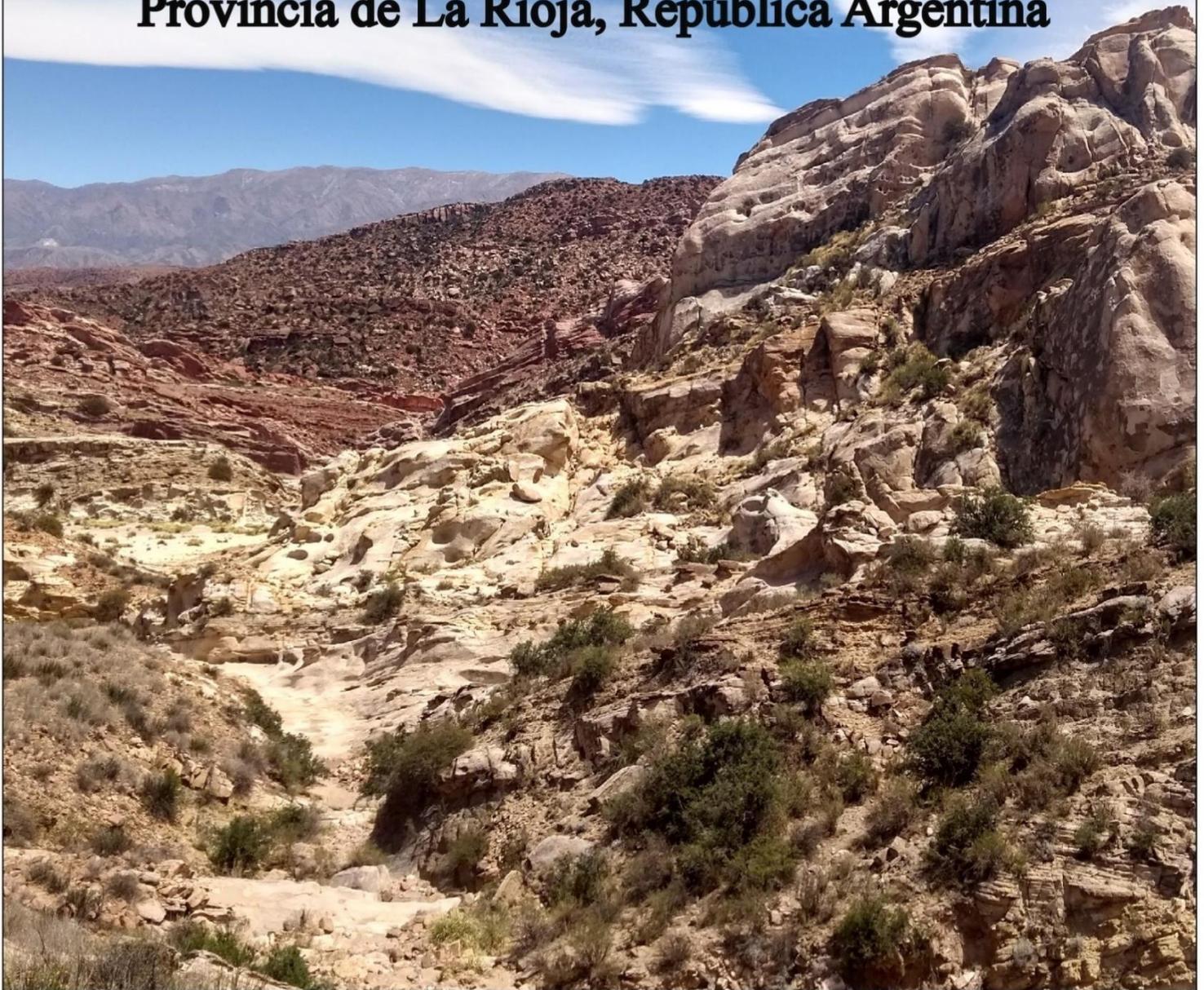




Universidad de Buenos Aires
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de Ciencias Geológicas



**Geología de los alrededores de la quebrada del Jume
Valle Hermoso
Provincia de La Rioja, República Argentina**



Sofía Noemí Zoraires
Director: Sergio A. Marensi
Trabajo Final de Licenciatura
~ 2019 ~

RESUMEN

Este Trabajo Final de Licenciatura presenta el estudio geológico de las unidades aflorantes en la ladera occidental de la Sierra de Famatina, en los alrededores de la quebrada del Jume, en el sector de Valle Hermoso al noreste de la localidad de Villa San José de Vinchina (Provincia de la Rioja).

A partir de la realización de un mapa y un perfil geológico, sumado a las descripciones de los rasgos litológicos de las unidades aflorantes, se logró caracterizar la estratigrafía, la estructura y la geomorfología del área de estudio.

Se identificaron 10 unidades estratigráficas, de las cuales 4 (formaciones Villacorta, Río Colorado, Vinchina, y los Estratos No Denominados) fueron reconocidas por primera vez en el área.

Se identificaron cerca de 15 metros de areniscas verdosas que no habrían sido reconocidas hasta el presente en el Sistema de Famatina y que corresponderían a un evento de sedimentación pre-carbonífero. Estos estratos que corresponden a una nueva unidad litoestratigráfica que aquí llamaremos formación Villacorta, pueden ser asignadas al Silúrico (Dra. Silvia Cesari, com.pers.) y subyace los depósitos del Grupo Paganzo mediante discordancia angular.

Las rocas del Grupo Paganzo fueron descritas en mayor detalle realizando un perfil sedimentario de la Formación Agua Colorada (Carbonífero superior) donde se logró dividir a esta unidad en tres miembros informales que caracterizan el desarrollo de ambientes glacimarininos, fluviales entrelazados y anastomosados. Esta unidad presenta un pasaje transicional hacia los estratos rojos de la Formación De La Cuesta (Pérmico inferior), la cual está compuesta por sedimentitas de ambiente fluvial, de interacción eólico-fluvial y lacustres.

Sobre la Formación De La Cuesta se reconocieron en el área basaltos olivínicos asociados a procesos efusivos y subvolcánicos que corresponden a la Formación Vaquerano (Triásico), sobre los que se apoyan sedimentitas continentales no diferenciadas previamente en la zona que podrían constituir otra nueva unidad litoestratigráfica a la cual llamaremos "Estratos No Denominados" y corresponde al desarrollo de conglomerados inmersos en una matriz calcárea.

Los depósitos sinorogénicos terciarios de las formaciones Río Colorado, Vinchina y Toro Negro aparecen mediante una falla de alto ángulo que las separa de los depósitos pre-terciarios y representan parte del relleno de la Cuenca de Vinchina en su región septentrional, correspondiendo a sistemas fluviales efímeros, anastomosados y entrelazados.

Por último, se caracterizaron los depósitos aluviales antiguos y actuales que corresponden a niveles de abanicos aterrazados y depósitos fluviales actuales del río Grande de Valle Hermoso y sus afluentes. Estos depósitos permiten definir el paisaje actual en el cual actúan procesos fluviales, de remoción en masa y de interacción eólico-fluvial.

En cuanto a los rasgos estructurales, el área está afectada por la tectónica Andina la cual generó fallas inversas y pliegues que afectan principalmente a las rocas de la Formación Agua Colorada, y una falla de gran rechazo que separa los depósitos Terciarios del resto de las unidades.

ÍNDICE

Resumen	
1	INTRODUCCIÓN 1
2	UBICACIÓN 2
3	METODOLOGÍA DE TRABAJO..... 5
4	ANTECEDENTES EN EL ÁREA..... 6
5	MARCO TECTÓNICO Y GEOLÓGICO REGIONAL 7
5.1	Cuenca Paganzo 9
5.2	Cuenca de Vinchina 11
6	ESTRATIGRAFÍA..... 12
6.1	Síntesis estratigráfica de la localidad de estudio 12
6.2	Formación Villacorta 14
6.2.1	Antecedentes 14
6.2.2	Litología y distribución 14
6.2.3	Paleoambientes sedimentarios 15
6.2.4	Relaciones estratigráficas..... 16
6.2.5	Edad y correlaciones 17
6.3	Formación Agua Colorada 18
6.3.1	Antecedentes 18
6.3.2	Litología y distribución 18
6.3.3	Paleoambientes sedimentarios 26
6.3.4	Relaciones estratigráficas..... 28
6.3.5	Edad y correlaciones 28
6.4	Formación De La Cuesta 29
6.4.1	Antecedentes 29
6.4.2	Litología y distribución 29
6.4.3	Paleoambientes sedimentarios 35
6.4.4	Relaciones estratigráficas..... 36
6.4.5	Edad y correlaciones 37
6.5	Formación Vaquerano 38
6.5.1	Antecedentes 38
6.5.2	Litología y distribución 38
6.5.3	Relaciones estratigráficas..... 40
6.5.4	Edad y correlaciones 41
6.6	Estratos No Denominados 42
6.6.1	Antecedentes 42
6.6.2	Litología y distribución 42
6.6.3	Paleoambientes sedimentarios 45

6.6.4	Relaciones estratigráficas.....	45
6.6.5	Edad y correlaciones	46
6.7	Formación Río Colorado.....	47
6.7.1	Antecedentes	47
6.7.2	Litología y distribución	47
6.7.3	Paleoambientes sedimentarios.....	49
6.7.4	Relaciones estratigráficas.....	49
6.7.5	Edad y correlaciones	50
6.8	Formación Vinchina.....	51
6.8.1	Antecedentes	51
6.8.2	Litología y distribución	51
6.8.3	Paleoambientes sedimentarios.....	54
6.8.4	Relaciones estratigráficas.....	55
6.8.5	Edad y correlaciones	55
6.9	Formación Toro Negro	56
6.9.1	Antecedentes	56
6.9.2	Litología y distribución	56
6.9.3	Paleoambientes sedimentarios.....	59
6.9.4	Relaciones estratigráficas.....	59
6.9.5	Edad y correlaciones	60
6.10	Depósitos Aluviales Antiguos	61
6.10.1	General.....	61
6.11	Depósitos Aluviales Actuales.....	63
6.11.1	General.....	63
7	GEOMORFOLOGÍA.....	64
8	FLORA Y FAUNA.....	67
8.1	Flora.....	67
8.2	Fauna.....	68
9	ESTRUCTURA	69
9.1	Aspectos regionales.....	69
9.2	Aspectos locales	70
10	HISTORIA GEOLOGICA.....	73
11	CONCLUSIONES	76
12	BIBLIOGRAFIA.....	78
ANEXO	89
	Anexo I. Descripciones petrográficas	89
	Anexo II. Mapa Geológico	99

1 INTRODUCCIÓN

La geología de la Sierra de Famatina ha sido estudiada por numerosos autores que han caracterizado la estratigrafía, la estructura y la historia geológica de esta región. Sin embargo, el sector comprendido en este trabajo cuenta con escasos antecedentes. Este estudio comprende un relevamiento geológico del área ubicada al noreste de la localidad de Villa San José de Vinchina (La Rioja), en el sector de Valle Hermoso, sobre la ladera occidental de la Sierra de Famatina a lo largo de la quebrada del Jume.

Los relevamientos de Maisonave (1979) en la Hoja 14C Cerros Cumichangos y Fauqué y Caminos (2006) de la Hoja Tinogasta son los únicos estudios geológicos realizados en el área. Es por esto que el objetivo principal de este Trabajo Final de Licenciatura fue caracterizar con mayor detalle los aspectos estratigráficos, estructurales y geomorfológicos del área. Como resultado, se describió brevemente la litología de las diferentes unidades, se elaboró un mapa y un perfil geológico que muestra las relaciones entre las mismas, y también se levantó un perfil sedimentológico de semidetalle de los depósitos de la Formación Agua Colorada.

Se identificaron y caracterizaron unidades ya conocidas en la región. En la Formación Agua Colorada (Carbonífero Superior) se pudieron reconocer depósitos glacialmarinos y secuencias fluviales que se correlacionan favorablemente con los afloramientos caracterizados en el sector norte y sur del Sistema de Famatina. También se identificaron depósitos Pérmicos como la Formación De La Cuesta, donde se reconocieron secuencias fluviales efímeras y, hacia el techo, depósitos lacustres que podrían corresponder a unidades más nuevas (Fm. Talampaya/Fm. La Veteada?) y brindar información relevante para trabajos en curso en la región. Por último, se reconocieron basaltos Triásicos pertenecientes a la Formación Vaquerano, y depósitos continentales cenozoicos de las formaciones Río Colorado, Vinchina y Toro Negro que caracterizan el relleno de la cuenca de Vinchina.

En este trabajo también se han identificado unidades desconocidas en el área, como la formación Villacorta (Silúrico) y los Estratos No Denominados (Mesozoico?). Estas nuevas unidades podrían ser objeto de estudio de futuras investigaciones y aportar datos significativos para conocer la historia de las cuencas del Paleozoico Inferior y del Mesozoico respectivamente.

El presente trabajo constituye el Trabajo Final de Licenciatura de la autora, presentado en el Departamento de Ciencias Geológicas de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires para acceder por el título de Licenciada en Ciencias Geológicas.

2 UBICACIÓN

La zona de estudio se encuentra ubicada en el sector norte de la provincia de La Rioja, en el límite entre el Departamento Vinchina y el Departamento Famatina, cerca del límite con la provincia de Catamarca. Este sector se enmarca entre las latitudes 28° 20' 44'' y 28° 22' 26'' sur, y las longitudes 67° 56' 55'', 67° 59' 29'' oeste. (Figura 2.1)

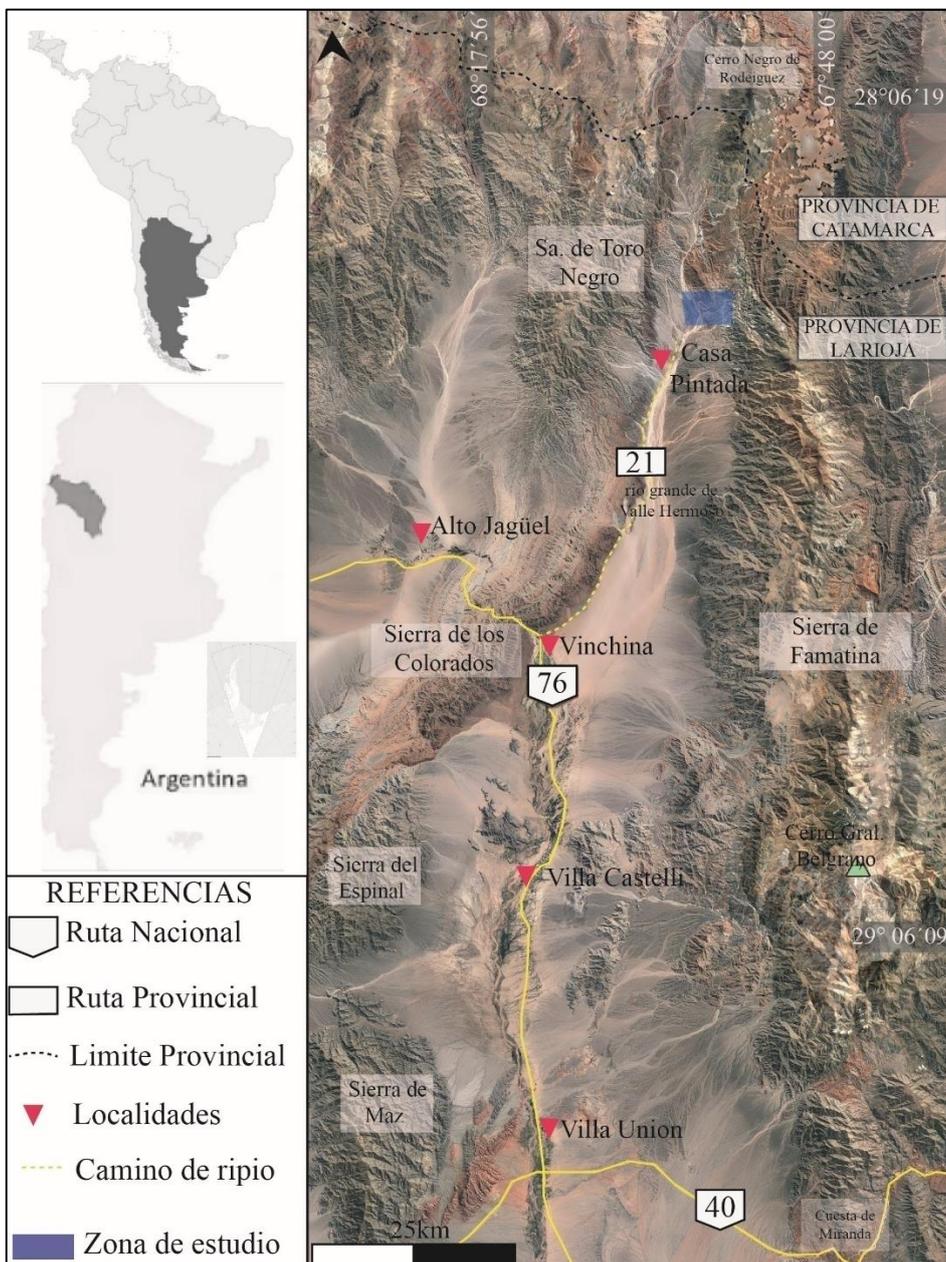


Figura 2.1. Mapa de la ubicación de la zona de estudio y sus principales vías de acceso.

Se accede a la zona por la ruta nacional 76 hasta la localidad de Vinchina, desde allí se toma la ruta provincial 21 (camino de ripio). Se recorren 40km hasta llegar a la Escuela rural N° 212 en el poblado denominado "Casa Pintada" en Valle Hermoso, y luego se avanza por el lecho del río Grande de Valle Hermoso para llegar a la zona de este trabajo. El acceso a los afloramientos se realizó utilizando el lecho del río Grande de Valle Hermoso y sus tributarios, que son las quebradas de Villacorta y del Jume. (Figura 2.2)



Figura 2.2. Imagen Satelital de la zona de estudio con sus principales cursos fluviales.

El área se encuentra enmarcada por dos grandes serranías de orientación N-S, la Sierra de Famatina al este y la Sierra de Toro Negro al oeste, quedando entre ellas el valle del Río Grande de Valle Hermoso. El Río Grande de Valle Hermoso y sus afluentes configuran una red hídrica de gran importancia en la región, presentando caudales permanentes que desembocan en el Valle de Vinchina. Este río es de gran relevancia ya que la región presenta un clima semiárido donde las lluvias son escasas, torrenciales y estivales, presentando una precipitación media anual de 120mm, siendo de 42mm en enero y de 2mm en agosto.

Los vientos húmedos y fríos provienen del sudeste, y la Sierra de Famatina funciona como una barrera orográfica, por lo que el sector occidental a esta sierra presenta escasa disponibilidad hídrica y desarrollo de vegetación. Los vientos del suroeste generalmente son fríos y secos, generando que el valle se vuelva frío e inhóspito. Si el viento es del noroeste se lo conoce como “Zonda”, es una corriente cálida que se vincula con un brusco cambio de la presión atmosférica y una alta concentración de partículas.

Las temperaturas presentan una gran variabilidad estacional, llegando a los 34°C en verano y a -7°C en invierno, pero además pueden ser muy diferentes en una misma jornada, dependiendo de las altitudes a la que ésta sea medida, y también de la dirección de las corrientes de aire regionales.

El desarrollo de suelos y vegetación en la región es escaso debido a que las condiciones climáticas no son favorables. Maisonave (1979) considera que esta área se encuentra dentro de la zona fitogeográfica de “Monte Occidental”, que se caracteriza por una vegetación compuesta por pocos individuos de algarrobo, molle, jarilla, jume, tramontana, cortaderas y gramíneas, entre otros.

El departamento Vinchina presenta escasa población y un clima árido-semiárido por lo que la principal actividad económica del área es la ganadería extensiva, de caprinos, ovinos y en menor medida bovinos. La agricultura se desarrolla exclusivamente en las áreas donde existe riego y se desarrollan principalmente viñedos y parcelas de cereales. La mayor parte del área vinculada a la agricultura se destina a forraje para alimentación del ganado.

El turismo es la actividad más promisoría y con más potencial, teniendo en cuenta las posibilidades que ofrece la Reserva provincia Laguna Brava y el próximo Paso Pircas Negras, como vía de comunicación con Chile.

El área de estudio en este Trabajo Final de Licenciatura está situada en el sector central de la Hoja 14C Cerros Cuminchango (Maisonave, 1979) y en el sector este de la Hoja Geológica 2969-II Tinogasta (Fauqué *et al.*, 2006).

3 METODOLOGÍA DE TRABAJO

En el presente trabajo se utilizaron diversas metodologías adquiridas durante la carrera de grado aplicadas tanto en gabinete como durante las tareas de campo. Las tareas de gabinete incluyen aquellas realizadas previamente al viaje de campo como posteriormente al mismo.

El desarrollo de las tareas de gabinete preliminares consistió en la recopilación de material bibliográfico, como hojas geológicas, mapas regionales, imágenes satelitales y publicaciones asociadas a la geología regional, sedimentología y geología estructural de la zona. Además, se realizó un mapeo geológico preliminar del área de estudio mediante el uso de imágenes satelitales (Google Earth y Bing Maps) y de mapas disponibles, con el fin de identificar los sectores de interés, vías de acceso, acampe y las posibles unidades a identificar en el campo.

Una vez realizadas estas tareas preliminares, durante el mes de octubre de 2018 se realizaron las tareas de campo, cerca de la localidad de Vinchina, en el sector de Valle Hermoso. Durante los primeros días se realizó un reconocimiento del área ingresando por diferentes quebradas, donde se pudieron identificar algunas de las unidades aflorantes descritas en la bibliografía y también nuevas unidades presentes en el área en las cuales se midió rumbo e inclinación con brújula Brunton. Una vez hecho el reconocimiento general se procedió a realizar las descripciones de las unidades identificadas, junto con la toma de muestras para caracterización de las unidades y análisis petrográficos y el levantamiento de un perfil columnar tipo Selley. Al mismo tiempo, se realizó una identificación de los rasgos estructurales y geomorfológicos característicos del área que permitieron confeccionar el mapa geológico que acompaña a este Trabajo Final de Licenciatura.

En particular, se tomaron 16 muestras con sus correspondientes puntos GPS, para caracterizar litológicamente a las unidades identificadas en el área. Estas muestras corresponden a areniscas (10 muestras), matriz arenosa de conglomerados (2 muestras), brechas (2 muestras), tufitas (1 muestra) y basalto (1 muestra).

El perfil sedimentario se levantó sobre la quebrada del Jume, abarcando principalmente los depósitos glaciáricos y fluviales de la Formación Agua Colorada. Además, se reconocieron litofacies y facies según los criterios de Miall (1996) con el objetivo de establecer los paleoambientes sedimentarios a través de interpretaciones y correlaciones con trabajos en área cercanas.

Una vez finalizadas las tareas de campo, se procedió a realizar las tareas de gabinete. Estas consistieron en el análisis de los datos obtenidos y la integración de los mismos junto con el material bibliográfico existente para la elaboración del informe final. En primer lugar, se elaboró el mapa geológico de la zona a escala 1:17000, así como también un perfil geológico y un perfil sedimentario de semi-detalle, mediante el uso de los programas QGIS, Adobe Illustrator y SedLog.

En segundo lugar, se realizó el estudio petrográfico de 10 cortes delgados de rocas correspondientes a las formaciones Villacorta (1), Agua Colorada (3), Patquía (1), Vaquerano (1), Estratos No Denominados (1), Río Colorado (1), Vinchina (1) y Toro Negro (1). El objetivo fue reconocer las principales características texturales (tamaño de grano, selección, redondez de los clastos), cementos, y litotipos presentes, estableciendo cuantitativamente su proporción relativa mediante la metodología tradicional de conteo. Para clasificar las areniscas se empleó la propuesta de Folk *et al.* (1970).

La integración de toda la información obtenida de las sucesiones paleozoicas, mesozoicas y cenozoicas aflorantes, tanto en los trabajos de gabinete como en los trabajos de campo, culminó con la redacción del presente trabajo.

4 ANTECEDENTES EN EL ÁREA

Las investigaciones realizadas en el área que abarca este Trabajo Final de Licenciatura son escasas y se vinculan a mapeos de escala regional y descripciones estratigráficas generales.

Las investigaciones geológicas en el Sistema de Famatina comenzaron en el siglo XIX con Stelzner (1885; que incluye al Sistema en las Sierras Pampeanas) y con Brackebusch (1891; quien realizó estudios geológicos en las sierras de Velasco y Famatina) y continuaron en el siglo XX con Bodenbender (1911, 1912, 1916, 1922a, 1922b, 1924) y Penck (1914, 1920).

En 1957, Arigos produjo el informe preliminar de la Hoja Cerro Cumichangos y, en 1964 y 1967, Turner publicó las hojas 15C Vinchina y 13b Chaschuil, donde describió las características geológicas de una amplia región que incluye el área de estudio.

Posteriormente, Maisonave (1979) publicó la Hoja 14c, Cerro Cumichangos, como aporte al relevamiento de la Carta Geológica-Económica de la República Argentina (en escala 1:200000) realizada por el Servicio Geológico Nacional. En esta región convergen los lineamientos geográficos característicos de las provincias geológicas del Sistema de Famatina, Sierras Pampeanas y Precordillera. Para la confección de esta Hoja, se realizaron trabajos de campo que incluyeron el sector del valle del Río Grande de Valle Hermoso y la quebrada de Villacorta.

En el área correspondiente a este Trabajo Final de Licenciatura, Maisonave (1979) identificó rocas pertenecientes a las Formaciones Suri, Agua Colorada, Patquía y Toro Negro e intrusivos de la Formación Vaquerano, describiendo también depósitos cuaternarios.

Los aspectos estructurales del Sistema de Famatina fueron estudiados y caracterizados regionalmente por Durand (1996), quien separó al sistema en tres segmentos. Siguiendo a este autor, el área de estudio se ubica en el sector central del Sistema de Famatina, y fue Maisonave (1979) quien describió los rasgos estructurales para el sector del valle del Río Grande de Valle Hermoso. Este autor caracteriza a este sector como un valle tectónico que conforma un sistema de *horts* y *graben*, e identifica la existencia de anticlinales, sinclinales, fallas inversas y zonas de cizalla a las cuales asocia al Ciclo Ándico.

Posteriormente, Luis Fauqué y Roberto Caminos (2006) realizaron el trabajo correspondiente a la descripción de la Hoja 2969-II, Tinogasta a escala 1:250000, donde integraron la información previamente publicada para el sector de interés en este trabajo.

5 MARCO TECTÓNICO Y GEOLÓGICO REGIONAL

El área de estudio se encuentra afectada por el régimen compresivo asociado a la formación de la Cordillera de Los Andes. Esta cadena montañosa se desarrolla como consecuencia de la subducción de la placa de Nazca por debajo de la placa Sudamericana en su margen occidental, proceso que se desarrolla posteriormente a la ruptura de Gondwana (Folguera y Ramos, 2002) y se extiende hasta la actualidad.

Existen diversas clasificaciones para la Cordillera de los Andes que intentan explicar su evolución tectónica, una de las primeras propuestas fue la de Gansser (1973) que correlaciona los rasgos tectónicos observados con la dinámica de las placas tectónicas. Este autor dividió la Cordillera de los Andes en: Andes del Norte, Andes Centrales y Andes del Sur. Particularmente, el área de estudio de este trabajo está ubicada en el sector sur de los Andes Centrales, que se extienden entre el Golfo de Guayaquil, al norte, y el Golfo de Penas, al sur (Figura 5.1a).

Además, el área se encuentra enmarcada dentro de la zona de subducción horizontal pampeana que se ubica entre los 28° a 33° de latitud sur (Ramos *et al.*, 2002) (Figura 5.1b) y se asocia a la subducción de la dorsal asímica de Juan Fernández (Isacks *et al.*, 1982; Jordan *et al.*, 1983; Jordan y Allmendinger, 1986; Ramos *et al.*, 2002). Esta zona de subducción horizontal generó una ausencia de magmatismo de arco y su consecuente migración hacia el antepaís durante el Neógeno (Ramos *et al.* 2002). Este comportamiento, sumado a los esfuerzos compresivos regionales, provocaron la estructuración de las provincias geológicas de Cordillera Frontal, Precordillera, Sistema de Famatina y Sierras Pampeanas a partir de los 20 hasta los 2Ma (Jordan *et al.*, 1993).

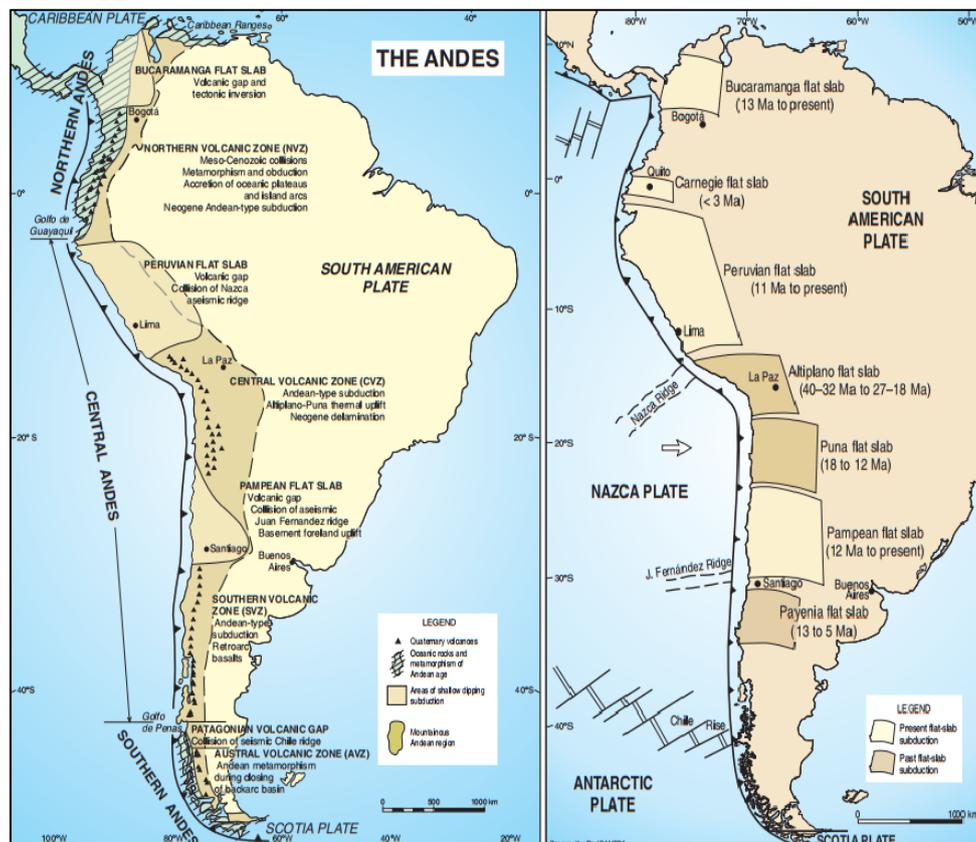


Figura 5.1.a.: División principal de la Cordillera de los Andes y principales rasgos volcánicos (Ramos, 2009)
 b: Zonas de subducción horizontal de América del Sur (Ramos y Folguera 2009)

En particular, la zona de interés está ubicada dentro del Sistema de Famatina, que se encuentra conformado por una serie de bloques serranos de disposición norte-sur limitados por fallas inversas, que fueron levantados en el neógeno durante la Orogenia Andina (Figura 5.2). Se destacan entre dichos bloques las Sierras de Las Planchadas, Famatina, Paimán, Sañogasta, Paganzo y Narvárez, y relieves menores como el Cerro Negro de Rodríguez ubicado al norte de la zona de estudio. Durand (1996) separó al Sistema de Famatina en tres segmentos: norte, central y austral. Este trabajo se enmarca dentro del segmento central, que se extiende entre el cerro Negro de Rodríguez y la quebrada del río Miranda.

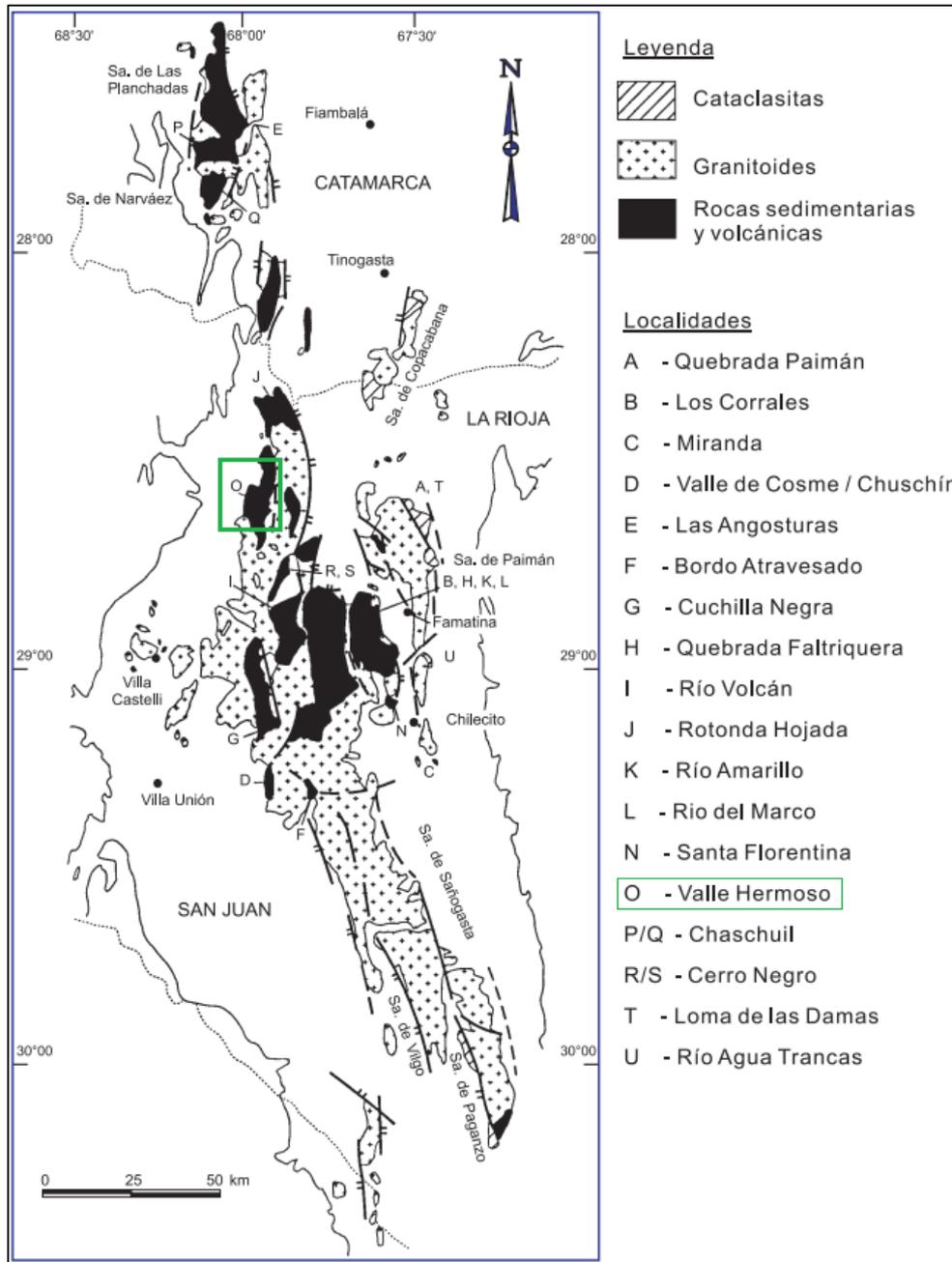


Figura 5.2. Rasgos geológicos principales del Sistema de Famatina (basado en Toselli *et al.*, 1996). En verde la zona de estudio.

El tramo central del Sistema de Famatina se encuentra conformado por un basamento leptometamórfico y secuencias volcano-sedimentarias del Ordovícico que fueron intruídas por cuerpos plutónicos y sus facies hipabisales desde el Ordovícico tardío al Devónico temprano y

posteriormente cubiertas por depósitos continentales de la Cuenca de Paganzo del Paleozoico Superior. Toselli *et al.* (1996) interpretan las secuencias ordovícicas como un arco magmático desarrollado en un margen continental activo. Posteriormente, se registra una intensa deformación de edad silúrica, atribuible a la orogenia Chánica. Luego se inicia la sedimentación, mayormente continental, del Paleozoico Superior con los depósitos del Grupo Paganzo. Hacia el Pérmico Superior-Triásico el Sistema de Famatina habría comenzado a sufrir extensión, desarrollando como consecuencia cuencas de *rift*. Finalmente, en el Cenozoico se registra el comienzo de una fase compresiva Andina con el desarrollo de cuencas de antepaís y la estructuración actual.

En la región estudiada en este Trabajo Final de Licenciatura afloran casi exclusivamente rocas sedimentarias, las cuales representan el desarrollo de cuencas sedimentarias de diferentes edades. La unidad más antigua es la Formación Suri (Harrington y Leanza, 1957) que representa un episodio de sedimentación marina ordovícica. Por encima y en discordancia erosiva se encuentran cerca de 1000 metros de areniscas que no habrían sido reconocidas hasta el presente en el Sistema de Famatina y que corresponderían a un evento de sedimentación pre-carbonífero. Estos estratos aún no denominados formalmente corresponderían a una nueva unidad litoestratigráfica que aquí llamaremos formación Villacorta (Marensi, com.pers.). En marcada discordancia angular se encuentran las rocas del Grupo Paganzo (Formaciones Agua Colorada y De La Cuesta) asociadas a la cuenca homónima (Carbonífero Superior-Pérmico Inferior), vulcanitas de la Formación Vaquerano (Triásico) y sedimentitas continentales no diferenciadas previamente en la zona que podrían constituir otra nueva unidad litoestratigráfica (que aquí llamaremos Estratos No Denominados). Por último, se ubican los depósitos sinorogénicos terciarios (Formaciones Río Colorado, Vinchina y Toro Negro) que corresponderían al desarrollo de cuencas de antepaís andinas, representando posiblemente la continuación septentrional de la Cuenca de Vinchina.

De este modo, es posible asignar confidentemente los depósitos del Neopaleozoico y del Cenozoico a las cuencas de Paganzo y Vinchina respectivamente. En lo que respecta a la formación Villacorta, la misma correspondería a la sedimentación en una cuenca desarrollada entre las orogenias Famatiniana y Chánica, que se podría extender hacia el sur hasta Precordillera sanjuanina, mientras que la Formación Vaquerano y los Estratos No Denominados podrían corresponder a la prolongación hacia el norte de los eventos asociados al denominado "rift Triásico". Dado que hasta el presente estas rocas no habían sido reconocidas como unidades independientes y que la información actualmente disponible es escasa no se harán consideración sobre estas cuencas.

5.1 Cuenca Paganzo

La Cuenca Paganzo es una de las más importantes para el Paleozoico continental de la Argentina. Esta cuenca se origina en el Pensilvaniano como consecuencia de la colisión del terreno de Chilenia con el margen occidental de Gondwana, entre el Devónico y el Carbonífero temprano (Ramos *et al.*, 1986; Limarino *et al.*, 2002a). Para ese momento la cuenca de Paganzo se comportó como una cuenca de antepaís, que inició su sedimentación en el Carbonífero superior (Limarino y Gutiérrez, 1990; Césari y Gutiérrez, 2001) y perdura hasta el Pérmico Inferior a Medio (Limarino y Cesari, 1987; Gulbranson *et al.*, 2010)

Salfity y Gorustovich (1983) reconocieron en esta cuenca dos grandes depocentros, uno hacia el este y otro al oeste, separados por altos estructurales (Figura 5.3). La zona de estudio comprendida en este trabajo se ubica en el sector noreste del depocentro occidental.

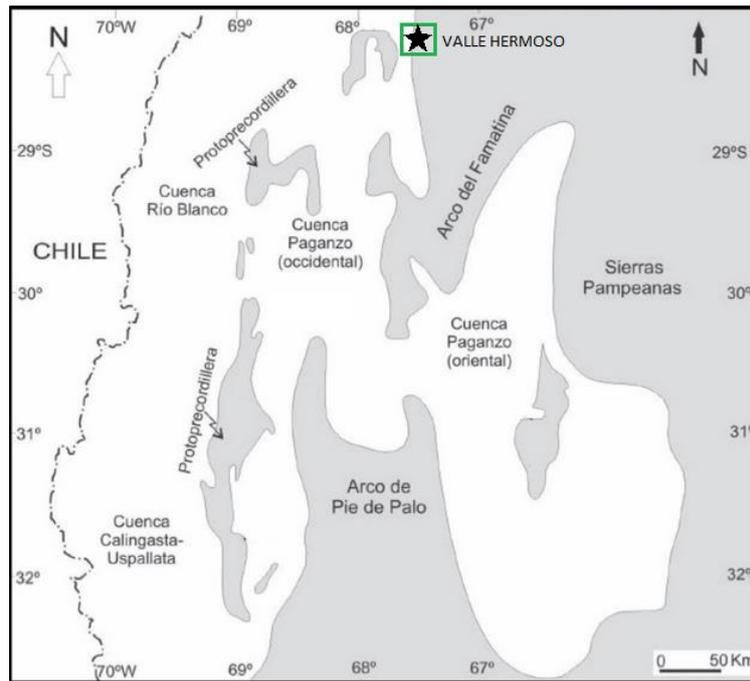


Figura 5.3. Paleogeografía de la Cuenca Paganzo (modificado de Salfity y Gorustovich, 1983).

La sedimentación comprende ambientes aluviales, glacialmarinos, glacialacustres, eólicos y fluviales. Originalmente, este conjunto de rocas había sido reunido por Bodenbender (1912) en un único grupo denominado “Estratos de Paganzo” y a su vez divididos en tres pisos (I, II y III). Azcuy y Morelli (1970) denominaron a esta sucesión como “Grupo Paganzo”, cuyo estratotipo fue definido en la Cuesta de Huaco (Limarino *et al.*, 1986) y está compuesto por las formaciones Guandacol, Tupe y Patquía.

El Grupo Paganzo fue dividido en dos secciones, los estratos de la sección inferior (Carbonífero medio a tardío) y los estratos de la sección superior (Pérmico temprano a medio).

La sección inferior recibe diferentes nombres formacionales dependiendo de su ubicación paleogeográfica en la cuenca. En el Sistema de Famatina corresponde a la Formación Agua Colorada (Turner, 1962) compuesta por diamictitas glaciares, conglomerados fluviales y depósitos lacustres (Limarino, 1987). Estos depósitos son similares a los estratos de la Formación Lagares descritos en la Sierra de Sañogasta por Azcuy y Morelli (1970). Hacia el este los afloramientos de la sección inferior del Grupo Paganzo se dividen en las Formaciones Malanzán (Carbonífero Medio) y Loma Larga (Carbonífero Superior), y hacia el oeste fueron divididos en las Formaciones Guandacol (Pensilvaniano temprano) y Tupe (Pensilvaniano) (Andreis *et al.*, 1975)

La sección superior del Grupo Paganzo corresponde a la Formación Patquía (Andreis *et al.*, 1975) y es equivalente a los estratos de la Formación De la Cuesta en el área del Sistema de Famatina (Turner, 1962) y la Formación La Colonia (Azcuy y Morelli, 1970b). Estos estratos del tipo *red-beds* están compuestos por areniscas fluviales, fangolitas y conglomerados que pasan a un ambiente árido caracterizado por depósitos eólicos, lacustres y fluviales efímeros (Spalletti, 1997; Caselli y Limarino, 2002).

5.2 Cuenca de Vinchina

La cuenca de Vinchina constituye uno de los depocentros cenozoicos del antepaís fracturado relacionado con la Orogenia Andina dentro del segmento central que abarca las Sierras Pampeanas, el Sistema de Famatina, la Precordillera y la Cordillera Frontal (Figura 5.4) (Ramos 1999).

Esta cuenca es considerada un ejemplo clásico de cuenca de antepaís fracturada (Limarino *et al.*, 2001), donde los lineamientos de Desaguadero-Valle Fértil y Tucumán (Rosello *et al.* 1996) junto a la tectónica compresional andina, generaron ascenso de bloques de basamento durante la evolución de la cuenca, otorgándole un estilo deformacional de piel gruesa. El área estudiada en este trabajo se encuentra en la parte nororiental de la cuenca.

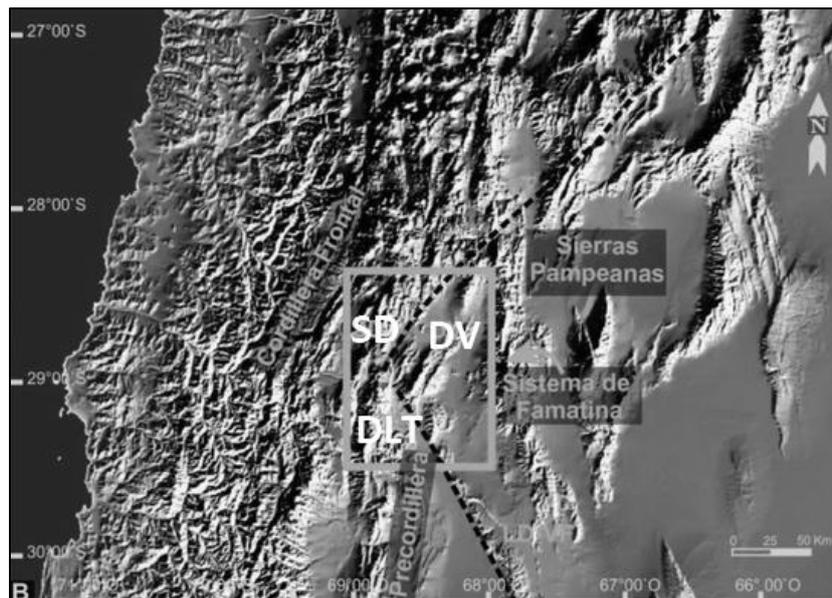


Figura 5.4. Ubicación de los depocentros cenozoicos. SD: Santo Domingo, DV: depo centro de Vinchina, DLT: depo centro La Troya; DV: lineamiento Desaguadero-Valle Fértil; LT: lineamiento Tucumán.

Esta cuenca está conformada por una espesa secuencia sedimentaria de más de 10.000 metros de espesor (Ramos 1970), abarcando casi la totalidad del Neógeno.

La sucesión estratigráfica comienza con los estratos rojos de la Formación Puesto La Flecha (Caselli *et al.*, 2002) compuesta por depósitos de ambiente fluvial de baja energía y lacustre efímero, a los que se le asigna una edad Eocena tardía – Oligocena temprana (Fosdrick *et al.*, 2017). Sobre esta unidad, se apoyan sedimentitas eólicas pertenecientes a la Formación Vallecito (Borrello y Cuerda 1968) que se depositaron durante el período Oligoceno tardío – Mioceno temprano (Fosdrick *et al.*, 2017).

Sobre estos depósitos, y mediante una leve discordancia erosiva, se desarrolla la Formación Vinchina (Turner 1964) la cual se caracteriza por la presencia de depósitos fluviales de edad Miocena.

La Formación Toro Negro (Turner, 1964) se apoya mediante discordancia erosiva sobre la Formación Vinchina y está compuesta por conglomerados, areniscas, niveles de tobas y escasas pelitas. Estos depósitos se asocian a sistemas fluviales entrelazados a anastomosados, que fueron recientemente asignados al Mioceno tardío - Pleistoceno temprano (Amidon *et al.* 2016) mediante dataciones U-Pb de alta resolución. Completan el relleno de la cuenca los conglomerados polimícticos de la Formación El Corral (Furque, 1963) que se apoyan en discordancia sobre la Formación Toro Negro.

6 ESTRATIGRAFÍA

6.1 Síntesis estratigráfica de la localidad de estudio

En el área de estudio el registro estratigráfico comprende rocas sedimentarias del Silúrico hasta la actualidad (Figura 6.1). Estas unidades han sido identificadas mediante el levantamiento de un mapa escala 1:17000 (Anexo II) y la realización de un perfil geológico.

ERA	PERIODO	SERIE	UNIDAD	
CENOZOICO	Cuaternario	Holoceno	10 9	
		Pleistoceno		
	Neógeno	Plioceno	8	
		Mioceno	7 6	
	Paleógeno	Oligoceno		
		Eoceno		
		Paleoceno		
	MESOZOICO	Cretácico		
		Jurásico		?
		Triásico		5 4
PALEOZOICO	Pérmico	Superior		
		Inferior	3	
	Carbonífero	Pensilvaniano	2.3 2.2	
		Missisipiano	2.1	
		Devónico		
	Silúrico		1	
	Ordovícico		Fm. Suri	

Figura 6.1. Cuadro estratigráfico de las unidades aflorantes en el área de estudio.

Las unidades que afloran en el área corresponden a sedimentitas continentales y basaltos. Se reconocen para el Paleozoico a las formaciones Villacorta, Agua Colorada y De La Cuesta. La primera representaría el basamento de la Cuenca de Paganzo en este sector, y las formaciones Agua Colorada y De La Cuesta serían el relleno de esta cuenca.

Las sedimentitas de la formación Villacorta han sido asignadas al Silúrico (Dra. Silvia Cesari, com.pers.) y están formadas por bancos de areniscas medianas de color verde con intercalaciones de pelitas de la misma tonalidad. Esta unidad subyace a los depósitos de la Formación Agua Colorada mediante discordancia angular y erosiva.

La Formación Agua Colorada (Carbonífero superior) se encuentra abarcando la mayor parte del área de este trabajo, y se caracteriza por el desarrollo de depósitos asociados a ambientes glaciáricos, fluviales entrelazados y fluviales anastomosados. Esta unidad presenta un pasaje transicional hacia los estratos rojos de la Formación De La Cuesta de edad Pérmica inferior, que están representados por ambientes fluviales, de interacción eólico-fluvial y lacustres.

El Mesozoico está representado por los basaltos olivínicos de la Formación Vaquerano, asignada al Triásico, y posiblemente también por los conglomerados de los Estratos No Denominados que se asocian a flujos hiperconcentrados.

La sedimentación del Cenozoico representa el relleno de la cuenca de antepaís de Vinchina y está constituida por las sedimentitas de las formaciones Río Colorado, Vinchina y Toro Negro

Mediante una falla de alto ángulo, aparecen las sedimentitas miocenas de la Formación Río Colorado, esta unidad se compone de conglomerados intraformacionales, areniscas y pelitas moradas que se asocian a sistemas fluviales efímeros y se correlacionan con la base de la Formación Vinchina. Esta última está representada por conglomerados, areniscas y pelitas de color marrón asociados a sistemas fluviales, y se apoyan concordantemente sobre las rocas de la Formación Río Colorado.

Mediante una leve discordancia angular sobre las sedimentitas de la Formación Vinchina, se apoyan las areniscas micáceas, conglomerados y pelitas con intercalaciones de tobas y tufitas de color castaño claro pertenecientes a la Formación Toro Negro. Esta unidad fue asignada al Mioceno tardío-Pleistoceno temprano (Amidon et al., 2016).

Finalmente, y de manera discordante sobre las formaciones anteriores, los depósitos aluviales antiguos y actuales corresponden a niveles de abanicos aterrazados y depósitos fluviales actuales del río Grande de Valle Hermoso y sus afluentes.

6.2 Formación Villacorta

6.2.1 Antecedentes

La formación Villacorta no había sido reconocida como una unidad independiente en los estudios previos que se realizaron en el área. Maisonave (1979) en la hoja Cerro Cumichangos, y posteriormente Fauque y Caminos (2006) incluyen a las rocas que componen a esta unidad dentro de la Formación Agua Colorada.

En este Trabajo Final de Licenciatura se caracteriza a las rocas que conforman la formación Villacorta (Marensi, com. pers.) como una unidad independiente debido a que la misma presenta contacto discordante tanto con la infrayacente Formación Suri como con la suprayacente Formación Agua Colorada. Adicionalmente una muestra de esta unidad ha brindado palinomorfos de edad silúrica superior (Dra. Sílvia Césari, com. pers.).

6.2.2 Litología y distribución

La formación Villacorta está formada por bancos de areniscas medianas de color verde con delgadas intercalaciones de pelitas de la misma tonalidad. (Figura 6.2)



Figura 6.2. Afloramiento de la formación Villacorta visto desde la quebrada del Jume.

En la región no se han encontrado rocas similares, por lo que, hasta el momento, los depósitos de la formación Villacorta solo afloran en la región oriental de la zona de estudio (Anexo II).

En este trabajo, la descripción de la formación Villacorta se realizó en una quebrada pequeña a 100 metros al sur de la quebrada del Jume, donde se observó el contacto discordante entre esta unidad y la suprayacente Formación Agua Colorada (Figura 6.6).

En la limitada sección que se estudió (15 metros) se observaron, en rasgos generales, areniscas de grano mediano a fino con intercalaciones de pelitas verdes de hasta 30 cm de espesor, que aumentan en recurrencia hacia el techo. Las areniscas se presentan en bancos lentiformes de entre 1 y 3 metros de espesor, que internamente poseen estratificación entrecruzada de tipo tabular planar de gran escala, y estratificación entrecruzada en artesa de escala media. Además, presentan intraclastos pelíticos en la base de los bancos (Figura 6.3).



Figura 6.3. Areniscas de la formación Villacorta. Se observan intraclastos pelíticos y estructura interna.

A su vez, dentro de las láminas de entrecruzamiento, se observa un marcado cambio granulométrico, donde la presencia de láminas de biotita en el techo de las láminas nos permite observar sets de laminación ondulítica de 20 cm y la presencia de *climbing* (Figura 6.4). En algunos sectores se han observado cuerpos plano convexos de 20 cm de espesor.



Figura 6.4. Set de laminación ondulítica de la Formación Villacorta

Al microscopio, las areniscas de la formación Villacorta (Anexo I, QJ7) se clasifican como Feldarenitas líticas (Folk *et al.*, 1970). Dominan el cuarzo, la ortosa con alteraciones a arcillas y los líticos de meta-sedimentitas que en muchos casos forman pseudomatriz. Los clastos en general presentan deformación y contactos cóncavo-convexos. El cemento está compuesto principalmente por arcillas.

6.2.3 Paleoambientes sedimentarios

En este Trabajo Final de Licenciatura se analizaron 15 metros de la formación Villacorta, los cuales no son suficientes para identificar el ambiente de depositación de la misma.

El hallazgo de una microflora exclusivamente no marina en esta unidad (Dra. Silvia Césari, com.pers.) indica que la misma se desarrolló en un ambiente continental. La presencia de areniscas con estratificación entrecruzada indica la migración de dunas y megaóndulas. Los

niveles con abundantes micas y óndulas escalonadas sugieren abundante material en suspensión. El arreglo que se observa en estos escasos metros se podría interpretar como producto de la sedimentación en un ambiente deltaico o bien en sistemas fluviales arenosos.

6.2.4 Relaciones estratigráficas

La base de la formación Villacorta no aflora en el área estudiada. Sin embargo, hacia el sudeste, fuera del área de este trabajo, se ha logrado observar el contacto erosivo entre la base de la formación Villacorta y la Formación Suri. Este contacto indica una relación paraconcordante (Figura 6.5).

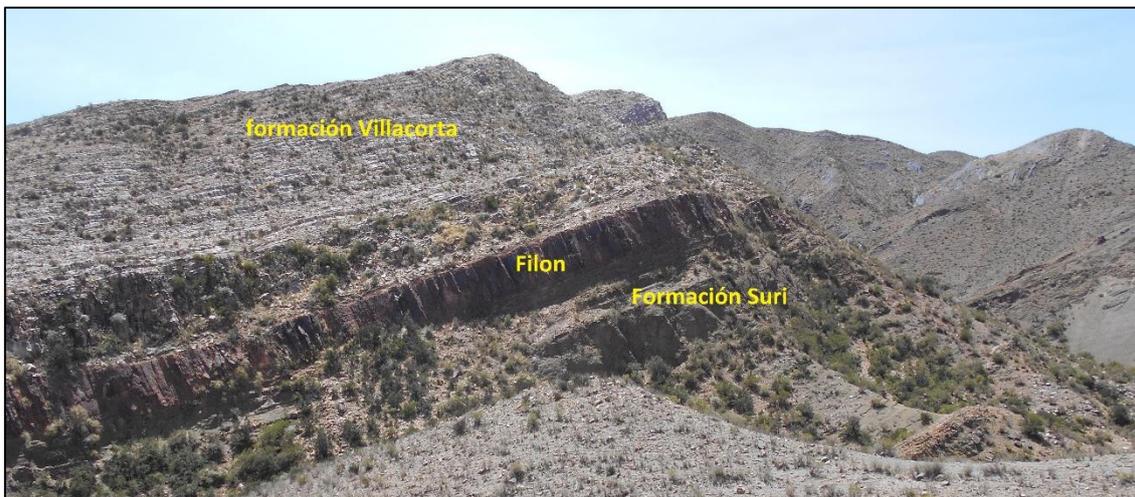


Figura 6.5. Contacto de la formación Villacorta con la Formación Suri, entre estas unidades se observa un filón capa.

En el techo de la formación Villacorta se reconoce una discordancia angular, sobre la que se apoya la Formación Agua Colorada (Figura 6.6). En el sector de la quebrada del Jume podemos observar en la base de esta última unidad una diamictita que contiene clastos de areniscas de la formación Villacorta.



Figura 6.6. Contacto discordante entre la formación Villacorta y la Formación Agua Colorada

6.2.5 Edad y correlaciones

Al ser la primera vez que se reconocen estos depósitos para el área del Sistema de Famatina no se cuenta con datos previos sobre su edad. Las relaciones estratigráficas permiten ubicar a esta formación entre el Ordovícico Superior al Carbonífero Inferior.

Una de las muestras recolectadas arrojó una asociación de palinomorfos no marinos que indican una edad Silúrica para la formación Villacorta (Dra. Silvia Cesari, com. pers.).

Las unidades aflorantes de edad Silúrica más cercanas se encuentran en la Precordillera Central en San Juan, representadas por el Grupo Tucunuco, conformado por las Formaciones Los Espejos y La Chilca.

6.3 Formación Agua Colorada

Turner, 1960.

6.3.1 Antecedentes

La Formación Agua Colorada fue definida formalmente por Turner (1960) para caracterizar areniscas, pelitas, conglomerados y algunos bancos de carbón que afloran en los Nevados del Famatina. Años más tarde, Turner (1967) extendió hacia el norte el nombre de Agua Colorada para incluir a las rocas carboníferas aflorantes en la Sierra de Narvárez y en el área de Chaschuil.

Previamente, Bodenbender (1911,1916,1922) había sido el primero en utilizar el nombre de “Estratos de Paganzo”, para agrupar un conjunto de sedimentitas neopaleozoicas del noroeste argentino y a su vez dividirlos en tres Pisos (I, II y III) correspondientes al Carbonífero, Pérmico y Triásico respectivamente. Las rocas asignadas posteriormente a la Formación Agua Colorada quedaban incluidas en los Estratos de Paganzo I. Posteriormente, Azcuy y Morelli (1970) establecieron formalmente el Grupo Paganzo en la comarca Paganzo-Amaná, conformado por las Formaciones Lagares, La Colina y Amaná.

La Formación Agua Colorada es homologable a la Formación Lagares que Azcuy y Morelli (1970) describieron para el sector sur del Sistema de Famatina y también parcialmente equivalente con los Estratos de Guandacol y Estratos de Tupe estudiados por Frenguelli (1946) en el sudoeste riojano.

Posteriormente, Maisonave (1979) extendió la Formación Agua Colorada hacia el oeste desde las Sierras Pampeanas Occidentales hasta la Precordillera riojana. En esta última región, González y Bossi (1986) dieron a estas sedimentitas la denominación de Formación Río del Peñón. Por otra parte, Marcos *et al.* (1971) llamaron Formación Ranchillos a las sedimentitas carboníferas en el área de la Cordillera Frontal (en la Rioja).

Las rocas de la base del Grupo Paganzo, han sido objeto de estudio de numerosos trabajos en todo el Noroeste Argentino. En particular, algunos de los estudios realizados en la Formación Agua Colorada en el marco del Sistema de Famatina fueron los de Gutiérrez (1993) que estudió restos palinológicos presentes en la unidad, destacando la presencia de granos de polen monosacados, bisacados y estríados. Fernández Seveso *et al.* (1993) incluyeron estos depósitos dentro de la Supersecuencia Tupe, perteneciente al Carbonífero superior. Estas unidades también fueron estudiadas por Limarino *et al.* (2006) y Limarino y Spalletti (2006) quienes realizaron aportes paleoclimáticos y paleogeográficos significativos. Posteriormente, Gulbranson *et al.* (2010) realizaron dataciones de alta precisión de U-Pb para determinar edades de las unidades del Paleozoico Superior y su respectiva evolución paleoclimática.

Entre los estudios estratigráficos y paleoambientales se destacan los de Limarino (1985), en el sector central Sistema de Famatina y Limarino *et al.* (2010) en el área de Las Angosturas (Sierra de Narvaez, Catamarca). Estos últimos autores propusieron además un modelo de correlación regional para la unidad en el marco de las Sierras Pampeanas, Precordillera y Sistema de Famatina.

6.3.2 Litología y distribución

En el ámbito de este trabajo las sedimentitas de la denominada Formación Agua Colorada se encuentran expuestas en el ambiente de la sierra de Famatina, y también se encontraron algunos afloramientos al oeste en la sierra del Toro Negro.

Maisonave (1979) describió de manera general esta unidad en el área de Valle Hermoso a lo largo de la quebrada de Villacorta, donde menciona que la secuencia se inicia con un conglomerado de base de 18 metros de potencia con clastos redondeados de hasta 15 cm y

matriz arenosa. Continúa con un potente paquete de ortocuarcitas blancas, macizas, de aspecto sacaroide y culmina con 200 metros de areniscas cuarzosas de grano medio, rosadas a amarillentas, con intercalaciones de limolitas pardas a verdosas. Además, identificó que la unidad se apoya en discordancia sobre las unidades pre-carboníferas. Dentro del ámbito de Valle Hermoso, a 16 km en dirección norte del área de estudio, en el sector de la quebrada de la mina La Alumbra y el cerro Resbaloso, este autor describe areniscas que intercalan con lutitas de coloración verde oscura. Sobre las mismas se asientan areniscas amarillentas con tonalidades violáceas y con intercalaciones de limolitas que alcanzan los 200 metros de espesor, y un conglomerado rojizo que se presenta en la parte nororiental de este afloramiento, que intercala limolitas verdosas, que pasa a bancos de areniscas blanquecinas de grano grueso a mediano y que son cubiertas transicionalmente por los sedimentos pérmicos.

Sin embargo, como se mencionó previamente, la sucesión arenosa que comienza con los niveles cuarcíticos en la quebrada de Villacorta, se agrupan aquí en una nueva unidad litoestratigráfica (formación Villacorta) debido fundamentalmente a que de la misma se recuperaron palinomorfos de edad silúrica superior y es cubierta en marcada discordancia angular por diamictitas, areniscas y pelitas que incluyen niveles carbonosos con palinomorfos del carbonífero (Dra. Silvia Césari, com. pers.).

La Formación Agua Colorada se encuentra abarcando la mayor parte del área de este trabajo. Considerando sus características litológicas, se decidió dividir a la formación en tres miembros informales o secciones estratigráficas. El miembro inferior se caracteriza por depósitos de color verdoso compuestos por diamictitas masivas y estratificadas, areniscas, conglomerados y pelitas (no carbonosas). La sección intermedia se caracteriza por la presencia de conglomerados, sabulitas y areniscas blancas a castañas que presentan intercalaciones de pelitas carbonosas, y el miembro superior está representado por sabulitas y areniscas bancas intercaladas con potentes bancos de pelitas rojas (Figura 6.7).



Figura 6.7. Vista general en sentido oeste de los tres miembros informales de la Formación Agua Colorada.

El miembro inferior presenta un espesor variable que aumenta levemente hacia el norte y se acuña hacia el sur hasta desaparecer en el área de la quebrada de Villacorta. Los miembros medio y superior tienen mayor potencia que su predecesor, considerando un espesor aproximado de 200 metros entre ambos (Anexo II). El miembro superior está afectado por pliegues y fallas que producen reiteradas repeticiones estratigráficas.

Se levantó un perfil sedimentario de semidetalle de la Formación Agua Colorada (Figura 6.8) en la naciente de la quebrada del Jume, donde se observan las distintas características de cada uno de los miembros. El perfil se inicia en el contacto entre las formaciones Agua Colorada y Villacorta. Éste se caracteriza por ser erosivo y presentar una marcada discordancia angular entre ambas formaciones.

La primera sección estratigráfica posee un espesor total de 38 metros y está compuesta por diamictitas, conglomerados, areniscas y pelitas, que presentan características depositacionales muy diferentes entre sí.

Esta sección se desarrolla sobre la superficie de contacto previamente descrita, y comienza con 5 metros de diamictitas verdes matriz-soportadas, masivas, que presentan mala selección y clastos subangulosos de hasta un metro de diámetro inmersos en una matriz fango-arenosa (Anexo I, QJ8). Estos clastos pertenecen principalmente a vulcanitas, areniscas verdes (fm. Villacorta y Suri) y granitos. Hacia el tope de este intervalo aparecen 7 metros de diamictitas estratificadas y escasos conglomerados finos con estratificación entrecruzada tabular planar.

Por encima, se observan 4 metros de cuerpos lentiformes de color castaño compuestos por areniscas gruesas, gravas y pelitas que presentan deformación sinsedimentaria (Figura 6.9) y cadillitos. Sobre estos se apoyan 2 metros de bancos tabulares compuestos por areniscas medianas y pelitas que presentan laminación convoluta. Continúan 5 metros de conglomerados polimícticos, matriz-soportados y masivos.

Le siguen 4 metros de areniscas medianas de color castaño que presentan estratificación horizontal, ondulítica y entrecruzada de tipo tabular planar e intercalaciones pelíticas formando bancos tabulares. Por encima, se destaca un banco tabular de un metro de espesor de sabulitas masivas, sobre el que se apoya un único set de 3 metros de areniscas gruesas castañas de composición feldespática, que presentan estratificación entrecruzada de escala gigante (Figura 6.10).

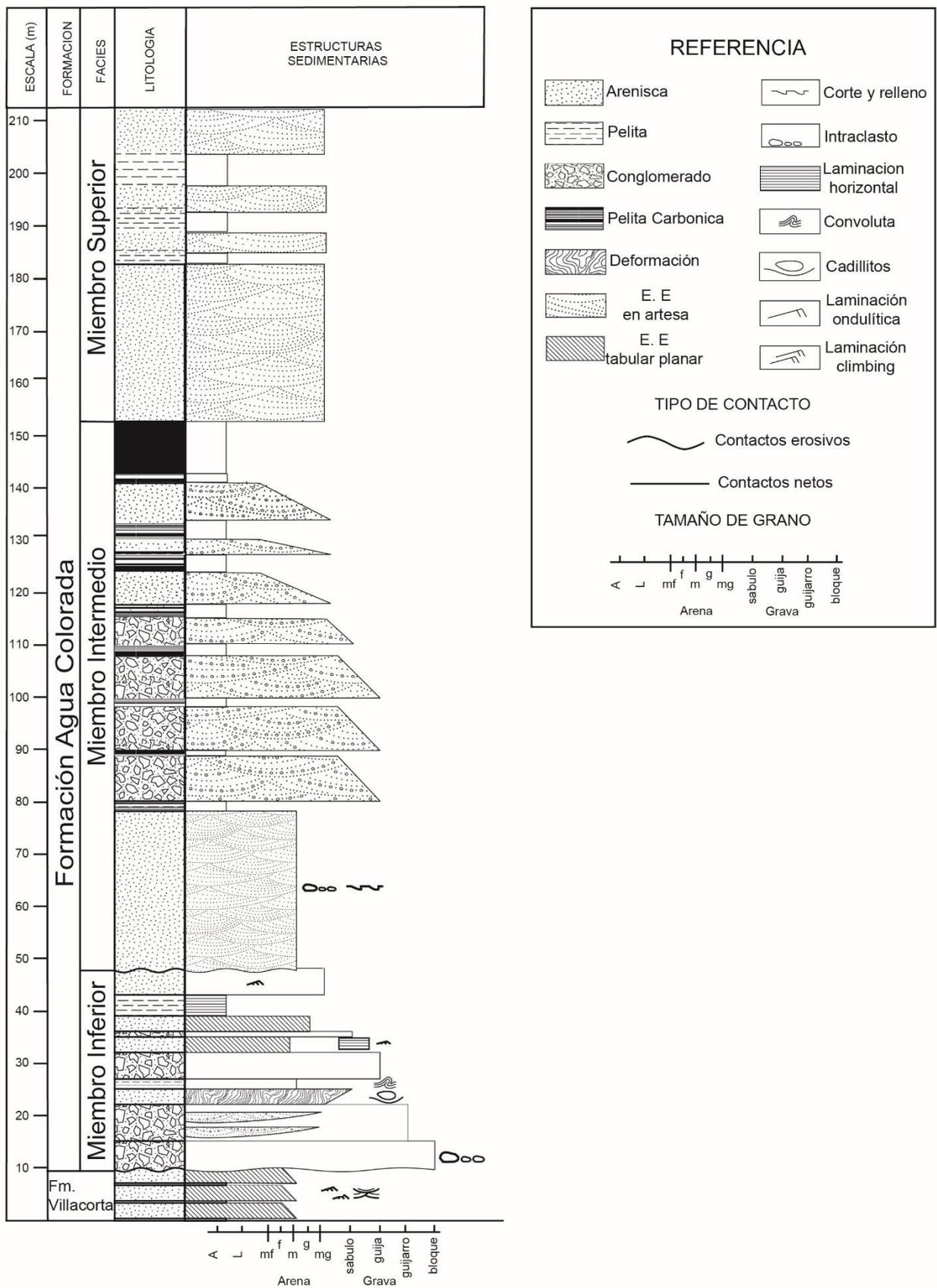


Figura 6.8. Perfil sedimentario de la Formación Agua Colorada en la quebrada del Jume.



Figura 6.9. Bancos de areniscas y pelitas con deformación sinsedimentaria pertenecientes al miembro inferior.

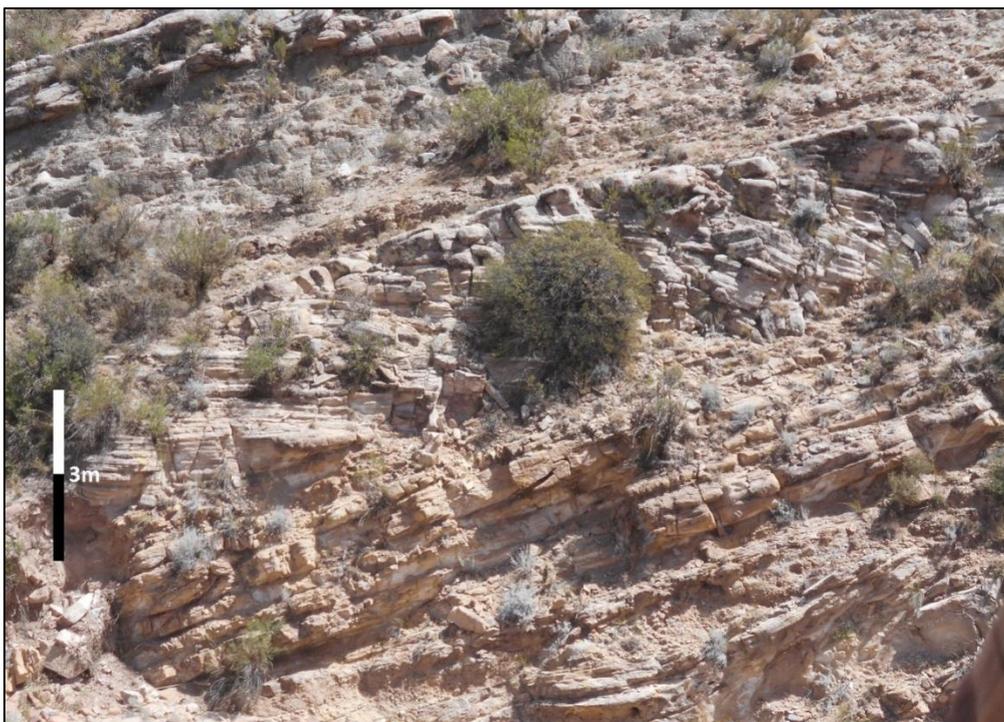


Figura 6.10. Set de areniscas gruesas con estratificación entrecruzada tabular planar gigante, pertenecientes al miembro inferior .

Continúan en el perfil 4 metros de sedimentitas finas, oscuras, con laminación horizontal (Figura 6.11), que se inician con 50cm de una intercalación rítmica de láminas de 1 cm de espesor de areniscas finas y pelitas, con eventuales depósitos de hasta 5cm de espesor de areniscas finas de base plana y techo ondulado que internamente presentan laminación ondulítica y son seguidas por 3,5 metros de pelitas oscuras laminadas. En contacto neto aparecen 3 metros de

bancos lenticulares de areniscas y sabulitas castañas, con estratificación ondulítica, que presentan intercalaciones pelíticas masivas o con laminación subhorizontal.



Figura 6.11. Miembro inferior a. Intercalación rítmica de pelitas y areniscas con laminación horizontal. Se intercala un banco arenoso con laminación ondulítica; b. Banco de pelitas laminadas.

La segunda sección estratigráfica posee 100 metros de espesor y está compuesta por conglomerados, sabulitas, areniscas y pelitas carbonosas.

Esta sección se inicia mediante contacto erosivo sobre los depósitos del miembro inferior. Sobre éste se apoyan 30 metros de sabulitas y areniscas medianas en bancos lenticulares, en cuya base se observan intraclastos tamaño guijarro. Estos bancos presentan estratificación entrecruzada en artesa de gran escala y también se puede observar estructura de corte y relleno (Figura 6.12).

Al microscopio estas areniscas son clasificadas como Feldarenitas líticas (Folk *et al.*, 1970) (Anexo I, QJ11). Se observa el predominio de cuarzo monocristalino, ortosa, plagioclasa, cuarzo policristalino, líticos plutónico-metamórficos y cemento arcilloso.

En el techo de estas areniscas, en rápida transición, se encuentran bancos tabulares de hasta 2 metros de espesor de pelitas carbonosas laminadas.



Figura 6.12. Sabulitas blancuecinas pertenecientes a la base del miembro intermedio de la Formación Agua Colorada.

Por encima la sección continúa con 70 metros caracterizados por la repetición de ciclos granodecrecientes de entre 2 y 7 metros de espesor (Figura 6.13) de conglomerados finos y areniscas que gradan a pelitas, los que son coronados por un intervalo de 10 metros de pelitas. La base de cada ciclo presenta base erosiva que se encuentra tapizada por conglomerados finos. Por encima, se disponen areniscas gruesas a medianas con estratificación entrecruzada tabular planar y en artesa en cuerpos lentiformes, que gradan a areniscas medianas a finas en bancos plano-convexos. Hacia el techo, los ciclos culminan con paquetes tabulares de pelitas negras laminadas con delgadas intercalaciones de areniscas finas. Estos ciclos se repiten numerosas veces y, hacia el techo del miembro, se observa que el espesor de los paquetes pelíticos es cada vez mayor.



Figura 6.13. Intercalación de bancos de areniscas y conglomerados con pelitas carbonosas formando ciclos granodecrecientes, pertenecientes al miembro intermedio.

El miembro superior posee aproximadamente 60 metros de espesor y se caracteriza por el desarrollo de areniscas blanquecinas y pelitas rojas. En este miembro se observa nuevamente la formación de ciclos granodecrecientes de hasta 4 metros, que se repiten numerosas veces a lo largo del perfil (Figura 6.14). Estos ciclos comienzan con paquetes lenticulares de base erosiva, compuestos por bancos lenticulares de areniscas gruesas y sabulitas blancas o moradas que presentan estratificación entrecruzada en artesa de escala mediana (Figura 6.15). Al microscopio estas areniscas se clasifican como Litoarenitas feldespáticas (Folk *et al.*, 1970) (Anexo I, QJ14). Sobre estos bancos de areniscas se depositan paquetes tabulares de hasta 4 metros de potencia de pelitas rojas laminadas con intercalaciones menores de areniscas finas rojas. Posteriormente, estas pelitas comienzan a disminuir en recurrencia y las areniscas blancas comienzan a tomar colores rojizos. Esta alternancia de colores les confiere un aspecto abigarrado a los afloramientos.



Figura 6.14. Ciclos granodecrecientes en el miembro superior de la Formación Agua Colorada. Se observan cuerpos lensoidales de areniscas blancas y tabulares de pelitas rojas.



Figura 6.15. Areniscas sabulíticas rojas del miembro superior de la Formación Agua Colorada, presentado estratificación entrecruzada en artesa de mediana escala

6.3.3 Paleoambientes sedimentarios

Los paleoambientes de la Formación Agua Colorada a lo largo del sistema de Famatina fueron objeto de estudio de numerosos autores. Limarino (1985) estudió los depósitos del sector inferior del Grupo Paganzo en la parte central del Sistema de Famatina (Cuesta de Miranda) e interpretó a los mismos como depositados en ambientes lacustres, glaciarios y fluviales de tipo entrelazado y anastomosado.

Posteriormente, Limarino *et al.* (2010) estudiaron la Formación Agua Colorada en la Sierra de Narvárez e identificaron dos conjuntos litoestratigráficos diferentes. Por un lado, conglomerados, areniscas arcósicas, sabulitas, pelitas carbonosas y delgados mantos de carbón, asociados a ambiente fluviales que constituyen las exposiciones clásicas de la Formación Agua Colorada en la región y, por otra parte, potentes sucesiones de pelitas y areniscas gris verdosas, depositadas en ambientes glacialmarinos y fiórdicos.

Sobre la base de las observaciones realizadas en el campo y considerando los estudios previos en la región, se interpretaron a los paleoambientes correspondientes para los distintos miembros informales de la Formación Agua Colorada.

El miembro inferior representa la interacción de dos ambientes. Por un lado, los paraconglomerados masivos de muy baja selección y gran tamaño de clastos que se depositan sobre la superficie erosiva que separa las formaciones Agua Colorada y Villacorta podrían corresponder a una tillita, posteriormente la estratificación de estos depósitos nos indica que fueron resedimentados como flujos de detritos. Los conglomerados y areniscas con estratificación entrecruzada en artesa y lentes de areniscas guijarrosas corresponderían a canales y barras subácueos. La presencia de cadillitos indica la depositación por balsaje a partir de témpanos.

Por lo tanto, todo el intervalo basal del miembro inferior se caracteriza por la sedimentación asociada a un ambiente glacialmarino.

La aparición de bancos de areniscas con estratificación horizontal, ondulítica y entrecruzada de tipo tabular planar, seguido de la depositación de un set de areniscas feldespáticas con estratificación entrecruzada tabular planar de gran escala, se puede interpretar como depósitos de barras de cierre de un estuario o fiordo, por lo que estos depósitos tienen origen bajo condiciones subácueas destacándose que en estos estratos ya no se observan evidencias de interacción con las masas de hielo.

El tope del miembro inferior se asocia con una sedimentación subácuea en un ambiente de baja energía, donde la alternancia de pelitas y areniscas se debe a procesos de *underflows* y *overflows*, y posteriormente se alcanzó la máxima profundización del medio que permitió la depositación de pelitas oscuras laminadas. Todo esto nos permite identificar que estos paquetes son producto de la sedimentación en un ambiente marino profundo sin influencia glaciaria por lo cual corresponden a un máximo de transgresión postglacial.

Sobre estas rocas se depositan en contacto neto, bancos lenticulares de areniscas y sabulitas que pueden ser interpretadas como el relleno de canales correspondientes a la progradación de las facies costeras (deltaicas?).

El miembro inferior de la Formación Agua Colorada puede ser correlacionado con las asociaciones de facies 1 y 3 descritas por Limarino *et al.* (2010) en el sector septentrional del Sistema de Famatina. Estos autores proponen que la asociación de facies 1 correspondería a un ambiente fiórdico y la asociación de facies 2 corresponderían a un ambiente subáqueo donde progradaron barras de desembocadura.

Las rocas que caracterizan el tope del miembro inferior de la Formación Agua Colorada, pueden ser correlacionadas con la asociación de facies 4 descrita por Limarino *et al.* (2010),

para la cual estos autores interpretan que las pelitas corresponden al intervalo de máxima inundación de nivel regional, asociada a un nivel de mar alto causado por las desglaciaciones, y donde las sabulitas que se depositan posteriormente representarían la progradación de sistemas fluviales/deltaicos causados por el rebote glacioestático como consecuencia de la retirada de las masas de hielo.

El miembro intermedio de la Formación Agua Colorada se caracteriza por el desarrollo de dos sistemas fluviales.

La parte inferior de este miembro comienza con una superficie erosiva sobre la que se desarrolla el apilamiento de cuerpos lenticulares de sabulitas y areniscas amalgamadas. Estos depósitos son interpretados como fajas de canales, asociados a sistemas fluviales multicanalizados de tipo entrelazado arenoso donde se observa escaso espacio de acomodación. Estos sistemas posiblemente son la respuesta a una rápida caída del nivel de base regional.

La sección superior del miembro intermedio está compuesta por la aparición de bancos lentiformes de conglomerados finos, sabulitas y areniscas que intercalan con bancos de pelitas negras carbonosas formando ciclos granodecrecientes. Los paquetes tabulares de conglomerados y areniscas pueden ser interpretados como fajas de canales ya que se observa que comienzan con bases erosivas y están compuestos por bancos lenticulares de areniscas con estratificación entrecruzada tabular planar y en artesa que pueden corresponder al desarrollo de barras en espolón o transversales. Los paquetes pelíticos con intercalaciones arenosas corresponden al desarrollo de planicies de inundación compuestas por lóbulos de desbordamiento y decantación en la cuenca de inundación. La ciclicidad de estos depósitos junto con el desarrollo de grandes planicies carbonosas, sumado a las líneas de investigación previas sobre los depósitos de la Formación Agua Colorada en la región, permiten interpretar que la sección superior del miembro intermedio está asociada a sistemas fluviales de alta sinuosidad, posiblemente de tipo anastomosados desarrollados durante un rápido ascenso del nivel de base.

El miembro intermedio de la Formación Agua Colorada es correlacionable con las asociaciones de facies 6 y 7 de Limarino *et al.* (2010) en la zona de la Sierra de Narváez. Estos autores interpretan que la asociación de facies 6 corresponde al desarrollo de sistemas entrelazados con bajo espacio de acomodación y lo correlacionan con las condiciones de mar bajo que caracterizaron a buena parte del Westfaliano (Limarino *et al.*, 2006). Por otra parte, la asociación de facies 7 la interpretan como el desarrollo de sistemas fluviales anastomosados, donde el cortejo de facies de alto espacio de acomodación que caracteriza a esta asociación de facies podría vincularse al inicio de las transgresiones registradas a fines del Carbonífero (Estefaniano) o principios del Pérmico (Cisterna *et al.*, 2002; Limarino *et al.*, 2006).

A su vez el tope del miembro intermedio puede ser correlacionable con las facies E de Limarino (1987) en el sector central del Sistema de Famatina, donde este autor indica que las mismas son producto de sistemas fluviales de alta sinuosidad de tipo anastomosado.

El miembro superior de la Formación Agua Colorada se caracteriza por el desarrollo de sistemas fluviales, donde se evidencia el cambio de las condiciones climáticas en el área. Esta unidad está compuesta por bancos lenticulares de sabulitas que alternan con espesos depósitos de pelitas rojas. Estas rocas se interpretan como la continuación del desarrollo de los sistemas fluviales anastomosados del miembro intermedio, pero donde las condiciones climáticas comienzan a modificarse pasando de un clima húmedo a un clima semiárido, donde los colores rojos comienzan a predominar por sobre los blancos y le confieren el aspecto abigarrado (Turner, 1971).

En resumen, el miembro inferior representa un ambiente glacimarino y marino, el miembro intermedio representa sistemas fluviales de tipo entrelazado arenoso y anastomosado, y el miembro superior representa el desarrollo de un sistema fluvial

anastomosado donde se evidencia el pasaje climático de un ambiente húmedo a un ambiente semiárido.

6.3.4 Relaciones estratigráficas

En el sector de estudio, la Formación Agua Colorada se sobrepone mediante discordancia angular a la formación Villacorta (Silúrico). A escala regional, las sedimentitas de la Formación Agua Colorada apoyan mediante discordancia angular sobre los depósitos pre-carboníferos o mediante no conformidad sobre el Granito Ñuñorco.

En su techo esta unidad muestra un pasaje concordante y transicional hacia las areniscas y pelitas rojas pérmicas de las Formaciones De La Cuesta, que se le sobrepone en el sector de estudio.

6.3.5 Edad y correlaciones

La Formación Agua Colorada ha brindado una rica y variada megafloora proveniente de varias localidades (ríos Las Pircas y Agua Colorada; puestos La Pampa, Primera Agua, Casa Blanca, Casa de Lata y El Vallecito; minas Santa Rosa y La Estrella; quebrada de Las Trancas y portezuelos Blanco y de Los Berros). Carrizo y Azcuy (2004) reconocieron el siguiente contenido megaflorístico en la unidad: *Fedekurtzia argentina*, *Botrychiopsis weissiana*, *Paracalamites* cf. *P. australis*, entre otras; que permitieron caracterizar una fitozona y establecer una edad carbonífera tardía para la unidad en cuestión.

Estas unidades y sus equivalentes han proporcionado además abundantes y diversas asociaciones palinológicas. Las provenientes de los depósitos diamictíticos de la base de la formación (Gutiérrez, 1988; Limarino y Gutiérrez, 1990) indicarían que la sedimentación de la unidad habría comenzado a principios del Carbonífero superior.

El intervalo estratigráfico inferior de la unidad está compuesto por diamictitas masivas y resedimentadas que se vincula con el evento glacial de edad "namuriana" (Carbonífero Medio), que se correlaciona en otras cuencas del oeste de Gondwana, mientras que los depósitos suprayacentes se asocian a la posterior transgresión postglacial (Limarino *et al.*, 2010).

Recientemente, Gulbranson *et al.* (2010) realizaron dataciones de U-Pb de alta precisión en circones volcánicos en las diferentes unidades de las cuencas de Paganzo y Río Blanco, comprendiendo principalmente las Formaciones Guandacol, Tupe, Río del Peñón y Patquía, siendo estas tres primeras homologables a la Formación Agua Colorada. En este estudio se informó una edad de $319,57 \pm 0,09$ Ma para los sedimentos de la Formación Guandacol, y una edad de $315,46 \pm 0,07$ Ma y $312,82 \pm 0,11$ Ma para la Formación Tupe.

Estas edades son consistentes con la información previa de la zona, por lo que se le asigna a la Formación Agua Colorada una edad Carbonífera superior (Bashkiriano-Moscoviano).

6.4 Formación De La Cuesta

Turner, 1960.

6.4.1 Antecedentes

Fue Bodenbender (1911) quien asignó por primera vez a los depósitos pérmicos continentales del centro-oeste argentino al Piso II de la serie que denominó Estratos de Paganzo. Posteriormente Frenguelli (1946) los redefinió como Estratos de Patquía, con su localidad tipo en los Colorados de Patquía, en el extremo sur de la sierra de Velasco. Turner (1960) propuso la denominación de Formación De La Cuesta para niveles equivalentes, aflorantes en el ámbito del Sistema de Famatina. Posteriormente, Maisonave (1979) estudió la unidad al realizar la hoja geológica de los Cerros Cumichango, provincias de Catamarca y La Rioja. En el sector de estudio, las rocas descritas pueden recibir otras denominaciones como Formación Patquía (Cuerdas, 1965), mientras que en el sector occidental (Precordillera) recibe el nombre de Formación Ojo de Agua (Furque, 1963) y hacia el sur en las Sierras Pampeanas Formación La Colina (Azcu y Morelli, 1970),

Estas rocas fueron objeto de numerosos trabajos, tanto en el área del Sistema de Famatina como en el ámbito de la Precordillera. Entre ellos se destacan los estudios sedimentológicos y paleoambientales realizados por Limarino (1984, 1985 tesis doctoral) y Limarino *et al.* (1987, 1991 a y b, 1993), Caselli (1998, tesis doctoral) y Caselli y Limarino (2002). Fernández Seveso *et al.* (1993) realizaron un estudio estratigráfico secuencial en la Cuenca Paganzo, donde definieron la supersecuencia Patquía-De La Cuesta, dividiéndola en dos secuencias, una inferior y otra superior. Luego, Fernández Seveso y Tankard (1995) realizaron un estudio tectónico-estratigráfico de las unidades del Paleozoico superior de la Cuenca de Paganzo. Las unidades y cuencas del Paleozoico Superior también fueron estudiadas por Limarino *et al.* (2006) y Limarino y Spalleti (2006) quienes realizaron aportes paleoclimáticos y paleogeográficos significativos para estas unidades. Posteriormente, Gulbranson *et al.* (2010) y Gulbranson *et al.* (2015) realizaron dataciones de alta precisión de U-Pb para determinar edades de las unidades del Paleozoico Superior, del límite Permo-Triásico, y su respectiva evolución paleoclimática.

Spagnuolo *et al.* (2011) realizaron estudios paleomagnéticos en la unidad con el objetivo de poder establecer eventuales rotaciones tectónicas según ejes verticales y aportar más información a la curva de deriva polar aparente de América del Sur.

6.4.2 Litología y distribución

La Formación De La Cuesta está compuesta por areniscas, sabulitas, psefitas y pelitas, que presentan tonalidades rojizas (Figura 6.16), coloración que caracteriza a los depósitos pérmicos a lo largo del Sistema de Famatina, Sierras Pampeanas y Precordillera.

Los estratos rojos abarcan el sector central del área de estudio y se presentan como una franja de orientación NNO que posee un espesor de 200 metros aproximadamente (Anexo II).



Figura 6.16. Vista general en dirección al sur de los estratos rojos de la Formación De La Cuesta, se observa el límite con la Formación Agua Colorada y la disposición vertical de los estratos.

En el sector central del Sistema de Famatina esta unidad fue estudiada en detalle en los trabajos de Limarino (1985, tesis doctoral) y Caselli (1998, tesis doctoral), quienes realizaron perfiles y el reconocimiento de paleoambientes en el área de la Cuesta de Miranda y alrededores. Asimismo, Caselli (1998, tesis doctoral) realizó un análisis pormenorizado de los bancos rojos aflorantes en la Cuesta de Miranda y el cerro Guandacol, logrando diferenciar aquellos correspondientes al Grupo Paganzo (Fm. Patquía y equivalentes) de los de la suprayacente Formación Talampaya.

Las menciones realizadas a la Formación De La Cuesta/Patquía en el ámbito de Valle Hermoso fueron realizadas por Maisonave (1979) quien describió a lo largo de la quebrada de Villacorta la alternancia de bancos rojos y blancos de areniscas que evidencia el pasaje Carbonífero-Pérmico. Se debe mencionar aquí que existen diversos criterios para separar a la Formación Agua Colorada y Patquía/De La Cuesta. En este trabajo se adopta el criterio de dejar al intervalo formado por arenisca claras y pelitas rojizas ("estratos abigarrados") dentro de la Formación Agua Colorada y reconocer como Formación Patquía/De La Cuesta a la sucesión de areniscas y pelitas rojo ladrillo.

La Formación De La Cuesta fue descrita a lo largo de la quebrada del Jume y en el sector norte del área de este Trabajo Final de Licenciatura. Los estratos rojos de esta unidad comprenden una variada litología, donde se reconocen pelitas, areniscas, conglomerados finos y brechas.

La Formación De La Cuesta puede ser dividida en tres secciones, la primera se inicia con bancos lentiformes de areniscas medianas a finas que presentan estratificación entrecruzada tabular planar sobre los que se apoyan bancos tabulares de pelitas rojas con laminación horizontal, bancos planoconvexos de areniscas finas con laminación ondulítica y algunos delgados niveles de tobas. Entre estos depósitos se reconoce un paquete compuesto por bancos tabulares de areniscas finas con estratificación entrecruzada en artesa de gran escala (Figura 6.17), que al microscopio están compuestas principalmente por cuarzo, ortosa, vulcanitas, sedimentitas y cemento carbonático, arcilloso y óxidos (Anexo I, QJ3).



Figura 6.17. Areniscas finas con estratificación entrecruzada de gran escala.

La segunda sección está caracterizada por el apilamiento de bancos lentiformes que presentan base erosiva y están conformados por areniscas arcóscicas gruesas y conglomerados finos de color naranja (Figura 6.18). Internamente estos bancos conforman ciclos granodecrecientes y los clastos que componen la fracción psamítica de esta unidad corresponden a intraclastos pelíticos, feldespato y cuarzo (Figura 6.19).



Figura 6.18. Areniscas y sabulitas arcóscicas en bancos lenticulares.



Figura 6.19. Sabulitas arcósicas en donde se observan los clastos de feldespato potásico de gran tamaño que componen a esta unidad.

Por último, la tercera sección se compone por la intercalación de paquetes arenosos y pelíticos, que conforman ciclos grano y estrato decrecientes. Los paquetes de areniscas están compuestos por bancos tabulares de areniscas finas masivas y por bancos lenticulares que presentan calcos de carga en la base, seguidos de areniscas medianas a finas con laminación ondulítica y horizontal. Las pelitas rojas se observan masivas o con laminación horizontal y presentan intercalaciones de bancos plano-convexos de areniscas finas (Figura 6.22). En algunos sectores se observa que los bancos de areniscas masivas presentan concreciones de hasta 3cm con núcleos verdes (Figura 6.20) y, los niveles pelíticos presentan concreciones silíceas y niveles de chert (Figura 6.21).

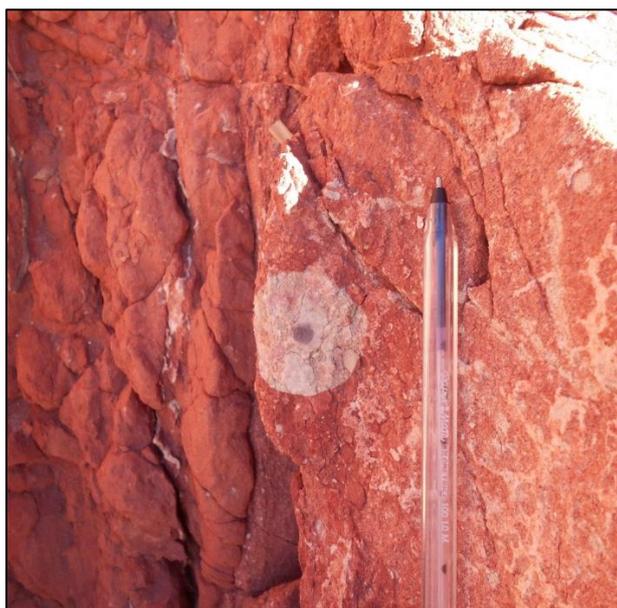


Figura 6.20. Concreciones con núcleos verdes en areniscas masivas.



Figura 6.21. Bancos de pelitas con laminación horizontal y ftanitas. Se observa deformación.



Figura 6.22. Areniscas con laminación horizontal y ondulítica. En amarillo se marca la base de los paquetes arenosos.

Al norte de la quebrada del Jume, en la quebrada de La Casita, se identificó un cuerpo sedimentario que se acuña hasta desaparecer hacia el sur e internamente presenta un aspecto caótico. Este cuerpo presenta deformación interna y corresponde a una brecha matriz sostén con clastos angulosos de hasta 30cm de sedimentitas intraformacionales y basaltos (Figura 6.23; Figura 6.24).



Figura 6.23. Paragneiss con clastos intraformacionales.



Figura 6.24. Paragneiss con clastos de sedimentitas intraformacionales y basaltos.

6.4.3 Paleoambientes sedimentarios

Los estudios de paleoambientes realizados en las tesis doctorales de Caselli (1998) y Limarino (1985) en el sector central del Sistema de Famatina pueden ser correlacionados con lo observado a lo largo de la quebrada del Jume.

En el sector de la Cuesta de Miranda, Caselli (1998) indicó que la Formación Patquía está caracterizada por el desarrollo de las Facies Pc. Esta se encuentra dominada por una arquitectura de canales de baja a moderada sinuosidad que atraviesan una amplia llanura de inundación. Finalmente, estos arreglos fueron interpretados como sistemas fluviales anastomosados de naturaleza efímera, formados bajo condiciones de clima semiárido a árido.

Por otra parte, Limarino (1985), quien previamente había reconocido y descripto la Formación Patquía en esa misma área, describió diferentes facies dentro de las cuales M y N son las más recurrentes en el sector central de Famatina y coinciden parcialmente con lo observado a lo largo de la quebrada del Jume. Este autor reconoció que en la base de esta unidad se observa una mayor participación de depósitos de canal que disminuye hacia los sectores cuspidales. Esto evidencia el decrecimiento de la energía de las corrientes fluviales y el comienzo de la participación de otros procesos sedimentarios. Estos sistemas canalizados fueron interpretados como cauces migratorios invadidos por crecientes no encauzadas y, a su vez, estos períodos de inundación generaron cuerpos de agua pandos y pequeños. A todo este proceso se sumó la acción eólica esporádica que generó algunos depósitos de dunas.

Mediante las observaciones realizadas en este Trabajo Final de Licenciatura y considerando los antecedentes de los depósitos de la Formación Patquía/ De La Cuesta en el Sistema de Famatina, se identificaron los procesos que ocurrieron en el sector de Valle Hermoso.

De manera general, el desarrollo de bancos lenticulares de areniscas con estratificación entrecruzada intercalados con estratos tabulares de pelitas indica una típica asociación fluvial. En particular, los bancos lenticulares de areniscas representan el relleno de canales y los bancos de pelitas se interpretan como depósitos dados por decantación dentro de la planicie de inundación. Las ocasionales intercalaciones de bancos plano-convexos de areniscas finas podrían interpretarse como lóbulos de desbordamiento dentro de la planicie. Si bien se observa una variación en el tamaño de grano y en el espesor de los estratos, este arreglo granodecreciente se repite numerosas veces a lo largo de la quebrada del Jume.

En detalle, a lo largo de la quebrada, podemos diferenciar tres sectores, donde el desarrollo de estos depósitos tiene marcadas diferencias granulométricas y de espesores.

La base de la Formación De La Cuesta, en la localidad de estudio, presenta los arreglos fluviales previamente descriptos, donde el relleno de canales está compuesto por arenas medinas a finas y las planicies poseen una composición principalmente arenosa con espesores de no más de un metro. Además, se observa la intercalación de un banco tabular de areniscas finas con estratificación entrecruzada en artesa de gran escala que presenta un marcado contraste con el entorno y, posiblemente, corresponde al desarrollo de dunas eólicas. Por esto, y considerando lo observado en otros sectores, se infiere que la parte basal de la formación está caracterizada por el desarrollo de sistemas fluviales efímeros, con planicies arenosas que intercalan dunas eólicas. Estos niveles de eolianitas son comúnmente reconocidos en el tope de la Formación Patquía en diferentes sectores de la Cuenca Paganzo. (Limarino y Spalletti, 1986; López-Gamundí y Breitzkreuz, 1997; Limarino *et al.*, 2006)

El sector intermedio se caracteriza por el desarrollo de bancos lenticulares granodecrecientes de conglomerados finos y areniscas gruesas de composición arcósica, que presentan bases erosivas e intraclastos pelíticos. Estos depósitos son interpretados como producto del desarrollo de sistemas fluviales de moderada a alta energía con muy bajo espacio

de acomodación y donde las planicies fueron erosionadas e incorporadas como clastos intraformacionales en la base de los complejos de canal.

El sector cuspidal se caracteriza por el desarrollo de bancos de areniscas finas con laminación horizontal y ondulítica, que se intercalan con potentes depósitos pelíticos con laminación horizontal que presentan ftanitas y concreciones silíceas. Considerando la interpretación de depósitos similares de la Formación Dela Cuesta/Patquía en otras localidades, las rocas aquí descriptas son interpretadas como sistemas fluviales de baja energía que evolucionan a cuerpos pandos de tipo *sand flat* y/o *mud flat* que dieron lugar a los grandes espesores de pelitas con bandas de chert. Posteriormente, una parte de estos depósitos fueron erosionados e incorporados a la parabrecha que se encuentra en el techo de unidad.

Las secciones media y cuspidal descriptas en este Trabajo Final de Licenciatura presentan características que pueden también ser comparadas favorablemente con la Formación Talampaya (Romer y Jensen, 1966) y unidades equivalentes (Formación La Veteadá).

6.4.4 Relaciones estratigráficas

En el sector de estudio, el pasaje de la Formación Agua Colorada a la Formación De La Cuesta es concordante y transicional, lo que coincide con lo observado por numerosos autores (Bodenbender 1911, Frengüelli 1944, Azcuy y Morelli 1970, de Alba 1954 y Limarino 1985). Este pasaje transicional está caracterizado por la alternancia de bancos blanquecinos y rojizos de areniscas sabulíticas (Figura 6.25). Como no es posible determinar precisamente el inicio y el fin de estas unidades, la base de la Formación De La Cuesta ha sido marcada donde desaparecen los bancos blanquecinos.



Figura 6.25. Pasaje transicional entre la Formación Agua Colorada y la Formación Patquía.

En el techo de esta unidad se observa la presencia de un cuerpo de basalto olivínico asignable a la Formación Vaquerano.

6.4.5 Edad y correlaciones

La presencia de elementos de la flora de *Glossopteris* y las dataciones radimétricas de 295 ± 5 Ma obtenidas en rocas basálticas intercaladas cerca del tope de la Formación La Colina (Azcu y Morelli, 1970; Limarino y Cesari, 1987) permiten postular el final de la depositación de la Formación Patquía - De La Cuesta durante el Pérmico temprano. Fernández Seveso *et al.* (1993) definieron una edad aseliano-kunguriano mediante estudios paleontológicos y correlaciones con la curva eustática global. Las asociaciones microflorísticas descritas permiten ubicar en el Pérmico superior bajo a los tramos superiores de ambas formaciones.

Recientemente, Gulbranson *et al.* (2010) realizaron estudios de U-Pb en los estratos de la Cuenca de Paganzo y asignaron una edad Moscoviana ($310,73 + 0,12$ Ma, $310,93 \pm 0,08$ Ma, y $309,89 \pm 0,08$ Ma) para los estratos basales de la Formación Patquía y una edad aselliana ($296,09 \pm 0,08$ Ma) para las areniscas eólicas de la parte superior de la Formación Patquía.

Sin embargo, como se ha mencionado anteriormente, los afloramientos sección media y superior de la Formación De La Cuesta en el área de estudio, podrían relacionarse con investigaciones en curso en la región (Marenssi, com. pers.) que permitirían correlacionar a estos depósitos con unidades más jóvenes, como, por ejemplo, las formaciones Talampaya (Gulbranson et al, 2015) y La Veteadá (Dávila *et al.*, 2005) de edad pérmica superior.

6.5 Formación Vaquerano

Maisonave, 1973.

6.5.1 Antecedentes

Turner (1967) describió filones capa y basaltos que intruyen a las areniscas rojas de la Formación De La Cuesta. Posteriormente, Maisonave (1973) agrupó dentro de esta unidad al conjunto de diques y filones basálticos y sieníticos que afloran en el Sistema de Famatina. Específicamente en el área de este trabajo Maisonave (1973) mapeó un filón capa basáltico dentro de los estratos de la Formación De La Cuesta a lo largo del río Grande de Valle Hermoso.

6.5.2 Litología y distribución

La Formación Vaquerano está compuesta por basaltos de coloración negra cuando se encuentran frescos, y rojizos cuando se encuentran alterados.

Al norte del área de estudio, en la quebrada de Vaquerano (Catamarca), Maisonave (1973) describió a esta unidad como compuesta por un filón capa de 8 metros de espesor y 150 metros de longitud que se encuentra parcialmente descubierto por erosión del techo de las sedimentitas pérmicas donde se encuentra emplazado. Petrográficamente este basalto se compone por olivinas y microlitos de plagioclasa que se orientan preferentemente en los contornos de los fenocristales.

Posteriormente, Rubiolo (2001) describió en la Sierra de Narvárez y al suroeste de Chaschuil, depósitos laháricos, coladas lávicas donde se reconocieron basaltos olivínicos, diques y filones.

En el área de Valle Hermoso, Maisonave (1979) señaló la existencia de rocas volcánicas hipabisales a las cuales asignó a la Formación Vaquerano.

En el área de estudio, estas rocas se presentan como una faja con rumbo NNO y con espesor variable que aumenta hacia el sur (Anexo II), llegando a ser de 150 metros en la quebrada de Villacorta (Figura 6.30, Figura 6.26). En este sector, los basaltos son de coloración negra y presentan amígdalas rellenas de carbonatos que se observan macroscópicamente (Figura 6.27). Al microscopio, estas rocas presentan textura subofítica a intergranular y están compuestas por clinopiroxenos, olivinas (alteradas a iddingsita, óxidos y serpentinas) y plagioclasas. Además, presentan una importante alteración a arcillas y carbonatos (Figura 6.28) (Anexo I, QJB17).

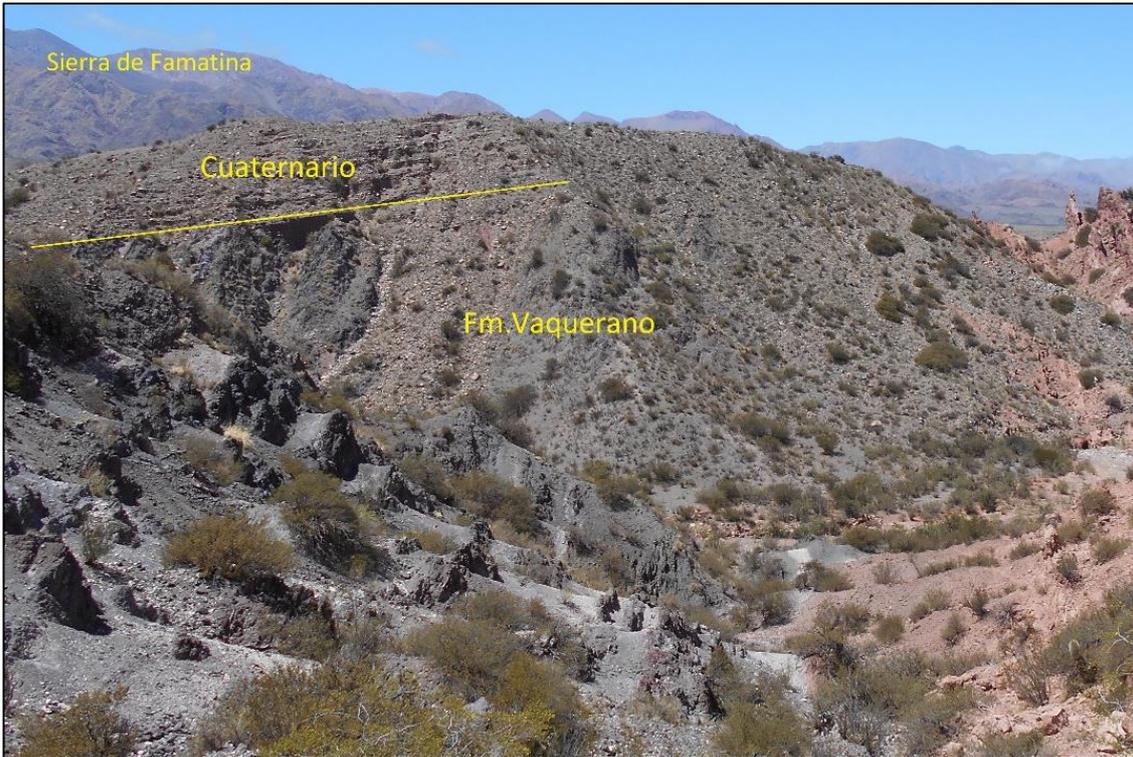


Figura 6.26. Vista general en dirección sur de los basaltos de la Formación Vaquerano.



Figura 6.27. Basalto con amígdalas rellenas de carbonatos y zeolitas, presenta apariencia laminada.

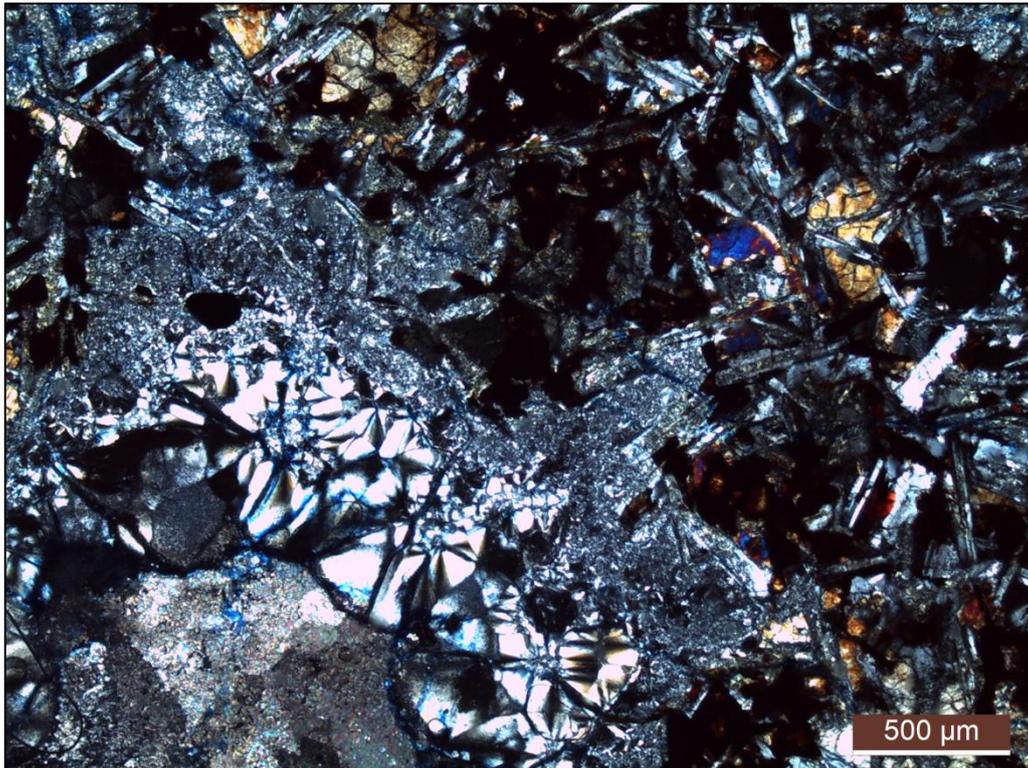


Figura 6.28. Corte petrográfico con niclos cruzados de los basaltos de la Formación Vaquerano. Se observan amígdalas rellenas de carbonatos y zeolitas, cristales de olivina y clinopiroxenos y una pasta de plagioclasas. Sobre estos se impone una intensa alteración a arcillas y óxidos de hierro.

La presencia de amígdalas indicaría que estas rocas podrían corresponder a coladas basálticas. Sin embargo, en base a las observaciones petrográficas, no se descarta la posibilidad de que puedan ser rocas de tipo subvolcánico de emplazamiento muy superficial, y donde la intensa alteración a arcillas y carbonatos que presenta esta unidad podría estar relacionada a interacción singenética con agua.

6.5.3 Relaciones estratigráficas

Considerando que los basaltos están asociados a procesos efusivos o subvolcánicos muy someros, el contacto de la base de los Estratos No Denominados y la Formación De La Cuesta es un contacto concordante que, por sectores, puede ser intrusivo (Figura 6.29).

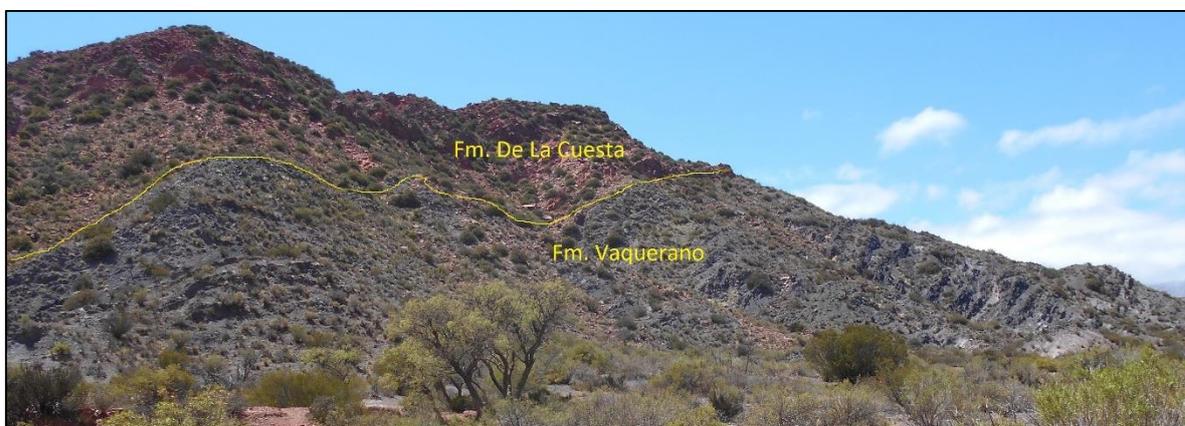


Figura 6.29. Contacto entre la Formación De La Cuesta y la Formación Vaquerano

El contacto entre los basaltos de la Formación Vaquerano y los conglomerados suprayacentes de los Estratos No Denominados suele estar cubierto, pero en los lugares en donde se logró ver se observa una intensa alteración de los basaltos que podría corresponder a una superficie de exposición (Figura 6.30).



Figura 6.30. Contacto entre el basalto de la Formación Vaquerano y los conglomerados de los Estratos No Denominados. Se observa una intensa alteración, aunque no parecen aureolas de contacto.

6.5.4 Edad y correlaciones

Maisonave (1973) agrupó los diques y filones capa de basaltos olivínicos y sienitas que afloran en el sector septentrional del Sistema de Famatina asignándoles una edad triásica citando a Turner (1967).

Si bien no se tienen certezas sobre la edad de estas rocas, investigaciones en curso en la región (Marenssi, com. pers.) permitirían considerar que las mismas, junto con la parte cuspidal de los estratos rojos asignados a la Formación De La Cuesta/Patquía (véase capítulo anterior), podrían conformar una unidad desarrollada dentro de los *rifts* permo-triásicos, los cuales involucrarían sedimentación en ambientes aluviales, fluviales, lacustres efímeros clásticos y carbonáticos con intercalaciones volcánicas y piroclásticas. El origen de estas rocas podría entonces estar asociado a eventos extensionales del Permo-Triásico desarrollados en el área.

6.6 Estratos No Denominados

6.6.1 Antecedentes

En la margen izquierda del río Grande de Valle Hermoso entre los basaltos de la Formación Vaquerano y las capas rojas terciarias (Formación Río Colorado, véase cap. 6.7) aflora un conjunto litológico que sobresale por la presencia de conglomerados grisáceos formados por clastos muy bien redondeados, verdosos y violáceos, de composición silícea dentro de una matriz blanquecina friable. Si bien en el mapa geológico de la Hoja Cerros Cuminchango (Maisonave, 1979) este intervalo estratigráfico queda comprendido dentro de la Formación De La Cuesta, las características litológicas no permiten que estas rocas puedan ser asignadas a ninguna de las unidades previamente mapeadas para la región, por lo que en este trabajo se los agrupa bajo la denominación de "Estratos No Denominados".

6.6.2 Litología y distribución

Los Estratos No Denominados están compuestos por conglomerados monomícticos y polimícticos de color castaño claro a rosado.

Esta unidad se presenta en el área de estudio como una faja de estratos verticales (Figura 6.31), que presentan rumbo NNO y un espesor constante de 70 metros que afloran desde la quebrada de Villacorta al sur hasta la margen derecha de la desembocadura de la quebrada de La Casita al norte del área mapeada (Anexo II).

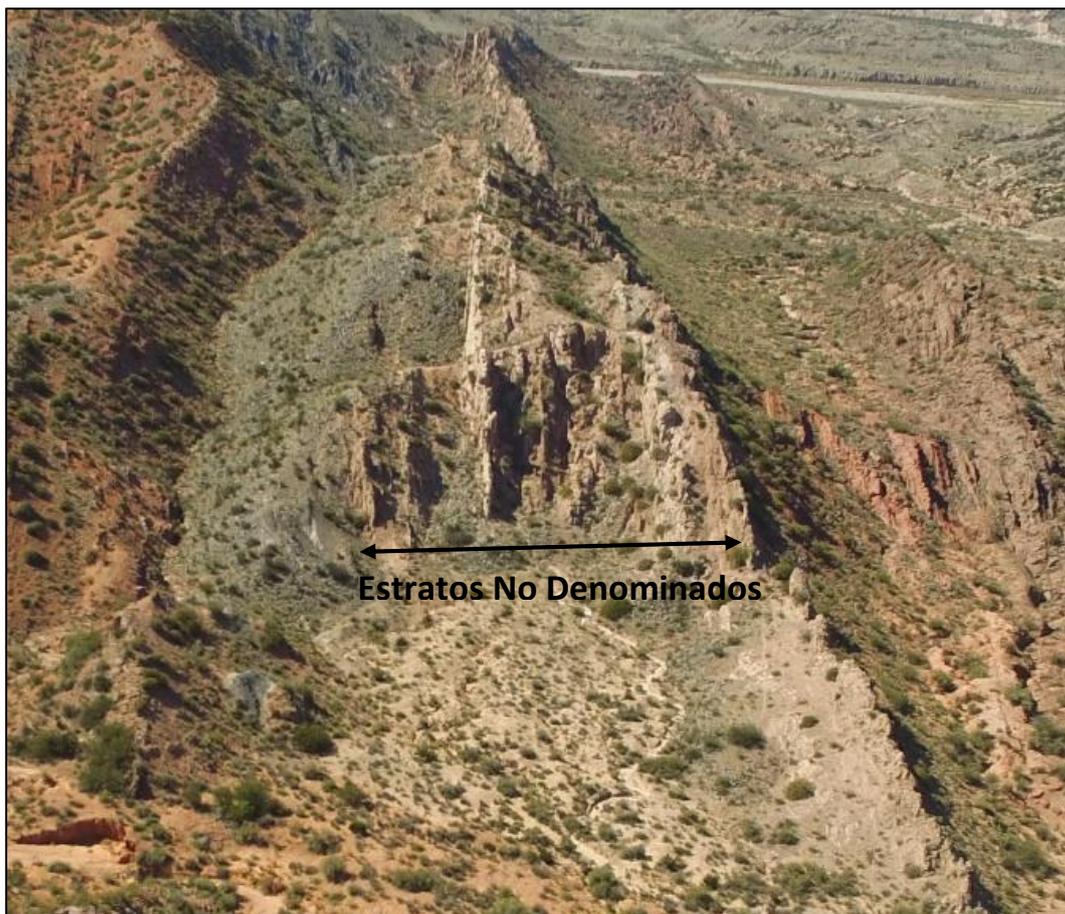


Figura 6.31. Vista general en dirección sur de los Estratos No Denominados.

Los conglomerados pueden ser divididos en dos secciones (Figura 6.32). La primera está conformada por bancos tabulares de conglomerados polimícticos, de color castaño, que

presentan una tendencia granocreciente dada por la variación de la fábrica desde matriz-sosten a clasto-sosten (Figura 6.33). Los clastos son angulosos a subangulosos, poseen un tamaño máximo de 10 centímetros, y están formados por areniscas verdes, vulcanitas, basaltos y cuarzo. Entre los bancos de conglomerados se observan depósitos de tufitas y, por sectores, venillas rellenas de carbonatos.

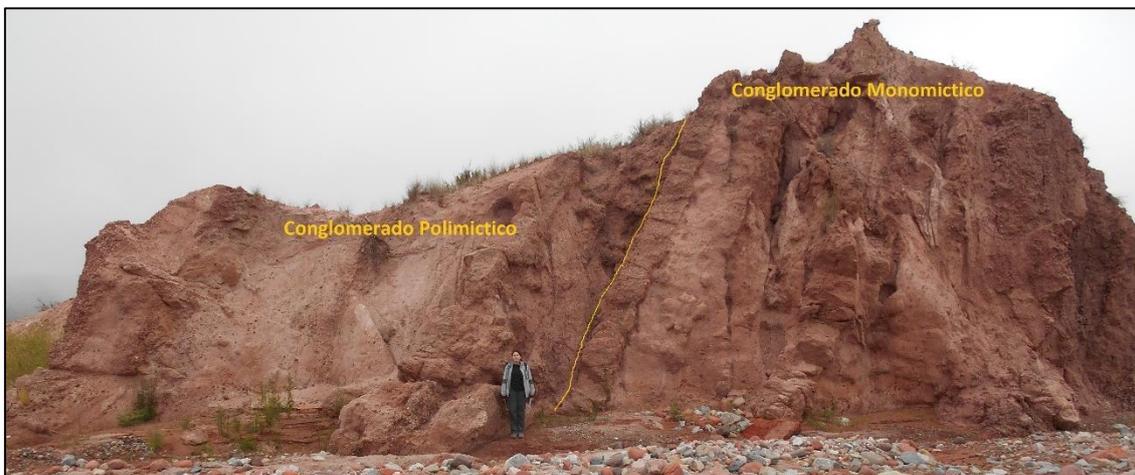


Figura 6.32. Se observan las dos secciones representadas por conglomerados polimicticos con intercalaciones de tufitas y conglomerados monomicticos.



Figura 6.33. Conglomerados polimicticos matriz sostén formados por clastos de basalto, areniscas y cuarzo.

La segunda sección está representada por conglomerados monomicticos de color rosado (Figura 6.34; Figura 6.35), mal seleccionados, que presentan clastos silíceos muy bien redondeados de hasta 15cm. Estas rocas conforman bancos lensoidales, que internamente son

granocrecientes ya que en la base presentan fábrica matriz-sostén, mientras que hacia el techo se vuelven clasto-sostén.



Figura 6.34. Conglomerado monomictico, compuesto por clastos silíceos amarillentos y violaceos muy bien redondeados y venillas rellenas de carbonatos. Se observa una fábrica clasto soportada.



Figura 6.35. Conglomerado monomictico con fábrica matriz soportada.

La matriz de estos conglomerados se caracteriza petrográficamente por ser una caliza aloquímica arenosa (Anexo I, QJ22), con textura flotante, donde el cemento está compuesto por carbonatos que presentan microesparita y textura granular, *bladed* y en bloque (solo en relleno

de venas), reemplazo de calcedonia y cuarzo microgranular. Se distinguieron clastos de cuarzo monocristalino, feldespatos, líticos volcánicos (incluyendo clastos de basalto frescos de la Formación Vaquerano), líticos plutónico-metamórficos y cuarzo policristalino (Figura 6.36).



Figura 6.36. Corte delgado con nicols cruzados, se observa cuarzo monocristalino (Qm) inmerso en cemento carbonático tipo *bladed*, microesparita y mosaico granular.

6.6.3 Paleoambientes sedimentarios

Los conglomerados de los Estratos No Denominados presentan gradación inversa por lo que podrían ser producto de flujos hiperconcentrados no cohesivos. La matriz de estos conglomerados presenta textura flotante en un cemento carbonático, lo que sugiere que estos flujos hiperconcentrados ingresaron a cuerpos de agua someros con sedimentación carbonática. La diagénesis ocurrida en la zona freática dio lugar al desarrollo de las texturas granulares, *bladed*, en bloque y finalmente el reemplazo parcial por calcedonia.

6.6.4 Relaciones estratigráficas

El contacto de los Estratos No Denominados con los basaltos de la Formación Vaquerano parecería ser concordante y, donde se logra observar, presenta una fuerte alteración de los basaltos y no se observan aureolas de contacto. Los clastos de basalto dentro de los conglomerados sugieren erosión de la unidad infrayacente.

Hacia el oeste, el techo de los Estratos No Denominados se encuentra limitado por una falla de alto ángulo que separa estos depósitos de las unidades terciarias que afloran en la región. Al encontrarse limitando con la zona de falla, los conglomerados presentan una leve oscilación en la dirección de inclinación pasando de verticales a fuertemente inclinados tanto al este como al oeste.

6.6.5 Edad y correlaciones

Estos depósitos conglomerádicos no fueron identificados previamente en el Sistema de Famatina por lo que no se cuenta con información que permita asignar una edad para los mismos. Las relaciones estratigráficas permiten en principio limitar a esta unidad entre el Triásico y el Oligoceno.

A pesar de lo antes mencionado, es interesante notar que Turner (1967) indica que en cuatro localidades de Catamarca, en el techo de los sedimentos de la Formación De La Cuesta, se observan aglomerados de basaltos lentiformes y de poca extensión, cementados por tobas, calcita y ceolita. En algunas de estas localidades las "tobas de basalto" presentan color verde y gris violáceo oscuro. Asimismo, Turner (1967) indica que, en el río de la Tambería, aguas arriba de Los Conejos, existen sedimentos amarillentos descoloridos de areniscas margosas caracterizadas por su contenido de nódulos verdosos de pedernal. Indica además que estos sedimentos son de colores variados, gris claro a violáceo y alternan con areniscas calcáreas. Turner agrupa todas estas unidades (excepto los diques que serían más jóvenes) en la sección superior de la Formación De La Cuesta.

Es evidente entonces que, si bien no han sido aún reconocidos formalmente, los Estratos No Denominados representan un intervalo que de alguna manera se relaciona con la parte cuspidal de las sedimentitas rojas que para Turner (1967), Maisonave (1979) y otros autores (hasta la actualidad) corresponderían a la Formación De La Cuesta/Patquía, actualmente asignada al Pérmico inferior y con los basaltos asignados a la Formación Vaquerano. Sin embargo, como se ha mencionado precedentemente, en el área de este estudio la parte cuspidal de la Formación De La Cuesta podría correlacionarse con unidades más jóvenes, por ejemplo, la Formación Talampaya de edad pérmica superior (Gulbranson et al, 2015) y los basaltos olivínicos de la Formación Vaquerano podrían corresponder a efusiones e intrusivos triásicos.

Cabría entonces considerar y enfocar futuras investigaciones, que los estratos superiores de la Formación De La Cuesta, los basaltos de la Formación Vaquerano y los Estratos No Denominados conformen conjuntamente el relleno de un sistema de *rift* del Pérmico superior-Triásico.

6.7 Formación Río Colorado

Sosic, 1972.

6.7.1 Antecedentes

Sosic (1972) denominó Formación Río Colorado a los depósitos rojos continentales que afloran en la quebrada del río homónimo en las inmediaciones de la localidad de El Potrerillo. Previamente, se pensaba que esta formación se correspondía con los estratos inferiores de la Formación Vinchina y de la Formación Tambería de Turner (1964 y 1967).

6.7.2 Litología y distribución

La Formación Río Colorado está compuesta por pelitas, areniscas finas a gruesas y conglomerados de tonalidades moradas a rojizas. Estas rocas se encuentran desarrolladas a lo largo de la falda oriental de la Sierra del Toro Negro, desde la latitud de La Ciénaga de Arriba de Valle Hermoso hasta Las Encrucijadas, al norte, y no habían sido reconocidas previamente en la zona de estudio.



Figura 6.37. Vista general en dirección al sur de la Formación Río Colorado en donde se observa su posición estratigráfica y su inclinación.

Las menciones realizadas a esta unidad en el ámbito del Sistema de Famatina y Sierras Pampeanas Noroccidentales fueron realizadas por Maisonave (1979). Este autor, en la margen oeste de Valle Hermoso, describió que la Formación Río Colorado está compuesta por areniscas limosas de tonos castaños y levemente morados con laminación horizontal y, en menor medida, con grietas de desecación. Por otra parte, definió para los estratos un rumbo en sentido N30° E con inclinación de 75° al sudeste (Figura 6.37).

En el área de estudio, la Formación Río Colorado está constituida por estratos casi verticales con rumbo NNO que poseen un espesor de aproximadamente 50 metros (Anexo II). La base de esta unidad presenta un color rojo intenso asociada a la presencia de una falla de alto ángulo que separa a esta unidad de los estratos pre-terciarios (Figura 6.38).



Figura 6.38. Base de la Formación Río Colorado, se observa que estas rocas presentan un intenso color rojo y se encuentran fuertemente alteradas.

Por otra parte, se reconocieron dos litosomas que se repiten cíclicamente. El primero está constituido por estratos tabulares de pelitas moradas con grietas de desecación y areniscas finas, laminación ondulítica y horizontal (Figura 6.39). El segundo arreglo está conformado por estratos tabulares de areniscas que presentan clastos tamaño grava en su base y un arreglo granodecrecientes hacia el techo.



Figura 6.39. Pelitas con laminación horizontal y ondulítica e intercalaciones de delgados niveles de areniscas finas con laminación ondulítica.

Los estratos tabulares arenosos internamente se conforman por bancos lensoydales con bases erosivas y con clastos intraformacionales tamaño grava, seguidos de areniscas gruesas que hacia el tope gradan a areniscas finas. Las areniscas medianas y gruesas presentan

laminación entrecruzada tabular planar (Figura 6.40), mientras que las areniscas finas muestran laminación ondulítica y laminación horizontal gradando a pelitas y areniscas finas masivas.

Las areniscas finas, al microscopio están compuestas principalmente por líticos volcánicos básicos y ácidos, seguido de feldspatos, y presenta cemento ceolítico, yeso en parches poikilíticos y óxidos de hierro (Anexo I, QJ15).



Figura 6.40. Bancos lentiformes de areniscas gruesas con estratificación entrecruzada tabular planar. Se observa la base erosiva de los bancos (línea amarilla) y el apilamiento de los mismos.

6.7.3 Paleoambientes sedimentarios

Las observaciones realizadas permiten interpretar, de manera general, que la Formación Río Colorado representa sedimentación en sistemas fluviales de moderada a baja energía. En este esquema, los estratos de pelitas y areniscas finas representan depósitos de planicie de inundación generados por procesos de decantación y desbordamientos, mientras que los estratos lentiformes con base erosiva y composición arenosa corresponden al desarrollo de fajas de canales. El pasaje desde gravas intraformacionales en la base a areniscas con estratificación entrecruzada tabular planar que, hacia el tope, presentan laminación ondulítica y horizontal puede ser interpretado como el desarrollo de formas de lecho como barras transversales y formas arenosas de tope de barra.

6.7.4 Relaciones estratigráficas

La Formación Río Colorado se encuentra en contacto mediante una falla regional de alto ángulo con los depósitos pre-terciarios que la subyacen (Estratos No Denominados) y es cubierta en forma normal por la Formación Vinchina.

La distinción entre la Formación Río Colorado y los depósitos que la cubren se realizó teniendo en cuenta las marcadas diferencias litológicas, como la aparición de niveles

conglomerádicos en la Formación Vinchina, y la identificación de una leve superficie erosiva entre ambas unidades.

6.7.5 Edad y correlaciones

Los estudios y dataciones sobre esta unidad son escasos ya que no se han encontrado restos orgánicos que permitan definir correctamente la edad de la Formación Río Colorado.

Maisonave (1979) propone que por similitudes litológicas y por la pertenencia a una misma cuenca sedimentaria, estos estratos son correlacionables con el miembro inferior de la Formación Vinchina descrita por Ramos (1970) en la zona de la Sierra Los Colorados.

En base a observaciones en la zona de estudio, se podría considerar a la Formación Río Colorado equivalente al miembro inferior de la Formación Vinchina, y se podría estimar, con reservas, una edad miocena temprana para la misma.

6.8 Formación Vinchina

Turner, 1964.

6.8.1 Antecedentes

Bodenbender (1911) observó estos depósitos y los atribuyó a los denominados Estratos famatinenses. Penck (1920) y Hausen (1921) realizaron una revisión de los mismos a lo largo del río de La Troya mientras que Frenguelli (1950) los asignó al Paganzo II (Pérmico). La denominación de Formación Vinchina fue asignada por Turner (1964) para caracterizar a la sucesión de bancos rojos compuesta por areniscas, pelitas, conglomerados y muy escasas tobas, aflorantes en la Sierra de Los Colorados, al oeste de la población de Vinchina.

Ramos (1970) estudio en mayor detalle estas rocas y describió la estructura y estratigrafía de la sierra de Los Colorados (depocentro Vinchina). Para la Formación Vinchina este autor identificó dos miembros en base al contenido de fragmentos litovolcánicos y a la abundancia de conglomerados extraformacionales que se encuentran separados por una superficie erosiva de bajo ángulo (Marenssi *et al.* 2000).

Posteriormente, Tripaldi *et al.* (2001) llevaron a cabo los primeros estudios sedimentológicos detallados de la Formación Vinchina a lo largo de la quebrada de La Troya. Hacia el norte, en la quebrada de Los Pozuelos, Ciccioli *et al.* (2013) realizaron el estudio de las arquitecturas fluviales y la estratigrafía de esta formación. Años más tarde, Marenssi *et al.* (2015) propusieron la existencia de siete secuencias limitadas por superficies erosivas asociadas a sucesivas caídas del nivel de base. Integrando todos estos trabajos, Schencman (2016) realizó un estudio de paleoambientes sedimentarios para la Formación Vinchina a lo largo de toda la Sierra de Los Colorados, identificando variados ambientes: fluviales, lacustres efímeros, eólicos y aluviales.

Por otra parte, la Formación Vinchina presenta un amplio registro icnológico, que fue descrito por Frenguelli (1950), Bonaparte (1965), Melchor *et al.* (2010, 2012) y, más recientemente, por Krapovickas *et al.* (2017) quienes realizaron un trabajo integral de las trazas de vertebrados en la unidad.

La edad de la Formación Vinchina fue determinada en numerosos trabajos, dentro de los que destacan Tabbut *et al.* (1987, 1989), Reynolds (1987) y, Ré y Barredo (1993). En las últimas décadas, se implementaron métodos de mayor exactitud para determinación de edad como el análisis de circones provenientes de tobas llevado a cabo por Dávila *et al.* (2008), Collo *et al.* (2011, 2017) y Ciccioli *et al.* (2014b).

6.8.2 Litología y distribución

La Formación Vinchina está conformada por areniscas, pelitas, conglomerados y muy escasas tobas, que presentan una coloración castaño-rojiza a castaño claro característica de las serranías (sierra de los Colorados) que conforman al occidente de la población de Vinchina.

Turner (1964) describió a la Formación Vinchina como una sola unidad compuesta en su base por conglomerados que pasan hacia el techo a areniscas y limolitas de colores rojizos. Posteriormente, Ramos (1970) separó a la formación en dos miembros: inferior y superior.

El Miembro inferior comienza con areniscas pardo-moradas de grano fino a mediano, estratificadas en bancos medianos, con estratificación entrecruzada, ondulitas, grietas de desecación y calcos de flujo bien desarrollados. Hacia niveles superiores se encuentran areniscas pardo moradas claras a rojizas. Por otra parte, el Miembro superior se distingue del inferior por la presencia de tobas y clastos de vulcanitas. Las areniscas de este miembro, de coloración pardo rojiza a clara, son más gruesas, hasta sabulíticas, y presentan estratificación entrecruzada. En los

afloramientos septentrionales es frecuente hallar intercalaciones conglomerádicas en forma de lentes, mientras que hacia el sur predominan las fangolitas e incluso evaporitas.

Si bien esta unidad fue reconocida por Maisonave (1979) en el flanco oeste de Valle Hermoso, no fue anteriormente reconocida en el flanco este del mismo valle, que es donde se encuentra la zona de estudio de este Trabajo Final de Licenciatura. Este autor propuso que estas rocas eran la continuación de los estratos de areniscas limosas arcilíticas localizadas en la Sierra de Los Colorados.

En el área de estudio, esta formación se presenta como una faja con 100 metros de espesor, con rumbo NNO de estratos castaño oscuro verticales o con inclinaciones superiores a los 80° viéndose afectados por acción de una falla (Anexo II). En esta unidad dominan conglomerados, areniscas y algunos niveles pelíticos (Figura 6.41).



Figura 6.41. Formación Vinchina, se observa la disposición vertical de los estratos.

En la base de la Formación se observan bancos lenticulares con base erosiva, de hasta 1 metro de espesor, conformados por areniscas gruesas y conglomerados polimicticos con clastos redondeados de hasta 15cm de granitos, vulcanitas, areniscas e intraformacionales arenosos y pelíticos (Figura 6.43). Los mismos conforman cuerpos lensoidales de hasta 3 metros de espesor. Dentro de estas, se observan superficies de corte y relleno y deformación sinsedimentaria (Figura 6.44) y, además, la intercalación de lentes planoconvexas de areniscas con laminación ondulítica.

También se observan paquetes de bancos tabulares de entre 20 y 80 cm de espesor de areniscas finas a medianas con laminación horizontal y entrecruzada tabular planar que intercalan bancos tabulares de entre 5 y 15cm (Figura 6.42) de pelitas masivas o con laminación ondulítica y grietas de desecación. Se observa que estos depósitos de pelita disminuyen en espesor a medida que vamos hacia el tope de la unidad, presentando un arreglo granocreciente. Al microscopio las areniscas de este paquete clasifican como litoarenitas feldespáticas (Folk *et*

al., 1970) (Anexo I, QJ21), donde dominan los clastos de vulcanitas básicas, cuarzo monocristalino y los feldespatos, y además presenta abundante cemento compuesto por óxidos de hierro, ceolitas y carbonatos.



Figura 6.42. Alternancia de bancos tabulares de areniscas y pelitas de la Formación Vinchina.



Figura 6.43. Detalle de clastos intraformacionales dentro de los bancos de areniscas y conglomerados de la Formación Vinchina.



Figura 6.44. Bancos lenticulares de areniscas con estructura entrecruzada y deformación sinsedimentaria.

6.8.3 Paleoambientes sedimentarios

En el ámbito de la Sierra de los Colorados, Schencman (2016) realizó un estudio integral de los paleoambientes sedimentarios para la Formación Vinchina en donde determinó ambientes fluviales anastomosados, meandriformes y entrelazados, junto a sistemas lacustres efímeros clásticos-evaporíticos, eólicos y aluviales. Esta autora interpretó a todo el conjunto como desarrollado por un sistema fluvial distributivo.

En la quebrada de La Troya, cerca de Valle Hermoso, Tripaldi *et al.* (2001) reconocieron siete asociaciones de facies: tres correspondientes al miembro inferior (I, II y III) y cuatro al superior (IV, V, VI y VII). El miembro inferior comprende depósitos de sistemas fluviales anastomosados con planicies arenosas y fango-arenosas con intercalaciones eólicas y un conspicuo nivel tobáceo. Por otra parte, el miembro superior comprende sedimentitas que representan sistemas fluviales entrelazados, meandrosos y entrelazados efímeros, con un delgado depósito lacustre efímero clástico.

Además, Tripaldi *et al.* (2001) determinaron que la Formación Vinchina fue depositada en una cuenca de antepaís andina desarrollada en el Mioceno, entre las Sierras Pampeanas Noroccidentales y la Precordillera, donde la tectónica y la subsidencia habrían jugado un rol fundamental en la evolución de la unidad. En base a esto, se interpretó que los sistemas fluviales anastomosados corresponderían a una etapa de relleno incompleto de la cuenca, debido a que la subsidencia superó el aporte clástico. Por otra parte, los sistemas entrelazados gravo-arenosos indicarían una progradación post tectónica de la cuña clástica en respuesta a movimientos tectónicos de la faja plegada y corrida occidental. Por último, la alternancia de sistemas fluviales meandriformes y entrelazados de régimen efímero fue asociada a variaciones en el caudal, el relieve y la tasa de subsidencia.

Los depósitos aflorantes en el área de estudio se caracterizan por el desarrollo de bancos lenticulares areno-gravoso con base erosiva y estructura entrecruzada, sobre los que se apoyan cuerpos plano convexos de areniscas que intercalan con bancos tabulares pelíticos. Estas rocas

pueden ser interpretadas como depósitos asociados a sistemas fluviales de moderada energía en los que los cuerpos lenticulares representan el relleno de canales fluviales con planicies de inundación construídas a partir de la alternancia de lóbulos de desbordamiento y decantación de material fino.

6.8.4 Relaciones estratigráficas

En el área de estudio, la Formación Vinchina descansa concordantemente sobre la Formación Rio Colorado y es cubierta por los depósitos continentales de la Formación Toro Negro en leve discordancia angular.

En los sectores cercanos al área de estudio, donde fue analizada La Formación Vinchina, esta descansa en discordancia erosiva sobre las eolianitas de la Formación Vallecito y es cubierta de la misma manera por las sedimentitas fluviales de la Formación Toro Negro (Ciccioli *et al.* 2010).

6.8.5 Edad y correlaciones

Esta unidad fue asignada a diferentes períodos desde su descubrimiento. En primer lugar, Hausen (1921) ubicó a estas sedimentitas, con interrogantes, en el Jurásico-Cretácico, mientras que Frenguelli (1950) las asignó al Paganzo II (Pérmico). Turner (1964), basándose en similitudes litológicas, consideró a la Formación Vinchina como homóloga al Calchaquense (Bodenbender, 1924) aflorante en la sierra de Famatina (Formaciones del Buey y del Abra), por lo que le asignó una edad miocena. Por otra parte, de Alba (1972) la consideró equivalente a la Formación del Abra. Bonaparte (1965), sobre la base de la descripción de icnofósiles, le otorgó una edad pliocena inferior al miembro superior.

Años más tarde, Tabbut (1986) dató las tobas intercaladas en la secuencia terciaria. La más antigua ($7,3\pm 2$ Ma) se ubica en la parte media del miembro inferior de la unidad, en tanto que la más joven ($4,3\pm 1$ Ma) lo hace cerca de la base de la suprayacente Formación Toro Negro. Además, Ré y Vilas (1990) y Ré y Barredo (1995) también colocaron a la Formación Vinchina en el Mioceno-Plioceno inferior. De acuerdo con los datos aportados por estos últimos trabajos se sitúa a la unidad en el lapso mioceno-plioceno inferior.

Posteriormente, Dávila *et al.* (2008) analizaron circones detríticos de esta unidad y obtuvieron una edad mínima de 19,1 Ma, mientras que Collo *et al.* (2011, 2017) aportaron dos nuevas edades U-Pb sobre circones detríticos: de 16,3 Ma en Las Juntas (depocentro La Troya) y de 12,7 Ma en La Troya (depocentro Vinchina). Finalmente, Ciccioli *et al.* (2014b) reportaron dos nuevas edades sobre circones volcánicos y, en base al análisis de las edades radiométricas actualmente disponibles, indicaron que la Formación Vinchina se depositó durante el Mioceno posiblemente entre los 16 y 8 Ma, aproximadamente.

Estudios recientes de correlaciones cronoestratigráficas (Goddard *et al.*, 2018), evidencian que la Formación Vinchina se correlacionaría temporalmente con la Formación Zapallar (Ciccioli *et al.*, 2014b; Collo *et al.*, 2017) y con las formaciones Huachipampa y Quebrada del Jarillal (Johnson *et al.*, 1986; Beer, 1990). Estas unidades afloran en la provincia de San Juan y representan la depositación miocena en el ámbito de la Cuenca de Bermejo.

6.9 Formación Toro Negro

Turner, 1964.

6.9.1 Antecedentes

En el área de la Sierra de Los Colorados, los bancos de conglomerados y areniscas con intercalaciones tobáceas fueron observados en primera instancia por Penck (1920), Bodenbender (1924) y Borrello (1955). Años más tarde, Turner (1964) propuso el nombre de Formación Toro Negro para los estratos aflorantes en la mitad occidental de la sierra de los Colorados. Con posterioridad, esta unidad fue estudiada en detalle por Ramos (1970) quien describió la estructura y estratigrafía de la sierra de los Colorados.

En las últimas décadas se realizaron numerosas contribuciones referidas a la sedimentología de esta unidad. Ciccioi *et al.* (2004) comenzaron una serie de estudios exhaustivos para esta formación a lo largo de todo el depocentro de Vinchina (Ciccioi, 2008; Ciccioi *et al.*, 2008; Ciccioi *et al.* 2010; Ciccioi y Marensi, 2012, entre otros).

La Formación Toro Negro fue objeto de estudio en varios trabajos de correlación paleomagnética y de trazas de fisión realizados en sucesiones cenozoicas del antepaís andino de las provincias de La Rioja y San Juan (Tabbutt *et al.*, 1989; Ré y Vilas, 1990; Ré y Barredo, 1993; Reynolds 1987, entre otros). Por otra parte, otros autores estudiaron a esta formación desde el punto de vista paleontológico (De Iullis *et al.*, 2004; Rodríguez Brizuela y Tauber, 2006; Krapovickas *et al.*, 2009, 2017; entre otros). Ciccioi *et al.* (2005) delimitaron la edad de la Formación Toro Negro mediante edades radiométricas sobre niveles de tobas vítreas. Posteriormente, Amidon *et al.* (2016) presentaron dataciones U-Pb que permitieron acotar la edad de la Formación Toro Negro desde el Mioceno tardío hasta el Plioceno-Pleistoceno.

6.9.2 Litología y distribución

Las sedimentitas de la Formación Toro Negro afloran tanto en el ámbito de las Sierras Pampeanas Occidentales como en el ámbito cordillerano. En el primer caso, los estratos se alinean en forma NNE-SSO, constituyendo el área pedemontana occidental de la sierra de Los Colorados y el área entre las sierras del Toro Negro y la sierra de Famatina, en su parte septentrional.

Ramos (1970) dividió a esta unidad en 2 miembros. El miembro inferior está conformado principalmente por areniscas pardo-amarillentas, grises y verdosas con intercalaciones de arcillitas, abundantes brechas intraformacionales pelíticas y niveles de tobas blancas, grises y verdosas. Por otra parte, el miembro superior se encuentra conformado principalmente por conglomerados de colores pardo grisáceos, y en menor medida, por areniscas finas a limolitas de color rosado.

La Formación Toro Negro se prolonga a lo largo del valle del río Grande de Valle Hermoso. Allí, Maisonave (1979) indica que estos depósitos están formados por areniscas rosadas de grano grueso a mediano con intercalaciones de bancos limolíticos de tonalidades rojizas. Por otra parte, los mismos presentan intercalados bancos tobáceos de color blanquecino y gris verdoso que presentan extensa continuidad y uniformidad lateral.

En el área de estudio, la Formación Toro Negro presenta coloración castaña y está conformada por conglomerados, areniscas, pelitas y tobas. Los afloramientos se presentan bien desarrollados en el sector occidental de valle del río Grande de Valle Hermoso, y se observan afloramientos aislados en el sector oriental cerca de la quebrada de Villacorta (Anexo II). En este último sector, los estratos se presentan con un espesor parcial de 800 metros en dirección

NNO con una inclinación vertical que hacia el oeste varia bruscamente a 63°O (Figura 6.45), y continúa disminuyendo hacia esa dirección (Figura 6.46).



Figura 6.45. Vista de la Formación Toro Negro en la Quebrada de Villacorta. Se observa una variación de la inclinación de los estratos.



Figura 6.46. Formación Toro Negro en la entrada de la Quebrada de Villacorta, se observa una variación marcada en el ángulo de inclinación en pocos metros.

En el sector de la quebrada de Villacorta, los afloramientos de la Formación Toro Negro están compuestos por bancos tabulares de areniscas gruesas castañas y conglomerados finos, que intercalan con bancos tabulares de areniscas finas, pelitas rojizas y niveles de tobas blancas (Figura 6.48). Hacia el tope, se registra una disminución en el espesor de los bancos arenograsos y un aumento en el espesor de los bancos de pelitas y areniscas finas. Este arreglo conforma ciclos granodecrecientes que caracterizan estos afloramientos (Figura 6.47).

Las areniscas finas en este sector presentan un gran contenido de micas que se aprecia macroscópicamente. Al microscopio, se clasifican como Feldarenita litica (Folk *et al.*, 1970), y presentan predominancia de clastos de ortosa, cuarzo, vulcanitas básicas y micas (Anexo I, QJ19).

En el margen occidental del valle del río Grande de Valle Hermoso, los afloramientos de la Formación Toro Negro se presentan con una inclinación de 75° y están compuestos por dos secciones. La primera sección se compone por la alternancia de bancos lenticulares de areniscas medianas a finas, bancos tabulares de pelitas y niveles de toba. Estos paquetes conforman ciclos granodecrecientes, similares a los observados en el margen oriental del valle, y se intercalan con paquetes tabulares conformados por el apilamiento de bancos lenticulares de areniscas gruesas de color gris con estratificación entrecruzada y base erosiva

La segunda sección presenta un mayor tamaño de grano promedio y está conformada por bancos lensoidales de conglomerados polimicticos de color castaño, que presentan base erosiva y estratificación entrecruzada. Hacia el techo disminuye el tamaño de grano finalizando con areniscas medianas con laminación horizontal y sobre estas se apoyan bancos plano-convexos arenosos con laminación horizontal.



Figura 6.47. Ciclos granodecrecientes de la Formación Toro Negro, los paquetes pelíticos comprenden mayores espesores que los areno-gravosos.



Figura 6.48. Niveles de tobas retrabajadas dentro de la Formación Toro Negro.

6.9.3 Paleoambientes sedimentarios

Ciccioli y Marensi (2012) dividieron a la Formación Toro Negro en 3 secuencias depositacionales. Las secuencias 1 y 2 corresponden al miembro inferior y la secuencia 3 al miembro superior. La primera comprende depósitos de distintos sistemas fluviales multicanalizados que van desde entrelazados a anastomosados gravo-arenosos a arenosos. Dentro de esta secuencia se reconocen distintos estadios que van desde condiciones de bajo espacio de acomodación confinado hasta alto espacio de acomodación no confinado (Ciccioli *et al.* 2010). La composición de la primera secuencia indica principal aporte desde el oeste (Cordillera Frontal) y norte (Sierra de Toro Negro) del área (Ciccioli *et al.* 2014a).

Por otra parte, la secuencia depositacional 2 involucra depósitos de sistemas entrelazados a anastomosados gravo-arenosos y arenosos efímeros de clima semiárido con paleocorrientes dominantes N-S y principal aporte de basamento cristalino (Sierra de Toro Negro; Ciccioli *et al.* 2014a). Hacia el sur, esta secuencia está dominada por pelitas y areniscas finas con intercalaciones de evaporitas que fueron interpretadas como depósitos de un sistema lacustre efímero con sedimentación mixta (Ciccioli y Marensi 2012). Por lo tanto, se observa una variación de facies de norte a sur de la cuenca que han permitido interpretar a la secuencia 2 como sistemas fluviales distributarios que desembocaban en un cuerpo de agua ubicado al sur, en la quebrada del Yeso (Ciccioli y Marensi 2012).

Por último, la secuencia depositacional 3 está compuesta por depósitos de sistemas fluviales entrelazados de alta energía y bajadas dominadas por flujos canalizados con delgadas intercalaciones de depósitos lacustres o *playa lake* (Ciccioli y Marensi 2012). La composición de los conglomerados y areniscas de esta unidad indica un mayor aporte desde el oeste (Precordillera).

Los afloramientos de la Formación Toro Negro en el sector oriental del valle del río Grande de Valle Hermoso se caracterizan por el desarrollo de ciclos granodecrecientes compuestos por conglomerados areniscas y pelitas. Los bancos de conglomerados y areniscas representan los depósitos de canal de un sistema fluvial y los paquetes pelíticos representan las planicies. Se evidencia un aumento en el espacio de acomodación hacia el techo de la unidad ya que se desarrollan extensas planicies y disminuye el espesor de los paquetes areno-gravosos, lo que nos permiten inferir que estos estratos se asocian al desarrollo de sistemas fluviales de tipo anastomosados, coincidiendo con las características de la secuencia 1 descrita por Ciccioli y Marensi (2012).

Por otra parte, los afloramientos en el sector occidental del valle del río Grande de Valle Hermoso se pueden dividir en dos partes. Una presenta similitudes a lo observado en el sector oriental de valle, mientras que la segunda parte presenta un marcado cambio granulométrico asociado a bancos lensoydales y lenticulares de areniscas gruesas y conglomerados, e intercalaciones de areniscas medianas con laminación horizontal y bancos planoconvexos de areniscas finas. Estas rocas pueden ser asociadas a depósitos de canal de sistemas fluviales de alta energía con planicies arenosas, lo que coincide parcialmente con la secuencia 3 descrita por Ciccioli y Marensi (2012).

6.9.4 Relaciones estratigráficas

La Formación Toro Negro se apoya mediante una discordancia erosiva sobre la Formación Vinchina (Ciccioli *et al.*, 2010; Limarino *et al.* 2010) a lo largo de la Sierra de Los Colorados (depocentro Vinchina). Esta superficie de erosión presenta mayor desarrollo en el sector norte de la sierra y disminuye su expresión hacia el sur, donde se ha observado un contacto paraconcordante. En el techo, se distingue una similar relación discordante con la suprayacente Formación El Corral (Furque 1963) o con depósitos pleistocenos.

En el área de estudio el contacto entre la Formación Vinchina y la Formación Toro Negro se encuentra cubierto por sedimentos actuales y depósitos cuaternarios. Se observa que entre ambas unidades se produce un cambio en la inclinación de los estratos que genera una leve discordancia angular.

Hacia el oeste, fuera del área de estudio, se observa un cambio litológico notable y una superficie erosiva que nos permite separar el techo de la Formación Toro Negro de la unidad suprayacente identificada como Formación Santa Florentina (Ramos 1999).

6.9.5 Edad y correlaciones

El contenido fosilífero encontrado en la Formación Toro Negro involucra una variedad de mamíferos, aves, invertebrados y restos de troncos fósiles (Ramos, 1970; Arcucci *et al.*, 1999, De Iullis *et al.*, 2004; Rodríguez Brizuela y Tauber, 2006; Krapovickas *et al.*, 2009), que se concentran en el miembro inferior de la unidad. Estos restos permiten dar una primera aproximación de la edad de esta formación asignándola al Plioceno medio.

La primera datación corresponde a trazas de fisión en circones de niveles tobáceos obtenidos en el miembro inferior (Tabbutt *et al.* 1989) que dieron una edad de $4,3 \pm 1\text{Ma}$, colocando a la Formación Toro Negro en el Plioceno. Estas edades fueron utilizadas por Reynolds (1987) y Re y Barredo (1993) para estudios paleomagnéticos. Posteriormente, Ciccioli *et al.* (2005b) realizaron estudios sobre niveles de tobas vítreas obteniendo 2 edades K40/Ar40 roca total ($8,6\text{Ma} \pm 0,3$ y $6,8\text{Ma} \pm 0,2$) que permitieron ubicar al miembro inferior de la Formación Toro Negro en el Mioceno Tardío.

En la última década, Amidon *et al.* (2016) realizaron estudios U-Pb en circones volcánicos de distintos niveles tobáceos y obtuvieron 8 dataciones que acotaron al miembro inferior entre los 6,8Ma y 5,0 Ma (Mioceno tardío), y el miembro superior entre los 4,9 y 2,37Ma (Plioceno hasta Pleistoceno temprano).

Estudios recientes de correlaciones cronoestratigráficas (Goddard *et al.*, 2018), evidencian que la Formación Toro Negro se correlaciona con las formaciones Tambería, Guanchin y Punaschotter que afloran en Catamarca y representan depósitos fluvio-lacustres y aluviales en el ámbito de la cuenca de Fiambala (Carrapa *et al.*, 2008). Hacia el sur, en el ámbito de la provincia de San Juan, la Formación Toro Negro puede ser correlacionada con las formaciones Quebrada del Cura y Río Jáchal, que representa facies distales de abanicos aluviales en el ámbito de la cuenca de Bermejo (Johnson *et al.*, 1986; Beer, 1990).

6.10 Depósitos Aluviales Antiguos

6.10.1 General

Estos depósitos se encuentran desarrollados en el piedemonte oriental de la sierra de Famatina y presentan una amplia distribución areal. Se han identificado diferentes niveles de agradación para estos depósitos, el más desarrollado en el área de estudio (Figura 6.49) fue medido en la quebrada del Jume (Figura 6.50) y se presenta a una altura de 114 metros sobre el nivel actual del río Grande de Valle Hermoso, con hasta 20 metros de espesor.

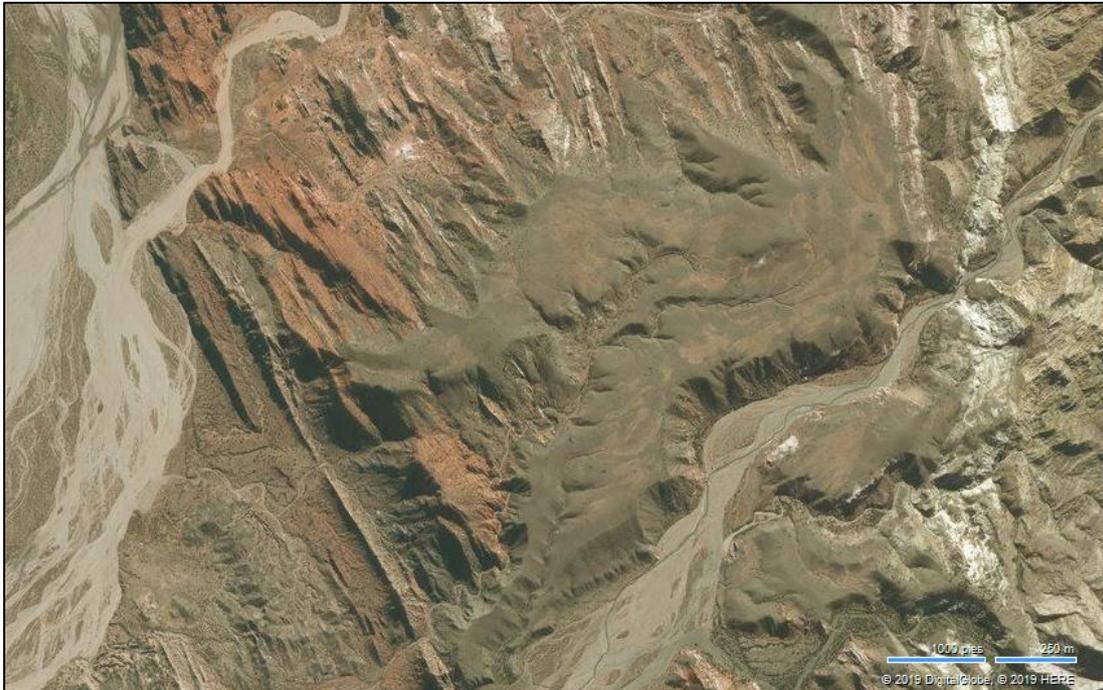


Figura 6.49. Imagen satelital donde se observa el desarrollo de los depósitos pedemontanos antiguos en el área de estudio.



Figura 6.50. Desarrollo de depósitos pedemontanos antiguos sobre la Formación Patquía.

Estos depósitos pedemontanos están compuestos por sedimentos clásticos poco consolidados, donde se reconocen conglomerados matriz soportados de clastos subangulosos y subredondeados de metamorfitas verdes, granitos y sedimentitas rojas y blancas.

En la entrada de quebrada de Villacorta se observa que estos depósitos presentan un leve ángulo de inclinación hacia el este (Figura 6.51) que no se observa hacia el interior, por lo que se infiere que estos sedimentos fueron afectados por procesos neotectónicos.



Figura 6.51. Depósitos pedemontanos antiguos afectados por procesos neotectónicos que presentan inclinación hacia el Este.

6.11 Depósitos Aluviales Actuales

6.11.1 General

Los sedimentos recientes y actuales en la región de estudio están representados principalmente por materiales inconsolidados de tamaño grava y arena. Ambas fracciones clásticas se concentran en los cursos fluviales formando parte de la planicie aluvial del río Grande de Valle Hermoso (Figura 6.52, Figura 6.53), de la quebrada de Villacorta y en la quebrada del Jume.

Por otra parte, las gravas también se asocian a los depósitos de abanicos aluviales actuales y antiguos y las arenas pueden formar parte de formas menores de interacción eólico-fluvial.

También se observan limos y arcillas de coloración rojiza, depositadas en las planicies de inundación o mallines los cuales se encuentran vegetados y/o son utilizados para agricultura o pastoreos.



Figura 6.52. Lecho de cursos fluviales no-permanentes, donde se concentran las arenas.



Figura 6.53. Faja de canales del río Grande de Valle Hermoso de composición areno-gravosa.

7 GEOMORFOLOGÍA

La región de estudio presenta un paisaje compuesto y policíclico, donde se desarrollan procesos fluviales, de remoción en masa y de interacción eólico-fluvial. Este paisaje se caracteriza por el desarrollo de extensas sierras de disposición norte-sur correspondientes a la Sierra de Famatina, al este, y a la Sierra de Toro Negro, al oeste. Entre estas se desarrolla la cuenca del Río Grande de Valle Hermoso.

El clima de la región es semiárido y está caracterizado por una fuerte insolación diaria, lluvias estacionales (principalmente en verano), nevadas en invierno y vientos que se canalizan en el valle del río Grande de Valle Hermoso. Estas condiciones climáticas se ven evidenciadas en la presencia de sistemas fluviales permanentes, efímeros e intermitentes, y algunos mallines, a los que se asocia el desarrollo de vegetación compuesta por pocos individuos de algarrobo, molle, jarilla, jume, tramontana, cortaderas y gramíneas, entre otros.

En la Figura 7.1 se puede observar un esquema general de las geoformas fluviales identificadas en el área de estudio.

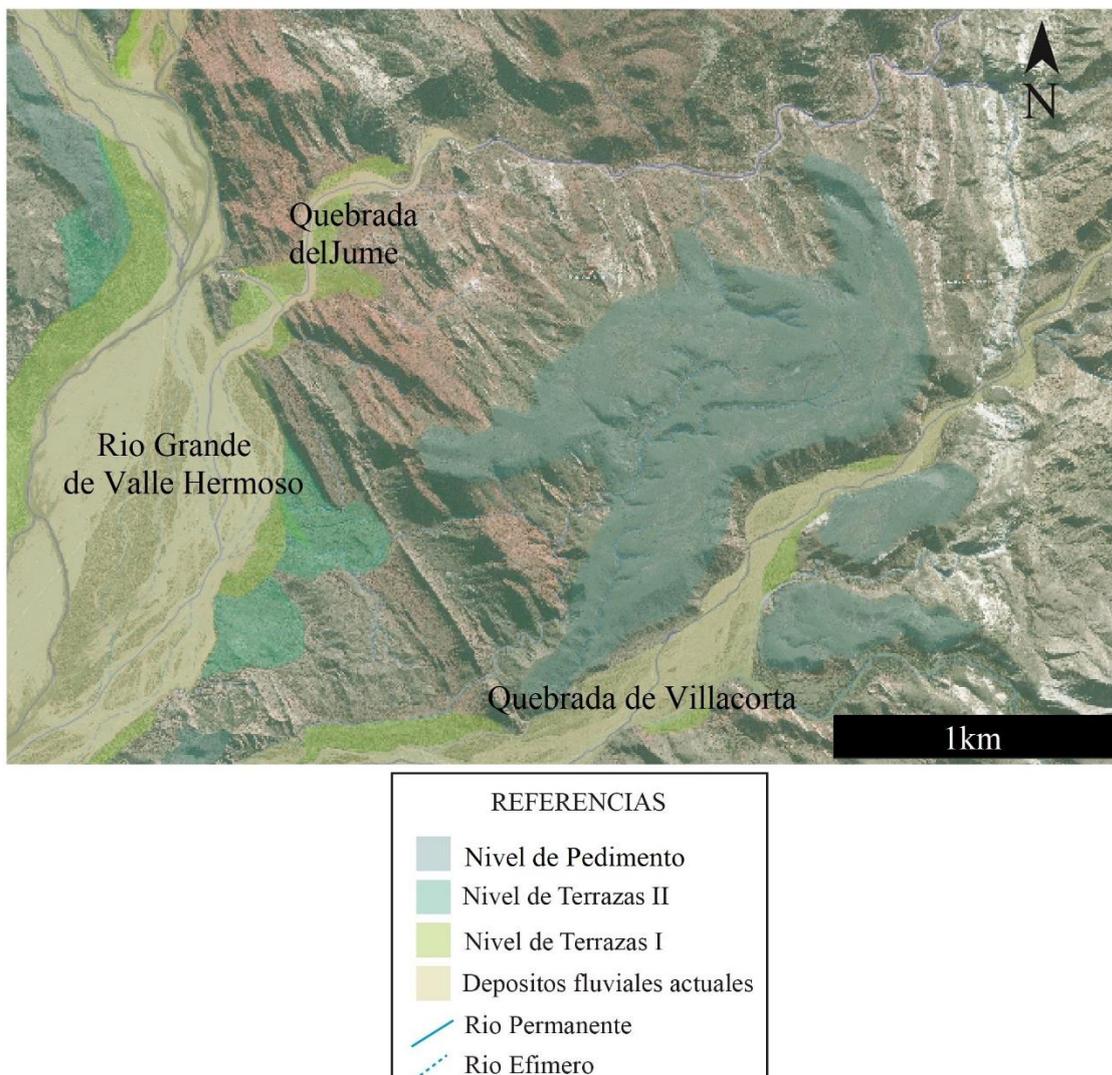


Figura 7.1. Mapa geomorfológico general del área de estudio.

Por otra parte, la zona de estudio presenta un relieve serrano (Figura 7.2) con punto máximo de altura de 2600 msnm y con diferencias de hasta 400 metros.



Figura 7.2. Imagen satelital con inclinación hacia el NE, donde se observa el relieve del área de estudio.

El sistema fluvial principal en el área es el río Grande de Valle Hermoso que presenta hábito entrelazado y un fuerte control estructural que genera un escurrimiento hacia el Sur. Además, presenta alimentación autóctona por sus tributarios que se encauzan en las quebradas del Jume y Villacorta, y escurren en sentido NE-SO bajando desde la sierra de Famatina. El área presenta una red de drenaje de tipo dendrítica, y se observan variaciones en la densidad de drenaje.

Las geformas principales están generadas por los procesos fluviales que actuaron en el área. Los depósitos fluviales actuales están compuestos por fajas de canales, donde se observa el curso principal, los canales abandonados y el desarrollo de barras longitudinales gravosas y arenosas.

A ambos lados de las fajas de canales se observan escarpas de erosión fluvial, y se reconocen dos niveles de terrazas aluviales y un tercer nivel que corresponde a parches relicticos de cobertura de una superficie de pedimentacion (Figura 7.3;Figura 7.4). Este último nivel (mayor cota) se produce por la erosión de las antiguas bajadas aluviales y de los sustratos rocosos. En algunos sectores este tercer nivel se encuentra afectado por procesos neotectónicos.



Figura 7.3. Nivel de terraza I en la entrada de la quebrada del Jume

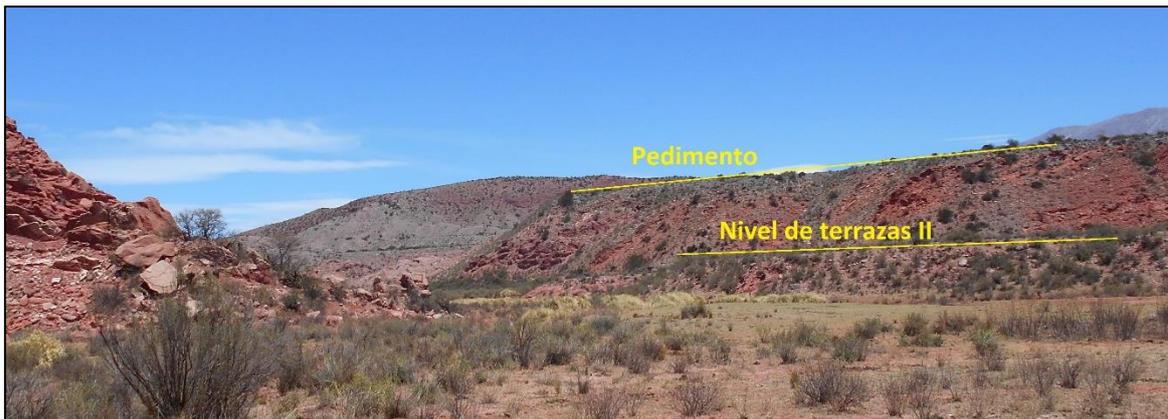


Figura 7.4. Niveles de Terraza II (aluvial) y pedimento.

Al sur del área de estudio, sobre la ladera de la Sierra de Famatina, se desarrollan bajadas aluviales formadas por la coalescencia de abanicos aluviales y coluviales, y se observan abanicos disectados indicando cambios en el nivel de base (Figura 7.5).



Figura 7.5. Vista general de Valle Hermoso en dirección Sur en donde se observa el lecho y las planicies del río Grande de Valle Hermoso. Sobre la falda oeste de la Sierra de Famatina se identifica el desarrollo de bajadas aluviales.

Por otra parte, se observaron geoformas menores asociadas a procesos de remoción en masa y a procesos de interacción eólico-fluvial. Los primeros están representados por caídas de bloques y pequeños conos de talud, mientras que los segundos están caracterizados por protodunas y sombras de arena. Estos cuerpos se desarrollan en las planicies y en los canales abandonados o efímeros donde el material fino está disponible para ser transportado y acumulado por procesos eólicos.

El paisaje evolucionó a partir de acontecimientos orogénicos que dieron lugar a la formación de cuencas intermontanas, características del área de estudio. En primer lugar, se desarrollaron bajadas aluviales a ambos lados de la cuenca de Valle Hermoso, que generaron superficies de pedimentación que posteriormente fueron erosionadas y descubiertas por los cursos fluviales tributarios al río Grande de Valle Hermoso. Movimientos tectónicos posteriores dieron lugar a variaciones en el nivel de base y rejuvenecimiento del paisaje, que permitió el desarrollo de las terrazas aluviales.

8 FLORA Y FAUNA

8.1 Flora

Los cordones montañosos que rodean el área de estudio constituyen barreras climáticas que determinan un escaso régimen de precipitaciones, que, sumado a la insolación diaria, genera un gran déficit de humedad durante todo el año.

La vegetación en el área de estudio es escasa y el suelo actual presenta un horizonte húmico ausente o, si lo está, se encuentra mal desarrollado asociado a planicies aluviales, endicamientos y mallines generados por el Río Grande de Valle Hermoso o sus tributarios.

En este valle el paisaje fitogeográfico predominante es el monte occidental (Cabrera, 1976) (Figura 8.1), que se destaca por la predominancia de vegetación arbustiva xerófila de escaso tamaño que conforman densos matorrales dando lugar a manchones de vegetación abiertos y discontinuos.

En las partes bajas del valle, donde se generan condiciones de humedad, es común la presencia de formaciones arbustivas formadas por chañares (*Geoffroea* sp.) y algarrobos (*Prosopis* sp), siendo menos frecuentes el quebracho colorado (*Schinopsis marginata*) y el blanco (*Aspidosperma quebracho blanco*), además de la jarilla (*Larrea* sp), brea (*Cercidium praecox*) y molles (*Schinopsis molle*). Particularmente, en la quebrada del Jume, el alto contenido de sales que presentan los cursos fluviales propicia el desarrollo de Jume o Vidriera (*Suaeda divaricata*).

Cuando se desarrollan sectores donde predominan las arenanas, se observa un aumento de las xerófilas y cactáceas. Si se produce el desarrollo de niveles edáficos se pueden observar asociaciones de garabato (*Acacia furcatispina*), tintinaco (*Prosopis torcuata*), chilca (*Bacharis* sp.) y retamo (*Bulnesia retama*). También son comunes las cortaderas y gran variedad de gramíneas.



Figura 8.1. Fitogeografía de la Provincia de La Rioja (Cabrera, 1976)

8.2 Fauna

La fauna de la región está representada por un importante número de especies de aves, reptiles y algunos mamíferos.

Entre la fauna de mamíferos se encuentran los guanacos (*Lama guanicoe*) (Figura 8.2), de pelaje castaño, los cuales se encuentran generalmente agrupados formando tropillas en áreas abiertas como pastizales o montes. Dentro de los roedores, se pueden encontrar la rata chinchilla (*Abrocoma cinerea*), la rata cola peluda (*Octomys mimax*), y la mara (*Dolichotis patagona*), uno de los roedores más grandes del país que presenta hábitos cavícolas y es una especie endémica de Argentina.

Entre los carnívoros, el puma (*Puma concolor*) es el mayor de los felinos que habitan el área, y también se observa al zorro gris chico, (*Dusicyon griseus*), especie exclusivamente sudamericana adaptada a climas áridos.

Los armadillos son típicos de este tipo de ambientes de monte. Se trata de mamíferos muy peculiares del orden de los Edentados, caracterizados por tener el cuerpo recubierto por un caparazón conformado por placas, como el pichiciego menor (*Chlamyphorus truncatus*), el quirquincho bola (*Tolypeutes matacus*) y la mulita (*Dasypus hybridus*).

Otros mamíferos que se pueden observar en el área son la comadreja overa (*Didelphis albiventris*), zorrinos (*Conepatus chinga*, *C. castaneus*), vizcachas de la sierra (*Lagidium viscacia*), murciélagos de varias especies (*Desmodus rotundus*, *Tadarida brasiliensis*), hurones (*Galictis cuja*), cuises (*Microcavia australis* y *Galea musteloides*) y el piche llorón (*Chaetophactus vellerosus*).

En cuanto a las aves en la región, han sido registradas más de 70 especies, de las cuales 4 son endémicas del país: el canastero castaño (*Asthenes steinbachi*), el cacholote pardo (*Pseudoseisura gutturalis*), el gallito arena (*Teledromas fuscus*) y la monterita canela (*Poospiza ornata*). El suri o choique (*Pterocnemia pennata*), es una de las aves que se destaca en la región, y ocasionalmente se pueden apreciar cóndores (*Vultur gryphus*).

También hay reptiles como la víbora de la cruz (*Bothrops alternatus*), la víbora cascabel (*Crotalus durissus terrificus*), algunas pocas culebras y varias especies de lagartijas.



Figura 8.2. tropilla de guanacos en la Rioja.

9 ESTRUCTURA

9.1 Aspectos regionales

Como ha sido mencionado anteriormente, el área de estudio se encuentra ubicada en la provincia geológica del Sistema de Famatina. Los procesos tectónicos y la respuesta estructural más recientes del área están relacionados con el régimen compresivo instaurado desde el Mioceno en el margen de la placa Sudamericana asociado a la orogenia Andina. Según Durand (1996), el Sistema de Famatina está compuesto por un conjunto de cordones serranos integrados por bloques elevados y volcados por fallas inversas de alto ángulo, que son producto de los esfuerzos compresivos de dirección O-E producidos por la subducción de la placa de Nazca debajo de la placa Sudamericana. Este autor separó al Sistema de Famatina en tres segmentos: norte, central y austral. En particular, el área de estudio se encuentra comprendida en el segmento central, que está integrado por varias unidades orográficas como cerro Negro de Rodríguez y las sierras de Famatina (Figura 9.1), Copacabana y Paimán.

Este régimen de esfuerzos compresivos neógenos tuvo como consecuencia la estructuración del Sistema de Famatina y las Sierras Pampeanas, que presentan características similares ya que son bloques de basamento precámbrico-eopaleozoico, levantados durante el Cenozoico superior y basculados por fallas lítricas inversas (González Bonorino, 1950).

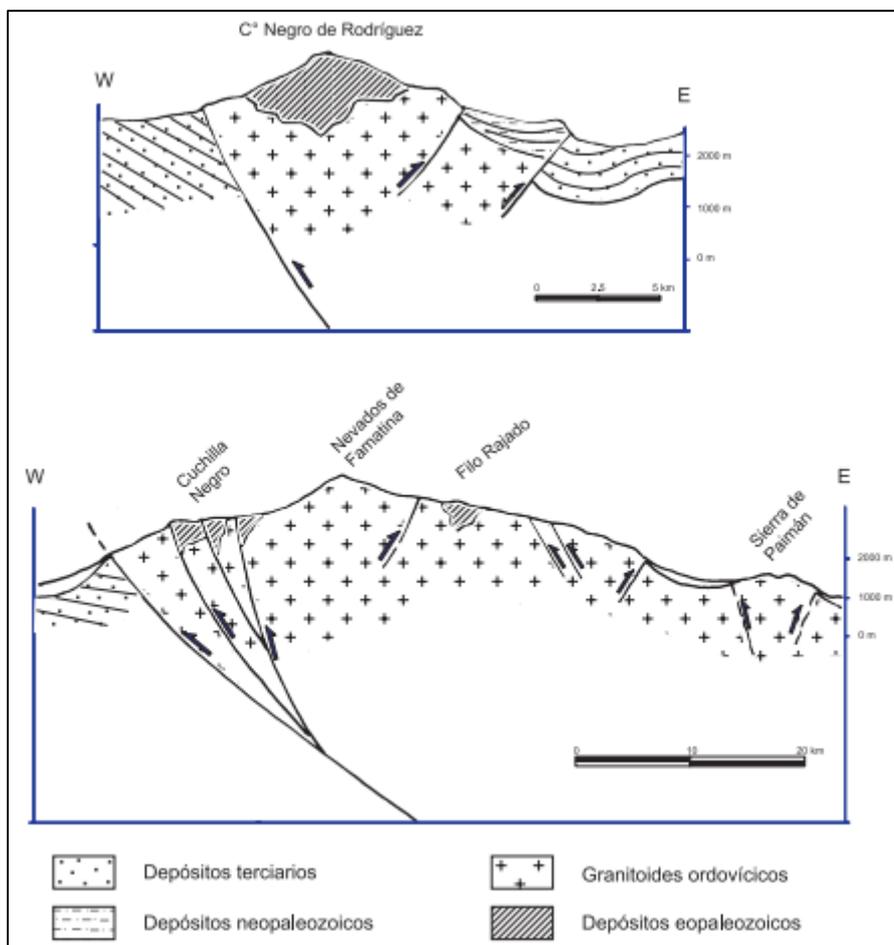


Figura 9.1. Secciones estructurales de las unidades orográficas del segmento central del Sistema de Famatina (modificado de Durand, 1996)

9.2 Aspectos locales

El sector de estudio se encuentra en la vertiente occidental del Sistema de Famatina, donde afloran unidades sedimentarias que se ven afectadas por fallamientos y pliegues asociados a los procesos tectónicos del Ciclo Ándico. Al recorrer la quebrada del Jume en sentido E-O, se identificaron cuatro fallas y tres pliegues (Figura 9.2).

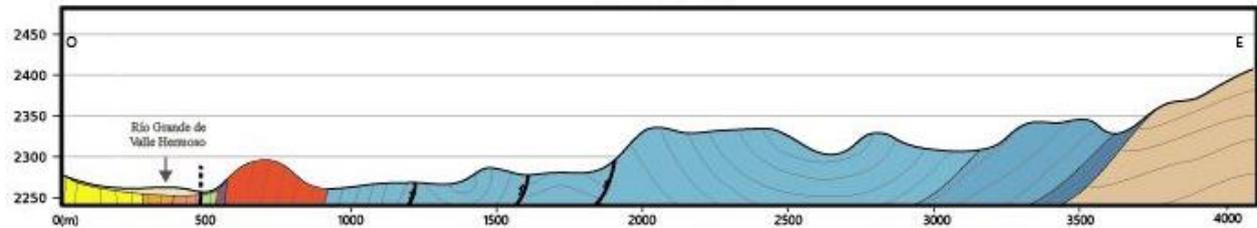


Figura 9.2. Perfil geológico de la zona de estudio en sentido O-E.

Estos pliegues, dos sinclinales y un anticlinal, involucran a las unidades carboníferas, presentan ejes con rumbo NNO y se encuentran limitados por fallas inversas de rumbo NNO e inclinación hacia el SO. (Figura 9.3).



Figura 9.3. Imagen satelital del sector central de la quebrada del Jume, donde se indican las estructuras geológicas identificadas.

El primero de los pliegues sinclinales, al Este, se identificó a través de la variación en el rumbo e inclinación de los estratos del miembro superior de la Formación Agua Colorada. Hacia el este de la estructura, estos depósitos presentan rumbo N-S e inclinación hacia el NO, mientras que en sentido oeste presentan rumbo NNO e inclinación hacia el NE. A partir de estas mediciones y de las observaciones de imágenes satelitales se identificó el eje del pliegue.

Bajando por la quebrada del Jume, hacia el oeste, se observa un pliegue anticlinal (Figura 9.4) de rumbo NNO que se encuentra levemente cabalgado por la estructura sinclinal que se observa al Oeste (Figura 9.5).



Figura 9.4. Anticlinal en la margen sur de la quebrada del Jume.



Figura 9.5. Anticlinal en la margen norte de la quebrada del Jume, limitado al Este por falla inversa.

Este último pliegue sinclinal, al oeste del área de estudio, posee un eje con rumbo NNO (Figura 9.6) y está limitado por fallas inversas que, hacia el este, permiten el cabalgamiento de este pliegue sobre la estructura anticlinal y, hacia el oeste, modifican bruscamente la inclinación de los estratos poniéndolos verticales.



Figura 9.6. Sinclinal limitado al Oeste por falla inversa. Se observan los estratos con mayor ángulo de inclinación hacia el Oeste.

Entre la Sierra de Famatina y la Sierra de Toro Negro se encuentra el valle intermontano del Río Grande de Valle Hermoso, que según Maisonave (1979) está limitado por fallas inversas y normales.

En el área de estudio, se observó una falla de importante rechazo que se corresponde con estas estructuras de orden mayor y que separa los sedimentos terciarios de los llamados Estratos No Denominados y controla localmente el curso del río Grande de Valle Hermoso. La misma fue interpretada como una falla normal (Maisonave, 1979) y aunque no se pudieron reconocer vectores cinemáticos la actitud de las capas y las estructuras de la región cercana a la zona de falla son mejor explicados considerando que se trata de una falla inversa de alto ángulo producto de la reactivación compresiva de una falla lístrica original. Esta actitud es típica de las Sierras Pampeanas y del Sistema del Famatina como se mencionó precedentemente.

Así mismo, se observó que las sedimentitas de la Formación Río Colorado se encuentran fuertemente cizalladas generando un jaboncillo de falla (Figura 9.7). En esta zona las formaciones Río Colorado, Vinchina, la base de Toro Negro y Estratos No Denominados se presentan completamente verticales, o incluso invertidos, por acción de la falla. Hacia el este, las sedimentitas paleozoicas pasan desde actitudes subverticales al desarrollo de pliegues controlados por fallas hasta disponerse formando una secuencia homoclinal. Hacia el oeste, los niveles basales de la Formación Vinchina se encuentran evidentemente invertidos (con un ángulo de inclinación cercano a los 80° hacia el E), mientras que los estratos de la Formación Toro Negro comienzan a inclinar hacia el oeste presentando una actitud homoclinal. Este cambio de ángulo de inclinación es muy brusco por lo que se infiere otra falla que se observa en el cuadrante suroeste del mapa geológico (Anexo II).



Figura 9.7. Base de la Formación Río Colorado, jaboncillo de falla.

Otras estructuras, además, afectan las unidades cuaternarias ya que en las terrazas antiguas cercanas a esta zona se observa que los sedimentos fueron afectados por procesos neotectónicos.

10 HISTORIA GEOLOGICA

La historia geológica de la región abarca un período entre el Ordovícico y el Cuaternario. El Paleozoico inferior está representado por sedimentitas de las formaciones Suri y, la aquí reconocida, formación Villacorta. La primera fue plegada y levemente metamorfozada durante la orogenia Famatiniana, mientras que la segunda es plegada durante la Orogenia Chanica. En conjunto, ambas unidades constituyen el basamento de la Cuenca de Paganzo, cuyo relleno lo forman las formaciones Agua Colorada y De La Cuesta/Patquía. La discordancia Sanrafaélica marca el fin del relleno de esta cuenca y da paso a la sedimentación mesozoica. Los Estratos No Denominados fueron posiblemente depositados durante el Mesozoico en un sistema de cuenca extensional. Por encima, la secuencia cenozoica conformada por las formaciones Río Colorado, Vinchina y Toro Negro, representan el relleno de la cuenca de antepaís andina.

Las rocas más antiguas de la zona corresponden a la Formación Suri (Harrington y Laenza, 1957), de edad ordovícica, no relevadas en este Trabajo Final de Licenciatura. Estas rocas afloran en distintos sectores del Sistema de Famatina conformando una megasecuencia regresiva y exhibiendo una amplia gama de ambientes y subambientes de sedimentación, integrada de base a techo por depósitos de talud, plataforma y abanico volcánico-clástico (Mangano y Buatois, 1992a,b,c;1994, 1996). Durante el Ordovícico medio a tardío, el margen protopacífico se habría comportado como un margen activo asociado a subducción (Ramos *et al.*, 1984). Posteriormente, la sedimentación cámbrico-ordovícica fue deformada por los movimientos famatinianos asociados a la colisión de la Precordillera con el terreno pampeano (Figura 10.1) (Ramos *et al.*, 1986).

Producto de esta colisión se desarrolló una cuenca de antepaís periférica, fuertemente subsidente (Benedetto y Astini, 1993). Durante el Silúrico se depositó la formación Villacorta (Marensi-, com.pers.), que presenta sedimentación clástica continental, y que sobre la base de su contenido palinológico puede ser correlacionada con la Formación Los Espejos (Dra. Silvia Cesari, com. pers.) que se encuentran en el sector de la Precordillera en San Juan. En la Precordillera las sedimentitas clásticas silúricas representan sedimentación en ambiente de plataforma somera y se depositan en *onlap* sobre las rocas ordovícicas (Astini *et al.*, 1995).

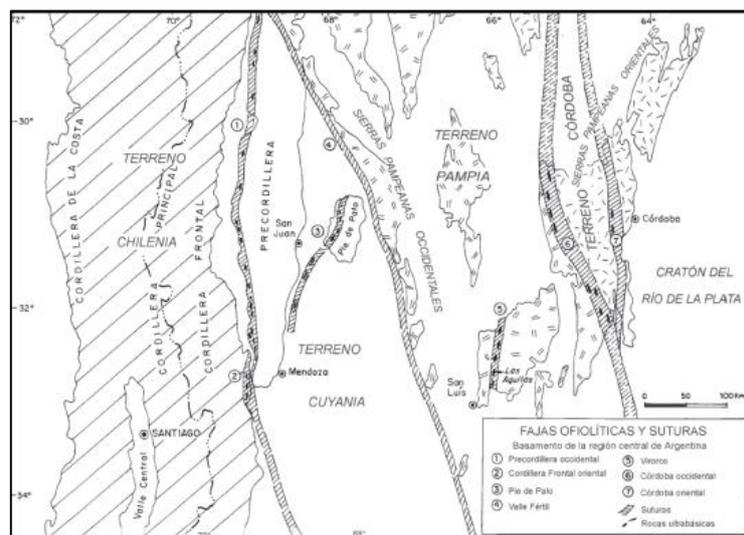


Figura 10.1. Mapa de terrenos y suturas principales del sector central de Argentina (Ramos *et al.*, 1999).

En el Devónico superior, la colisión del terreno de Chilenia produjo la estructuración de los depósitos del Paleozoico inferior (orogenia Chánica), el ascenso de la Protoprecordillera (Rolleri y Baldis, 1969) y la estructuración del basamento de la Cuenca de Paganzo.

A partir de ese período en el margen oeste se registra el desarrollo de un margen activo con un arco magmático y la formación de cuencas de intrarco y retroarco hacia el antepaís (Ramos *et al.*, 1984). Como consecuencia, se originaron una serie de depocentros separados por altos estructurales donde se depositaron las rocas del Paleozoico superior. Los depocentros principales son las cuencas de Calingasta-Uspallata, Río Blanco y Paganzo (Figura 10.2).



Figura 10.2. Principales cuencas sedimentarias y altos estructurales del paleozoico superior de argentina. (Limarino *et al.*, 2002).

La depositación en la Cuenca Paganzo (Azcu y Morelli, 1970) abarca desde el Carbonífero inferior tardío al Pérmico inferior (Gulbranson *et al.*, 2010) y presenta un relleno mixto, con sedimentos marinos hacia el oeste y predominio de sedimentitas continentales hacia el este.

La Formación Agua Colorada (Turner, 1967) inicia la secuencia y se corresponde con un ambiente glacialmarino y continental fluvial (Limarino, 1987). Por encima, la Formación De La Cuesta/Patquía (Frenguelli, 1944; nomb. sub., Cuerda, 1965) está formada por rocas depositadas en ambientes fluviales, playa de bolsones, lacustres, eólicos y flujos de barro (Spalletti, 1979; Limarino y Spalletti, 1986; Limarino y Sessarego, 1988; Limarino *et al.*, 1986 y 1987).

Durante el Pérmico temprano se produjo un cambio en las condiciones climáticas hacia áridas y semiáridas (Gulbranson *et al.*, 2010), lo que se ve reflejado no sólo en el cambio de color de las rocas que se tiñen totalmente de rojo, sino por la presencia de depósitos eólicos y de barreal encontrados en varias localidades de la Cuenca de Paganzo en la Formación

Patquía/De La Cuesta (Spalletti, 1979; Limarino y Spalletti, 1986; López Gamundí *et al.*, 1992). Las causas de este cambio se habrían asociado al crecimiento del arco volcánico Choiyoi en el oeste de la cuenca junto a una caída global del nivel del mar (Limarino y Spalletti, 1986).

En el área del Famatina, los primeros procesos extensionales asociados al magmatismo Choiyoi se registraron para el Pérmico medio a tardío (Gulbranson *et al.*, 2015), y dominaron durante el Mesozoico dando lugar al desarrollo de cuencas de *rift* que se emplazaron sobre antiguas zonas de suturas precámbricas y paleozoicas. Allí, posiblemente, se generó el magmatismo asociado a la Formación Vaquerano y el espacio de acomodación necesario para alojar a los sedimentos de los Estratos No Denominados.

El ciclo Ándico es el proceso dominante desde el Oligoceno superior hasta la actualidad (Groeber, 1929, 1951). Este proceso produjo la elevación de la Cordillera de los Andes y la consecuente migración del frente orogénico que elevó y estructuró a la Precordillera, el Sistema de Famatina y las Sierras Pampeanas. Como consecuencia se produjeron condiciones más secas en el área debido a la barrera orográfica que se crea y un cambio en el régimen de vientos (Cevallos y Milana, 1992).

Desde el Mioceno inferior, la horizontalización de la subducción en el segmento estudiado generó la migración de arco hacia el este y produjo la compresión en el retroarco que posibilitó el desarrollo de cuencas de antepaís y *piggy-back* cuyo relleno lo constituyen los sedimentos de las formaciones Río Colorado (Sosic, 1972), Vinchina (Turner, 1964) y Toro Negro (Turner, 1964).

El avance de la compresión afectó estructuralmente a los depósitos previos generando plegamientos y fallamientos en el área. Además, se desarrollaron cuencas intermontanas como la cuenca de Valle Hermoso. En los primeros estadios de la cuenca, sobre los depósitos terciarios, se desarrollaron niveles de bajas aluviales que luego, por la canalización del río Grande de Valle Hermoso y cambios en el nivel de base, fueron disectadas y formaron niveles de terraza. Posteriormente este sistema fluvial generó niveles de agradación y los depósitos fluviales actuales.

11 CONCLUSIONES

En base al análisis de la información, y su posterior integración realizada en este trabajo, se arribaron a las siguientes conclusiones.

- En el área de estudio, afloran unidades pre-carboníferas (formación Villacorta), carboníferas (Formación Agua Colorada), pérmicas (Formación De La Cuesta/Patquía), triásicas (Formación Vaquerano y Estratos No Denominados) y cenozoicas (formaciones Río Colorados, Vinchina y Toro Negro). Se observan, además, depósitos cuaternarios fluviales y pedemontanos.
- Se ha identificado la existencia de una nueva unidad de edad silúrica informalmente denominada formación Villacorta. Esta unidad subyace mediante discordancia angular y erosiva a los depósitos glaciares de la Formación Agua Colorada.
- La Formación Agua Colorada se dividió en tres miembros informales. El miembro inferior está compuesto por depósitos glaciarios que rellenan un paleovalle glaciario. El miembro intermedio está representado por sistemas fluviales entrelazados arenosos y sistemas fluviales anastomosados en los que se observan depósitos de planicie carbonosas. Por último, el miembro superior representa sistemas fluviales anastomosados en una transición climática hacia ambientes semiáridos.
- Las rocas de la Formación Agua Colorada presentan una correlación favorable con las observaciones de los trabajos de Limarino *et al.* (2010) en la Sierra de Narváez y Limarino (1985, tesis doctoral) en el sector de la Cuesta de Miranda.
- Los estratos Pérmicos están representados por la Formación De La Cuesta, para la cual se interpretaron paleoambientes de interacción eólico-fluvial, fluviales de moderada energía y lacustres. Según investigaciones en curso en el área, la parte superior de esta unidad podría corresponder a unidades más nuevas asociadas al Pérmico superior.
- Las rocas de la Formación De La Cuesta han sido correlacionadas favorablemente con las descripciones realizadas por Limarino (1985, tesis doctoral) y Caselli (1998, tesis doctoral) en el sector de la Cuesta de Miranda.
- En el área se reconocieron basaltos olivínicos correspondientes a la Formación Vaquerano, los cuales afloran en el techo de la Formación De La Cuesta. Estas rocas evidencian exposición subaérea y están asociados tanto a procesos subvolcánicos muy superficiales como a procesos efusivos.
- Se reconocieron conglomerados polimícticos y monomícticos inmersos en matriz calcáreao identificados previamente en el área, a los cuales se los denominó "Estratos No Denominados". Estos se interpretaron como flujos hiperconcentrados que desembocaban en cuerpos de agua pandos con sedimentación carbonática.
- Los Estratos No Denominados podrían estar asociados a procesos extensionales Permo-Triásicos, y brindar información del relleno estas cuencas en el Sistema de Famatina.

- La Formación Río Colorado representa depósitos fluviales efímeros y se correlaciona con la base de la Formación Vinchina.
- La Formación Vinchina está compuesta por pelitas, areniscas y conglomerados intra y extra formacionales que se pueden asociar a sistemas fluviales efímeros.
- Las rocas de la Formación Toro Negro representan sistemas fluviales anastomosados y entrelazados.
- La sedimentación más reciente corresponde a depósitos antiguos de abanicos aluviales y depósitos actuales fluviales que se apoyan en discordancia angular sobre las unidades previas.
- La región presenta un paisaje compuesto y policíclico, donde se desarrollan procesos fluviales, de remoción en masa y de interacción eólico-fluvial. El sistema fluvial principal en el área es el río Grande de Valle Hermoso que presenta hábito entrelazado y un fuerte control estructural que genera un escurrimiento hacia el sur, además presenta alimentación autóctona por sus tributarios que se encauzan en las quebradas del Jume y Villacorta.
- El área presenta una compleja estructura compuesta por fallas inversas y normales, sinclinales y anticlinales. Las fallas inversas junto con los pliegues afectan principalmente a las rocas de la Formación Agua Colorada generando repeticiones estratigráficas a lo largo de las quebradas del Jume y Villacorta. Una falla de gran rechazo se encuentra separando los depósitos Terciarios del resto de las unidades que afloran hacia el este, y dispone verticalmente a las unidades que se encuentran en la zona de falla.
- El área presenta una compleja historia geológica que abarca desde el Paleozoico inferior hasta la actualidad, e involucra depósitos asociados a las cuencas pre-carboníferas, Paganzo (Paleozoico superior), Vinchina (Cenozoico) y posiblemente a las cuencas Pérmico-Triásicas.

12 BIBLIOGRAFIA

Amidon, W.H., Ciccioli, P.L., Marensi, S.A., Limarino, C.O., Fisher, G.B., Burbank, D.W. y Kylander-Clark, A. 2016. U-Pb ages of detrital and volcanic zircons of the Toro Negro Formation, northwestern Argentina: Age, provenance and sedimentation rates. *Journal of South American Earth Sciences* 70: 237-250

Andreis, R. R., Spalletti, L. A., y Mazoni, M. M. 1975. Estudio geológico del Subgrupo, Sierra de Maz, provincial de La Rioja, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 30: 247-273.

Arcucci, A.B., Tambussi, C.T., Pardiñas, U.F., Petrulevicius, J.F. 1999. Nuevos registros de vertebrados en el Terciario superior del noroeste de La Rioja, Argentina. *Ameghiniana* 36(1): 95-96.

Arigós, L.E. 1957. Descripción geológica de la Hoja 14c Cerro de Cuminchango (Provincia de La Rioja). Informe de la Dirección Nacional de Geología y Minería (inédito). Buenos Aires.

Astini, R.A., Benedetto, J.L. y Vaccari, N.E. 1995. The early Paleozoic evolution of the Argentine Precordillera as a Laurentian rifted, drifted, and collided terrane; a geodynamic model. *Geological Society of America, Bulletin* 107 (3):253-273. Boulder, Colorado

Azcuy, C.L. y Morelli, J.R. 1970. Geología de la comarca Paganzo-Amaná. El Grupo Paganzo. Formaciones que lo componen y sus relaciones. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 25: 405-429.

Beer, J.A. 1990. Steady sedimentation and Lithologic Completeness, Bermejo Basin, Argentina. *J. Geol.* 98: 501-517

Benedetto, J.L. y Astini, R. 1993. A collisional model for the stratigraphic evolution of the Argentine Precordillera during the Early Paleozoic. *Second Symposium International Géodynamique Andine ISAG 93 (Oxford)*: 501-504. París

Bodenbender, G. 1911. Constitución geológica de la parte meridional de La Rioja y Regiones Limítrofes, República Argentina. *Boletín de la Academia de Ciencias* 19: 5-220, Córdoba.

Bodenbender, G. 1912. Parte meridional de la provincia de La Rioja y regiones limítrofes. *Anales del Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería*, 8(3), Buenos Aires.

Bodenbender, G. 1916. El Nevado del Famatina (Cordoba). *Academia Nacional de Ciencias de Córdoba, Boletín* 21: 100-182.

Bodenbender, G. 1922a. Parte meridional de la provincia de La Rioja y zonas limítrofes. *Anales del Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería*, 16(1), Buenos Aires.

Bodenbender, G. 1922b. El Nevado de Famatina. *Anales Ministerio de Agricultura, Sección Geología, Mineralogía y Minería*, 16(1), Buenos Aires.

Bodenbender, G. 1924. El Calchaqueño y los estratos de la Puna de Penck. *Boletín de la Academia Nacional de Ciencias de Córdoba* 27, Córdoba

- Bonaparte, J.F. 1965. Nuevas icnitas de la quebrada del Yeso (La Rioja) y reconsideraciones acerca de la edad de los afloramientos. II Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 3: 405-468, Córdoba.
- Borrello, A. 1955. Los conglomerados del cerro Punta Negra al oeste de Jagüé. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 10(1):46-53. Buenos Aires.
- Borrello, A. y Cuerda, A. 1968. Grupo Río Huaco (Triásico), San Juan. Comisión de Investigaciones Científicas de la provincia de Buenos Aires. Noticias 7: 3-15.
- Bossi, G. E. 1971. Análisis de la Cuenca Ischigualasto-Ischichuca: Primer Congreso Hispano-Luso-Americano de Geología Económica. vv. 2 Sección I, 23-38, Madrid.
- Brackebusch, L. 1891. Mapa geológico del interior de la República Argentina, escala 1:1.000.000. Gotha. Academia Nacional de Ciencias, Córdoba.
- Carrapa, B., Hauer, J., Schoenbohm, L., Strecker, M., Schmitt, A., Villanueva, A. y Sosa Gómez, J. 2008. Dynamics of deformation and sedimentation in the Northern Sierras Pampeanas: an integrated study of the Neogene Fiambalá basin, NW Argentina. Geological Society of America Bulletin 120: 1518-1543.
- Carrizo, H.A., Azcuy, C.L. 2004. Fitozona de intervalo (Carbonífero tardío) en la Formación Agua Colorada, noreste del Sistema del Famatina, provincia de Catamarca. Simposio Bodenbender INSUGEO, Miscelánea 13: 27 – 28.
- Caselli, A. T. 1998. Estratigrafía y Sedimentología de las Formaciones Patquía (Pérmico) y Talampaya (Triásico Inferior), en las Sierras Pampeanas Noroccidentales y Precordillera Central (Provincias De La Rioja Y San Juan). Tesis doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Buenos Aires (Inédita).
- Caselli, A. T., y Limarino, C. O. 2002. Sedimentología y evolución paleoambiental de la Formación Patquía (Pérmico) en el extremo sur de la sierra de Maz y cerro Bola, provincia de La Rioja, Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 57(4): 415-436.
- Caselli, A.T., Marensi, S., Tripaldi, A., Limarino, C.O. y Gagliardo, M.L. 2002. Análisis paleoambiental y correlación estratigráfica de la Formación Puesto La Flecha (Terciario), provincia de La Rioja. 15vo Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 679-683, Calafate.
- Césari, S.N. y P.R. Gutiérrez. 2001. Palynostratigraphy of the Upper Paleozoic Sequences, Central-Western Argentina. Palynology 26: 113-146.
- Cevallos, M., & Milana, J. P. 1992. Sedimentología de un desierto eólico terciario (San Juan, Argentina). IV Reunión Argentina de Sedimentología. Actas, 3: 121-128.
- Ciccioli, P.L. 2008. Evolución paleoambiental, estratigrafía y petrología sedimentaria de la Formación Toro Negro (Neógeno), Sierras Pampeanas Noroccidentales (Provincia de La Rioja). Tesis Doctoral (Inédito), Universidad de Buenos Aires, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Argentina: 336 p.
- Ciccioli, P.L. y Marensi, S.A. 2012. Paleoambientes sedimentarios la Formación Toro Negro (Neógeno), antepaís fracturado andino, noroeste argentino. Andean Geology 39(3): 406-440.

- Ciccioli, P.L., Gómez O'Connell, M., Limarino, C.O. y Marensi, S.A. 2013. La sucesión terciaria de la quebrada de Los Pozuelos (Cuenca de Vinchina): Su importancia estratigráfica y paleogeográfica para el antepaís andino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 70(4): 451-747.
- Ciccioli, P.L., Limarino, C.O., Friedman, R. y Marensi, S.A. 2014b. New high precision U-Pb ages for the Vinchina Formation: Implications for the stratigraphy of the Bermejo Andean Foreland Basin (La Rioja Province, Western Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 56: 200-213
- Ciccioli, P.L., Limarino, C.O. y Marensi, S.A. 2005. Nuevas edades radimétricas para la Formación Toro Negro en la Sierra de Los Colorados, Sierras Pampeanas Noroccidentales, provincia de La Rioja. *Revista de la Asociación geológica Argentina* 60: 251-254.
- Ciccioli, P.L., Limarino, C.O., Marensi, S.A., Tedesco, A.M. y Tripaldi, A. 2010. Estratigrafía de la Cuenca de Vinchina (Terciario), Sierras Pampeanas, Provincia de La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 66(1): 146-155.
- Ciccioli, P.L., Marensi, S.A. y Limarino, C.O. 2004. Cambio en la arquitectura de los sistemas fluviales en el límite de las Formaciones Vinchina y Toro Negro (Neógeno), Sierra de los Colorados (provincia de La Rioja). In *Reunión Argentina de Sedimentología*, No. 10, Resúmenes: 41-43. San Luis.
- Ciccioli, P.L., Marensi, S.A. Y Limarino, C.O. 2008. Procedencia de la Formación Toro Negro: Un estudio complementario a partir de modas detríticas de areniscas y componentes modales de conglomerados. In *Reunión Argentina de Sedimentología*, No. 12, Resúmenes: 57. Buenos Aires
- Ciccioli, P.L., Marensi, S.A. y Limarino, C.O. 2014a. Petrology and provenance of the Toro Negro Formation (Neogene) of the Vinchina broken-foreland basin, (Central Andes of Argentina). *Journal of South American Earth Sciences* 49(1): 15-38.
- Cisterna, G.A., Simanaukas, T. y Archbold, N.W. 2002. Permian brachiopods from the Tupe Formation, San Juan Province, Precordillera, Argentina. *Alcheringa* 26: 177-200.
- Collo, G., Dávila, F.M., Nóbile, J., Astini, R.A. y Gehrels, G. 2011. Clay mineralogy and thermal history of the Neogene Vinchina Basin, central Andes of Argentina: Analysis of factors controlling the heating conditions. *Tectonics* 30 (4)
- Collo, G., Dávila, F.M., Teixeira, W., Nóbile, J.C., y Carter, A. 2017. Isotopic and thermochronologic evidence of extremely cold lithosphere associated with a slab flatening in the Central Andes of Argentina. *Basin Research* 29: 16-40.
- Cuerda, A.J., 1965. Estratigrafía de los depósitos neopaleozoicos de la Sierra de Maz (provincia de La Rioja). *2das Jornadas Geológicas Argentinas*, 3:79 (año 1963)
- Dávila, F.M., Astini, R.A. y Ezpeleta, M. 2005. Sucesiones lacustres postgondwánicas-preandinas en la región de Famatina (La Rioja y Catamarca). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60: 88-95
- Dávila, F.M., Collo G., Astini R.A, y Gehrels G. 2008. U-Pb detrital ages on a tuffaceous sandstone sheet in the Vinchina Formation, La Rioja, Argentina: Deposition and exhumation implications. XVIII Congreso Geológico Argentino, Actas: 95-96, Jujuy.

De Alba, E., 1954. Descripción geológica de la Hoja 6c Villa Unión, provincia de La Rioja. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 82. Buenos Aires.

De Alba, E., 1972. El Sistema de Famatina. 1er Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias: 143-184. Córdoba.

De Iullis, G., Ré, G.H. y Vizcaíno, S.F. 2004. The Toro Negro Megatheriine (Mammalia, Xenarthra): A new species of *Pyramiodontherium* and a review of *Plesiomegatherium*. *Journal of Vertebrate Paleontology* 24(1): 214-227.

Durand, F.R. 1996. Las sedimentitas neopaleozoicas del Sistema del Famatina. En: Aceñolaza, F.G., Miller, H. y Toselli A. (Eds.), *Geología del Sistema de Famatina*. Reihe A Allgemeine Geologie 19: 343-357, Munich.

Fauqué, L., y Caminos, R. 2006. Hoja Geológica 2969-II, Tinogasta, Provincias De La Rioja, Catamarca y San Juan.

Fernandez-Seveso, F., y Tankard, A. J. 1995. Tectonics and stratigraphy of the Late Paleozoic Paganzo Basin of Western Argentina and its regional implications.

Fernández-Seveso, F., M.A. Pérez, I.E. Brisson y L. Álvarez, 1993. Sequence stratigraphy and tectonic analysis of the Paganzo Basin, western Argentina. 12° Congreso Internacional de la Etigrafía y Geología del Carbonífero y Pérmico. *Comptes Rendus*, 2: 223-260. Buenos Aires.

Folguera, A. y Ramos, V.A. 2002. Los efectos producidos por la aproximación, colisión y subducción de dorsales pacíficas en los Andes Patagónicos. *Acta geológica hispánica* 37(4): 329-353.

Folk, R. L., Andrews, P.B., y Lewism D. W. 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and geophysics* v. 13, p. 947-968.

Fosdick, J.C., Reat, E.J., Carrapa, B., Ortiz, G. y Alvarado, P.M. 2017. Retroarc basin reorganization and aridification during Paleogene uplift of the southern central Andes. *Tectonics* 36: 493–514.

Freguelli, J. 1944. Apuntes acerca del Paleozoico superior del Noroeste argentino. *Revista del Museo de La Plata, Sección Geología*, 2:213-265. La Plata.

Freguelli, J. 1946. El Carbonífero argentino, según sus floras fósiles. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 1(2). Buenos Aires.

Freguelli, J. 1950. Ichnites en el Paleozoico superior del oeste argentino. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 3:136-148. Buenos Aires.

Furque, G. 1963. Descripción geológica de la Hoja 17b Guandacol (provincias de La Rioja y San Juan). Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín 92, 104 p. Buenos Aires.

Gansser, A. 1973. Facts and theories on the Andes, *Journal geological Society London*, 129, 93-131.

Goddard, A. S., y Carrapa, B. 2018. Using basin thermal history to evaluate the role of Miocene–Pliocene flat-slab subduction in the southern Central Andes (27 S–30 S). *Basin Research*, 30(3), 564-585.

González Bonorino, F., 1950b. Algunos problemas geológicos de las Sierras Pampeanas. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 5(3):81-110. Buenos Aires.

González, C.R. y G.E. Bossi, 1986. Los depósitos carbónicos al oeste de Jagüel, La Rioja. 4° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas 1:231-236. Mendoza.

Groeber, P. 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquen, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección Nacional de Geología y Minería, Publicación 58:1-110. Buenos Aires.

Groeber, P. 1951. La Alta Cordillera entre las latitudes 34° y 29°30'. Instituto de Investigaciones de las Ciencias Naturales. Museo Argentino de Ciencias Naturales Bernardino Rivadavia, Revista (Ciencias Geológicas), 1(5):1-352. Buenos Aires.

Gulbranson, E. L., Ciccioli, P. L., Montañez, I. P., Marensi, S. A., Limarino, C. O., Schmitz, M. D., y Davydov, V. 2015. Paleoenvironments and age of the Talampaya Formation: The Permo-Triassic boundary in northwestern Argentina. Journal of South American Earth Sciences, 63, 310-322.

Gulbranson, E. L., Montañez, I. P., Schmitz, M. D., Limarino, C. O., Isbell, J. L., Marensi, S. A., & Crowley, J. L. 2010. High-precision U-Pb calibration of Carboniferous glaciation and climate history, Paganzo Group, NW Argentina. Bulletin, 122(9-10), 1480-1498.

Gutiérrez, P.R. 1988. Análisis paleoflorístico bioestratigráfico y aspectos paleoambientales de la Formación Agua Colorada en el sector sudoriental de la Sierra de Famatina, provincia de La Rioja, República Argentina. Tesis Doctoral, 850 pp. Universidad de Buenos Aires.

Gutiérrez, P.R. 1993. Palinología de la Formación Agua Colorada (Carbonífero Superior) Sierra de Famatina, provincia de La Rioja, Argentina. 1. Granos de polen. Ameghiniana, 30:163-212. Buenos Aires.

Harrington, H.J. y A.F. Leanza, 1957. Ordovician trilobites of Argentina. En: Special Publication (1), Department of Geology, University of Kansas.

Hausen, H., 1921. On the Lithology and geological structure of the Sierra de Umango area, province of La Rioja, Argentine Republic. Acta Academiae Aboensis, Mathematica e Physica, 1, Abo.

Isacks, B.L., Jordan, T.E., Allmendinger, R.W., y Ramos, V.A. 1982, La segmentación tectónica de los Andes Centrales y su relación con la geometría de la placa de Nazca subductada, in Actas, Congreso Latinoamericano de Geología, 5th, Buenos Aires: Buenos Aires, Servicio Geológico Minero Argentino, v. 3, p. 587-606.

Johnson, N.M., Jordan, T.E., Johnsson, P.A. & Naeser, C.W. 1986 Magnetic Polarity Stratigraphy, Age and Tectonic Setting of Fluvial Sediments in an Eastern Andean Foreland Basin, San Juan Province, Argentina. In: Foreland Basins (Ed. by P.A. Allen & P. Homewood), pp. 63–75. Blackwell Science Publications, London.

Jordan, T.E., Drake, R., y Nasser, C. 1993, Estratigrafía del Cenozoico medio en la Precordillera a la latitud del Río Jáchal, San Juan, Argentina, in Actas, Congreso Geológico Argentino, 12th, and Congreso de Exploración de Hidrocarburos, 2nd, Mendoza: Buenos Aires, Asociación Geológica Argentina, v. 2, p. 132-141.

Jordan, T.E., Isacks, B.L., Allmendinger, R.W., Brewer, J.A., Ramos, V.A., y Ando, C.J. 1983, Andean tectonics related to geometry of subducted Nazca plate: Geological Society of America Bulletin, v. 94, p. 341-361

Jordan, T.E., y Allmendinger, R.W. 1986, The Sierras Pampeanas of Argentina: A modern analogue of Rocky Mountain foreland deformation: American Journal of Science, v. 286, p. 737-764.

Krapovickas V., Ciccioli, P.L., Mángano, M.G., Marsicano, C.A. y Limarino, C.O. 2009. Paleobiological and paleoecological significance of a Miocene South American ichnofauna in anastomosed fluvial deposits. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 284(3-4): 129–152.

Krapovickas, V., Muñoz, N.A., Alonso-Muruaga, P., Ciccioli, P.L., Marensi, S.A., Vizcaíno, S.F. 2017. *Tracheria Troyana* Krapovickas & Nasif 2011: Redefinition, environmental distribution and heritage conservation. *Ichnos*.

Limarino, C.O., 1984. Areniscas eólicas en la Formación La Colina (Paleozoico superior), provincia de La Rioja. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 39(1-2):58-97. Buenos Aires.

Limarino, C. 1985. Paleoambientes de sedimentación y estratigrafía del Grupo Paganzo en el Sistema del Famatina. Tesis doctoral (inédita), Univ. Buenos Aires, 300 pp.

Limarino, C.O., 1987. Paleoambientes sedimentarios y paleogeografía de la sección inferior del Grupo Paganzo en el Sistema de Famatina. *Anales de la Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales*, 39: 145-179.

Limarino, C.O., Andreis, R. y Ferrando, L., 1991b. Paleoclimas del Paleozoico superior. En: El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay. 12° Congreso Internacional de la Estratigrafía y Geología del Carbonífero y Pérmico. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba. Actas 1: 233-245.

Limarino, C.O.; Césari, S. 1987. Consideraciones sobre la edad de la sección superior del Grupo Paganzo (Paleozoico superior). República Argentina. In Congreso Latinoamericano de Paleontología y Bioestratigrafía, No. 4, Memorias 1: 315-330. Santa Cruz de La Sierra.

Limarino, C.O., Ciccioli P.L. y Marensi, S.A. 2010. Análisis del contacto de las Formaciones Vinchina y Toro Negro (Sierra de los Colorados, Provincia de La Rioja, Argentina), sus implicancias tectónicas. *Latin American Journal of Sedimentology and Basin Analysis* 17(2): 113-132.

Limarino, C.O., Fauqué, I.A., Cardo, R., Gagliardo, M.L., y Escoteguy, I., 2002a. La faja volcánica miocena de la Precordillera septentrional. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 57(3): 289-304.

Limarino, C.O. y Gutiérrez, P.R., 1990. Diamictites in the Agua Colorada Formation (northwestern Argentina): New evidence of Carboniferous glaciation in South America. *Journal of South American Earth Sciences*, 3(1):9-20.

Limarino, C.O., P. Gutiérrez, O. López Gamundi, L.E. Fauqué y R. Lech, 1991a. El Sistema Pérmico en la República Argentina y en la República Oriental del Uruguay. 12° Congreso Internacional de la Estratigrafía y Geología del Carbonífero y Pérmico. Academia Nacional de Ciencias de Córdoba. Actas 1:151-167.

Limarino, C.O., Sessarego, H., Cesari, S.N y López Gamundi, O.R., 1986. El perfil de la Cuesta de Huaco. Estratotipo de referencia (hipoestratotipo) del Grupo Paganzo de la Precordillera central. *Anales Academia Nacional de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales* 38: 81-109.

Limarino, C. O. y Spalletti, L. A. 1986. Eolian Permian deposits in west and northwest Argentina. *Sedimentary Geology*, 49(1-2), 109-127.

Limarino, C. O. y Spalletti, L. A. 2006. Paleogeography of the upper Paleozoic basins of southern South America: An overview. *Journal of South American Earth Sciences*, 22(3-4), 134-155.

Limarino, C. O., Spalletti, L. A., y Colombo Piñol, F. 2010. Evolución paleoambiental de la transición glacial-postglacial en la Formación Agua Colorada (Grupo Paganzo), Carbonífero, Sierra de Narváez, NO argentino. *Andean geology*, 37(1), 121-143.

Limarino, C., Tripaldi, A., Marensi, S., y Fauqué, L. 2006. Tectonic, sea-level, and climatic controls on Late Paleozoic sedimentation in the western basins of Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, 22(3-4), 205-226.

Limarino, C., Tripaldi, A., Marensi, S.A., Net, L.I., Ré, G. y Caselli, A.T. 2001. Tectonic control on the evolution of the fluvial systems of the Vinchina Formation (Miocene), Northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 14(7): 751-762.

López Gamundí, O. R., Alvarez, L., Andreis, R., Bossi, G., Espejo, I., Fernández Seveso, F., y Sessarego, H. 1989. Cuencas intermontanas. *Cuencas Sedimentarias Argentinas, Serie Correlación Geológica*, 6, 123-167.

Lopez-Gamundi, O. R., y Breitzkreuz, C. 1997. Carboniferous-to-Triassic evolution of the Panthalassan margin in southern South America. *World and Regional Geology*, 8-19.

Maisonave, H.M. 1973. Estratigrafía de los alrededores de Chaschuil, departamento Tinogasta, provincia de Catamarca. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 4:75-87. Buenos Aires.

Maisonave, H. M. 1979. Descripción geológica de la hoja 14c, Cerros Cuminchango: provincias de La Rioja y Catamarca: carta geológico-económica de la República Argentina, escala 1: 200.000. Servicio Geológico Nacional.

Mangano, M.G. y L.A. Buatois, 1992a. Historia deposicional de las secuencias ordovícicas marinas del Sistema del Famatina en el noroeste de la Sierra de Narváez, Catamarca, Argentina. 4a Reunión Argentina de Sedimentología, Actas 2:215-222. La Plata.

Mangano, M.G. y L.A. Buatois, 1992b. Depósitos de tormenta en una plataforma volcanoclástica de alto gradiente, Formación Suri, Sistema de Famatina, Argentina. En: *Paleozoico inferior en Latinoamérica y la génesis del Gondwana. Serie Correlación Geológica*, 9:145-156. San Miguel de Tucumán.

Mangano, M.G. y L.A. Buatois, 1992c. Análisis genético de concentraciones fósiles en una secuencia volcanoclástica de plataforma, Formación Suri (Ordovícico del Sistema de Famatina). *Ameghiniana*, 29:135-151. Buenos Aires.

Mangano, M.G. y L.A. Buatois, 1994. Estratigrafía y ambiente de sedimentación de la Formación Suri en los alrededores de río Chaschuil, Ordovícico del Sistema de Famatina, Noroeste argentino. *Revista de la Asociación Argentina de Sedimentología*, 1:143-169. Buenos Aires.

Mangano, M.G. y L.A. Buatois, 1996. Estratigrafía, sedimentología y evolución paleoambiental de la Formación Suri en la subcuenca de Chaschuil, Ordovícico del Sistema de Famatina. En: Aceñolaza F.G., H. Miller y A. Toselli (Eds.), Geología del Sistema de Famatina. Münchner Geologische Hefte, 19 (Reihe A) Allgemeine Geologie. München.

Marcos, O., R. Faroux, M. Alderete, M.A. Guerrero y R. Zolezzi, 1971. Geología y prospección geoquímica de la Cordillera Frontal en la provincia de La Rioja. Primer Simposio Nacional de Geología Económica. San Juan.

Marenssi, S.A., Ciccioli, P.L., Limarino, C.O., Schencman, L.J. y Díaz, M.Y. 2015. Using fluvial cyclicity to decipher the interaction of basement and foldthrust-belt tectonics in a broken foreland basin: Vinchina Formation (Miocene), Northwestern Argentina. *Journal of Sedimentary Research* 85(4):361-380.

Marenssi, S., L. Net, A. Caselli, A. Tripaldi y C.O. Limarino, 2000. Hallazgo e interpretación de discordancias intraFormacionales en la Formación Vinchina (Neógeno), quebrada de La Troya, La Rioja, Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 55(4):414-418. Buenos Aires.

Melchor, R. N., Cardonato, M. C. y Visconti, G. 2012. Palaeoenvironmental and palaeoecological significance of flamingo-like footprints in shallow- lacustrine rocks: An example from the Oligocene–Miocene Vinchina Formation, Argentina. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 315:181-198.

Melchor, R.N. Genise, J.F., Farina, J.L., Sánchez, M.V., Sarzetti, L. y Visconti, G. 2010. Large striated burrows from fluvial deposits of the Neogene Vinchina Formation, La Rioja, Argentina: A crab origin suggested by neoichnology and sedimentology. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 29: 400–418.

Miall, A.D. 1996. *The Geology of Fluvial Deposits. Sedimentary facies, Basin analysis, and Petroleum Geology.* Springer-Verlag, 582 p. Nueva York.

Milana, J. y Alcober, O. 1994. Modelo tectosedimentario de la cuenca triásica de Ischigualasto (San Juan, Argentina). *Revista Asociación Geológica Argentina*, 49, 217-235.

Mount, J. 1985. Mixed Siliciclastic and Carbonate Sediments: A Proposed First-Order Textural Compositional Classification. *Sedimentology*, 32, 435-442.

Penck, W. 1914. La geología del Valle de Fiambalá y las Cordilleras limítrofes al norte de Tinogasta. *Boletín Ministerio de Agricultura de la Nación*; 17, 2:270-277. Buenos Aires.

Penck, W. 1920. Der Südrand der Puna de Atacama (NWArgentinien). *Abhandlungen MathematischPhysischen Klasse der Sächsischen Akademie der Wissenschaften*, 37 (1). Leipzig.

Ramos, V.A. 1970. Estratigrafía y estructura del Terciario en la sierra de los Colorados (provincia de La Rioja), República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25(3):359-382. Buenos Aires

Ramos, V.A. 1999. Los depósitos sinorogénicos terciarios de la región andina. En Caminos, R. (Ed.), *Geología Argentina.* Instituto de Geología y Recursos Minerales; SEGEMAR, Anales 29(22): 651-691, Buenos Aires.

Ramos, V. A. 2009. Anatomy and global context of the Andes: Main geologic features and the Andean orogenic cycle. *Geological Society of America Memoirs*, 204: 31-65.

Ramos, V.A., Cristallini, E. y Pérez, D.J. 2002. The Pampean flat-slab of the Central Andes. *Journal of South American Earth Sciences* 15: 59-78

Ramos, V. A., y Folguera, A. 2009. Andean flat-slab subduction through time. *Geological Society, London, Special Publications*, 327(1), 31-54.

Ramos, V.A., T.E. Jordan, R.W. Allmendinger, S.M. Kay, J.M. Cortés y M.A. Palma, 1984. Chilenia: un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes centrales. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 84-106. Buenos Aires

Ramos, V., Jordan, T., Allmendinger, R., Mpodozis, C., Kay, S., Cortes, J. y Palma, M., 1986. Paleozoic terranes of the central Argentine Chilean Andes. *Tectonics*, 5: 855-880.

Ré, G.H. y Barredo, S.P. 1993. Esquema de correlación magnetoestratigráfica de las Formaciones terciarias aflorantes en las provincias de San Juan, La Rioja y Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 48(3-4): 241-246.

Ré, G.H. y S.P. Barredo, 1995. Esquema de correlación magnetoestratigráfica de Formaciones terciarias aflorantes en las provincias de San Juan, La Rioja y Catamarca. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 48(3-4):241-246. Buenos Aires.

Ré, G.H. y J.F. Vilas, 1990. Análisis de los cambios paleogeográficos ocurridos durante el Cenozoico tardío en la región de Vinchina (Provincia de la Rioja, Argentina), a partir de estudios magnetoestratigráficos. 11° Congreso Geológico Argentino. San Juan. Actas 2:267-270. San Juan.

Reynolds, J. 1987. Chronology of Neogene tectonics in the Central Andes (27°-33° S) of western Argentina based on the magnetic polarity stratigraphy of foreland basin sediments. Tesis Doctoral, Dartmouth College (inédita), 353 pp, Hanover.

Rodríguez Brizuela, R. y Tauber, A. 2006. Estratigrafía y mamíferos fósiles de la Formación Toro Negro (Neógeno), departamento Vinchina, noroeste de la provincia de La Rioja, Argentina. *Ameghiniana* 43: 257-272.

Romer, A.S. y Jensen, J. A. 1966. The Chañares (Argentina) Triassic Reptile Fauna, II. Sketch of the geology of the Río Chañares-Río Gualo region. *Breviora* 252: 1-20.

Rolleri, E. O., & Baldis, B. A. 1969. Paleogeography and distribution of Carboniferous deposits in the Argentine Precordillera. *Gondwana Stratigraphy*, 2, 1005-1024.

Romer, A.S. y Jensen, J. A. 1966. The Chañares (Argentina) Triassic Reptile Fauna, II. Sketch of the geology of the Río Chañares-Río Gualo region. *Breviora* 252: 1-20.

Rossello, E.A., Mozetic, M.E., Cobbold, P.R., de Urreiztieta, M. y Gapais, D. 1996. El espolón Umango-Maz y la conjugación sintaxial de los lineamientos Tucumán y Valle Fértil (La Rioja, Argentina), 13o Congreso Geológico Argentino y 3o Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 187-194, Buenos Aires.

Rubiolo, D., Seggiaro, R. and Hongn, F. 2001. Hoja Geológica 2769-IV. Fiambalá, provincias de Catamarca y La Rioja. Boletín 361. Preliminary version. Programa Nacional de Cartas Geológicas. 1:250.000. SEGEMAR

Salfity, J. y Gorustovich, S., 1983. Paleogeografía de la Cuenca Paganzo (Paleozoico superior). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 38 (3-4): 437-453.

Schencman, L.J. 2016. Arquitectura de sistemas fluviales, modelos depositacionales y estratigrafía secuencial en cuencas de antepaís: la Formación Vinchina, un caso de estudio. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires (inédita), 271 pp., Buenos Aires.

Sosic, M.V.J., 1972. Descripción geológica de la Hoja 14d Tinogasta (provincias de Catamarca y La Rioja). Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 192. Buenos Aires.

Spagnuolo, C.M., Rapalini, A.E., y Astini, R.A.. 2011. Resultados paleomagnéticos preliminares de bancos rojos pérmicos (Formación De La Cuesta, Argentina). Latin mag Letters Special Editions 1(B03): 1-5. Tandil, Argentina.

Spalletti, L. A. 1979. Paleoambientes de sedimentación de la Formación Patquía (Pérmico) en la Sierra de Maz, La Rioja. Boletín de la Sociedad Argentina de Botánica, 53(1-2).

Spalletti, L. A. 1997. Cuencas triásicas del oeste argentino: origen y evolución. Acta geológica hispánica, 32(1), 29-50.

Stelzner, A. 1923, Contribución a la geología de la República Argentina, con la parte limítrofe de los Andes Chilenos entre los 32 y 33°S, Actas Acad. Nac. Cienc. Córdoba, 8, 1-28.

Stelzner, A. 1885. Beitrage zur Geologie und Paleontologie der Argentinischen Republik. Geologischer Theil. Berlín.

Tabbut, K.W., 1986. Fission track chronology of foreland basins, in Eastern Andes: Magmatic and tectonic implications. Thesis Master, Darmouth College, 100 pp, inédita.

Tabbut, K., Naeser, C.W., Jordan, T.E. y Cerveny, P.F. 1987. Edades nuevas por método de trazas de fisión de tobas Mio-Pliocenas en las Sierras Pampeanas y la Precordillera Argentina. X Congreso Geológico Argentino, Actas 4: 222-224, Tucumán.

Tabbut, K., Naeser, C.W., Jordan, T.E. y Cerveny, P.F. 1989. New fission-track of Mio-Pliocene tuffs in the Sierras Pampeanas and Precordillera of Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 44 (1-4):408-419.

Tedesco, A.M. 2007. Estratigrafía, evolución paleoambiental y tectosedimentaria de la Cuenca de La Troya (Paleógeno y Neógeno, Precordillera de La Rioja). Tesis Doctoral, Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, (inédita), 303 p., Buenos Aires.

Toselli, A. J., Durand, F. R., Rossi de Toselli, J. N., y Saavedra, J. 1996. Esquema de evolución geotectónica y magmática eopaleozoica del Sistema de Famatina y sectores de Sierras Pampeanas. In Actas XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos (Vol. 5, pp. 443-462).

Tripaldi, A., Net, L.I., Limarino, C.O., Marensi S.A., Ré, G. y Caselli, A.T. 2001. Paleoambientes sedimentarios y procedencia de la Formación Vinchina, Mioceno, noroeste de la provincia de La Rioja. Revista de la Asociación Geológica Argentina 56: 443-465.

Turner, J.C.M. 1960. Estratigrafía del tramo medio de la sierra del Famatina y adyacencias (La Rioja). Boletín de la Academia Nacional de Ciencias 42: 102-108.

Turner, J.C.M. 1962. Estratigrafía del tramo medio de la Sierra de Velasco y región al oeste (La Rioja). Academia Nacional de Ciencias, Boletín 42:5-54. Córdoba.

Turner, J.C.M. 1964. Descripción geológica de la Hoja 15c. Vinchina (Provincia de La Rioja). Dirección Nacional de Geología y Minería. Boletín 100, 81p., Buenos Aires.

Turner, J.C.M. 1967. Descripción geológica de la Hoja 13b. Chaschuil (provincias de Catamarca y La Rioja). Boletín Instituto Nacional de Geología y Minería 106: 1-78.

Turner, J.C.M. 1971. Descripción geológica de la Hoja 15d –Famatina, provincia de La Rioja. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 126. Buenos Aires

Yrigoyen, M., Ortiz, A., & Manoni, R. 1989. Cuencas sedimentarias de San Luis. Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie Correlación Geológica, 6, 203-220.

ANEXO

Anexo I. Descripciones petrográficas

A continuación, se presentan las descripciones individuales de los cortes petrográficos de las unidades aflorantes en los alrededores de la quebrada del Jume.

Muestra: QJ3

- Formación De La Cuesta
- Localización: 28° 21' 44,8" S; 67° 58' 55,4" W – Valle Hermoso, Quebrada del Jume.
- Clasificación: Feldarenita Lítica (Folk *et al.*, 1970).

Descripción:

Corresponde a una arenisca mediana a fina, con moderada a buena selección y textura clasto-sostén a flotante. Los contactos entre los clastos son principalmente tangenciales y rectos. Se distinguen un 84% de clastos, 15 % de cemento y 1 % de porosidad.

En la fracción clástica (84%), son predominantes el cuarzo monocristalino, el feldespato potásico, y los líticos ígneo-metamórficos. Se distinguen, en menor medida, cuarzo policristalino, plagioclasa, líticos volcánicos, microclino y líticos sedimentarios.

En la fracción clástica, el cuarzo (52%) es el componente mayoritario. Se presenta redondeado a subredondeado y con extinción normal.

Los feldespatos (24%) se presentan subredondeados, y predomina en esta fracción la ortosa (17%) que se encuentra moderadamente alterada a arcillas y sericita y presenta bordes corroídos. Además, se observan individuos de plagioclasa (6%) con macla polisintética y microclino (1%) con macla en arpillera.

Los fragmentos líticos (22%) corresponden a vulcanitas básicas y ácidas (8%), líticos sedimentarios (7%), cuarzo policristalino (5%) y plutonitas y metamorfitas (2%). En general se presentan subredondeados y con bordes corroídos.

El cemento (15% del total de la muestra) está compuesto por óxidos de hierro (20%) formando pátinas, carbonatos (40%) como parches con textura poikilitica, arcillas (se reconoce caolinita entre otros) como relleno de poros (30%) y en menor medida crecimiento secundario de cuarzo (10%).

La porosidad es muy baja (1%) y de tipo interparticular.

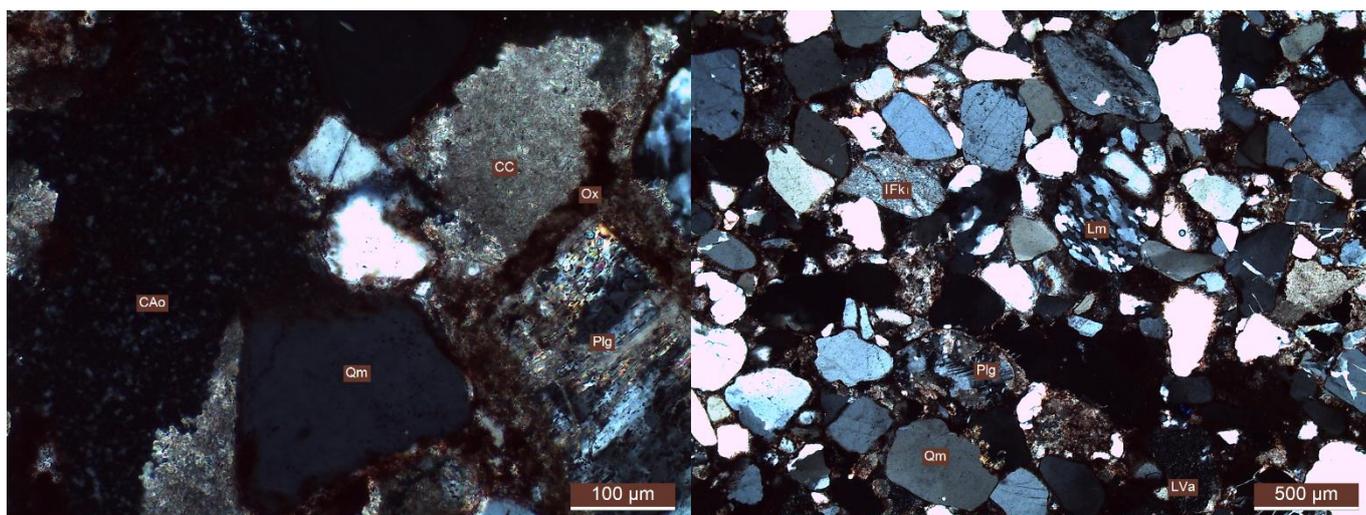


Figura Anexo 1: Izquierda detalle de cementos: Arcillas de occlusion (Cao) Oxidos de hierro (Ox) y Carbonato de calcio (CC); Derecha corte delgado con nicols cruzados Fk: Feldespato Potásico, Plg: Plagioclasa, Qm: Cuarzo monocristalino, Lm: Lítico metamórfico, LVa: Lítico volcánico ácido.

Muestra: QJ7

- formación Villacorta
- Localización: 28° 21' 42,6" S ; 67° 57' 23,1" W – Valle Hermoso, Quebrada del Jume.
- Clasificación: Feldarenita lítica (Folk *et al.*, 1970).

Descripción:

Corresponde a una arenisca gruesa, que presenta una selección moderada y textura clasto-sostén. Se observa un predominio de contactos cóncavoconvexos y, en menor medida, suturados. Se distinguen un 90% de clastos, 9% de cementos y 1% de porosidad.

En la fracción clástica (90% del total de la roca), el cuarzo monocristalino es el componente mayoritario (37%), se presenta limpio y en clastos subangulosos con extinción *flash*, ondulosa y fragmentada.

Los feldespatos (35%) se presentan subangulosos, con forma tabular. En esta categoría predomina la ortosa (30%) con alteración a arcillas y sericita, además algunos individuos presentan pertitas y bordes corroídos. También se reconoce plagioclasa (5%) con alteraciones a arcilla y su característica macla polisintética.

Los fragmentos líticos (24%), corresponden a metasedimentitas (15%), cuarzo policristalino (7%) y líticos sedimentarios (2%). Los fragmentos líticos de metasedimentitas se presentan deformados formando una pseudomatriz. Son porcentualmente menores (4%) los accesorios como las micas y opacos.

El cemento (9% del total de la roca) está constituido por arcillas (70%), sílice como oclusiones (15%), óxidos de hierro en pátinas (10%) y crecimiento secundario de feldespatos (5%).

La porosidad es muy baja (1% del total de la roca), secundaria e interparticular.

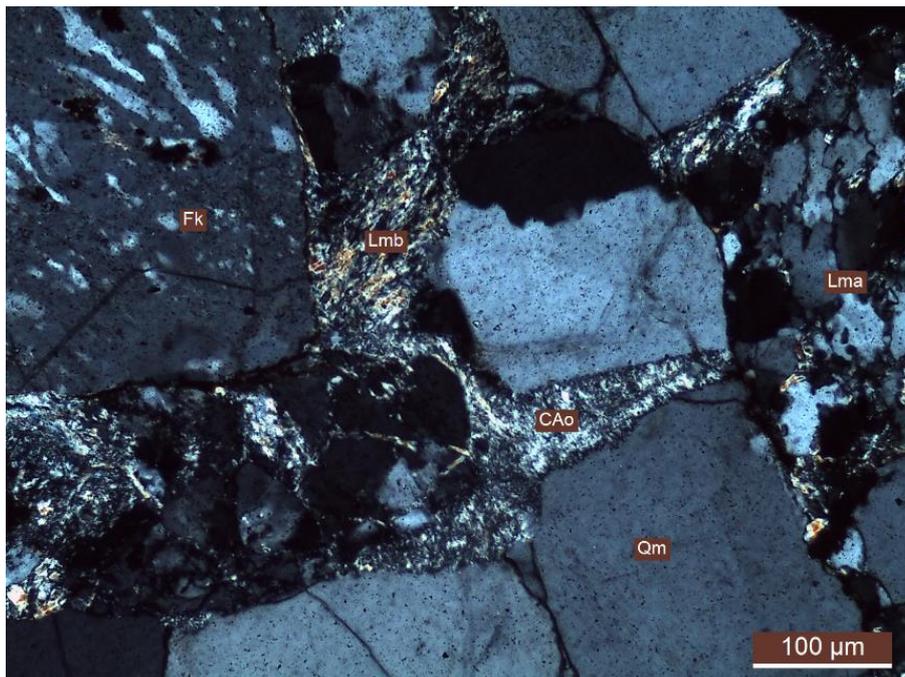


Figura Anexo 2. Vista corte delgado nicols cruzados. Lmb: Lítico metasedimentario, Lma: Lítico plutónico-metamórfico, Fk: Feldespato potásico, Qm: Cuarzo Monocristalino, CAo: Cemento Arcilloso de oclusión.

Muestra: QJ8

- Formación Agua Colorada – miembro intermedio
- Localización: 28° 21' 29,7''S; 67° 57' 19,4''W – Valle Hermoso, Quebrada del Jume.
- Clasificación: Litoarenita feldespática (Folket *al.*, 1970).

Descripción:

Corresponde a la matriz de un conglomerado polimictico, que presenta una muy pobre selección y textura clasto-sostén, con contactos tangenciales a rectos, a matriz-sosten. Se distinguen un 72% de clastos, 20% de matriz y 8% cemento.

En la fracción clástica, el cuarzo monocristalino (46%), se presenta limpio y en clastos angulosos a subangulosos con extinción normal, ondulosa y fragmentosa.

Los feldespatos (22%) se presentan subangulares a subredondeados y con alteraciones a arcilla. En esta categoría se distinguen la plagioclasa (10%) con macla polisintética, la ortosa (10%) con bordes corroídos y, microclino (2%) con macla en arpillera.

Los fragmentos líticos (29%), corresponden a cuarzo policristalino (13%), metamorfitas y plutonitas (6%), vulcanitas basicas (5%) y sedimentitas (2%). Los accesorios (3%) están representados por individuos de micas y opacos.

La matriz (20% del total de la roca) está constituida por partículas tamaño limo y arcilla que por su tamaño no pueden ser caracterizadas petrográficamente.

El cemento (5%), está compuesto por óxido de hierro en patinas, arcillas y carbonatos.

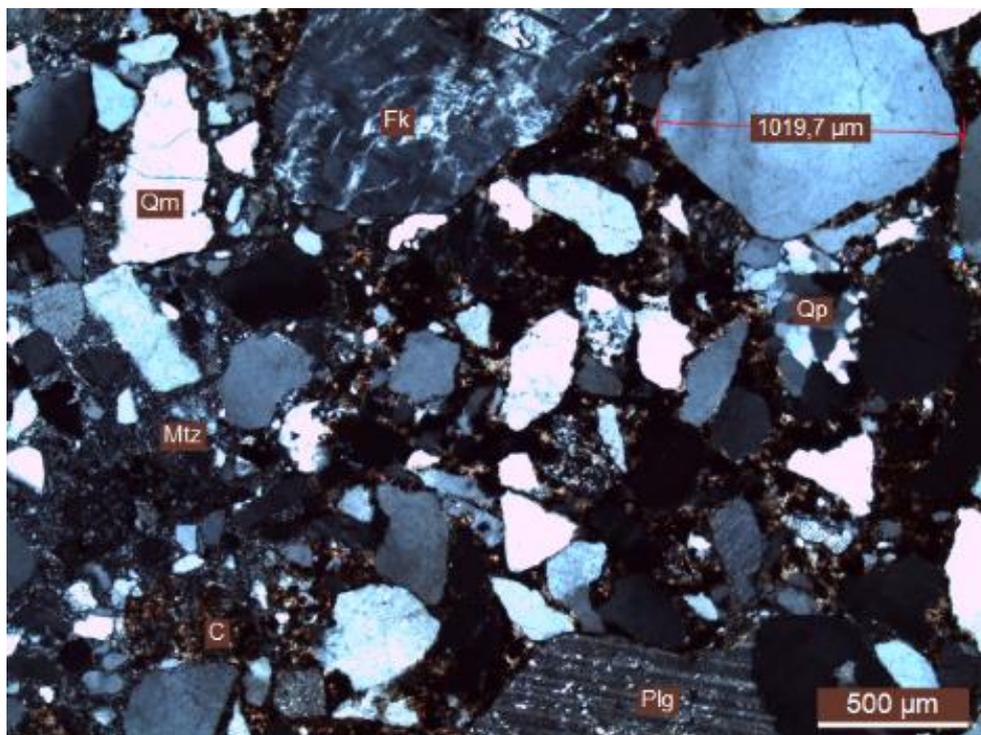


Figura Anexo 3. Vista corte delgado nicols cruzados. Fk: Feldespato potásico, Qm: Cuarzo Monocristalino, Qp: Cuarzo policristalino, Plg: plagioclasa, Mtz: Matriz.

Muestra: QJ11

- Formación Agua Colorada – miembro intermedio
- Localización: 28° 21' 30,2''S; 67° 57' 22,3''W – Valle Hermoso, Quebrada del Jume.
- Clasificación: Feldarenita litica (Folk *et al.*, 1970).

Descripción:

Corresponde a una arenisca gruesa, que presenta una selección moderada y textura clasto-sostén con contactos rectos y cóncavoconvexos y, en menor medida, suturados. Se distinguen un 84% de clastos, 15% de cementos y 1% de porosidad.

En la fracción clástica, el cuarzo monocristalino (32%), se presenta limpio y en clastos subredondeados extinción normal y ondulosa

Los feldespatos (33%) se presentan subangulares a subredondeados y con alteración a arcillas. En esta categoría predomina la ortosa (17%) y la plagioclasa (14%) con macla polisintética. También, se observan individuos de microclino (2%) con macla en arpillera.

Los fragmentos líticos (28%), corresponden a cuarzo policristalino (16%), metamorfitas y plutonitas (6%), volcanitas basicas y acidas (4%) y sedimentitas (2%).

Los accesorios (7%) están representados por individuos de micas y opacos. Algunos individuos de líticos metamórficos (metasedimentitas) junto con las micas se encuentran deformados formando pseudomatriz.

El cemento (20% del total de la roca) está constituido por arcillas (70%) rellenando poros, carbonatos (15%) como cemento de oclusión, óxido de hierro (10%) en patinas y sílice (5%) como crecimiento secundario y macro-cuarzo de oclusión.

La porosidad es baja (1%), secundaria e intergranular.

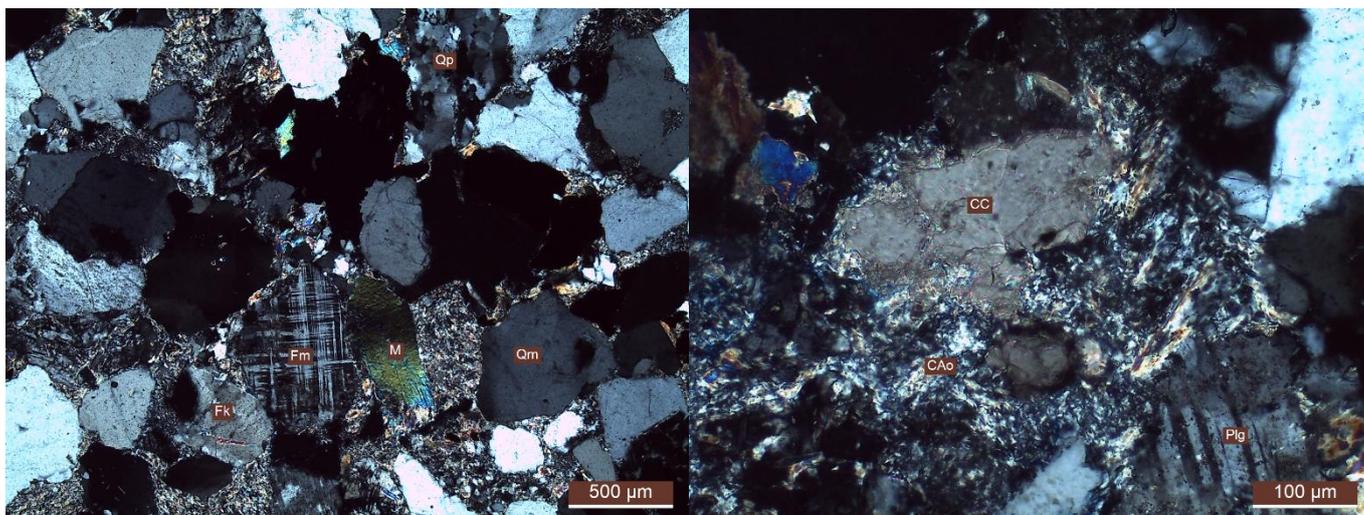


Figura Anexo 4. Izquierda: vista corte delgado con nicoles cruzados, Fk: Feldespato potásico, Fm: Feldespato microclino, Qm: Cuarzo Monocristalino, Qp: Cuarzo policristalino M: mica; Derecha: detalle de cemento, CAo: Cemento Arcilloso de oclusión, CC: Carbonato de calcio, Plg: Plagioclasa.

Muestra: QJ14

- Formación Agua Colorada – miembro superior
- Localización: 28° 21' 30,4''S; 67° 57' 32,2''W – Valle Hermoso, Quebrada del Jume.
- Clasificación: Litoarenita feldespatica (Folk *et al.*, 1970).

Descripción

Corresponde a una arenisca muy gruesa, que presenta una selección moderada a mala y textura clasto-sostén. Se observa un predominio de contactos rectos a cóncavoconvexos y, en menor medida, tangenciales. Se distingue 85% de clastos, 14% de cementos y 1% de porosidad.

En la fracción clástica, los fragmentos líticos (41%) son el componente mayoritario, corresponden metamorfitas y plutonitas (20%), cuarzo polimictico (19%), vulcanitas basicas (1%) y sedimentitas (1%).

El cuarzo monocristalino (24%), se presenta limpio y en clastos redondeados a subredondeados extinción normal y ondulosa

Los feldespatos (21%) se presentan subredondeados y con alteración a arcillas. En esta categoría predomina la ortosa (12%) con bordes corroídos y pertitas. También se reconoce plagioclasa (5%) con macla polisintética y microclino (4%) con macla en arpillera.

Los accesorios son porcentualmente importantes (14%), y se identifican individuos de micas (11%) con alteración a clorita y opacos (3%)

El cemento (15% del total de la roca) está constituido por óxidos de hierro (35%) como cemento de oclusión y patinas, arcillas (30%) en patinas y como oclusión, carbonatos granulares (30%) como parches y cemento de oclusión, y silice (5%) como crecimiento secundario.

La porosidad es baja (1%), secundaria e intergranular.

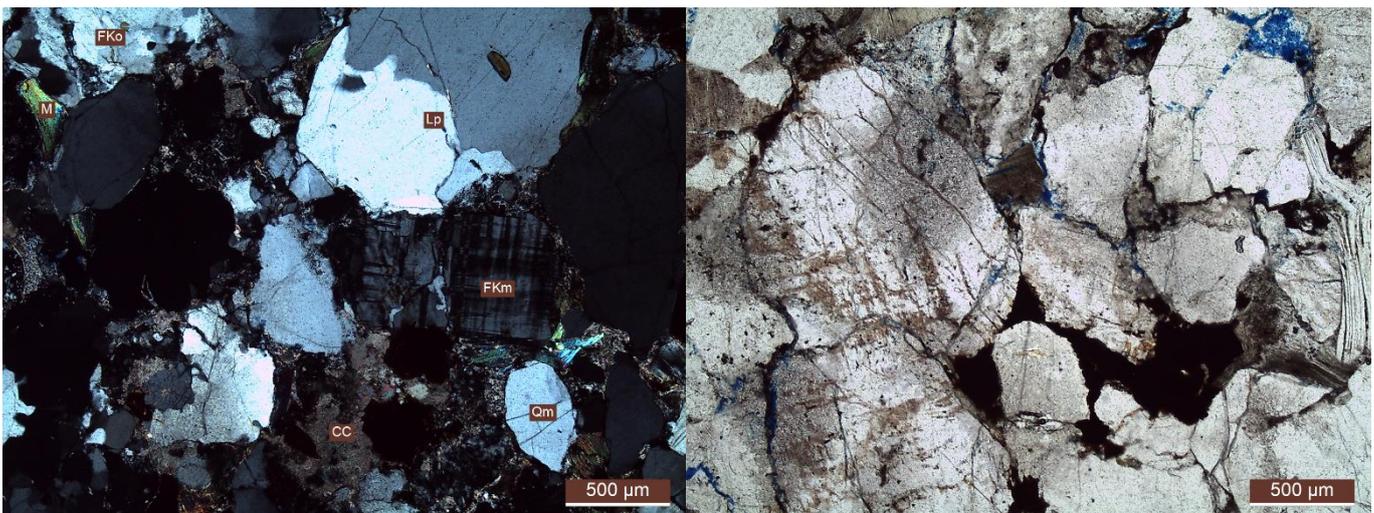


Figura Anexo 5. Izquierda: vista corte delgado con nicols cruzados, Lp: Litico plutónico, FKm: Feldspato microclino, Qm: Cuarzo monocristalino, Fko: Feldspato potásico ortosa, M: mica, CC Cemento carbonático; Derecha: vista corte con nicols paralelos se observan los óxidos como cemento de oclusión.

Muestra: QJ15

- Formación Río Colorado
- Localización: 28° 22'06,0''S; 67° 59'06,7''W– Valle Hermoso, Quebrada del Jume.
- Clasificación: Litoarenita feldespatita (Folk *et al.*, 1970).

Descripción:

Corresponde a una arenisca mediana a fina, que presenta una selección moderada y textura clasto-sostén. Se observa un predominio de contactos cóncavoconvexos y, en menor medida, suturados. Se distingue 90% de clastos y 10% de cementos. No se observa porosidad.

En la fracción clástica, los fragmentos líticos (34%) son el componente mayoritario, corresponden a vulcanitas básicas y ácidas (20%), líticos sedimentarios (8%), cuarzo policristalino (3%) y metamorfitas (3%).

Los feldespatos (30%) se presentan subredondeados y con alteración a arcillas. En esta categoría predomina la ortosa (17%) con bordes corroídos. También se reconoce plagioclasa (13%) con macla polisintética y zonada.

El cuarzo monocristalino (25%), se presenta limpio y en clastos redondeados a subredondeados extinción normal y ondulosa.

Los accesorios son porcentualmente importantes (11%) y se identifican individuos de micas, anfíboles y opacos.

El cemento (10% del total de la roca) está constituido por ceolitas (35%) como cemento de oclusión, óxidos de hierro (30%) en patinas y rebordes, yeso (30%) como parches con textura poikilitica y carbonatos (5%) en parches con textura poikilitica.

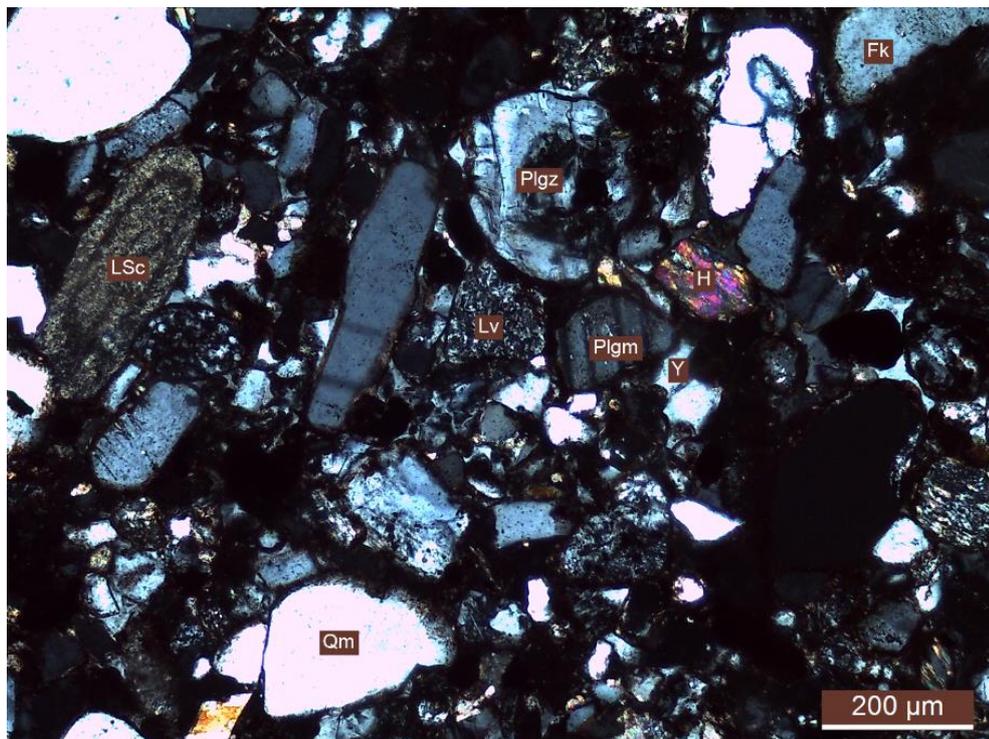


Figura Anexo 6. Vista corte delgado con niclos cruzados LSc: Lítico sedimentario carbonático, Lv: Lítico volcánico, Plgm: Plagioclasa con macla polisintética, Plgz: Plagioclasa zonada Fk: Feldespato potásico, Qm: Cuarzo monocristalino, H: Hornblenda, Y: Yeso.

Muestra: QJB17

- Formación Vaquerano
- Localización: 28° 22' 38,7" S; 67° 58' 36,1" W – Valle Hermoso (La Rioja)
- Clasificación: Basalto (IUGS)

Descripción macroscópica:

Roca volcánica de color negro y textura fanerítica en la que se observan fenocristales anhedrales de olivina de 0,05cm de longitud y tablillas de piroxenos de hasta 0,05 cm de largo. La pasta es de textura afanítica y tonalidad negra. Se observan pequeñas vesículas, de 0,3 cm de tamaño, de formas circular y rellenas de carbonatos y ceolitas.

Descripción microscópica:

Roca volcánica holocristalina de textura porfirica, en la que se distinguen fenocristales (45%) de olivinas y piroxenos, inmersos en una pasta (55%) de textura intergranular a subofítica. Además se observan amígdalas (3%).

Los fenocristales de olivina (55%) presentan un tamaño promedio de 0,5mm, son subhedrales y se observan con bordes alterados a iddingsita, óxidos y también se observa alteración a serpentinas.

Le siguen en abundancia los fenocristales de clinopiroxenos (45%), que presenta tamaños promedios de 0,5mm de largo, formas subhedrales y hábito tabular. Algunos individuos presentan importante alteración a arcillas.

La textura de la pasta es intergranular a subofítica, está formada por individuos de plagioclasa y los cristales muestran alteración a sericita. Además, se observan sectores donde predominan las arcillas que son producto de material intersticial desvitrificado.

Se observan un 3% sobre el total de la roca de vesículas redondeadas, rellenas en forma concéntrica por carbonatos y ceolitas.

Sobre esta roca se desarrolla una alteración a arcillas que afecta a todos los individuos presentes.

Los porcentajes totales recalculados de los componentes en el total de la roca son: Olivinas 30,25%, Piroxenos 24,75%, y Plagioclasa 45%.

De acuerdo con la composición mineralógica y los porcentajes totales recalculados para el diagrama QAPF (P: 100%) la roca se clasifica como Basalto del campo 10 de la clasificación de las IUGS para rocas volcánicas.



Figura Anexo 7: Vista corte delgado con nicoles cruzados.

Muestra: QJT19

- Formación Toro Negro
- Localización: 28° 22' 56,1" S; 67° 58' 59,2" W – Valle Hermoso (La Rioja)
- Clasificación: Feldarenita litica (Folk *et al.*, 1970).

Descripción:

Corresponde a una arenisca fina, que presenta un moderada selección y textura clasto-sostén y presenta contacto tangenciales y rectos. Se distinguen un 70% de clastos, 10 % de cemento y 12% de porosidad.

En la fracción clástica (70%), son predominantes el cuarzo monocristalino, el feldespato potásico, las micas, las plagioclasas y los líticos volcánicos. Se distinguen, en menor medida, cuarzo policristalino, microclino, líticos sedimentarios y anfíboles.

Los feldespatos (36%) son los componentes mayoritarios, se presentan subangulosos. En esta fracción se observa una predominancia de ortosa (20%) que se encuentra moderadamente alterada a arcillas y sericita y presenta bordes corroídos. Además, se observan individuos de plagioclasa (14%) con macla polisintética y microclino (3%) con macla en arpillera.

El cuarzo monocristalino (24%), se presenta con forma subangulosa a subredondeada, con extinción de tipo normal, aunque se observan algunos individuos con extinción ondulosa.

Los fragmentos líticos (24%) corresponden a vulcanitas básicas (19%), y líticos sedimentarios (3%) y cuarzo policristalino (2%). En general, se presentan subredondeados, con bordes corroídos y levemente deformados.

Son porcentualmente importantes las micas (13%) donde se reconocen láminas de biotita y muscovita. También se observan algunos opacos y anfíboles en menores porcentajes (<3%)

El cemento (10% del total de la muestra), está compuesto por ceolitas (40%) como cemento de oclusión, carbonatos (30%) como parches con textura poikilitica y en mosaico. En menor medida, se observan óxidos de hierro (10%) formando pátinas sobre los clastos y arcillas como patinas (20%).

La porosidad (12%) es intergranular y secundaria.



Figura Anexo 8. Vista corte delgado con nicoles cruzados, Plg: Plagioclasa, Fk: Feldespato potásico, Qm: Cuarzo monocristalino, M: Mica, CC: Cemento carbonatico.

Muestra: QJ21

- Formación Vinchina
- Localización: 28° 21' 54,9" S; 67° 59' 10,5" W – Valle Hermoso (La Rioja)
- Clasificación: Litoarenita feldespática (Folk *et al.*, 1970).

Descripción:

Corresponde a una arenisca mediana a fina, que presenta moderada selección y textura clasto-sostén. Los contactos entre los clastos son principalmente tangenciales y rectos. Se distinguen un 80% de clastos, 15 % de cemento y 5 % de porosidad.

En la fracción clástica (80%), son predominantes el cuarzo monocristalino, las plagioclasas, el feldespato potásico y los líticos volcánicos y metamórficos. Se distinguen, en menor medida, cuarzo policristalino, líticos sedimentarios y minerales accesorios.

En la fracción clástica, los fragmentos líticos (46%) son el componente mayoritario, corresponden a vulcanitas básica (28%) y ácidas (7%), metamorfitas (5%), cuarzo policristalino (4%) y líticos sedimentarios (2%). En general, se presentan subredondeados.

El cuarzo monocristalino (29%) se presenta con forma subredondeada y con extinción *flash* y ondulosa.

Los feldespatos (20%), se presentan subangulosos, con su forma tabular característica y predominan plagioclasa (10 %) y ortosa (10 %) con alteración incipiente a arcillas y sericita.

Esta roca presenta minerales accesorios (5%) como laminas biotitas, tablillas de piroxenos, anfíboles y opacos.

El cemento (15% del total de la muestra) está compuesto por óxidos de hierro (50%) formando pátinas, ceolitas (30%) como cemento de oclusión, carbonatos como parches (10%), feldespato (5%) como crecimiento secundario de feldespato y cemento de oclusión y yeso (5%) como cemento de oclusión.

La porosidad se presenta de manera moderada a baja (5%), secundaria e intergranular. En algunos lugares, se distinguen poros *oversized*.

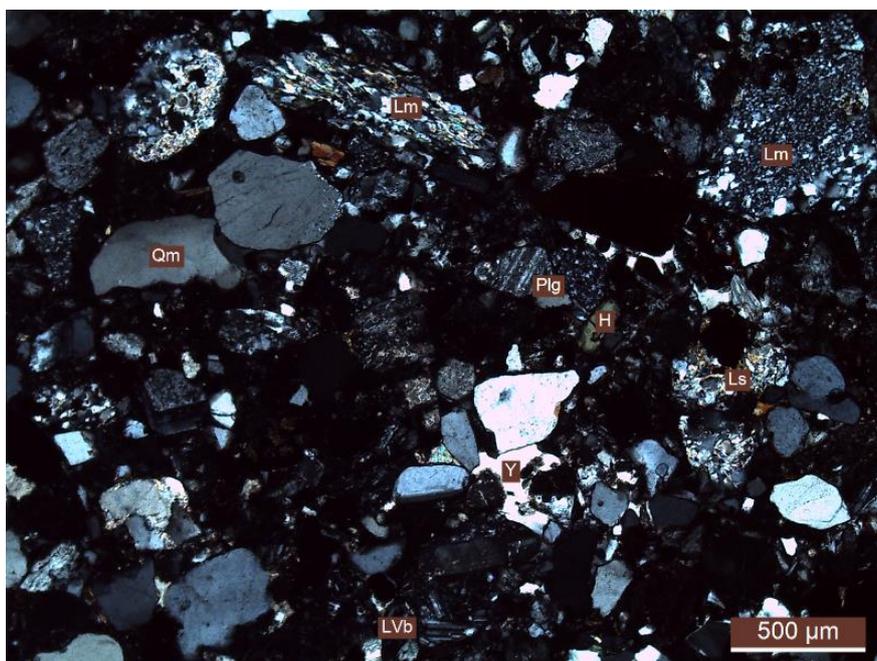


Figura Anexo 9. Vista corte delgado con nicols cruzados LS: Lítico sedimentario, Lvb: Lítico volcánico, Lm: Lítico metamórfico, Plg: Plagioclasa, Qm: Cuarzo monocristalino, H: Hornblenda, Y: Yeso.

Muestra: QJ22

- Formación Estratos No Denominados – Matriz de Conglomerado
- Localización: 28° 21' 28,3" S; 67° 59' 22,7" W – Valle Hermoso (La Rioja)
- Clasificación: Caliza aloquímica arenosa (Mount, 1985).

Descripción:

Corresponde a una caliza arenosa, que presenta una selección moderada y textura flotante. Se distingue 40% de clastos y 60% de cemento. No se observa porosidad.

En la fracción clástica (40% del total de la roca), se distinguen cuarzo monocristalino, feldespato potásico, líticos volcánicos, cuarzo policristalino, plagioclasa, microclino y líticos metamórficos.

El cuarzo monocristalino es el componente mayoritario (55%), se presenta subredondeado y generalmente con extinción normal, aunque se observan granos con extinción ondulosa.

Los feldespatos (32%) se presentan subangulosos a subredondeados. En esta fracción, predomina la ortosa (22%) con alteración a arcillas y sericita y, en un porcentaje menor se distinguen individuos corroídos y alterados de plagioclasas (5%) con macla polisintética e individuos de microclino (5%) con la característica macla en arpillera.

Los fragmentos líticos (13%) corresponden a vulcanitas básicas (8%), cuarzo policristalino (5%) y líticos metamórficos (<1%). En general, los líticos volcánicos se presentan subredondeados, con bordes corroídos y con patinas de óxidos de hierro.

El cemento (60% del total de la roca) está constituido por carbonatos, calcedonia, cuarzo microcristalino y óxidos de hierro.

Los carbonatos (88%) se presentan como microesparita o esparita con textura granular y bladed. Se observan sectores donde se desarrollan venillas rellenas de carbonatos con textura en bloque, que por sectores es remplazado por calcedonia con textura fibrosa (9%) y cuarzo microgranular (1%). Los óxidos de hierro (2%) forman pátinas y rebordes alrededor de los clastos, principalmente de las vulcanitas.

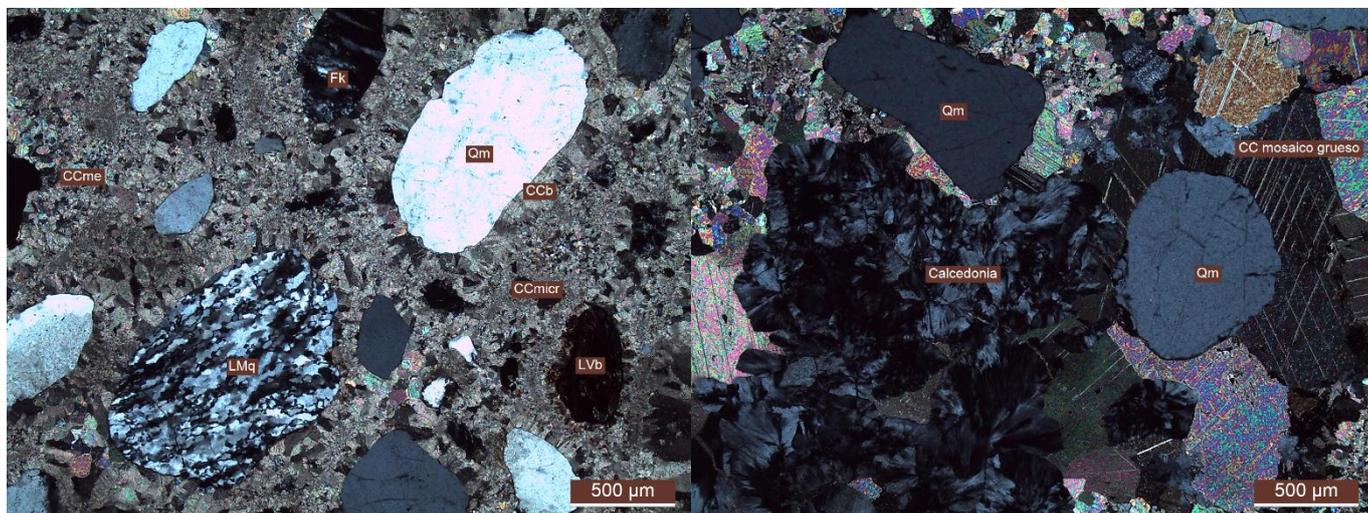
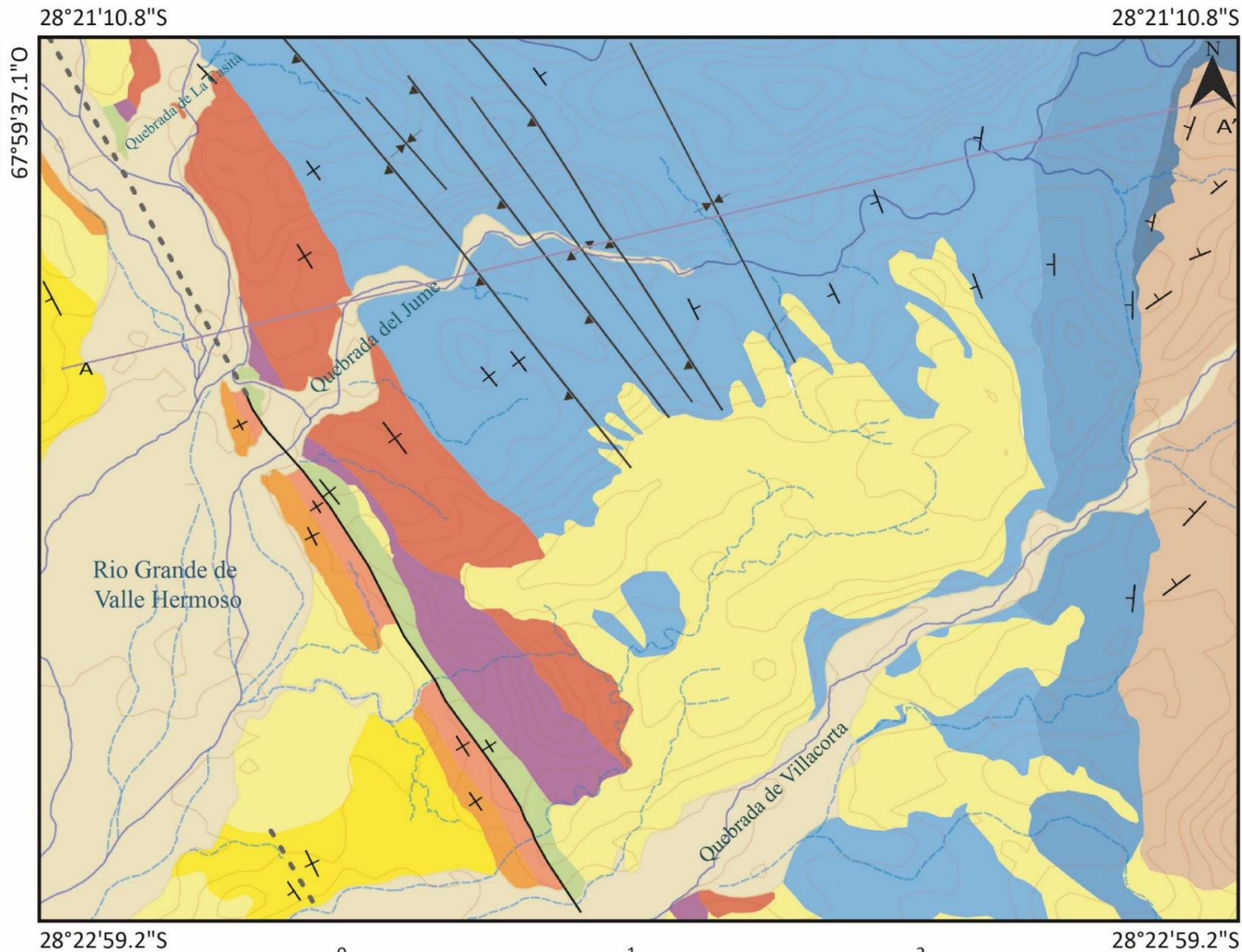


Figura Anexo 10. Izquierda: Vista corte delgado con nicols cruzados Qm: Cuarzo monocristalino, Fk: Feldespato potásico, Lmq: Lítico metamórfico de cuarzo, Lvb: Lítico volcánico básico, CCme: Cemento carbonático mosaico granular, CCmicr: Cemento carbonático micritico, CCb: Cemento carbonático *bladed*; Derecha detalle en venilla.

ANEXO II: Mapa geológico de los alrededores de la quebrada del Jume Valle Hermoso, provincia de La Rioja, República Argentina



UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES
Facultad de Ciencias Exactas y Naturales
Departamento de Ciencias Geológicas



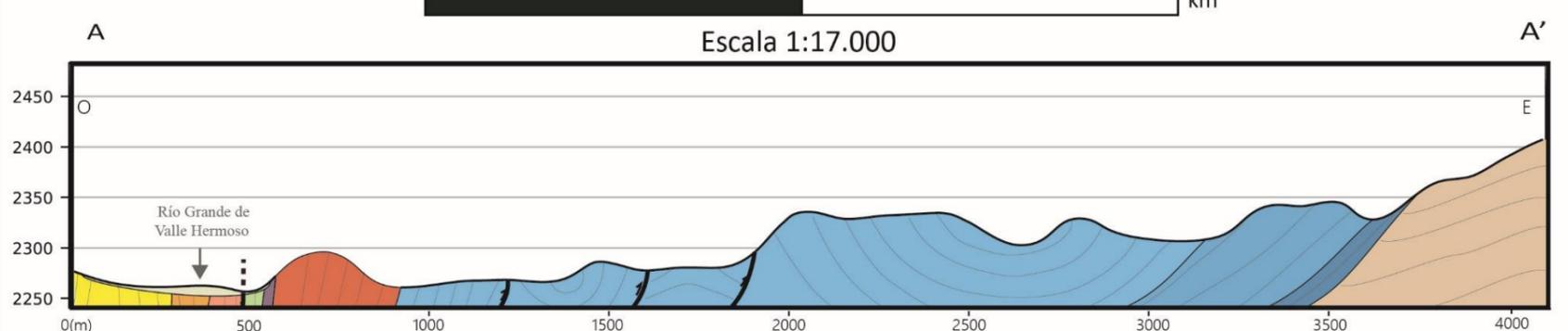
Geología de los alrededores de la quebrada del Jume Valle Hermoso Provincia de La Rioja, República Argentina

TRABAJO FINAL DE LICENCIATURA
SOFIA NOEMI ZORAIRIS
2019

ERA	PERIODO	SERIE	UNIDAD	
CENOZOICO	Cuaternario	Holoceno	10	
		Pleistoceno	9	
	Neógeno	Plioceno	8	
		Mioceno	7	
	Paleógeno	Oligoceno	6	6. Formación Rio Colorado 5. Estratos No Denominados 4. Formación Vaquerano 3. Formación De La Cuesta 2. Formación Agua Colorada 2.3 miembro superior 2.2 miembro intermedio 2.1 miembro inferior
			Eoceno	
Paleoceno				
MESOZOICO	Cretácico			
	Jurásico			
	Triásico		7 5 4	
PALEOZOICO	Pérmico	Superior		
		Inferior	3	
	Carbonífero	Pensilvaniano	2.3 2.2	
		Missisipiano	2.1	
		Devónico		
Silúrico	1			

REFERENCIAS

- Rio Efimero
- Rio Permanente
- Pliegue Sinclinal
- Pliegue Anticlinal
- Falla
- Falla Inversa
- Falla inferida
- Rumbo e Inclinacion
- Perfil Topografico



Escala 1:17.000