechis, F., y Tunik, M. 2008. Late triassic - Early Jurassic successions of the Atuel Depocenter: Sequence stratigraphy and tectonic controls. Revista de la Asociacion Geologica Argentina, 63: 534–548.

Lanés, S., Gnaedinger, S., Zavattieri, A. y Lezama, L. 2013. Sedimentary

paleoenvironment and fossil plants of the el freno formation (Early Jurassic) in Las Leñas Valley, Neuquén basin. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 70: 465-476.

Lapidus, A. 1957. Proyecto de explotación de las minas de plomo La Flor, Yupanqui, Cuhinchenque y El Cajón, distrito Malargüe, provincia de Mendoza. Dirección Nacional de Minería (inédito), Carpeta N° 359, 35 pp. Biblioteca Servicio Geológico Minero Argentino. Buenos Aires.

La Rocque, J.A. 1968. Informe final del Cerro Torrecillas, área de reserva n° 31, provincia de Mendoza, Argentina. Plan Cordillerano. Dirección General de Fabricaciones Militares (inédito), Programa de las Naciones Unidas para el Desarrollo, Carpeta N° 700-18. Biblioteca Servicio Geológico Minero Argentino. Buenos Aires.

Lardone, L., Meza, J.C., Salvarredi, J.A. 1993. Yacimientos Uraníferos. En Ramos, V.A. (Ed.). *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Relatorio: 537-542.

Lazo, D.G., Concheyro, A., Ottone, E.G., Guler, M.V., Aguirre Urreta, M.B. 2009. Bioestratigrafía integrada de la Formación Agrio, en su localidad tipo, Cretácico temprano de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65(2): 322-341.

Leanza, A.F. 1945 Amonites del Jurásico superior y del Cretáceo inferior de la Sierra Azul, en la parte meridional de la provincia de Mendoza. *Anales del Museo de la Plata nueva serie paleontología: sección a; paleozoología* 6, moluscos N° 1. Universidad Nacional de La Plata Instituto del Museo.

Leanza, A.F., Leanza, H.A. 1973. *Pseudofavrella* gen. nov. (Ammonitina) del Hauteriviano de Neuquén, sus diferencias con *Favrella* R. Douv. (1909) del Aptiano de Patagonia Austral y una comparación entre el geosinclinal andino y el geosinclinal magallánico. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias (Córdoba)* 50(1-4): 127-145.

Leanza, H.A. 1981. Faunas de ammonites del Jurásico Superior y Cretácico Inferior de América del Sur, con especial consideración de la Argentina. En Volkheimer, W., Musacchio, E. (Eds.). *Cuencas sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur* 2: 559-597.

Leanza, H.A. 1992. Estratigrafía del Paleozoico y Mesozoico anterior a los Movimientos Intermálmicos en la comarca del Cerro Chachil, provincia del Neuquén, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 45 3-4): 272-299.

Leanza, H.A. 1994. Estratigrafía del Mesozoico posterior a los Movimientos Intermálmicos en la comarca del Cerro Chachil, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 48(1): 71-84.

Leanza, H.A. 2003. Las sedimentitas huitrinianas y rayosianas (Cretácico inferior) en el ámbito central y meridional de la cuenca Neuquina, Argentina. *Servicio Geológico Minero Argentino, Serie Contribuciones Técnicas - Geología* 2: 1-31.

Leanza, H.A. 2009. Las principales discordancias del Mesozoico de la Cuenca Neuquina según observaciones de superficie. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales* 11, 145-184. Buenos Aires.

Leanza H.A., Hugo, C.A. 1978. Sucesión de ammonites y edad de la Formación Vaca Muerta y sincrónicas entre los paralelos 35° y 40° l.s. Cuenca Neuquina-Mendocina. *Revista Asociación Geológica Argentina* 32(4): 248-264.

Leanza, H.A., Hugo, C.A. 1997. Hoja Geológica 3969-III, Picún Leufú, provincia del Neuquén y Río Negro. *Boletín Instituto de Geología y Recursos Naturales*. Escala 1:250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín N° 218: 135 pp. Buenos Aires.

Leanza, H.A., Marchese, H., Riggi, J. 1977. Estratigrafía del Grupo Mendoza con especial referencia a la Formación Vaca Muerta entre los paralelos 35° y 40° l.s. Cuenca Neuquina-Mendocina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 32(3): 190-208.

Leanza, H.A., Repol, D., Sruoga, P., Hugo, C.A., Fauqué, L. Zanettini, J.C.N. 2005. Hoja geológica 3769-31, Chorriaca, provincia del Neuquén. Escala 1:250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín N° 354, 93 pp. Buenos Aires.

Leanza, H.A., Sattler, F., Martinez, R.S., Carbone, O. 2011. La Formación Vaca Muerta y equivalentes (Jurásico tardío - Cretácico temprano) en la cuenca neuquina. En Leanza, H.A., Arregui, C., Carbone, O., Danieli, J.C., Vallés, J.M. (Eds). *Geología y Recursos Naturales de la provincia del Neuquén*. XVIII Congreso Geológico Argentino (Neuquén), Relatorio: 113-129.

Leanza, H.A., Mazzini, A., Corfu, F., Llambías, E.J., Svensen, H., Planke, S., Galland, O. 2013. The Chachil limestone (Pliensbachian-earliest Toarcian) Neuquén Basin, Argentina: UePb age calibration and its significance on the Early Jurassic evolution of southwestern Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences* 42: 171-185.

Legarreta, L. 1985. Análisis estratigráfico de la Formación Huitrín (Cretácico inferior), provincia de Mendoza. Tesis Doctoral. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, 197 pp.

Legarreta, L. 1991. Evolution of a Callovian-Oxfordian carbonate margin in the Neuquén Basin of west-central Argentina: facies, architecture, depositional sequences and global sea-level changes. *Sedimentary Geology* 70(2-4): 209-240.

Legarreta, L. 2002. Eventos de desecación en la Cuenca Neuquina: depósitos continentales y distribución de hidrocarburos. V Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Mar del Plata), Actas CD, 20 pp.

Legarreta, L., Boll, A. 1982. Formación Huitrín. Análisis estratigráfico y esquema prospectivo. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Informe inédito. Buenos Aires.

Legarreta, L., Gulisano, C.A. 1989. Análisis estratigráfico de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior), Argentina. En Chebli, G.A., Spalletti, L.A. (Eds.).

Cuencas Sedimentarias Argentinas. Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica 6: 221-244.

Legarreta, L., Kozłowski, E. 1981. Estratigrafía y sedimentología de la Formación Chachao, provincia de Mendoza. VIII Congreso Geológico Argentino (San Luis), Actas 2: 521-543.

Legarreta, L., Uliana, M.A. 1991. Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of back-arc basin fill, central Argentine Andes. International Association of Sedimentologists, Special Publication 12: 429-450.

Legarreta, L., Uliana, M.A. 1996. The Jurassic succession in westcentral Argentina: stratal patterns, sequences and paleogeographic evolution. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 120: 303-30.

Legarreta, L., Uliana, M.A. 1999. El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la cuenca Neuquina. Facies sedimentarias. En Caminos, R. (Ed.). Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 29(16): 399-416.

Legarreta, L., Kokogián, D.A., Bogetti, D.A. 1989. Depositional sequences of the Malargüe Group (Upper Cretaceous – Lower Tertiary), Neuquén Basin, Argentina. Cretaceous Research 10: 337-356.

Legarreta, L., Gulisano, C.A., Uliana, M.A. 1993. Las secuencias sedimentarias Jurásico-Cretácico. En Ramos, V.A. (Ed.). Geología y Recursos Naturales de Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Actas 9: 87-114.

Linares, E. 2001. Catálogo de edades radiométricas de la República Argentina. Parte II: años 1988-2000. Asociación Geológica Argentina, Serie F, Publicaciones en CD1, Buenos Aires.

Ljunger, E. 1931. Informe sobre el carbón asfáltico de las Romazas (Mina La Valenciana) en el distrito de Malargüe, departamento de San Rafael, Mendoza. Dirección de Minas y Geología (inédito), Carpeta N° 25. Biblioteca Servicio geológico Minero Argentino. Buenos Aires.

Llambías, E.J., Kleiman, L.E., Salvarredi, J.A. 1993. El magmatismo Gondwánico. En Ramos, V.A. (Ed.). Geología y Recursos Naturales de Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Relatorio: 53-64.

Llambías, E.J., Quenardelle, S., Montenegro, T. 2003. The Choiyoi Group from central Argentina: a subalkaline transitional to alkaline association in the craton adjacent to the active margin of the Gondwana continent. Journal of South American Earth Sciences 16: 243-257.

Llambias, E.J., Sato, A.M., Basei, M.A.S. 2005. El basamento prejurásico medio en el anticlinal Chihuido, Malargüe: evolución magmática y tectónica. Revista Asociación

Geológica Argentina 60(3): 567-578.

Maceda, R., Figueroa, D. 1993. La inversión del Mesozoico en la Faja Plegada y Corrida de Malargüe. En Ramos, V.A. (Ed.). Geología y Recursos Naturales de Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Actas 3: 179-187.

Maceda, R., Figueroa, D. 1995. Inversion of the Mesozoic Neuquén rift in Malargüe fault and thrust belt. Mendoza. Argentina. En Tankard, A.J., Suárez, R., Welsink, H.J. (Eds.). Petroleum basins of South America. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 62: 369-382.

Maceda, R., Bolatti, N.D., Manoni, R. 1992. Modelo estructural para la zona de Bardas Blancas. Boletín de Información Petrolera, Tercera Época, Año 9(31): 32-103. Buenos Aires.

Mazzini, A., Sevensen, H., Leanza, H., Corfu, F., Planke, S. 2010. Early Jurassic shale chemostratigraphy and U–Pb ages from the Neuquén Basin (Argentina): Implications for the Toarcian Oceanic Anoxic Event. Earth and Planetary Science Letters 297: 633-645.

Méndez, V., Zanettini, J.C., Zappettini, E.O. 1995. Geología y Metalogénesis del Orogéno Andino Central, República Argentina. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Secretaría de Minería de la Nación, Anales 23, 190 pp. Buenos Aires.

Menéndez, C. 1951. La flora mesozoica de la Formación Llantenes (provincia de Mendoza). Revista Instituto Nacional de Investigaciones en Ciencias Naturales (Botánica) 2(3): 147-261. Buenos Aires.

Mescua, J.F., Barrionuevo, M., Giambiagi, L., Suriano, J., Spagnotto, S., Stahlschmidt, E., De la Cal, H., Soto, J.L., Mazzitelli, M. 2019. Stress field and active faults in the orogenic front of the Andes in the Malargüe fold-and-thrust belt (35°-36°S): Tectonophysics 766: 179-193. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2019.06.003>

Mombrú, C.A., Uliana, M.A., Bercowski, F. 1978. Estratigrafía y Sedimentología de las acumulaciones biocarbonáticas del Cretácico inferior del sur mendocino. VII Congreso Geológico Argentino (Neuquén), Actas 1: 685-700.

Mosquera, A., Ramos, V.A. 2006. Intraplate deformation in the Neuquén embayment. En Kay, S.M., Ramos, V.A. (Eds.). Late Cretaceous to Recent magmatism and tectonism of the Southern Andean margin at the latitude of the Neuquén basin (36-39°S). Geological Society of America, Special Paper 407: 214-236.

Musacchio, E. 2006. Charophyta del Cretácico tardío y el paleoceno del centro oeste de Argentina. Revista Brasileira de Paleontología 9(1): 93-100.

Mutti, E., Gulisano, C.A., Legarreta, L. 1994. Anomalous systems tracts stacking patterns within 3rd. Orden depositional sequences (Jurassic – Cretaceous) backarc Neuquén Basin, Argentina Andes. En Posamentier, H.W., Mutti, E. (Eds.). Second High Resolution Sequence Stratigraphy Conference, Abstracts: 137-143, Trempt.

Naipauer, M. 2016. Edades U-Pb en circones detríticos de la Formación Tordillo en la cuenca neuquina, centro-oeste de Argentina: implicancias en la edad absoluta del límite jurásico-cretácico. *Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales* 68: 73-84.

Narciso, V., Santamaría, G., Zanettini, J.C. 2001. Descripción de la Hoja Geológica 3769-I Barrancas, Provincias de Mendoza y Neuquén. Escala 1:250.000. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín N° 253: 49 pp. Buenos Aires.

Negro, C., Dal Molín, C., Arcila, P.A. 2008. Nueva evidencia cronológica del basalto del cerro Morro, Malargüe, provincia de Mendoza. XVII Congreso Geológico Argentino (San Salvador de Jujuy), Actas 2: 1192-1193.

Nullo, F.E. 1985. Descripción Geológica de la Hoja 29a Cerro Campanario. Provincia de Mendoza. Escala 1:200.000. Servicio Geológico Nacional. Informe inédito. Buenos Aires.

Nullo, F., Stephens, G., Otamendi, J. 1997. Evolución Geoquímica del Arco Volcánico Neógeno en el sur de Mendoza, Argentina. VIII Congreso Geológico Chileno (Antofagasta), Actas 2: 1404-1408.

Nullo, F., Stephens, G., Otamendi, J., Baldauf, P. 2002. El volcanismo del Terciario superior del sur de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 57(2): 119-132.

Nullo, F.E., Stephens, G., Combina, A., Dimieri, L., Baldauf, P., Bouza, P., Zanettini, J.C.M. 2005. Hoja Geológica 3569-III / 3572-IV, Malargüe, provincia de Mendoza. Escala 1:250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín N° 346, 85 pp. Buenos Aires.

Núñez, E. 1976. Descripción Geológica de la Hoja 28c "El Nihuil". Provincia de Mendoza. Escala 1:200.000. Servicio Geológico Nacional. Informe inédito. Buenos Aires.

Ostera, H.A. 1997. Síntesis sobre el magmatismo Terciario en el área del cerro Serrucho, Cordillera Principal, Malargüe, Mendoza, Argentina. Simposio Final "Evolución Litosférica de Los Andes". VIII Congreso Geológico Chileno (Antofagasta), Actas 1: 1418-1423.

Ostera, H., Linares, E., Haller, M.J. 1999. Paramillos Altos Intrusive Belt, Southern Mendoza, Argentina. Ages, Chemical and Isotopic Constraints. II Simposio Sudamericano de Geología Isotópica, Actas 1: 256-260.

Ostera, H., Haller, M.J., Linares, E., Joensen, V. 2000. Geochemical Evidences and Implicancias on Contrasting Magma Sources at Paramillos Altos Intrusive Belt, Southern Mendoza, Argentina. IX Congreso Geológico Chileno (Puerto Varas), Actas 1: 669-673.

Palma, R.M., Lanés, S. 2001. Shell bed stacking patterns in the Chachao Formation (early Valanginian) in Malargüe area, Mendoza province, Neuquen Basin-Argentina Carbonates and Evaporites 16(2): 168-180.

Palma, R.M., Piethé, R.D. Bressan, G.S y D.A., Kietzman, 2005. Tafonomía de los depósitos de rampa externa de la Formación La Manga, Bardas Blancas, Mendoza. Conference: 16 Congreso Geológico Argentino Volume: 3

Palma, R.M., López Gómez, J., Piethé, R.D. 2007b. Oxfordian ramp system (La Manga Formation) in the Bardas Blancas area (Mendoza Province), Neuquén Basin, Argentina: facies and depositional sequences. Sedimentary Geology 195: 113-134.

Palma, R.M., Mehdli, M., Bressan, G.S., Kietzmann, D.A. 2007a. Carbonatos subtropicales de la Formación Calabozo (Caloviano) y su diagénesis, Cuenca Neuquina, Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina 62(2): 163-174.

Palma, R.M, Bressan, G.S., Kietzmann, D.A. 2008. Diagenesis of bioclastic oyster deposits from the Lower Cretaceous (Chachao Formation), Neuquén Basin, Mendoza Province. Carbonates and Evaporites 23: 39-49.

Palma, R.M., Riccardi, A.C., Kietzmann, D.A., Martín-Chivelet, J., López-Gómez, J., Bressan, G.S. 2011. Depósitos carbonáticos de la Formación La Manga (Caloviano Inferior-Oxfordiano medio): Evidencias de regresión forzada. depocentro Atuel, Mendoza, Cuenca Neuquina. XVIII Congreso Geológico Argentino (Buenos Aires), S 13: 907-908. Rocas carbonáticas y evaporíticas.

Papú, O. 2002. Nueva especie de *grapnelispora* del campaniense-maastrichtiense, provincia de Mendoza, Argentina. Inferencias filogenéticas, paleobiogeográficas y paleoambientales. Revista Española de Paleontología 12: 197-205.

Parras, A., Casadío, S., Pires, M. 1998. Secuencias depositacionales del grupo Malargüe y el límite Cretácico –Paleógeno en el sur de la provincia de Mendoza, Argentina. En Casadío, S. (Ed.). Paleógeno de América del Sur y de la Península Antártica. Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 5: 61-69.

Parras, A. y S. Casadío, 1999. Paleogeografía del Sector Septentrional de la Cuenca Neuquina, durante el intervalo Campaniano-Danianio. VII Jornadas Pampeanas de Ciencias Naturales, Coprocna: 261-268.

Peña, A. 1955. Informe y exploración de yacimientos de hierro Zona Sur, El Kaiser; Rezago; Vegas Peladas; Vegas Atravesadas; Corrales de Pacheco; El Peto; Piedra Imán; Las Tordillas Monteagudo, pcia. de Mendoza. Dirección Nacional de Minería, Carpeta N° 913. Biblioteca Servicio Geológico Minero Argentino. Informe Inédito.

Ploszkiewicz, J.V., Gorroño, R. 1988. Tectónica de inyección salina en la faja plegada y corrida del sur de Mendoza. Boletín de Información Petrolera, Tercera Época, Año 5(14): 29-34. Buenos Aires.

Pons, M.J., Franchini, M.B., Etcheverry, R.O. 2002. Distribución de las alteraciones en la

manifestación de hierro del skarn de Vegas Peladas, sudoeste de la provincia de Mendoza. En Brodtkorb, M.K. de, Koukharsky, M., Leal, P.R. (Ed.). *Mineralogía y Metalogenia*. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales: 345-351.

Polanski, J., 1957. Prolegómeno a la estratigrafía y tectónica del Terciario de la Depresión Intermontana del Alto Tunuyán. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Físicas y Naturales. *Contribuciones Científicas, Geología*, I(2):95-139. Buenos Aires

Polanski, J., 1963. Estratigrafía, Neotectónica y Geomorfología del Pleistoceno pedemontano de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 17(3-4):181-199. Buenos Aires.

Pons, M.J., Franchini, M.B, Schalamuk, I.B., Ulbrich, M.N.C. 2004. Características de las rocas ígneas del Co. Las Minas y su vinculación con los skarns (Fe) de Vegas Peladas, Cordillera Principal, SO de Mendoza. VII Congreso de Mineralogía y Metalogenia: 273-278.

Pons, M.J., Franchini, M.B., López Escobar, L. 2007. Los cuerpos ígneos neógenos del Cerro de las Minas (35,5°S-69,9°O), Cordillera Principal de los Andes, SO de Mendoza: geología, petrografía y geoquímica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62(2): 267-282.

Prezzi, C., Risso, C., Orgeira, M.J., Nullo, F., Margonari, L., Németh, K. 2013. Reverse step toes in Llancanelo volcanic field, Mendoza-Argentina. *Geological and geophysical evidences Latinmag Letters*, Volume 3, Special Issue (2013), OB11, 1-7. Proceedings Montevideo, Uruguay.

Quiroga, P.J., Meyerhoff, H.A., Piscione, C.A.S. 1947. Los pirobitúmenes asfálticos y las asfaltitas de la República Argentina. Dirección General de Fabricaciones Militares, Carpeta N° 54. Biblioteca Servicio Geológico Minero Argentino. Informe Inédito. Buenos Aires.

Ramos, V.A. 1981. Descripción geológica de la hoja 33c, Los Chihuidos norte, provincia del Neuquén. Servicio Geológico Nacional Argentina, Boletín N° 182: 1-103. Buenos Aires.

Ramos, V.A. 1988. The tectonics of the Central Andes; 30° to 33°S latitude. En: Clark, S. y Burchfield, D., eds., *Processes in continental lithospheric deformation*. Geological Society of America, Special Paper 218: 31-54.

Ramos, V.A. 1993. Interpretación tectónica. En Ramos, V.A. (Ed.), *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Relatorio: 257-266.

Ramos, V.A. 1999. Plate tectonic setting of the Andean cordillera. *Episodes* 22(3): 183-190.

Ramos, V.A., Folguera, A. 2005. El origen de Payenia (Mendoza sur y norte de Neuquén): evolución estructural y tectonomagmática de los Andes a estas latitudes.

XVI Congreso Geológico Argentino (La Plata), Actas CD-ROM, Artículo N° 258, 8 pp.

Ramos, V. A. y Kay, S. M., 2006. Overview of the tectonic evolution of the southern Central Andes of Mendoza and Neuquén (35°-39°S latitude). En: Kay, S. M. y Ramos, V. A. (Eds.) Evolution of the Andean margin: a tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°39°S latitude), Geological Society of America, Special Paper 407: 1-17.

Ramos, V.A., Nullo, F.E. 1993. El volcanismo de arco cenozoico. En Ramos, V.A. (Ed.). Geología y Recursos Naturales de Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Relatorio 1: 149-160.

Reijnenstein, C. 1967. Estratigrafía y tectónica de la zona al norte del río Atuel, entre los arroyos Blanco y Malo, provincia de Mendoza. Trabajo Final de Licenciatura. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, 67 pp.

Riccardi, A.C. 2008. El Jurásico de Argentina y sus amonites. Revista de la Asociación Geológica Argentina 63: 625-643.

Riccardi, A.C., Damborenea, S.E. (Eds.) 1993. Léxico Estratigráfico Argentino. Volumen IX. Jurásico - Asociación Geológica Argentina, Serie B (Didáctica y Complementaria), 21: 1-477. Buenos Aires.

Riccardi, A.C., Gulisano, C.A. 1990. Unidades limitadas por discontinuidades. Su aplicación al Jurásico andino. Revista de la Asociación Geológica Argentina 45(3-4): 346-364.

Riccardi, A.C., Damborenea, S.E., Manceñido, M.O. 1993. Invertebrados Mesozoicos. En Ramos, V.A. (Ed.). Geología y Recursos Naturales de Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza) Relatorio: 329-340.

Riccardi, A.C., Leanza, H.A., Damborenea, S.E., Manceñido, M.O., Ballent, S.C., Zeiss, A., 2000. Marine Mesozoic Biostratigraphy of the Neuquén Basin. SH1 Sonderheft ZAG, Hannover, pp. 103e109.

Risso, C., Nemeth, K., Nullo, F., Inbar, M. 2010 "Circular features" on old solidified lava flow fields associated with some young scoria cones from Llanquanelo and Payún Matrú volcanic fields, Mendoza Province, Argentina. En Tassone, A., Lodolo, E., Menichetti, M., Rapalini, A. (Guest Eds.). International Geological Congress on the Southern Hemisphere (Mar del Plata), Scientific Contributions of the GeoSur2010 22-23: 83-85. Argentina.

Rolleri, E.O., Criado Roque, P. 1970. Geología de la provincia de Mendoza. IV Jornadas Geológicas Argentinas (Mendoza), Actas 2: 1-60.

Salaberry, C. 1982. Informe definitivo sobre las áreas de reserva provincial N° 5 Arroyo de las Minas y N° 6 Cerro de la Virgen. Subsecretaría de Estado de Minería, 87 pp. Inédito. Mendoza.

Salinas, R., Péndola, H. 1959. Informe sobre el yacimiento de azufre Andalucía. Informe BIRA. Inédito. Buenos Aires.

Sanci, R. 2005. Evolución ambiental y bioestratigráfica de las Formaciones Bardas Blancas y Tres Esquinas (Grupo Cuyo), Cuenca Neuquina, Mendoza. Trabajo final de licenciatura. Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, 114 pp.

Sarudiansky, R., del Carril, F. 1984. Los yacimientos de baritina y celestina de la provincia de Mendoza. IX Congreso Geológico Argentino (San Carlos de Bariloche), Actas 5: 452-473.

Schiller, W. 1912. La Alta Cordillera de San Juan y Mendoza y parte de de la provincia de San Juan. Ministerio de Agricultura de la Nación. Sección Geología, Mineralogía y Minería, Anales 7(5): 1-68. Buenos Aires.

Serrano, A., Devito, H. 1953. Informe general sobre la cuenca plumbífera de Malargüe, Mendoza. Dirección Nacional de Minería, 173 pp. Inédito. Buenos Aires.

Silvestro, J., Atencio, M. 2009. La cuenca Cenozoica del río Grande y Palauco: edad, evolución y control estructural Faja plegada de Malargüe (36°S). Revista de la Asociación Geológica Argentina 65(1): 154-169.

Silvestro, J., Kraemer, P. 2005. Evolución tectosedimentaria de la Cordillera Principal en el sector surmendocino a los 35°30'S. Faja Plegada de Malargüe. República Argentina. VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos (Mar del Plata), Actas CD.

Silvestro, J., Kraemer, P., Achilli, F., Brinkworth, W. 2005. Evolución de las cuencas sinorogénicas de la Cordillera Principal entre 35°- 36° S, Malargüe. Revista de la Asociación Geológica Argentina 60(4): 627-643.

Spalletti, L.A., Morel, E.M. 1992. La sedimentación fluvial en la etapa inicial de evolución de una cuenca vinculada con fallas activas y vulcanismo explosivo: la Formación Chihuú (Triásico), sur de Mendoza (Argentina). IV Reunión Argentina de Sedimentología (La Plata), Actas 1: 159-166.

Spalletti, L.A., Franzese, J.R., Morel, E.M. y Artabe, A.E. 2005. Nuevo enfoque estratigráfico del Triásico – Jurásico Temprano en la región del Río Atuel, Provincia de Mendoza. 16° Congreso Geológico Argentino (La Plata), 2: 77-82.

Spalletti, L.A., Morel, M., Franzese, L., Artabe, A., Ganuza, D., Zúñiga, A. 2007. Contribución al conocimiento sedimentológico y paleobotánico de la Formación El Freno (Jurásico temprano) en el valle superior del río Atuel, Mendoza, Argentina. Ameghiniana 44(2): 367-386.

Sruoga, P., Rubinstein, N., Echevarria, M., Cegarra, M., Kay, S., Singer, B., Lee, J. 2008. Estadio inicial del arco volcánico neógeno en la Cordillera Principal de Mendoza (35°S). Revista de la Asociación Geológica Argentina 63(3): 297-472.

Sruoga, P., Etcheverría, M., Cegarra, M., Mescua, J., Crosta, S. 2016. Hoja Geológica 3569-13, Cerro Risco Plateado. Provincia de Mendoza. Escala 1:100.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín N° 420, 107 pp.

Stipanovic, P.N. 1949. La Serie Llantenis en Mendoza sur. Su edad y sus niveles plantíferos. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 4: 218-234.

Stipanovic, P.N. 1966. El Jurásico de la Vega de la Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el Diastrofismo Diveseano (Agassiz-Yaila) en Argentina. *Revista Asociación Geológica Argentina* 20(4): 403-478.

Stipanovic, P.N. 1969. El avance en los conocimientos del Jurásico argentino a partir del esquema de Groeber. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 24(4): 367-388.

Stipanovic, P.N. 1979. El Triásico del valle del río de Los Patos (provincia de San Juan). En Turner, J.C.M. (Ed.). *Geología Regional Argentina*. Academia Nacional de Ciencias (Córdoba) 1: 695-744.

Stipanovic, P.N. 2002. Cuadro geocronológico y de correlación de las principales formaciones triásicas argentinas. En Stipanovic, P.N., Marsicano, C.A. (Eds.). *Triásico. Léxico Estratigráfico de la Argentina VIII*. Asociación Geológica Argentina, Serie B (Didáctica y Complementaria) 26: 340-343.

Stipanovic, P.N., Bonetti, M. 1970. Posiciones estratigráficas y edades de las principales Floras Jurásicas Argentinas. I. Floras Liásicas. *Ameghiniana* 7(1): 57-78.

Stipanovic, P.N., Mingramm, A.N.G. 1952. Informe preliminar sobre la estratigrafía, cronología y distribución facial de los sedimentos del Dogger-Malm en el sector Neuquino-Mendocino de la cubeta mesozoica Argentino-Chilena. Yacimientos Petrolíferos Fiscales. Informe inédito. Buenos Aires.

Therburg, A. 2007. Informe Técnico para la Macrozonificación de los usos del suelo en la ciudad y oasis de Malargüe. Municipalidad de Malargüe, Secretaría de Obras y Servicios Públicos, Tomo 2, 155 pp.

Trümpy, E. 1942. Afloramientos de asfaltitas en el valle del Arroyo Chacay en la provincia de Mendoza. Yacimientos Carboníferos Fiscales, Carpeta N° 44. Biblioteca Servicio Geológico Minero Argentino. Inédito. Buenos Aires.

Trümpy, E., Portugal, R.A. 1942. Gira al sur de Mendoza. Yacimientos Carboníferos Fiscales. Inédito. Buenos Aires.

Tunik, M., Folguera, A., Naipauer, M., Pimentel, M., Ramos, A. 2010. Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén Basin: Constraints on the Andean uplift from U-Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. *Tectonophysics* 489: 258-273.

Turienzo, M., Dimieri, L. 2005. Interpretación de la estructura del frente montañoso de la zona del Río Diamante, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60(2): 336-352.

Uliana, M.A., Dellapé, D.A., Pando, G.A. 1975. Estratigrafía de las sedimentitas rayosianas (Cretácico inferior de las provincias de Neuquén y Mendoza). 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica (Buenos Aires), Actas 1: 177-196.

Valencio, D.A., Linares, E., Creer, K.M. 1969. Paleomagnetismo y edades geológicas de algunos basaltos terciarios y cuaternarios de Mendoza y de Neuquén. IV Jornadas Geológicas Argentinas (Mendoza), Actas 2: 397-415.

Valencio, S.A., Cagnoni, M.C., Ramos, V.A., Riccardi, A.C., Panarello, H.O. 2005. Chemostratigraphy of the Pliensbachian, Puesto Araya Formation (Neuquén Basin, Argentina). *Geologica Acta* 3(2): 147-154.

Vergani, G., Tankard, A.J., Belloti, H.J., Welsnik, H.J. 1995. Tectonic Evolution and Paleogeography of the Neuquén basin. En Tankard, A.J., Suárez, R., Sorucco, V., Welsnik, H.J. (Eds.). *Petroleum Basins of South America*. American Association of Petroleum Geologist, Memoir 62: 382-402.

Vergani, G.D. 2005. Control estructural de la sedimentación Jurásica (Grupo Cuyo) en la Dorsal de Huincul, Cuenca Neuquina, Argentina. Modelo de falla lítrica rampa – plano, invertida. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 1: 32-44

Vicente, J.C. 2005. Dynamic paleogeography of the Jurassic Andean Basin: pattern of transgression and localization of main straits through the magmatic arc. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60(1): 221-250.

Videla Leaniz, J.R. 1947. Una visita de reconocimiento a las minas La Eloisa y La Valenciana, Mendoza. *Yacimientos Carboníferos Fiscales*. Inédito. Buenos Aires.

Volkheimer, W. 1973. Palinología estratigráfica del Jurásico de la Sierra de Chacaico y adyacencias (Cuenca Neuquina, Argentina). I. Estratigrafía de las Formaciones Sierra de Chacaico (Pliensbachiano), Los Molles (Toarciano), Cura Niyeu (Bajociano) y Lajas (Caloviano Inferior). *Ameghiniana* 10(2): 105-109.

Volkheimer, W. 1978. Descripción geológica de la Hoja 27a, Cerro Sosneado, provincia de Mendoza. Escala 1:200.000. Carta Geológico-Económica de la República Argentina. Servicio Geológico Nacional, Boletín N° 151: 83 pp. Buenos Aires.

Volkheimer, W., Papú, O.H. 1993. Una microflora del Triásico superior de la Cuenca de Malargüe, localidad Llantenes, provincia de Mendoza, Argentina. *Ameghiniana* 30(1): 93-100.

Volkheimer, W., Salas, A. 1976. Estudio palinológico de la Formación Huitrín, Cretácico de la Cuenca Neuquina, en su localidad tipo. VI Congreso Geológico Argentino (Bahía Blanca), Actas 1: 433-543.

Volkheimer, W., Quattrocchio, M., Salas, A., Sepúlveda, E. 1976. Caracterización palinológica de Formaciones del Jurásico superior y Cretácico inferior de la Cuenca Neuquina (República Argentina). VI Congreso Geológico Argentino (Bahía Blanca),

Actas 1: 593-608.

Weaver, C. 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina. University of Washington, Memoir 1: 1-469. Seattle.

Weaver, C. 1942. A general summary of the Mesozoic of South and Central America. 8° American Science Congress, Proceedings (1940) 4, Geology: 149-193. Washington.

Winocur, D.A., Benítez, A., Barbero, I. 2021. Evidencias de neotectónica en el sector interno de la Faja Plegada y Corrida de Malargüe, valle del río Grande, Mendoza, Argentina. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana 73(2), A201220. <http://dx.doi.org/10.18268/BSGM2021v73n2a201220>

Yrigoyen, M.R. 1972. Cordillera Principal. En Leanza, A. (Ed.). Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias (Córdoba): 345-364.

Yrigoyen, M.R. 1979. Cordillera Principal. En Turner, J.C.M. (Ed.). II Simposio de Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias (Córdoba) 1: 651-694.

Yrigoyen, M. 1993. Los depósitos sinorogénicos terciarios. En Ramos, V.A. (Ed.). Geología y Recursos Naturales de Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Mendoza), Actas 1: 123-128.

Zanella, A., Cobbold, P.R., Ruffet, G., Leanza, H. 2015. Geological evidence for fluid overpressure, hydraulic fracturing and strong heating during maturation and migration of hydrocarbons in Mesozoic rocks of the northern Neuquén Basin, Mendoza Province, Argentina. Journal of South American Earth Sciences 62: 229-242. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0895981115300122>

Zanettini, J.C.M. 2005. Recursos Minerales. En Nullo, F.E., Stephens, G., Combina, A. M., Dimieri, L., Baldauf, P., Bouza, P. Hoja Geológica 3569-III y 3572-IV Malargüe, provincia de Mendoza. Escala 1:250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín N° 346. Buenos Aires.

Zanettini, J.C.M., Santamaría, G.R. 1999. Los depósitos de plomo-cinc de los cerros de las Minas y Puchenque, Mendoza. En Zanettini, E.O. (Ed.). Recursos Minerales de la República Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 35: 1723-1729. Buenos Aires.