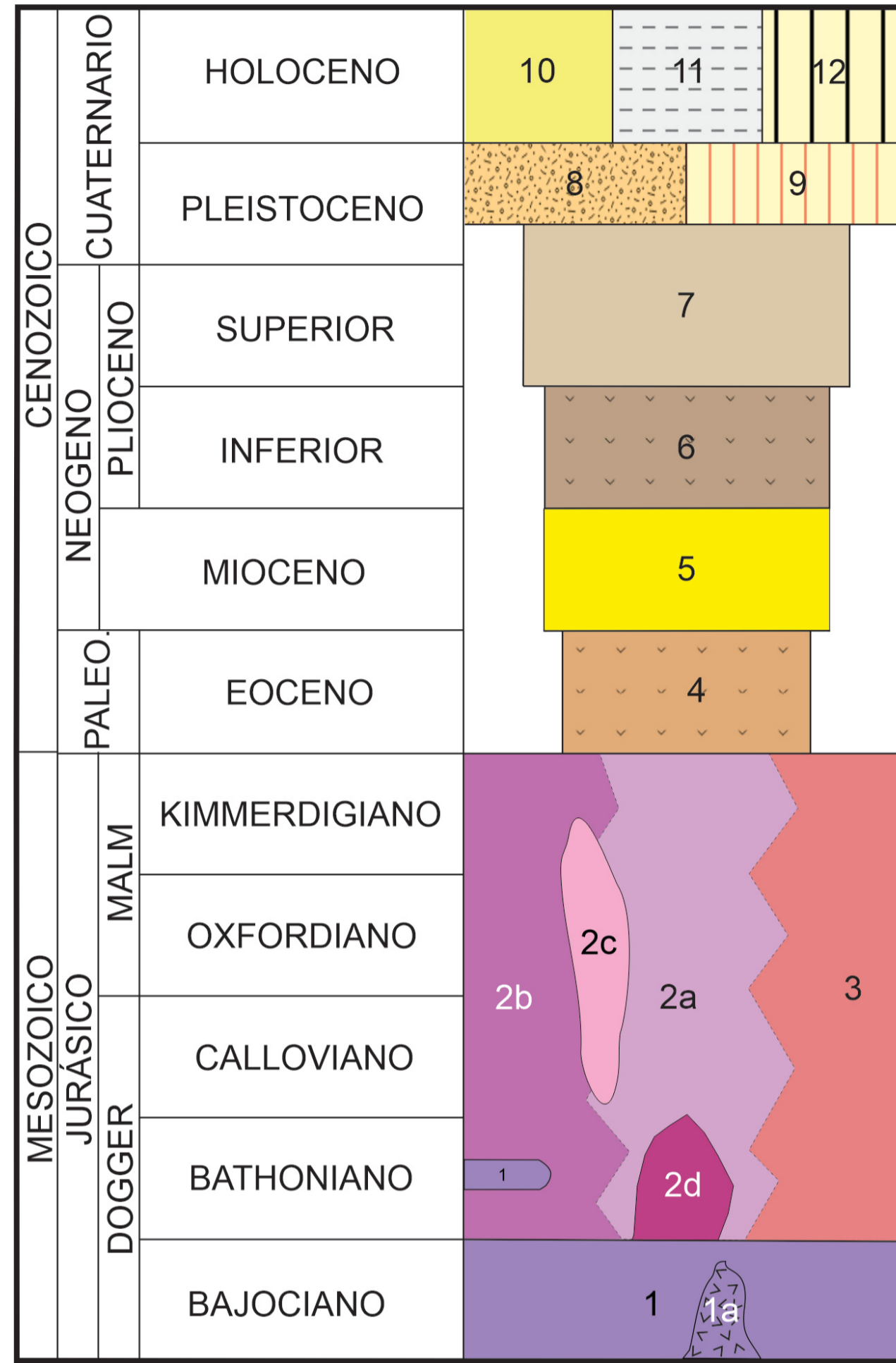


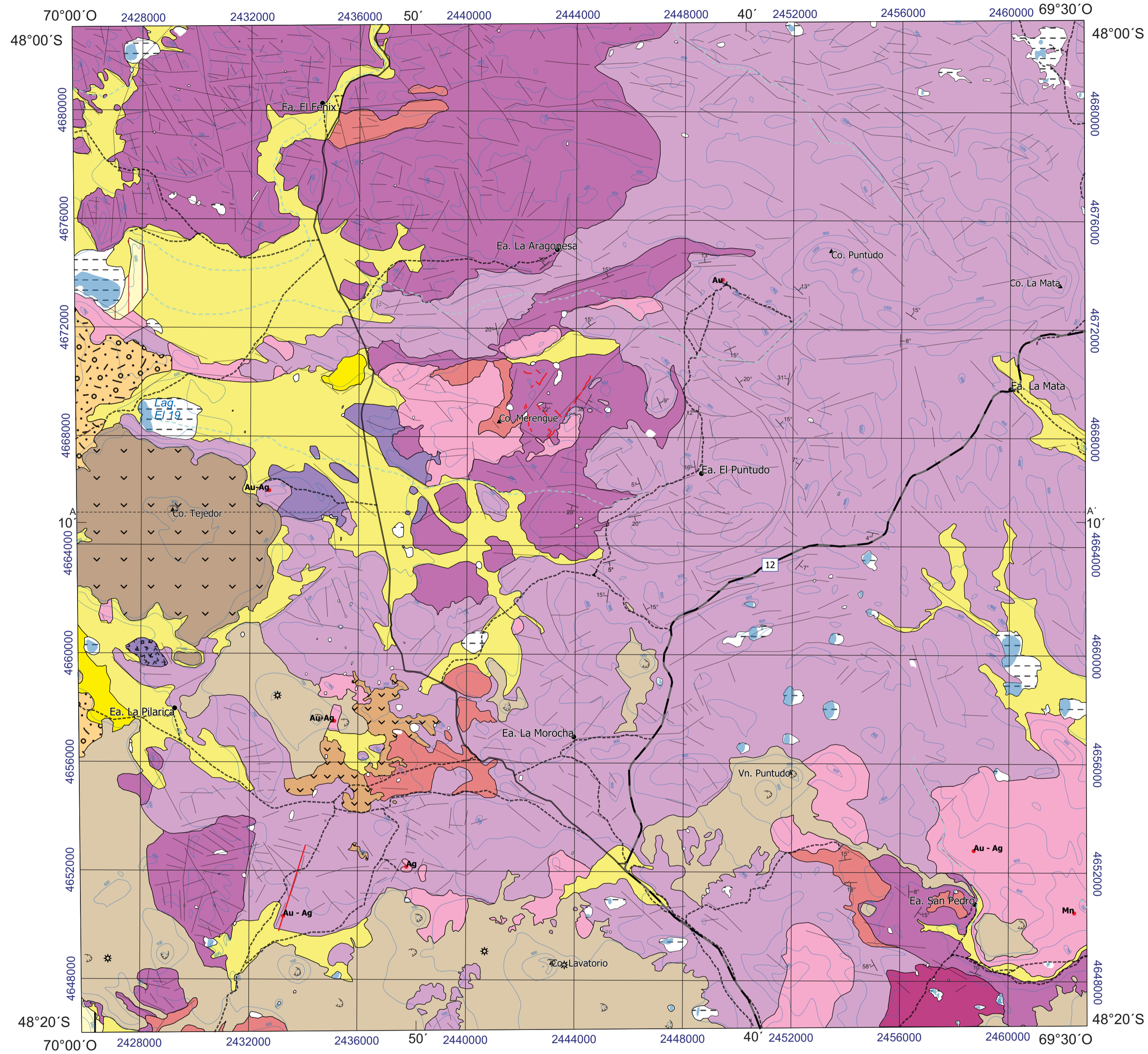
HOJA GEOLÓGICA 4969-2, LA MANCHURIA, PROVINCIA DE SANTA CRUZ

Autor: Santiago Gasparini
Directores: Mario Tessone y Daniela Marchionni

COLUMNA ESTRATIGRÁFICA



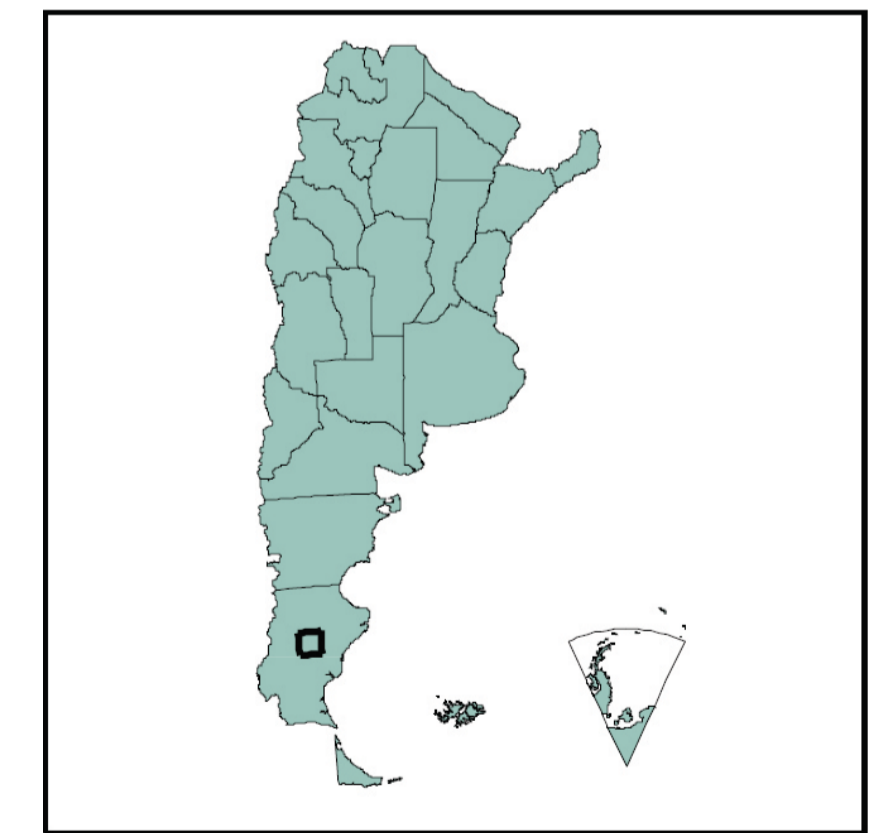
- 12 - MATERIAL DE DERRUMBES Y DESLIZAMIENTOS
- 11 - SEDIMENTOS FINOS DE BAJOS Y LAGUNAS
- 10 - DEPOSITOS DE PLANICIES ALUVIALES
- 9 - DEPOSITOS DE ANTIGUAS PLAYAS Y CORDONES LITORALES
- 8 - DEPOSITOS QUE CUBREN NIVELES DE PEDIMENTOS
- 7 - BASALTO LA ANGELITTA
- 6 - BASALTO CERRO TEJEDOR
- 5 - FORMACIÓN SANTA CRUZ
- 4 - BASALTO CERRO DEL DOCE
- 3 - FORMACIÓN LA MATILDE
- 2d - PÓRFIDOS DACÍTICOS
- 2c - LAVAS RIOLÍTICAS-DACÍTICAS
- 2b - IGIMBRITAS CRISTALOCLÁSTICAS
- 2a - IGIMBRITAS VITROCLÁSTICAS
- 1a - PÓRFIDOS ANDESÍTICOS
- 1 - FORMACIÓN BAJO POBRE



REFERENCIAS

- Lago o Laguna intermitente
 - Curso de agua transitorio
 - Cerros
 - Casa o Edificio
 - Ruta Provincial N°12
 - Huella o Senda
 - Camino Consolidado
 - Curvas de nivel
 - Perfil
 - Lineamientos
 - Rumbos e Inclinaciones
 - Vetas
 - Indicio y/o yacimiento mineral aflorante
 - Cono volcánico
 - Neck
-
- Material de derrumbes y deslizamientos
 - Sedimentos Finos de Bajos y Lagunas
 - Depositos de Planicies Aluviales
 - Depositos de antiguas playas y cordones litorales
 - Depositos que cubren niveles de pedimentos
 - Basalto La Angelita
 - Basalto Cerro Tejedor
 - Formación Santa Cruz
 - Basalto Cerro del Doce
 - Formación La Matilde
 - Pórfidos Dacíticos
 - Lavas Riolíticas-Dacíticas
 - Ignimbritas cristaloclásticas
 - Ignimbritas vitroclásticas
 - Pórfidos Andesíticos
 - Lavas Andesíticas
- } Formación Chon Aike
} Formación Bajo Pobre

UBICACIÓN GEOGRÁFICA



Trabajo Final de Licenciatura en Geología.
Mapa geológico del área La Manchuria y alrededores.

1:100.000

Hoja Geológica 4969-2
La Manchuria



Asomos de lavas andesíticas con la meseta del Tejedor de fondo.

Provincia de Santa Cruz

GASPARINI SANTIAGO

Director: TESSONE MARIO
Co-directora: MARCHIONNI DANIELA



UNIVERSIDAD
NACIONAL
DE LA PLATA

La Plata - 2021



Facultad de Ciencias
Naturales y Museo

Trabajo Final de Licenciatura en Geología
Mapa geológico del área La Manchuria y alrededores
1:100.000

Hoja Geológica 4969-2
La Manchuria
Provincia de Santa Cruz

Santiago Gasparini

Directores: Mario Tessone y Daniela Marchionni

UNIVERSIDAD NACIONAL DE LA PLATA
FACULTAD DE CIENCIAS NATURALES Y MUSEO

La Plata - 2021

CONTENIDO

RESUMEN

ABSTRACT

1. INTRODUCCIÓN	1
2. METODOLOGÍA	2
3. ESTRATIGRAFÍA	5
3.1. MESOZOICO	
3.1.1 JURÁSICO	
Formación Bajo Pobre (1).....	5
Formación Chon Aike (2)	7
Formación La Matilde (3)	13
3.2. CENOZOICO	
3.2.1. PALEÓGENO	
3.2.1.1. Eoceno	
Basalto Cerro del Doce (4).....	15
3.2.2. NEÓGENO	
3.2.2.1. Mioceno	
Formación Santa Cruz (5).....	16
3.2.2.2. Plioceno	
Basalto Cerro Tejedor (6).....	17
3.2.3. NEÓGENO SUPERIOR – CUATERNARIO	
3.2.3.1. Plioceno – Pleistoceno inferior	
Basalto La Angelita (7).....	19
3.2.4. CUATERNARIO	
3.2.4.1. Pleistoceno	
Depósitos que cubren niveles de pedimentos (8).....	22
Depósitos de antiguas playas y cordones litorales (9).....	22
3.2.4.2. Holoceno	
Depósitos de planicies aluviales (10).....	22
Sedimentos finos de bajos y lagunas (11).....	22
Material de derrumbes y deslizamientos (12).....	23
4. ESTRUCTURA	23
5. GEOMORFOLOGÍA	24
6. HISTORIA GEOLÓGICA	27
7. RECURSOS MINERALES	28
8. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO	30
TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO	31

RESUMEN

La Hoja Geológica 4969-2, La Manchuria, se sitúa en la región central de la provincia de Santa Cruz y forma parte del sector centro-occidental de la provincia geológica del Macizo del Deseado.

El basamento está compuesto por un complejo volcánico-sedimentario de edad Jurásica representado por el Grupo Bahía Laura, conformado por las vulcanitas básicas a intermedias de la Formación Bajo Pobre, las vulcanitas ácidas de la Formación Chon Aike y los depósitos volcanoclásticos de la Formación La Matilde.

Posteriormente se reconocen tres ciclos efusivos basálticos, con la formación de los basaltos Cerro del Doce (Eoceno), Cerro Tejedor (Plioceno inferior) y La Angelita (Plioceno superior – Pleistoceno inferior).

Entre los dos primeros ciclos efusivos, se depositaron las sedimentitas miocenas continentales de la Formación Santa Cruz.

El Cuaternario está representado por depósitos que cubren niveles de pedimentos, de antiguas playas, planicies aluviales, materiales de derrumbes y sedimentos de bajos y lagunas.

En esta Hoja se destaca su potencialidad minera representada por zonas de alteración hidrotermal con altos contenidos de Au y Ag.

Palabras claves: Macizo del Deseado, Formación Bajo Pobre, Vulcanismo jurásico, basaltos cuaternarios, oro, plata.

ABSTRACT

The Geological Sheet 4969-2, La Manchuria, is located in the central region of the Santa Cruz province and is part of the central-western sector of the Macizo del Deseado geological province.

The basement is composed of a volcanic-sedimentary complex of Jurassic age represented by the Bahía Laura Group, with the basic to intermediate vulcanites of the Bajo Pobre Formation, the acidic vulcanites of the Chon Aike Formation and the volcanoclastic deposits of the La Matilde Formation.

Later, three basaltic effusive cycles are recognized, with the formation of the Cerro del Doce (Eocene), Cerro Tejedor (Lower Pliocene) and La Angelita (Upper Pliocene - Lower Pleistocene) basalts.

Between the first two effusive cycles, the continental Miocene sediments of the Santa Cruz Formation were deposited.

The Quaternary is represented by deposits that cover levels of pediments, old beaches, alluvial plains, landslide materials and sediments of shallows and lagoons.

This Sheet highlights its mining potential represented by hydrothermal alteration zones with high Au and Ag contents.

Keywords: *Deseado Massif, Bajo Pobre Formation, Jurassic volcanism, quaternary basalts, gold, silver.*

1. INTRODUCCIÓN

La Hoja 4969-2, La Manchuria, se sitúa en la región central de la Provincia de Santa Cruz, entre los 48°00'00" y 48°20'00" de latitud sur y entre los 69°30'00" y 70°00'00" de longitud oeste (Fig. 1). Se accede a la misma a través de la R.P.N°12, que une las localidades de Pico Truncado con Gobernador Gregores. A unos 80 Km. de esta última localidad se encuentra, en proximidad al Hotel Dos Manantiales (abandonado), el desvío de caminos que conduce a las Estancias La Pilarica, La Morocha y La Aragonesa, situadas en el área de estudio.

El área de estudio está incluida en la Hoja Geológica 4969-I Gobernador Gregores a escala 1:250.000, relevada por Panza *et al.* (1998) (Fig. 2). Los primeros trabajos sobre la geología del área a escala de mayor detalle fueron realizados por Tessone *et al.* (1996 a y b), Tessone y Echeverry (1998),

Tessone y Del Blanco (1998), Tessone *et al.* (1999 y 2012), Marchionni y Tessone (2009), Marchionni *et al.* (2009) y Del Blanco *et al.* (2008 y 2009). Si bien el objetivo de estos autores fue el reconocimiento de sectores mineralizados para avanzar en tareas exploratorias, los estudios realizados incluyeron muestreos litológicos, mapeos de detalle, una cartografía geológica regional a escala 1:200.000 y de mayor detalle sobre los sectores mineralizados, 1:20.000 (INREMI, 2003), y dos mapas geológicos que cubren la parte sur del área propuesta (Marchionni y Tessone, 2009 y Fernández *et al.*, 2016).

El objetivo general de este trabajo es la elaboración del mapa geológico a escala 1:100.000 del área de La Manchuria y su memoria explicativa. De este objetivo principal se desprenden una serie de objetivos particulares:

- Generar un mapa topográfico para el área con caminos, estancias y

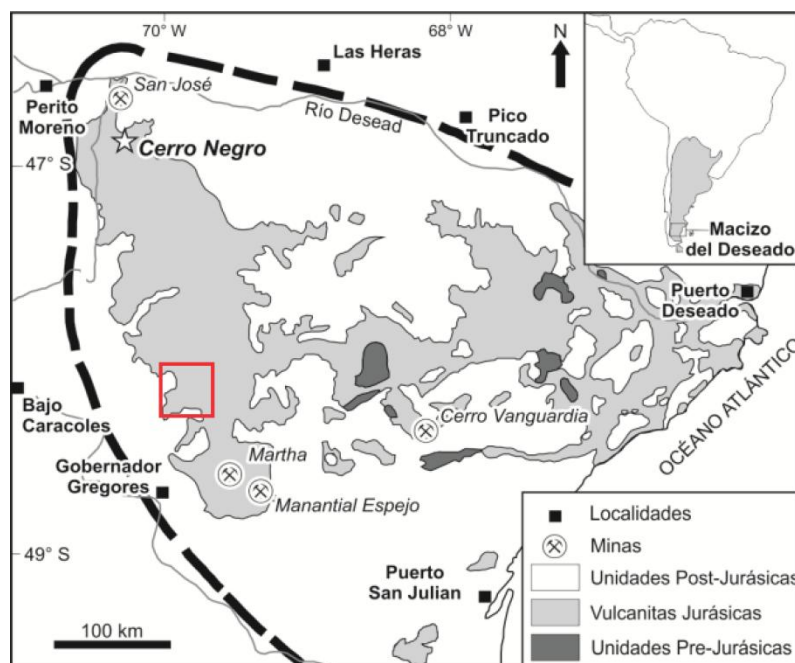


Figura 1. Mapa de ubicación de la zona de estudio (recuadro rojo) en la provincia geológica Macizo del Deseado. (tomado de Vidal *et al.*, 2013)

principales rasgos geográficos.

- Describir la estratigrafía de la zona reconociendo unidades geológicas que se puedan diferenciar sobre las imágenes y en los informes previos.
- Identificar los sectores en donde han sido reconocidas anomalías de alteración hidrotermal.
- Mapear las principales estructuras reconocibles en la imagen satelital y mencionadas en la bibliografía.
- Reconocer y describir las principales geoformas.
- Interpretar la evolución volcánica jurásica, principal evento geológico de la región.

2. METODOLOGÍA

Para este trabajo inicialmente se realizó una recopilación bibliográfica de los antecedentes éditos e inéditos - geológicos, geomorfológicos, estructurales y mineros- de la zona.

Se construyó un mapa topográfico a partir del Modelo Digital de Elevaciones ALOS PALSAR de 15 m de resolución, de adquisición libre a través de la página web de *Alaska Satellite Facility* (ASF), la cual es parte de la red del proyecto *Earth Science Data and Information System* (ESDIS) de la NASA.

Posteriormente se elaboró un mapa base con los rasgos cartográficos mediante el software de código abierto QGIS de libre acceso. Para esto se utilizaron imágenes satelitales del *Google Satellite*

(Fig.2), gracias al complemento *Quick Map Services* del programa QGIS. Para la interpretación geológica se importaron y georeferenciaron los mapas geológicos preexistentes de la zona e imágenes adquiridas por el satélite LANDSAT 8 como archivos ráster. Los lineamientos estructurales se mapearon a partir de la interpretación de la imagen satelital y del Modelo Digital de Elevaciones (Fig.3).

Finalmente, se elaboró un informe basado en la información bibliográfica y en la generación de información nueva. El análisis estructural se basó en la información bibliográfica, mientras que para la reseña geomorfológica se la confrontó con la interpretación de las imágenes satelitales.

Lista de Materiales

- Software QGIS 3.18.
- Modelo Digital de Elevaciones de ALOS PALSAR.
- Imágenes LANDSAT 8 (OLI).
- Imágenes satelitales del Google Satellite.
- Hoja Geológica “4969-1 Gobernador Gregores” del Servicio Geológico Minero Argentino, año 1998, escala 1:250:000 (Panza *et al.*, 1998).
- Mapa geológico de Marchionni y Tessone (2009).
- Mapa geológico a escala 1:20.000 de INREMI (2003).
- Mapa geológico de Marchionni (2007).
- Mapa Geológico de Fernández *et al.* (2016).

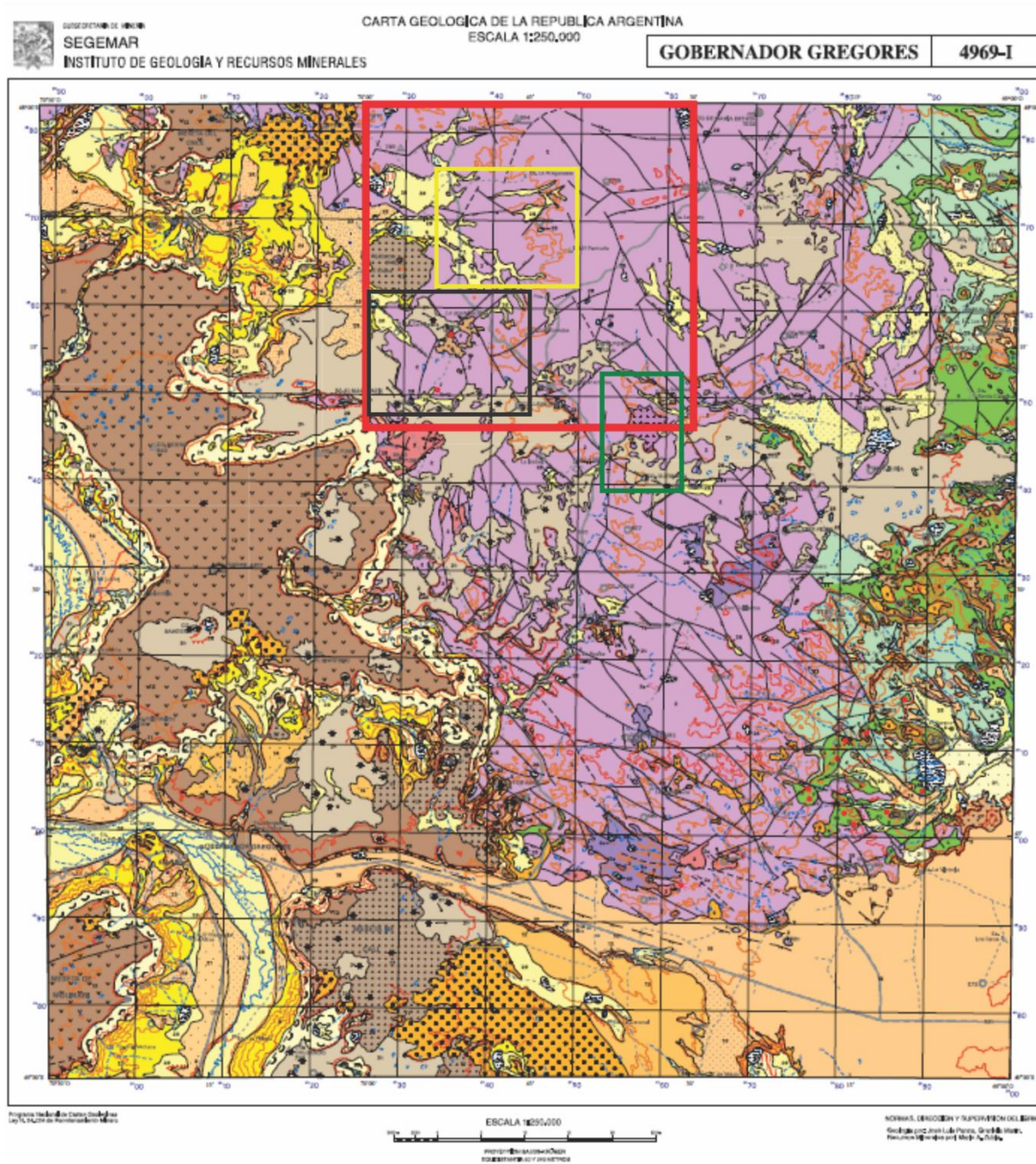


Figura 2. Reducción de la Hoja Geológica 4969-I Gobernador Gregores, a escala 1:250.000 (Panza *et al.* 1998). El recuadro rojo corresponde al área de este trabajo. El recuadro negro corresponde al mapa de detalle de Marchionni y Tessone (2009), el amarillo a INREMI (2003) y el verde a Fernandez *et al.* (2016).

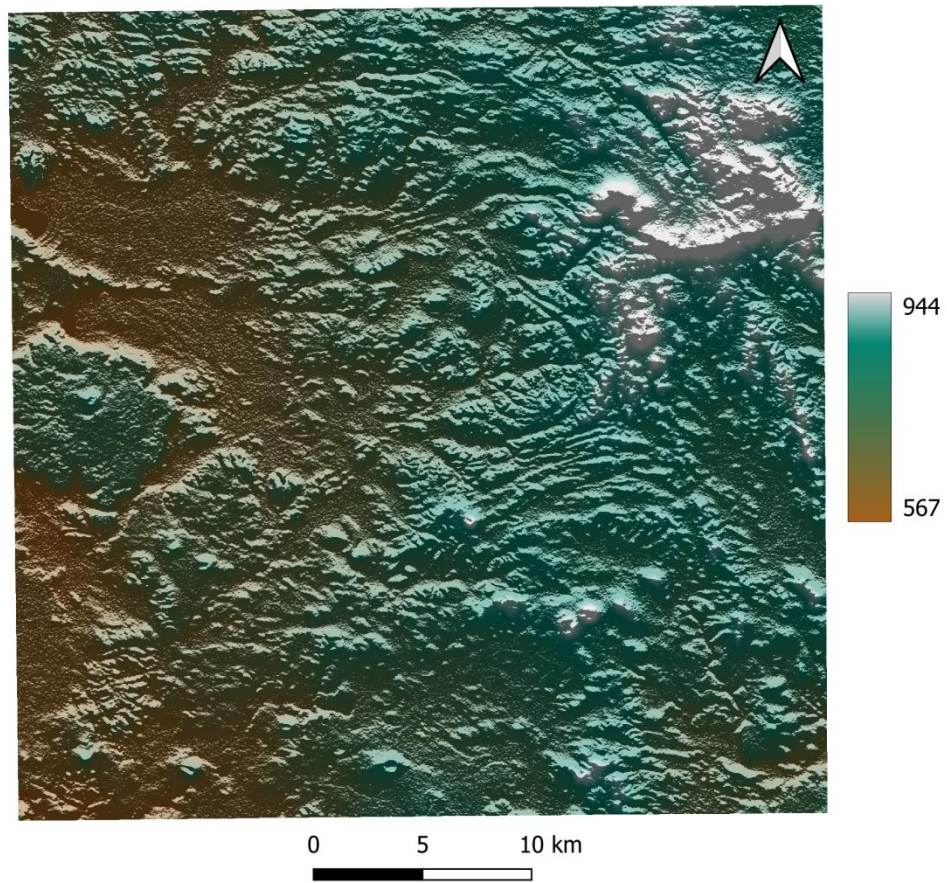


Figura 3. Modelo Digital de Elevaciones de ALOS PALSAR.

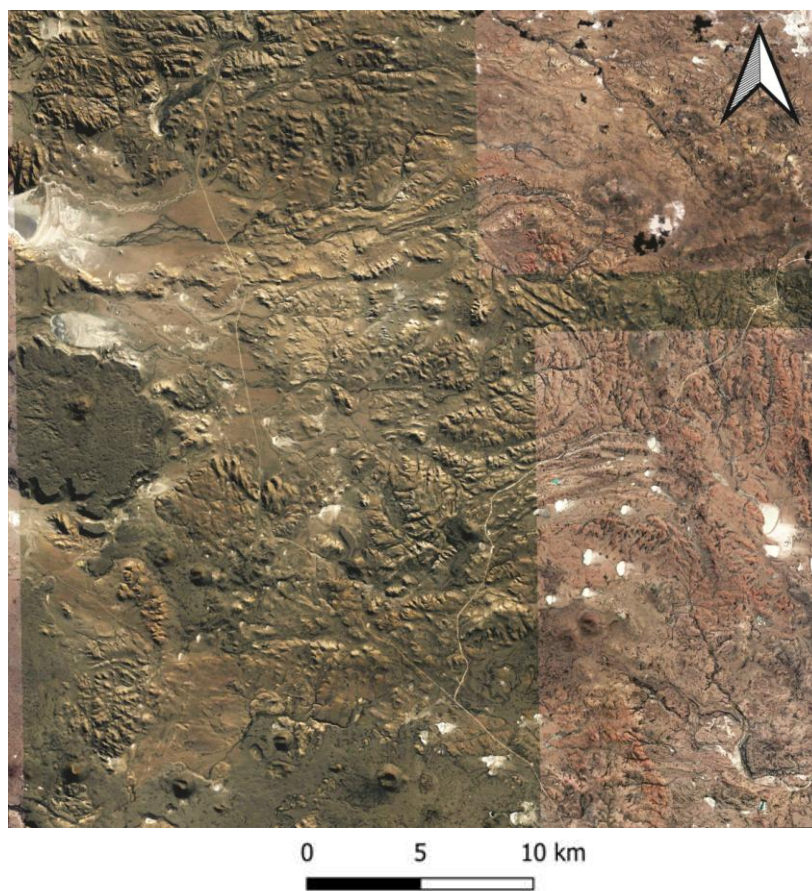


Figura 4. Cobertura de imágenes del área de estudio de Google Satellite.

3. ESTRATIGRAFÍA

3.1. MESOZOICO

3.1.1. JURÁSICO

GRUPO BAHÍA LAURA

Este grupo comprende un complejo ignimbrítico-lávico-sedimentario, el cual forma parte de la gran *Silic Large Igneus Province Chon Aike* (Pankhurst et al., 2000), que es de enorme importancia en el Macizo del Deseado, debido a su gran extensión areal y su relación con la génesis de depósitos hidrotermales, de gran interés en la prospección de Au y Ag.

Tratar de clasificar estas rocas bajo criterios de mapeo tradicionales resulta muy problemático, ya que corresponden a diversos eventos sincrónicos o pulsos de millones de años los cuales se superponen, generando intercalaciones entre unidades volcánicas de distintas formaciones y una amplia variedad de lavas e ignimbritas de similar composición.

El grupo Bahía Laura está compuesto por la Formación Bajo Pobre, Formación Chon Aike y Formación La Matilde (Lesta y Ferello, 1972). La primera es separada de este grupo por distintos autores, tales como Turic (1969), Pezzi (1970b), De Giusto et al. (1980), entre otros. Sin embargo en el presente trabajo se optará por retomar el concepto de Lesta y Ferello (1972) e incluir a la Formación Bajo Pobre dentro del Grupo Bahía Laura en base a los trabajos de Echeveste et al. (2001).

Las vulcanitas jurásicas del Grupo Bahía Laura fueron mencionadas por primera vez por Darwin (1846), quien hace referencia a unos pórfidos aflorantes en Puerto Deseado. Los primeros estudios de detalle refieren a los trabajos de Ameghino (1906), quien

les asigna una edad pre-cretácica (jurásica?). Posteriormente varios autores intentaron dar una edad a esta unidad (Wichmann 1922; Windhausen, 1924 y 1931; Frenguelli, 1933). Finalmente Feruglio (1949) analizó este volcanismo en conjunto y le asignó una edad mayoritariamente jurásica, proponiendo la denominación de “Complejo de Bahía Laura”.

Stipanovic y Reig (1955, 1957) hacen referencia al mismo como “Complejo Porfírico de la Patagonia Extrandina” y lo subdividen en tres unidades denominadas estratigráficamente de base a techo: “Chon-Aikense”, “Matildense” y “Baqueroense”. Otros autores se refirieron a la “Serie Porfírica” o “Complejo Porfírico” (De Giusto 1956, 1957, 1958; Di Persia 1956, 1957, 1958, 1959). Archangelsky (1967) usó los nombres de Formaciones Chon Aike y La Matilde para referirse al “Chon-Aikense” y “Matildense”.

Formación Bajo Pobre (1)

Coladas de lava, diques y pórfidos andesíticos.

Antecedentes

Di Persia (1956) y De Giusto (1956) consideraron a la Formación Bajo Pobre como la parte superior de los depósitos liásicos de la “Serie de Roca Blanca”; posteriormente fue mapeada de manera independiente por ambos autores bajo los nombres de “Serie de Roca Blanca Superior Aglomerádica” (Di Persia, 1957) y “Serie de Roca Blanca Efusiva” (De Giusto, 1958).

Turic (1969) y Pezzi (1970b) fueron los primeros en emplear la designación actual, siendo su primera mención

publicada en los trabajos de [Lesta y Ferello \(1972\)](#), quienes la incluyen dentro del Grupo Bahía Laura, del Dogger. No obstante, [De Giusto et al., \(1980\)](#) separan a estas rocas del Grupo Bahía Laura en base a la neta discordancia que los separa. Más recientemente [Echeveste et al. \(2001\)](#) observaron intercalaciones de roca de la Formación Chon Aike con rocas de la Formación Bajo Pobre en las cercanías de las estancias El Fénix-Cerro Huemul.

Distribución Areal

Estas rocas afloran como lomadas bajas y redondeadas en una faja de rumbo NO-SE al este del Cerro Tejedor en donde se encuentran parcialmente cubiertas por depósitos aluviales recientes (Fig. 5). También se encuentran representadas por un pórfido andesítico al sur del mismo cerro.



Figura 5. Asomos de formación Bajo Pobre al este del Cerro Tejedor.
(Tomada de [Marchionni, 2007](#))

Litología

Para Formación Bajo Pobre se reconocen coladas lávicas y un pórfido andesítico.

En esta comarca predominan las lavas andesíticas de color gris verdoso a

negro, porfíricas y con pasta afanítica integrada por pequeñas tablillas de plagioclasa y abundante clorita. Presentan fenocristales de 2 a 3 mm, prismáticos, blanquecinos, de plagioclasas (andesina) frescas o alteradas a clorita-calcita. Los mafitos (anfíboles y biotita) se agrupan formando glomérulos, y a veces se encuentran remplazados por clorita o por agregados granulares de calcita. Al sur de la estancia La Aragonesa se observaron nódulos silicificados de hasta 1,5 cm de diámetro, subredondados y de tonalidad azulada.

El pórfido andesítico reconocido al sur del Cerro Tejedor (Fig. 6) está compuesto por lavas de textura porfírica con fenocristales de plagioclasas (labradorita) de hasta 5 mm, generalmente alteradas, inmersas en una pasta afanítica color gris verdoso, con una alteración clorítica importante ([Marchionni, 2007](#)).

Ambiente de depositación

Estas lavas corresponderían a erupciones de tipo fisural de extensos plateaux basálticos, relacionadas a una fracturación profunda con procesos de rifting, vinculada la apertura del Atlántico y al desmembramiento de Gondwana ([de Barrio et al., 1999](#)).

Relaciones estratigráficas

Para el área de estudio, la Formación Bajo Pobre se encuentra claramente por encima de ignimbritas cristaloclasticas y se observa un pasaje hacia arriba a lavas riolitas, ambas correspondientes a la Formación Chon Aike. Esta interdigitación puede observarse en el área de la estancia La Aragonesa, al este del camino hacia la estancia El Fénix (Fig. 6).

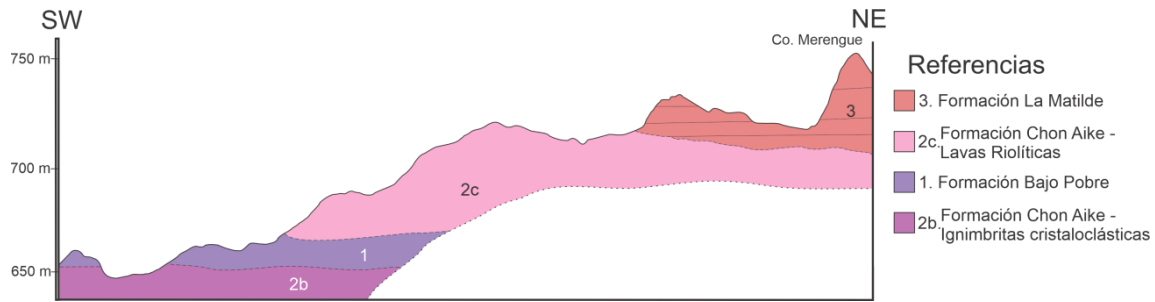


Figura 6. Perfil área estancia La Aragonesa, al este del camino hacia la estancia El Fénix.

Las relaciones estratigráficas permiten inferir que las andesitas de la Formación Bajo Pobre se emplazaron conjuntamente con las ignimbritas de la Formación Chon Aike, consecuencia de un vulcanismo de composición intermedia que habría tenido lugar en las etapas tempranas de los procesos que generaron el Grupo Bahía Laura (Echeveste et al., 2001).

Edad

Edades absolutas de $152,7 \pm 1,2$ Ma (roca total) y $154,1 \pm 0,3$ Ma (plagioclasa) fueron presentadas por Alric et al. (1996) utilizando el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Tessone et al. (1999) obtuvieron una isócrona Rb/Sr de 173 ± 8 Ma. Féraud et al. (1999) obtuvieron edades entre $152,7 \pm 1,2$ Ma y $164,1 \pm 0,3$ Ma, mediante el método $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. Pankhurst et al. (2000) menciona una edad de $150,6 \pm 2,0$ Ma.

Formación Chon Aike (2)

Ignimbritas, aglomerados y tobas riolíticas, lavas riolíticas y un pórfido dacítico. Filones epitermales de cuarzo.

Antecedentes

Esta unidad fue definida por Stipanivic y Reig (1957) y formalizada por Archangelsky (1967). Los primeros trabajos sobre estas rocas las incluyen junto a las rocas básicas de la

Formación Bajo Pobre en la “Serie Porfírica” (Roll, 1938 y Di Persia, 1957, 1958, 1959) o “Complejo Porfírico” (De Giusto, 1956, 1957, 1958 y Padula, 1959). Herbst (1965) utiliza el nombre de “Chon-Aikense”, mientras que Turic (1969) la denominó Formación Chon Aike.

Estudios más completos a nivel regional de esta unidad fueron realizados por Barrio (1989, 1993). Algunos autores utilizan la denominación de Complejo Chon Aike en sentido amplio (Rapela y Kay, 1988; Pankhurst et al., 1993)

Relaciones estratigráficas

La Formación Chon Aike se interdigita lateral y verticalmente con las tobas y tufitas de la formación La Matilde. En la base contacta con la Formación Bajo Pobre, que también interdigita verticalmente con niveles de ignimbritas cristaloclasticas de Chon Aike al este del Cerro Tejedor.

Ambiente

La Formación Chon Aike forma un extenso plateau ignimbrítico que cubrió por completo el relieve previo de la región. Su formación se asocia al emplazamiento de enormes volúmenes de materiales ácidos extruidos como flujos piroclásticos de enorme fluidez y moderada temperatura (Franchi et al. 1989).

Edad

Pese a tener un escaso contenido fosilífero, es importante el aporte de flora fósil de la Formación La Matilde. [de Barrio et al. \(1982\)](#) junto a [Stipanovic y Reig \(1955, 1957\)](#) y [Stipanovic y Bonetti \(1970\)](#), les asignan una edad correspondiente al Bathoniano-Calloviano.

Esta edad es consistente con las dataciones radimétricas con valores de 160,7 Ma ([Cazeneuve, 1965](#)) y 155 ± 15 Ma ([Barker et al., 1981](#)) sobre ignimbritas riolíticas. [Spalletti et al. \(1982\)](#) la ubican en el Bathoniano-Oxfordiano. Posteriormente, [de Barrio \(1989\)](#) elaboró una recta isócrona sobre nueve muestras de ignimbritas, con un valor de 161 ± 5 Ma, recalculado por [de Barrio \(1993\)](#) a 162 ± 11 Ma. En el sector de Puerto Deseado (fuera de esta Hoja), [Pankhurst et al. \(1993\)](#) analizaron 14 muestras por método Rb/Sr sobre roca total, obteniendo una isócrona correspondiente al Calloviano (168 ± 2 Ma).

Dataciones más recientes en el área aledaña de La Josefina fueron realizadas por [Moreira et al. \(2009\)](#) y [Ruiz González et al. \(2019\)](#), quienes obtuvieron edades de $152,7 \pm 2,3$ Ma y $156,08 \pm 3,5$ Ma respectivamente.

Para el área de La Manchuria, [Tessone et al. \(1999\)](#) dataron con una isocrona Rb/Sr rocas ignimbríticas obteniendo edades de 148 ± 2 Ma. Esta edad coincide con edades de la Formación Bajo Pobre, indicando que el vulcanismo básico de Bajo Pobre puede ser sincrónico con las erupciones ácidas de Chon Aike ([de Barrio et al., 1999](#)).

Litología

Estas rocas forman mantos compactos y espesos, grandes paredones, crestones y altos pináculos (Fig. 7), así como lomadas redondeadas de coloraciones castaño rosadas. A nivel regional, la potencia de esta unidad es muy variable y la base no suele aflorar. [Panza \(1982, 1986\)](#) menciona espesores que varían entre 300 y 600 metros.



Figura 7. Paredones y crestones de la Formación Chon Aike. (Tomada de [Marchionni, 2007](#))

En el presente trabajo, en base a los estudios previos de campo ([INREMI, 2003](#), [Marchionni, 2007](#) y [Marchionni y Tessone, 2009](#)) y análisis de imágenes satelitales LANDSAT 8 (OLI) en color real y falso color RGB 741, se divide a la Formación Chon Aike para el área de La Manchuria en cuatro unidades litológicas.

IGNIMBRITAS VITROCLÁSTICAS (2a)

Las ignimbritas vitroclásticas son las de más amplia distribución areal, con una predominancia en el sector oriental de la comarca.

Tanto en las imágenes satelitales a color real y a composición de color RBG 741, estas ignimbritas son difíciles de

diferenciar de las lavas riolíticas. Por lo tanto la diferenciación de esta unidad se realizó en base a descripciones y mapeos de campo.

Al oeste de la estancia El Puntudo, se aprecian altos paredones (de 5 a 8 metros) de ignimbritas gris moradas, con marcado diaclasamiento columnar. Son muy compactas y porfíricas. A su vez entre la estancia La Morocha y el ex hotel Dos Manantiales, estas ignimbritas presentan una tonalidad rosada y están muy alteradas, forman lomas redondeadas cubiertas de lajas, con escasos asomos gris oscuros a negros por la presencia de líquenes. Es conspicua la presencia de perlitas de gran tamaño al sureste del Cerro Tejedor, por el camino hacia la estancia El Fénix.

En el área de la estancia La Mata, las ignimbritas toman una coloración rojizo-rosadas con variedades blancas y grises. Forman cerros y lomadas de formas abruptas, con paredones verticales que desarrollan una disyunción columnar y diaclasamiento vertical. Estas rocas son muy porfíricas y fluidales, con alto contenido de fiammes muy aplastados o fragmentos pumíceos. Al oeste de esta estancia y hasta el Cerro Puntudo (Fig. 8), las altas elevaciones están compuestas por ignimbritas gris rosadas a blanquecinas, que afloran de manera aislada con formas ásperas y una incipiente disyunción columnar en las cimas que apenas sobresalen en el terreno. Estas rocas son muy lajosas y tienen una marcada pseudofluidalidad, evidenciada por pequeños fiammes muy aglutinados. Se caracterizan por una silificación en

forma de venas y venillas de sílice blanca a rojiza (Panza *et al.*, 1998).

Al norte de la estancia San Pedro las ignimbritas forman mantos inclinados hacia el sudeste. Presentan bancos estratificados con escasa pseudofluidalidad. Están compuestas por abundante pómez, de hasta 5 cm de longitud y una textura matriz sostén (Marchionni, 2007).



Figura 8. Vista del Cerro Puntudo desde el este. (Tomada de Marchionni, 2007)

En el sector de la estancia La Aragonesa, se disponen en forma de mantos superpuestos con inclinaciones de entre 15 y 20°, formando una faja NE-SO. En la zona central de la Hoja, forman una estructura periclinal con inclinaciones que varían entre los 15 y 25°. Siguiendo el contorno de esta estructura, ignimbritas muy soldadas forman una faja semicircular (Fig. 9) (Marchionni, 2007).



Figura 9. Ignimbritas vitroclásticas que componen la estructura semicircular.

(Tomada de [Marchionni, 2007](#))

IGNIMBRITAS CRISTALOCLÁSTICAS (2b)

Esta unidad está presente en el área occidental de la Hoja, con afloramientos importantes en la zona de la estancia El Fénix, al sur de La Pilarica y entre las estancias El Puntudo y La Aragonesa (Fig. 10).



Figura 10. Afloramiento de ignimbritas cristaloclásticas al oeste de la estancia La Aragonesa. (Tomada de [INREMI,](#)

[2003](#))

En imágenes satelitales en color real, estas ignimbritas pueden reconocerse (con cierta dificultad) por su marcada estructura, esta distinción resulta más fácil con la composición color RGB 741 en donde estas ignimbritas exhiben una

coloración castaña anaranjada característica y diferenciable del resto de las unidades, principalmente en los sectores occidentales de la Hoja.

Estas ignimbritas de composición riolítica y coloración usualmente morado-violácea con variantes claras en muestra de mano, aflora como fragmentos y lajas en la mayor parte de los faldeos y las cimas de las lomadas y, especialmente, en los márgenes de los valles. Los afloramientos suelen ser redondeados y en el sector de la estancia El Fénix forman cerrilladas de pendientes abruptas ([Panza et al., 1998](#)).

Las ignimbritas cristaloclásticas presentan variados grados de soldamiento y están compuestas por cristales de cuarzo de gran tamaño (hasta 5 mm), feldespatos de entre 2 y 3 mm (con ejemplares de hasta 0,5 cm), láminas de biotita y variadas cantidades de mafitos, que suelen encontrarse oxidados. Los líticos presentes de tobas y vulcanitas, son de variable tamaño, pudiendo superar los 10 cm. La participación de vidrio volcánico es secundaria. En algunos sectores la roca presenta alteración argílica en la pasta y sectores silicificados

Son estas ignimbritas las que se encuentran por debajo de la Formación Bajo Pobre, aflorando en los bajos ([INREMI, 2003](#)).

LAVAS RIOLÍTICAS-DACÍTICAS (2c)

Las lavas se encuentran distribuidas en toda la Hoja, con afloramientos importantes al oeste del Cerro Merengue, y en el área de la estancia San Pedro sector suroriental de la Hoja.

Las lavas de composición riolítica que afloran al noroeste de la estancia San Pedro presentan colores rosados a grisáceos en corte fresco y exhiben una marcada fluidalidad. Están compuestas por escasos cristales de cuarzo y feldespatos alcalinos de pocos milímetros, en una pasta vítrea. Las lavas son afíricas o vitrofíricas y presentan un gran desarrollo de texturas esferulíticas.

Se distingue un domo lávico de 300 m de diámetro que muestra un flujo vertical a sub-vertical marcado y facies de autobrechas asociadas. Este cuerpo está rodeado por lavas riolíticas y brechas polimícticas (Marchionni, 2007).

Las unidades lávicas que aparecen al sur de la estancia La Aragonesa fueron diferenciadas en cuatro sectores por INREMI (2003).

Lavas de las Lomadas Centrales

Presentes en las al sur de la estancia La Aragonesa, estas lavas se encuentran por lo general de manera subaflorante, con escasos asomos, en donde se observa una estructura fluidal bien preservada (Fig. 11).



Figura 11. Fluidalidad en lavas de las Lomadas Centrales. (Tomada de INREMI, 2003)

Son de textura porfírica, con escasos fenocristales de cuarzo de pocos milímetros inmersos en una pasta afanítica clara. En sectores se encuentran brechas con fragmentos angulosos que pueden corresponder a facies de lava autobrechada. Algunas características de estas lavas indican una posible composición dacítica.

Lavas de Lomas Blancas

Pueden encontrarse formando un domo pequeño con marcada estructura fluidal, por encima de facies de oleadas piroclásticas. Presentan una tonalidad amarillenta a blanquecina y están compuestas por pequeños cristales de cuarzo y esferulitas.

Lavas del Domo de Aragonesa

Por encima de un manto de vitrófiro de algunos metros de espesor, al que subyacen niveles tobáceos, aparecen lavas con una marcada estructura fluidal y abundantes esferulitas de variados tamaños, que alcanzan la decena de centímetros (Fig. 12).



Figura 12. Lavas del Domo de La Aragonesa. (Tomada de INREMI, 2003)

Lavas del sector El Peñon

Estas lavas, que yacen sobre ignimbritas vitroclásticas, forman un manto que inclina hacia el norte y presenta una marcada estructura fluidal. Están

asociadas a una importante silicificación y presentan tinción por óxidos de hierro.

PÓRFIDO DACÍTICO (2d)

Denominado informalmente “Pórfido de San Pedro” este pórfido se ubica al sureste de la Hoja y es compartido con la Hoja Mina Marta. Este cuerpo, que apoya sobre lavas andesíticas, fue inicialmente descrito por [De Giusto \(1957\)](#) y [Panza \(1986\)](#) quienes lo interpretaron como un antiguo centro efusivo totalmente desmantelado por la erosión y procesos tectónicos posteriores (Fig. 13).



Figura 13. Pórfido de San Pedro.

(Tomada de [Marchionni, 2007](#))

Las facies subvolcánicas ocupan una superficie oval con un diámetro norte-sur de cinco kilómetros y este-oeste de cuatro. Afloran en forma de lomadas rojizas a gris rosadas, bajas, con meteorización, en forma de bloques y bochones redondeados, limitados por dos sistemas de diaclasas subverticales.

Los pórfidos se caracterizan por una evidente textura porfírica y un alto grado de alteración. Presentan grandes cristales de cuarzo euهدral (3 mm a

1cm), feldespato potásico y plagioclasas prismáticas euهدrales de cinco a ocho milímetros (con ejemplares de hasta dos centímetros) y pocos anfíboles verde oscuros, en una pasta afanítica gris verdosa muy manchada por óxidos de hierro ([Panza et al., 1998](#)).

Por encima de las rocas hipabisales se encuentran mantos de brechas y aglomerados volcánicos de entre 6 y 12 m de espesor. Estos mantos forman paredones rojizos a castaños, con diaclasamiento y gran cantidad de oquedades y cuevas. Están formados por bloques angulosos de pómez y litoclastos de ignimbritas y tobas, de hasta 40 cm, en una base de material piroclástico fino rojizo oscuro a violáceo, que en ocasiones se encuentra muy silicificada.

A medida que nos alejamos del centro efusivo, los aglomerados se asocian con tobas líticas lajosas gris blanquecinas a amarillentas, con pocas tufitas medianas a gruesas, y eyectos de menor granulometría ([Panza et al., 1998](#)).

El pórfido de San Pedro está surcado por lineamientos de orientación predominantemente ONO a NO. Algunos lineamientos coinciden con fajas donde la roca presenta una tinción limonítica y diaclasamiento más denso. Los lineamientos de orientación ONO tienen continuidad en las ignimbritas vitroclásticas, en donde ocasionalmente se observan fajas paralelas decoloradas por fluidos hidrotermales acompañadas por reemplazos silíceos masivos ([Fernandez et al., 2016](#)).

[Fernandez et al., 2016](#) interpretan que este pórfido se habría intruído a poca profundidad, en un basamento de rocas ígneas y metamórficas conformando un

bloque en rápido ascenso y sujeto a una tasa de erosión alta. Posteriormente se habrían producido eventos volcánicos explosivos que dieron lugar a tobas e ignimbritas. Estas rocas piroclásticas cubrieron al pórfido. Finalmente el volcanismo explosivo perdió energía y el ascenso del magma no fue tan rápido como para generar una súbita expansión de la fase gaseosa por lo que tuvo lugar la efusión de lavas riolíticas.

Formación La Matilde (3)

Tobas, tufitas, ignimbritas.

Antecedentes

El primero en reconocer estas rocas fue [Frengüelli \(1933\)](#), quien las incluyó dentro de los “Estratos Réticos de su “Paganziano superior”. Posteriormente [Stipanovic y Reig \(1957\)](#) utilizaron el término “Matildense”, que [Archangelsky \(1967\)](#) adecuó al Código de Nomenclatura Estratigráfica. [Lesta y Ferello \(1972\)](#) designaron como Formación La Matilde a tobas y tufitas, entre las que se intercalan mantos de ignimbritas ácidas.

Distribución Areal

Se localizan principalmente en el área del Cerro Merengue (Fig. 14) y al este de los afloramientos del Basalto Cerro del Doce. También pueden encontrarse con menor desarrollo en las cercanías de las estancias El Fénix y San Pedro.

Litología

La Formación La Matilde se encuentra formando pequeñas lomadas redondeadas, desprovistas de vegetación, de color amarillo blanquecino a castaño claro, las cuales suelen estar muy cubiertas por regolito y depósitos modernos (Fig. 15). Se

destacan algunos bancos más resistentes que permiten observar la estructura.



Figura 14. Tobas, tufitas y lapillitas en Cerro Merengue. (Tomada de [INREMI, 2003](#))



Figura 15. Mantos de tobas. (Tomada de [Marchionni, 2007](#))

La litología es muy homogénea, con predominancia de tobas finas a gruesas que constituyen bancos tabulares delgados. Estas rocas son muy lajosas, separándose en lajas de 2 a 5 cm de espesor. En cuanto a la composición, son vítreas o cristalinas con láminas de biotita euhedral de uno a dos milímetros y cristaloclastos de cuarzo y plagioclasa de dos a tres milímetros. Las variedades cristalinas son porfíricas y de grano más grueso que las vítreas, que son afíricas. Son comunes las rocas muy silificadas, llegando incluso a mostrar una fractura concoide. Estas rocas aparecen a veces

intercaladas con estratos poco potentes (1 a 2 metros) de areniscas tobáceas de grano mediano a grueso, en general grises y verdosas, y lítico-cuarzosas en composición (Panza et al., 1998).

Al sur de la estancia La Aragonesa se observa una alternancia de niveles tobáceos finos y gruesos, con ondulitas. Al este de estas lomadas aparece una faja compuesta por bancos masivos de tobas gruesas y tobas finas a chonitas. También aparecen niveles bien estratificados de tufitas de menos de 1 cm de espesor. Esta faja continúa hacia el sur en el Cerro Merengue con estratos potentes de lapillita blanquecina, con abundantes lapillis, algunos líticos de diferente composición y pequeños cristales. Esta lapillita, en algunos sectores, alterna con tobas lapillíticas y niveles de tobas verdosas ricas en cristales. Todos estos bancos son subhorizontales, con una leve inclinación hacia el sur (INREMI, 2003).

Ambiente de depositación

La Formación La Matilde es una secuencia completamente continental de tipo palustre lagunar o fluvial de baja energía, donde una abundante vegetación de tipo arbóreo se desarrolló en las áreas elevadas, en torno a pequeños cuerpos de agua diseminados.

La sedimentación de esta unidad es sincrónica a un intenso vulcanismo ácido en áreas más alejadas, cuyos materiales piroclásticos fueron depositados bajo la acción subaérea en forma de lluvias de cenizas y polvo volcánico, rellenando la cuenca matildense (Panza et al., 1998).

Paleontología

La Formación La Matilde es conocida

por su contenido fósil, descrito para regiones fuera del alcance de esta Hoja. Se destaca la presencia de un anuro primitivo *Notobatrachus degiustoi* Reig y flora de *Otozamites sanctaecrucis* Fer. (Stipanovic y Reig, 1955), asociado a abundantes impresiones de *Estheria* sp.; rastros de mamíferos primitivos, *Ameghinichnus patagonicus*, (Casamiquela, 1961); restos de coníferas (*Araucaria mirabilis*, *Pararaucaria patagónica* y *Araucarites sanctaecrucis*), floras fósiles con Pteridofitas y Gimnospermas (*Hausmannia* sp. y *Cladosphlebis* sp.), etc.

El Bosque Petrificado de Madre e Hija (fuera de esta Hoja), actualmente declarado Monumento Nacional, es reconocido por sus troncos y estróbilos, que conservaron detalles anatómicos mínimos y sus estructuras de manera intacta. Los principales trabajos sobre la flora del bosque petrificado remiten a Calder (1953), Stockey (1975, 1977, 1978), Stockey y Taylor (1978), entre otros.

Relaciones estratigráficas

Esta unidad se interdigita lateral y verticalmente con la Formación Chon Aike.

Edad

Stipanovic y Reig (1955 y 1957) en base a su contenido fósil, especialmente la presencia del anuro *Notobatrachus degiustoi* Reig y la flora de *Otozamites sanctaecrucis* Fer., le asignaron una edad mesojurásica superior a suprajurásica inferior. Posteriormente Stipanovic y Bonetti (1970) la ubicaron en el Calloviano inferior a medio, situándola por debajo de los movimientos neocalloviano de la Fase Diatrófica de Stipanovic y Rodrigo (1969).

3.2. CENOZÓICO

3.2.1. PALEÓGENO

3.2.1.1. EOCENO

Basalto Cerro del Doce (4)

Basaltos olivínicos.

Antecedentes

Estas rocas fueron mencionadas inicialmente en estudios de [Roll \(1938\)](#) como “Rocas basálticas”, de edad eocena. [De Guisto \(1956, 1957\)](#) y [Padula, \(1959\)](#) les designarían una edad Terciario más alto a Cuaternario bajo la denominación de “Rocas ígneas” o “Basaltos”.

[Panza \(1982\)](#) incluyó dentro de esta unidad a una serie de afloramientos de vulcanitas básicas alcalinas en forma de coladas y *necks*. Para la Hoja 54d La Manchuria ([Panza, 1986](#)) se las agrupó en el ciclo eoceno del Basalto Cerro del Doce, mientras que para el Lote 18, [Panza \(1987\)](#) les asignó una edad Eoceno-Oligoceno, estimando su más probable asignación al ciclo eoceno.

Distribución Areal

Dentro de la Hoja, afloran fundamentalmente en el sector centro occidental, en el área de las estancias La Pilarica y La Morocha.

Litología

El Basalto Cerro del Doce es fácilmente reconocible en imágenes satelitales gracias a su coloración oscura y su textura uniforme. Aparece como remanentes de coladas lávicas que actualmente se encuentran muy desmembradas por la erosión, formando lomadas redondeadas cubiertas de lajas y bloques prismáticos o subesféricos, en los que es difícil reconocer los distintos pulsos lávicos ([Panza et al., 1998](#)).

Los afloramientos son pequeñas mesetas con bardas de dos a tres metros de altura (Fig. 16), sin disyunción columnar y con una cobertura de lajas muy espesa. Son basaltos olivínicos macizos, afíricos a algo porfíricos, con pequeños fenocristales fémcicos en una pasta de grano muy grueso, son microvesiculares, con vesículas pequeñas rellenas por cloritas, arcillas o calcita. En superficie de meteorización tienen una tonalidad castaña oscura a rojiza ([Marchionni, 2007](#)).



Figura 16. Flujos basálticos eocenos.

(Tomada de [Marchionni, 2007](#))

Ambiente

[Panza et al. \(1998\)](#) propone que estas emisiones fueron resultado de erupciones de tipo central producidas por fisuración cortical profunda en épocas de distensión luego de un período compresivo de importancia regional.

Relaciones estratigráficas

El Basalto Cerro del Doce se encuentra cubriendo en discordancia o intruyendo a las unidades Jurásicas del Grupo Bahía Laura.

Edad

Dataciones radimétricas por método K-Ar sobre roca total en una muestra de la localidad tipo ([Panza et al., 1998](#))

arrojaron edades de 39 ± 5 Ma y 45 ± 3 Ma correspondientes al Eoceno medio.

Este episodio basáltico es sincrónico tanto con el que produjo las efusiones del Basalto Posadas (Riggi, 1957) en la región del lago Cardiel y Cordillera Patagónica Austral, como con los basaltos eocenos del sector de la Meseta del Lago Buenos Aires (Argentina y Chile) y las basanitas del este del lago San Martín (Bahía de la Lancha).

3.2.2. NEÓGENO

3.2.2.1. MIOCENO

Formación Santa Cruz (5)

Areniscas finas a medianas, fangolitas, arcilitas y tobas. Más escasas tufitas y conglomerados.

Antecedentes

Estas rocas eran conocidas ya desde mediados del siglo XIX (Darwin, 1846), los depósitos santacrucenses fueron muy estudiados por su rica y variada fauna de vertebrados, destacándose trabajos de Ameghino (1889, 1898) y Hatcher (1897, 1900), denominándolos “Santa Cruz beds”.

Para esta Comarca también fue reconocida por Piatnizky (1938), Ugarte (1956), Sarris y Fernández (1957) y Di Persia (1959) bajo la denominación de “Santacruciano”.

Zambrano y Urien (1970) y Furque y Camacho (1972) bajo la denominación de Formación Santa Cruz, incluyen a un conjunto de sedimentitas y piroclastitas continentales, varicolores, de amplio desarrollo en la región precordillerana y en la costa atlántica de la provincia de Santa Cruz. Esta denominación es

seguida por varios autores posteriormente.

Distribución Areal

En el área de La Manchuria, la Formación Santa Cruz aflora en el sector occidental formando barrancas de una decena de metros de altura y se encuentra también en las laderas de la meseta del Cerro Tejedor, donde están cubiertas por el basalto homónimo.

Litología

La secuencia, que en esta comarca tiene un espesor estimado de 75 metros, es principalmente clástica, con aportes piroclásticos. Consisten en fangolitas y arcilitas gris amarillentas, areniscas finas a medianas y tufitas gris blanquecinas y gris azuladas, en las que se intercalan delgados bancos de tobas cineríticas y terrosas grises. Predominan las areniscas y limolitas de color blanco grisáceo, con estructuras planares y entrecruzadas. La friabilidad de sus materiales le confiere un típico paisaje de erosión y la hace observable sólo en sectores bajos y cañadones (Nullo y Combina, 2002).

En la meseta del Cerro Tejedor inmediatamente por debajo del contacto con los basaltos hay cinco metros de tobas muy afectadas por el contacto con el basalto, tomando un color rojo ladrillo en el metro superior, ocre a ocre anaranjado en el resto, una destacada estructura prismática y endurecimiento marcado. Le subyacen más de 20 m de tobas de color gris, macizas y sin estratificación. Son vítreas y, en forma aislada, presentan nódulos silíceos gris oscuros. En la base se encuentran 20m cubiertos, que podrían tratarse de tobas y por debajo arenas amarillentas de

grano fino a medio, totalmente sueltas (Panza et al., 1998).

Ambiente

Esta unidad representa una secuencia típicamente continental, propia de un ambiente de planicie aluvial distal, con sedimentación fluvial meandriforme, predominando las facies de llanura de inundación con respecto a las de canales.

La presencia de tufitas denota un vulcanismo contemporáneo en la Cordillera Patagónica, la cual era el área de aporte de los materiales clásticos.

Paleontología

Los restos de mamíferos -que son abundantes en la Formación Santa Cruz- fueron observados por primera vez por Darwin (1846). A mediados del último siglo Feruglio (1949-50) señala la presencia de *Andinotherium ovinum*, *Toatherium minusculum*, *Diadiaphorus Mujusculus* y *Proeutatus cf. robustus*, así como *Nesodón imbricatus* y *Homalodotherium*.

Más recientemente investigaciones sobre estos mamíferos fueron realizadas por Fleagle et al. (1995) que reconocieron la presencia de niveles de paleosuelos portadores de fósiles mamíferos (marsupiales palaeothentidos); y Tauber (1997, 1999) que determinó la presencia de biozonas de *Protypotherium attenautum*, *Protypotherium australe* y una fauna más moderna, de la edad mamífera Friense, como así también determinó numerosos restos e vertebrados (anuros, aves, primates y roedores).

Los fósiles se encuentran principalmente en las secciones inferiores de la Formación San Cruz, habiendo una notable ausencia de

niveles fosilíferos en las secciones superiores

Relaciones estratigráficas

En esta comarca se observa el techo de la formación, el cual está cubierto en relación de discordancia erosiva por el Basalto Cerro Tejedor.

Edad

La edad se obtiene a partir de la asociación faunística, la cual corresponde a géneros característicos de la Edad-Mamífero Santacruzense de Pascual et al. (1965), del Mioceno inferior. Esta edad fue posteriormente confirmada por dataciones radimétricas en tobas, de $21,7 \pm 0,3$ Ma y $18 \pm 0,2$ Ma (Marshall et al. 1977). Trabajos posteriores indicaron edades $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de entre $19,33 \pm 0,18$ y $16,16 \pm 0,27$ Ma (Feagle et al., 1995).

3.2.2.2. PLIOCENO

Basalto Cerro Tejedor (6)

Basaltos olivínicos.

Antecedentes

De Guisto (1957), bajo el nombre de "Rocas ígneas" lo engloba junto a los demás basaltos de la comarca, con una edad tentativa Cuaternaria. Posteriormente Sacomani (1984) agrupa bajo el nombre de Basalto Cerro Tejedor, a los basaltos olivínicos que constituyen la meseta y el cerro homónimo.

Distribución Areal

Aflora en la meseta del mismo nombre, en el sector centro-occidental de la Hoja, constituyendo un campo lávico cuyos derrames ocupan una superficie

subcircular de 7 kilómetros de diámetro (Fig. 17).



Figura 17. Meseta del Tejedor y Cerro Tejedor. (Tomada de [Marchionni, 2007](#))

Litología

El Basalto Cerro Tejedor es fácilmente reconocible en imágenes satelitales gracias a su coloración oscura, textura y forma características. En los bordes de la meseta, el espesor varía entre dos y diez metros, formando abruptas bardas subverticales en el perímetro de la meseta. Esta posee una superficie muy irregular y recortada, con múltiples bajos sin salida y bardas de escasa altura ([Panza et al., 1998](#)).

En el centro de la meseta presenta un marcado lajamiento horizontal, con separación de lajas de hasta 10 cm de espesor; es incipiente la disyunción columnar y típica la meteorización con formación de pequeños cuerpos subsféricos de hasta 2 cm de diámetro.

La colada está compuesta por un basalto olivínico negro con vesículas esféricas o alargadas de grandes dimensiones, una parte superior muy vesicular a amigdaloides y una inferior escoriácea de color morado violáceo por su gran alteración. El basalto es porfírico, con grandes fenocristales de olivina frescos

o algo alterados, de hasta un centímetro, en base afanítica negra ([Panza et al., 1998](#)).

La boca de emisión de este basalto olivínico se conserva muy bien casi en el centro de la meseta en donde forma el Cerro Tejedor, de 848 m de altura. Este es un cono doblemente aportillado, con aberturas al noroeste y suroeste y está compuesto por bancos de aglomerados volcánicos de tres a cinco metros de espesor, con lavas basálticas intercaladas y fragmentos de escoria y bombas volcánicas sumamente vesiculares y livianas, con tamaños de hasta 25 cm.

Ambiente

[Ramos et al. \(1982\)](#) analizaron aspectos del quimismo de los basaltos pliocenos, así como de algunos pequeños cuerpos intrusivos asociados y de los nódulos máficos y ultramáficos incluidos en ellos en varias localidades de la provincia. Corresponden a los basaltos post-plateau del esquema de [Gorring et al. \(1997\)](#), formados en el retroarco andino por corrientes astenosféricas residuales.

Estos basaltos se asocian a un periodo de distensión y son producidos por una fisuración cortical profunda.

Relaciones estratigráficas

Se encuentran sobre los depósitos de la Formación Santa Cruz.

Edad

Pese a no disponer de dataciones radimétricas, se considera que estos basaltos forman parte de un importante episodio basáltico alcalino de edad miocena superior alta a pliocena inferior ([Panza et al., 2001](#)), ocurrido entre los 4

y 5,5 millones de años, con numerosos representantes en la zona central y occidental de la provincia de Santa Cruz, al norte, oeste y sur del área en estudio, los que tienen características y relaciones geológicas muy similares a las del Basalto Cerro Tejedor.

Pueden correlacionarse con las efusiones del Basalto Las Tunas (Ramos, 1982), con una edad de 5 ± 1 Ma, y al Basalto La Cueva (Ramos, 1982), con una edad de 4 ± 1 Ma; ambos aflorantes en el área del Lago Cardiel. Basaltos de edad pliocena se encuentran al norte del lago Viedma y en la meseta de las Vizcachas al sur del lago Argentino. En el Cerro Cangrejo y en las mesetas Chica y Desocupada, dataciones radimétricas K/Ar han arrojado valores que van desde los 3,48 a los 4,3 Ma (Mercer *et al.*, 1975), y en la meseta de las Vizcachas de 4,5 Ma (reconociéndose aquí un volcanismo continuo desde el Plioceno hasta el Pleistoceno (Fleck *et al.*, 1972).

Basaltos también asignados al Plioceno, con moderadas afinidades alcalinas, fueron reconocidos en el *plateau* de la meseta del Lago Buenos Aires (Charrier *et al.*, 1978; Mercer y Sutter, 1982; Panza y Franchi, 2002).

3.2.3. NEÓGENO SUPERIOR – CUATERNARIO

3.2.3.1. PLIOCENO – PLEISTOCENO INFERIOR

Basalto La Angelita (7)

Basaltos olivínicos.

Antecedentes

Bajo la designación de “Rocas Ígneas”,

De Giusto (1956, 1957) y Di Persia (1958) hicieron referencia a estos basaltos, incluyéndolos con dudas en el cuaternario, mientras que Pezzi (1970b) los describe con el nombre de “Basaltos Bajos”, diferenciándolos de los “Basaltos Bajos” del Terciario, asignándoles una edad cuaternaria.

La denominación actual de Basalto La Angelita fue propuesta por Panza (1982), bajo la cual incluye extensos mantos basálticos de muy variable desarrollo pero espesor reducido, que se han derramado en las partes bajas del relieve y se reconocen en gran parte del Macizo del Deseado (Panza, 1984, 1986, 1995a y b), con una edad correspondiente al Pleistoceno Medio. Posteriormente, fueron estudiados por Sacomani (1984) y Marín (1982, 1984).

Las dataciones radimétricas y análisis químicos de estos basaltos fueron aportados por Gorrington *et al.* (1997).

Distribución Areal

El Basalto La Angelita tiene un amplio desarrollo en el sector sur de la Hoja, donde además de coladas aisladas, se reconoce un campo lávico que, desde el Cerro Lavatorio, se extiende hacia el suroeste, hasta cercanías de las estancias Sierra Nevada, El Martillo y La María Rosa, las cuales se encuentran fuera de la Hoja (Fig. 18).

Los aparatos volcánicos, típicos conos de escoria y *necks*, son formas prominentes en el relieve, como los volcanes Lavatorio y Puntudo. En el área de La Manchuria se reconocieron 20 aparatos volcánicos (Fig. 19).



Figura 18. Campo lávico. (Tomada de [Marchionni, 2007](#))



Figura 19. Conos cuartarios La Angelita. (Tomada de [Marchionni, 2007](#))

Litología

[Sacomani \(1984\)](#) distinguió dos variedades petrográficas en el área de La Manchuria, con variaciones en textura, composición y expresión morfológica, destacando una transición entre el Tipo I y Tipo II.

El basalto del Tipo I, de mayor desarrollo areal, es una variedad olivínica que se caracteriza por presentar pocos y grandes fenocristales de ese mineral (de dos a diez milímetros) y hasta pequeños nódulos ultrabásicos (dunitas compuestas por olivina y piroxenos) de forma ovoidal, por lo general de uno a cinco centímetros de diámetro mayor, en una base afanítica melanocrática.

Se reconoce en muchas coladas una sección superior muy vesicular a amigdaloides, de un basalto negro y casi siempre fresco. La mayoría de las cavidades son subsféricas, con diámetros variables de 5 a 20 mm; son muy frecuentes las grandes vesículas ovoidales o elongadas de un centímetro de longitud (con ejemplares de hasta 7 cm). Se suelen observar amígdalas rellenas por analcima o por otras zeolitas fibrosas blanquecinas, o bien tapizadas por material terroso pulverulento castaño a amarillento. En partes esta sección suele hacerse escoriácea, siendo entonces mayor su grado de alteración y tinción por óxidos de hierro.

La sección principal es microvesicular, pese a tener algunas grandes vesículas subsféricas o canalículos aislados. En ella se desarrolla muchas veces una disyunción vertical grosera, que sólo en casos se hace bien marcada. Suele observarse también un lajamiento subhorizontal que separa a la roca en bloques cúbicos o prismáticos; si esta estructura está bien desarrollada, la roca se parte en lajas finas, de 5 a 20 cm de espesor.

En esta sección principal los basaltos melanocráticos, suelen ser algo menos porfíricos que en el resto de la colada, casi afíricos. En algunos sectores la roca comienza a meteorizarse en forma de pequeños cuerpitos subsféricos, de medio a un centímetro de diámetro, y se observa una costra de meteorización gris a gris morada. En muy pocas ocasiones se reconoce una sección inferior muy escoriácea y de color rojizo morado por oxidación, de 0,30 a 0,40 metros de espesor.

Cuando las coladas son poco espesas (0,5 a 1,5 metros), o bien en las partes distales de las mismas, no se reconocen las secciones y en todo el espesor se

observa una estructura bien vesicular a amigdaloides. Las vesículas tienen un tamaño promedio de 2 a 15 mm, siendo esféricas las más pequeñas, y alargadas, algo irregulares, las de mayor tamaño (5 a 8 cm).

Casi todos los basaltos son poco a medianamente porfíricos, siendo escasos los de marcado porfirismo. Los cristales de olivina verdosa están casi siempre frescos, pero en ocasiones se hallan algo alterados en iddingsita. Se reconocen asimismo pequeños prismas euhedrales de plagioclasas frescas, de uno a cinco milímetros.

Pertenece a este tipo de basaltos el del Cerro Lavatorio, el volcán Puntudo y los que se encuentran al este de la estancia La Pilarica, al norte de La Morocha y al sur de la estancia San Pedro (Panza *et al.*, 1998).

El basalto del Tipo II es una variedad de grano fino y poco a medianamente porfírico, en el que se reconocen pequeños cristales de olivinas y feldespatos alterados, de hasta un milímetro de longitud, en una base negra o gris negruzca casi siempre microvesicular o con vesículas y amígdalas de reducido tamaño (1mm).

El relieve superficial de las coladas es irregular, con presencia de pequeñas lomadas y depresiones, y cubierto por gran cantidad de bloques irregulares a subsféricos, grandes, o por lajas de hasta un metro cuadrado de superficie. El frente de las coladas muestra un lajamiento subhorizontal netamente predominante sobre la disyunción vertical prismática, que está casi siempre apenas desarrollada o ausente por completo. En la parte superior de las coladas las rocas son muy vesiculares, si bien las cavidades, subsféricas a alargadas, son de pequeñas dimensiones y raramente alcanzan los dos a tres

centímetros. Algunas pueden estar rellenas o tapizadas por material pulverulento blanco amarillento y a veces pigmentadas por óxidos de hierro (Panza *et al.*, 1998).

Este tipo de basaltos pueden encontrarse en las cercanías de la estancia La Pilarica.

Relaciones estratigráficas

En el área de La Manchuria, el Basalto La Angelita cubre en discordancia a las unidades del Grupo Bahía Laura.

Edad

Estos basaltos habían sido asignados al Pleistoceno por Panza (1982) debido a su buen estado de conservación. Goring *et al.* (1997) dieron a conocer varias dataciones radimétricas sobre estas lavas en zonas fuera de esta Hoja. Al norte de la estancia El Puma, se obtuvieron valores de $3,64 \pm 0,13$ Ma; en el Cerro Bandera $3,4 \pm 0,02$ Ma; en estancia La Angostura $3,65 \pm 0,07$ Ma; en las cercanías de la estancia Vega Grande $2,84 \pm 0,14$ Ma; y en la localidad tipo $2 \pm 0,05$ Ma.

Casi todas estas edades corresponden al Plioceno superior, aunque no se descarta que algunas emisiones de este ciclo puedan llegar a ser del Pleistoceno inferior.

3.2.4. CUATERNARIO

3.2.4.1. PLEISTOCENO SUPERIOR - HOLOCENO

Depósitos que cubren niveles de pedimentos (8)

Gravas con matriz arenosa y limosa; arenas.

Ubicados en el sector occidental de la Hoja, estos depósitos constituyen afloramientos muy afectados por la erosión fluvial, presentándose como pequeñas pampas cubiertas por vegetación arbustiva y herbácea.

Se trata de sedimentos poco consolidados de hasta tres metros de espesor, de granulometría pséfita-psamitas, constituidos principalmente por capas de rodados angulosos a subredondeados de uno a cuatro centímetros (con ejemplares de hasta 10 cm) con predominio de piroclastitas ácidas silicificadas y vulcanitas de variada procedencia. Presentan una matriz arenosa fina a limosa y un poco de cemento ferruginoso o calcáreo terroso blanquecino (Panza *et al.*, 1998).

Depósitos de antiguas playas y cordones litorales lacustres (9)

Arenas finas, limos y arcillas; cordones de gravas finas con matriz arenosa mediana.

Se ubican en el borde oriental de una gran laguna al norte del Cerro Tejedor. Son los remanentes de este cuerpo de agua, el cual por momentos habría cubierto una superficie mucho mayor a la actual; están conformados por arenas muy finas, limos y limos arcillosos, de color castaño claro y gris castaño (Panza *et al.*, 1998).

3.2.4.2. HOLOCENO

Depósitos de planicies aluviales (10)

Arenas finas a gruesas, gravas, limos y arcillas.

Estos sedimentos de planicies aluviales son reconocidos en cauces de cursos de agua y están constituidos por materiales sueltos, principalmente arenosos y de colores claros. Con menor frecuencia se encuentran delgadas capas conglomerádicas intercaladas o guijarros sueltos en las arenas. También en algunas zonas se puede observar un material limo-arcilloso gris que constituye una capa superficial muy fina, la cual suele estar resquebrajada por desecación.

Los espesores no suelen superar el metro y medio, sin embargo se han observado espesores de hasta tres metros (Panza *et al.*, 1998).

Sedimentos finos de bajos y lagunas (11)

Limos y arcillas.

En esta región se encuentran gran cantidad de bajos y lagunas temporarias, fácilmente reconocibles en imagen satelital por su color gris claro. Estas depresiones, llamadas guadales o barreales, exhiben sedimentos muy finos (limos, limos arcillosos y arcillas) y bloques que suelen ubicarse en los márgenes de las lagunas o en la zona central de las mismas (Panza *et al.*, 1998).

Material de derrumbes y deslizamientos (12)

Bloques.

Se trata de acumulaciones de materiales sueltos que se forman en las laderas de las principales mesetas basálticas. Tienen poca representación en esta Hoja, pudiéndose encontrar únicamente en el extremo suroccidental de la misma.

4. ESTRUCTURA

El Macizo del Deseado presenta una complicada estructura producto de una superposición de esfuerzos a lo largo de la historia geológica.

[Panza \(1982\)](#) definió dos sistemas principales de fracturación para el Macizo del Deseado. Al más antiguo y de menor desarrollo lo denominó “El Tranquilo” (Jurásico superior), con un rumbo promedio N 35° O y una conjugada de rumbo N 60° E. El segundo sistema de fracturación, de mayor desarrollo, fue denominado “Bajo Grande”, con una dirección principal de rumbo N 64°O y una conjugada de rumbo N 35° E, formando entre sí un ángulo de 80°. Estos lineamientos fueron interpretados por [Dessanti \(1973\)](#) como reactivaciones del basamento por compresión, cuyos esfuerzos principales provinieron del ONO para el sistema El Tranquilo y desde el OSO para el sistema Bajo Grande.

Un tercer sistema de fallamiento de orientación N 10° y una conjugada de rumbo E-O, fue definido en el sector noroeste del Macizo del Deseado por [de Barrio \(1989\)](#) bajo la denominación de sistema “Río Pinturas”. En el sector

oriental del Macizo del Deseado este mismo sistema es definido por [Guido \(2002\)](#) como sistema “Bahía Laura”.

Por otro lado, [Reimer et al. \(1996\)](#) definen tres sistemas de fracturación para el macizo del Deseado. El primero es denominado “La Frisia”, de edad Calloviano superior a Oxfordiano inferior, y presenta una orientación N 350° y una conjugada de rumbo N 40°. Posteriormente, para el Jurásico superior se produce el sistema “Zanjón del Pescado”, con una dirección principal de rumbo de N 15° y una conjugada de N 325°. Para el Cretácico inferior fue definido el sistema “Bajo Grande” de orientación principal N 340° y una conjugada de N 290°, este sistema es coincidente con el definido por [Panza \(1982\)](#).

Para el área de La Manchuria, [Panza et al. \(1998\)](#) señala la presencia de los sistemas El Tranquilo y Bajo Grande. El primero mantiene una dirección principal de rumbo N 26° O y una conjugada de N 57° E, mientras que el Sistema Bajo Grande presenta una dirección principal de rumbo N 53° O y una conjugada de rumbo N 25° E. Estos valores coinciden con los obtenidos en la misma zona por [Panza \(1986\)](#).

En base a la composición de color RGB: 741 de la imagen LANDSAT-TM, [Marchionni y Tessone \(2009\)](#) reconocieron los lineamientos del sector sur-occidental de la Hoja (Fig. 20). En este sector, los lineamientos principales se ubican en la región central, donde se destaca un lineamiento de forma circular a subcircular con un diámetro de 5 Km y rumbo variable, y otros dos lineamientos de rumbo N 10° E con

longitudes de hasta 5 Km. Las direcciones principales de los lineamientos (N 330° a N 300°) son coincidentes con las propuestas por Panza (1982) para este sector del Macizo del Deseado.

Marchionni y Tessone (2009) destacan un sistema con dirección E-W que se relaciona con fallas directas, que imprimieron al área una morfología característica de pilares y fosas. La alineación de centros efusivos cuaternarios al sur del área muestra esta misma dirección.

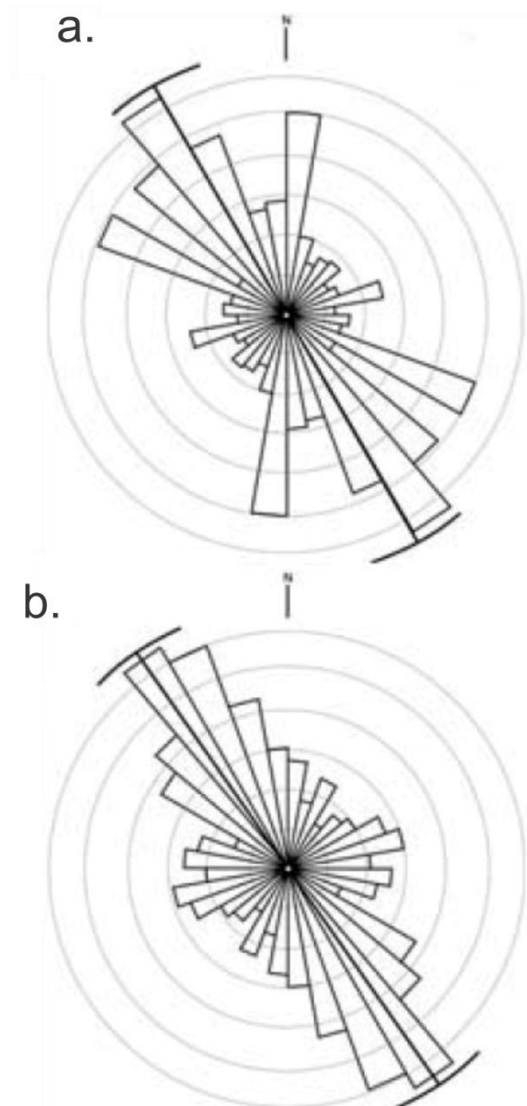


Figura 20. Diagrama de rosas de datos de lineamientos (a) y diaclasas (b) del área sur de la Hoja (Marchionni y Tessone, 2009)

Marchionni (2007) señala que la alineación de los conos volcánicos en la zona sur de la Hoja podría estar indicando la presencia de estructuras profundas o zonas de debilidad cortical que controlaron el ascenso del magma. Puga *et al.* (2021) también analizaron la alineación de los conos cuaternarios así como su aportillamiento, y llegaron a la conclusión que estos estarían indicando la presencia de fallas de rumbo E-O profundas, que también explicarían la presencia de rasgos topográficos y geomorfológicos de mismo rumbo en la región, como consecuencia del mismo campo de esfuerzos.

Es conspicua la presencia de una estructura semicircular de grandes dimensiones en el sector central de la Hoja, rodeando la estancia El Puntudo. Esta estructura presenta un radio de curvatura de 5 Km y se abre hacia el oeste. Está compuesta por una serie de mantos de ignimbritas vitroclásticas que forman una estructura periclinal de suave inclinación hacia afuera y en el interior se interpretaron fallas anulares directas. Marchionni (2007) interpreta que esta estructura correspondería a un aparato volcánico de grandes dimensiones decapitado por la erosión y que sufrió una cierta subsidencia posterior a la emisión del material.

5. GEOMORFOLOGÍA

En la región predomina la acción fluvial como modeladora del paisaje, sin embargo, esta no es muy intensa en la actualidad y en algunos sectores son importantes los fenómenos de remoción en masa. El paisaje actual está condicionado por la importante actividad volcánica cenozoica.

La Hoja se caracteriza por un relieve irregular con cerros y picos aislados que alternan con zonas bajas en donde se encuentran grupos de lomadas o extensos mantos basálticos. También existen una gran cantidad de bajos endorreicos cuya parte central está ocupada por guadales y lagunas temporarias.

Las mayores elevaciones se encuentran en el sector central, en donde se destacan los cerros La Mata y Puntudo con alturas de 1060 y 948 m respectivamente, y los volcanes Puntudo (1000 m) y Lavatorio (875 m), estos conos volcánicos se destacan por la buena preservación de sus formas. Estas elevaciones se encuentran aproximadamente a 100 m de altura respecto a su entorno.

En el área se identificaron tres ambientes con características diferentes, de acuerdo a los procesos que definen su geomorfología.

RELIEVE DEL BASAMENTO

Este relieve está labrado en las vulcanitas jurásicas del Grupo Bahía Laura de amplia distribución en esta Hoja. En cuanto a los procesos generadores de este relieve predomina la erosión fluvial, con una menor participación de erosión eólica (deflación) y procesos de remoción en masa. Las distintas unidades de este grupo presentan resistencias variadas a la erosión, lo que resulta en diferentes morfologías, generando un paisaje característico para cada una.

Relieve de la Formación Bajo Pobre

Este relieve está caracterizado por suaves lomadas de cumbres chatas o

redondeadas de baja altura y aparece por lo general en zonas deprimidas del paisaje. En algunos sectores siguiendo las líneas de fluidalidad de los basaltos y andesitas, la meteorización física es responsable de la presencia de lajas y detritos sueltos. La red fluvial está controlada por líneas de falla o fracturas.

Relieve de la Formación Chon Aike

Estas rocas presentan discontinuidades internas por el apilamiento de distintos flujos, esto genera un paisaje abrupto y quebrado, con grandes paredones o crestas, formados por mantos ignimbríticos, que presentan un marcado diaclasamiento.

La red de drenaje tiene un diseño rectangular angular, ya que suele estar controlada por diaclasas y fracturas. Las planicies aluviales, con cursos efímeros que desembocan en bajos endorreicos, tienen un hábito anastomosado.

Relieve de la Formación La Matilde

El relieve de estas tobas y tufitas se caracteriza por lomadas redondeadas, donde se destacan pocos estratos más resistentes. Están casi siempre cubiertas por un pavimento de lajas producto de la degradación física de los delgados mantos de ignimbritas.

La red de drenaje está poco desarrollada, ya que existen una gran cantidad de depresiones sin salida, con pocos colectores que drenan las aguas ocasionales a bajos endorreicos (Panza *et al.*, 1998).

RELIEVE VOLCÁNICO

El vulcanismo basáltico es muy importante para el desarrollo de la

morfología del sector sur y centro-occidental de la Hoja. Las principales elevaciones corresponden a cuerpos volcánicos degradados por acción subaérea y extensas planicies lávicas. Existen diferencias entre los ambientes de los distintos basaltos, por lo que para la zona de estudio se los dividió en tres subunidades.

Ambiente Basalto Cerro del Doce

Presente en los afloramientos del Basalto Cerro del Doce entre las estancias La Pilarica y La Morocha, consta de remanentes de coladas basálticas muy desmembradas por acción fluvial y remoción en masa, estas forman lomadas redondeadas casi sin preservación de bardas (Panza *et al.*, 1998).

Ambiente Basalto Cerro Tejedor

Al norte de la estancia La Pilarica, se encuentra el rasgo más conspicuo de la Hoja, la meseta del Cerro Tejedor. Esta meseta subcircular de 7 Km de diámetro es fácilmente reconocible en imágenes satelitales, por su coloración oscura que contrasta con los tonos castaños de las vulcanitas jurásicas. En los límites de esta planicie basáltica existen abruptas bardas subverticales, son escarpas de erosión en activo retroceso por fenómenos de deslizamiento y caída de rocas, favorecido por las sedimentitas de la Formación Santa Cruz que yacen por debajo de los basaltos.

A medida que se aleja de las bardas, los rasgos del deslizamiento basáltico se van perdiendo. La acción fluvial genera un paisaje de lomadas redondeadas y depresiones interpuestas, en un remodelado de deslizamientos antiguos (Panza *et al.*, 1998).

La superficie de la meseta es irregular, con numerosas depresiones sin salida. Estas tienen una forma subcircular o elongada en planta, con diámetros que rondan entre los 50 y 200 metros, pero que pueden superar el kilómetro. Distribuido de manera irregular por la superficie se distribuyen grandes bloques de material basáltico. Su origen se debe a la meteorización física de los basaltos por gelifracción. Entre estos bloques la acción eólica genera montones de arena fina.

Cerca al centro de esta meseta se encuentra el Cerro Tejedor. Este cuerpo subcircular de un kilómetro de diámetro en planta llega a una altura de 850 m.s.n.m.. Este es un cono doblemente aportillado muy bien preservado, formado por aglomerados volcánicos y algunas lavas basálticas intercaladas. En las zonas cercanas a la boca de emisión se encuentra abundante material piroclástico suelto, como escorias, bombas y lapillis (Panza *et al.*, 1998).

Ambiente Basalto La Angelita

Estos basaltos forman un extenso campo lávico de cerca de seis metros de espesor que se encuentra en el sector sur de la Hoja. Se emplazaron en las partes más bajas del relieve, dejando ventanas lávicas convexas.

En el ambiente de estos basaltos, se reconocen ejemplos de inversión de relieve por erosión de las rocas más friables (piroclastitas jurásicas) que rodeaban a los basaltos. En estos lugares, se formaron abruptas bardas subverticales formadas por procesos de remoción en masa.

La superficie del campo lávico es áspera, compuesta por bloques y lajas sueltas. Existen 19 conos volcánicos muy bien preservados que conforman prominentes rasgos del relieve. Tienen forma circular, con diámetros de entre 500 y 1000 m, y una depresión central, que en el caso del Cerro Lavatorio se encuentra ocupada por una laguna. Tienen una altura de 30 a 150 m con pendientes que oscilan entre los 4° para los conos más erosionados y los 15° para los mejor preservados. Forman conos del tipo aportillado, con una escotadura, correspondientes a un único evento efusivo, ya que no hay evidencia de superposición de conos. Estos conos están cubiertos por escoria basáltica, bloques y bombas de color rojo ladrillo a morado, muy vesiculares (Panza *et al.*, 1998).

RELIEVE DE DEPRESIONES ENDORREICAS

Diseminadas en toda la región, existen innumerables bajos endorreicos con barreales o lagunas temporarias en sus sectores más profundos. Estos son un rasgo típico de la Patagonia y son objeto de múltiples estudios e interpretaciones.

Los bajos tienen una forma elíptica a subcircular en planta y un diámetro que varía entre algunos centenares de metros hasta los 2 o 3 kilómetros, presentando en algunos casos cuerpos de agua recostados sobre uno de los bordes de la cuenca. Los más grandes se encuentran al norte del Cerro Tejedor y los cuerpos de agua se encuentran marginados en sus bordes orientales por superficies de antiguas playas y

cordones litorales de rumbo N-S a NO-SE (Panza *et al.*, 1998).

Son comunes los montones de arena en el margen oriental de los bajos, producto de la deflación del material fino de las playas. De Giusto *et al.* (1971) destacan la presencia de rodados y bloques en el centro de los barreales, producto de fuertes vientos luego de esporádicas lluvias.

Los bajos están formados sobre unidades litológicas diferentes y se vinculan a múltiples ambientes geomorfológicos. Para su mejor comprensión Panza *et al.*, 1998 los subdivide en bajos elaborados en ignimbritas, tobas y sedimentitas y los bajos elaborados en mesetas basálticas.

Bajos en ignimbritas, tobas y sedimentitas

El origen de las depresiones ubicadas en las vulcanitas jurásicas fue atribuido por Panza (1982, 1995) y Panza *et al.* (1998) a un control tanto litológico (alternancia de estratos con distinta resistencia) como estructural (plegamiento y fracturación). La deflación es posiblemente el factor principal de la remoción del material fino y la ampliación de los bajos generados por otros factores como meteorización física y química, remoción en masa, lavaje en mantos y acción fluvial.

Bajos en mesetas basálticas

Los bajos en ambiente basáltico surgen por una erosión diferencial entre el basalto y los materiales que conformaban ventanas lávicas convexas. Panza (1982) señala diferencias genéticas entre los bajos labrados en basaltos plio-pleistocenos y en las coladas paleógenas o miocenas.

6. HISTORIA GEOLÓGICA

Las rocas más antiguas del área corresponden las vulcanitas jurásicas, que forman parte de la *Silic Large Igneous Province of Chon Aike* (Pankhurst *et al.*, 2000). El vulcanismo silíceo estaría relacionado a un régimen extensional, producto del desmembramiento de Gondwana y la subducción de placa oceánica en el margen suroccidental del continente. Los últimos eventos de este vulcanismo están representados por el ascenso de soluciones hidrotermales sobresaturadas en cuarzo y volatiles, siendo estas las responsables de las mineralizaciones auroargentíferas presentes en la región (Panza *et al.*, 1998).

Este ciclo efusivo corresponde al Grupo Bahía Laura, asignado al Bajociano–Kimmerdigiano. El registro fósil de la Formación La Matilde permite deducir que estas rocas se depositaron en un ambiente continental, fluvial a lagunar de clima templado algo húmedo.

A principios del Cenozoico comienza el primer ciclo efusivo basáltico en la zona. Consecuencia de los movimientos distensivos en la Cordillera Patagónica. Durante el Eoceno los bajos fueron rellenados por el Basalto Cerro del Doce.

En el Mioceno inferior se depositan las sedimentitas continentales epi y piroclásticas de la Formación Santa Cruz. Posteriormente estas sedimentitas fueron cubiertas por el Basalto Cerro Tejedor, correspondiente a un segundo ciclo efusivo basáltico.

El último episodio volcánico de la zona se produce del Plioceno superior al Pleistoceno interior con el derrame de las lavas del Basalto La Angelita.

Actualmente procesos de erosión fluvial, eólica y remoción en masa, son responsables de niveles de pedimentos, depósitos de planicies aluviales, materiales de derrumbes y deslizamientos y depósitos de bajos y lagunas.

7. RECURSOS MINERALES

El área de La Manchuria es una de las comarcas del Macizo del Deseado con potencialidad para albergar depósitos minerales. Contenidos anómalos de oro y plata fueron encontrados en zonas con alteración hidrotermal relacionada al vulcanismo jurásico.

Sector Cerro Puntudo

En el sector del Cerro Puntudo se observan dos series de elevaciones alineadas con rumbo N 70° y N 145°, constituidas por brechas hidrotermales con textura rompecabezas, cementada por sílice amorfa, atravesada por venillas de cuarzo formando un stockwork (Marchionni, 2007).

Zona de Vetas Aragonesa

Al sur de la estancia La Aragonesa existen cerca de seis kilómetros de estructuras de relleno de cuarzo alojadas en ignimbritas vitroclásticas. Estas estructuras están formadas por vetas y vetillas que se relacionan formando fajas de hasta cinco metros. El rumbo principal de las vetas es NNE, aunque también las hay N-S y NO, suelen ser subverticales a levemente inclinadas al este.

Las vetillas son irregulares y sub-paralelas, pero con frecuencia tienen

una disposición oblicua o perpendicular a la faja principal. Están formadas principalmente por cristales grandes de cuarzo que suelen tapizar cavidades. También se observa pirita oxidada asociada al cuarzo y dispuesta en forma diseminada como pequeños cubos. Manchas de “cobre color” (malaquita) fueron descritas en algunas estructuras. Altas concentraciones de Au y otros elementos traza indicadores fueron registradas en la zona (INREMI, 2003).

Sector oriental cerró Tejedor

Al este del Cerro Tejedor se destacan una serie de crestones de una ignimbrita fracturada con muy intensa alteración argílica y parcialmente silicificada, con abundantes venillas sub-paralelas de cuarzo de hasta 5cm de ancho. Las venillas presentan texturas en peine y bandeadas y tienen una orientación N 320° a N 330°. Esta roca presenta una importante tinción limonítica que le confiere tonalidades anaranjadas a rojizas y es frecuente la presencia de limonitas en *boxworks*, reemplazando a cristales de pirita. En las venillas de cuarzo se han detectado contenidos anómalos de Au y Ag (Marchionni, 2007).

Cerro Turulo

Seis kilómetros al este de la estancia La Pilarica, se encontraron importantes anomalías auroargentíferas en un cuerpo dómico de composición dacítica. El domo está afectado por propilitización, agilización y silificación. Las anomalías son encontradas en zonas con una intensa silificación en la intersección de fracturas de rumbo N 30°O y N 60°O, en donde se observan lavas

autobrechadas completamente reemplazadas por sílice que fueron brechadas hidrotermalmente. La mineralización se encuentra en las estructuras de reemplazo de cuarzo, calcedonia y relleno de cavidades, con valores anómalos de Au, Pb, As, Sb, Bi y Te (Tessone *et al.*, 1996a).

Veta Spemme

En el sector sur-occidental de la Hoja se identificó una estructura vetiforme de orientación NNE-SSO, discontinua de unos 3Km de largo. Presenta una estructura secundaria, paralela a subparalela en relación a la principal. Se observa silificación como reemplazo de ignimbritas jurásicas y como relleno de una brecha tectónica, y argilización (Illita-Esmectita) de los fragmentos pumíceos y feldespatos de la ignimbrita. En la veta Spemme se detectaron valores anómalos de Au y Ag (Tessone *et al.*, 1996a).

Domos del Sur

Tres kilómetros al este de la Veta Spemme, existen domos riolíticos con importantes alteraciones (argilización, oxidación). Estos domos presentan una importante piritización con silificación y argilización subordinadas. Se reconocen granos irregulares de oro en cavidades abiertas oxidadas, relacionadas al cuarzo en las venillas. También se encontró plata nativa, electrum y galena asociada a venas de óxidos, de manera subordinada existe pirita parcial a totalmente oxidada (Tessone y Del Blanco, 1998).

Veta del Puesto

Al norte de la estancia San Pedro, se observa una estructura vetiforme de más de dos kilómetros de largo, alojada en

una zona de falla afectada por brechación hidrotermal. El ancho de la veta varía entre 25 cm y 3,5 m y presenta pequeñas ramificaciones. Está compuesta por piritita, marcasita, hematita y poca calcopiritita. Finas venillas de cuarzo cristalino atraviesan la veta y la roca de caja (Marchionni, 2007). Altas concentraciones de Au, Ag, Pb y Hg fueron registrados por IREMI (2004 y 2006).

Zona de vetas San Pedro – La Evelina
Entre las estancias San Pedro y La Evelina (ubicada la Hoja vecina 4969-4) se reconoce una zona de alteración hidrotermal (silificación) presente en vetas y vetillas. Las vetas tienen una orientación NO, con inclinaciones subverticales a 65°E y 65°O. En la zona se reconocieron 15 estructuras, de longitudes entre 100 y 300 m, con máximos de 800 m. Las potencias varían entre 1 y 2,5 m con máximos de 5 m. Están integradas por bandas de cuarzo y calcedonia, alternando con óxidos e hidróxidos de manganeso y hierro (Marchionni *et al.*, 2002).

En las vetas se ha descrito pirolusita, criptomelano y posiblemente braunita, además de escasa piritita, hematita y limonitas. Las venillas están compuestas por cuarzo, acompañado por adularia. Es conspicua la presencia de hidróxidos de hierro (limonitas) y de manganeso subordinados. En la zona, pese a las bajas concentraciones de metales preciosos (Au y Ag), se detectaron elevados valores de Mn, Fe y Ba junto con contenidos significativos de As, Sb, Hg y Tl, que caracterizan a las porciones más someras de un sistema epitermal (Marchionni, 2007).

8. SITIOS DE INTERÉS GEOLÓGICO

Campos lávicos basálticos

Los campos lávicos con domos y *necks* asociados, son de gran valor geomorfológico por su muy buen estado de preservación. Entre estos se pueden destacar los cerros Tejedor, Puntudo y Lavatorio.

Troncos petrificados

En la zona cercana al desvío de caminos entre las estancias La Morocha y La Pilarica, se pueden observar una gran cantidad de troncos petrificados, de gran tamaño, en tobas y tufitas de la Formación La Matilde. Los troncos tienen un alto valor paleontológico.

Alteraciones hidrotermales

Como ya se habló en la sección de Recursos Minerales, el área de La Manchuria tiene un importante interés económico, por la presencia de numerosas zonas de alteración hidrotermal en las vulcanitas jurásicas. Estas zonas de alteración favorecen la concentración de mineralizaciones de oro y plata.

TRABAJOS CITADOS EN EL TEXTO

- ALRIC, V., HALLER, M. J., FÉRAUD, G., BERTRAND, H. y ZUBIA, M. J., 1996: Cronología $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ del Vulcanismo Jurásico de la Patagonia Extrandina. XIIIº Congreso Geológico Argentino, Actas V: 243-250.
- AMEGHINO, F., 1889. Contribución al conocimiento de los mamíferos fósiles de la República Argentina. Actas Academia Nacional de Ciencias, 6: 1-1028, Córdoba.
- AMEGHINO, F., 1898. Sinopsis geológico-paleontológica. Segundo Censo de la República Argentina, 1: 111-225.
- AMEGHINO, F., 1906. Les formations sédimentaires du Crétacé supérieur et du Tertiaire de Patagonie avec un parallèle entre leurs faunes mammalogiques et celles de l'ancien continent. Anales Museo Nacional Buenos Aires, 15(3) 8: 1-568.
- ARCHANGELSKY, S., 1967. Estudio de la Formación Baqueró, Cretácico inferior de Santa Cruz, Argentina. Revista Museo La Plata (Nueva Serie) Paleontología, 5:3-171.
- BAKER, P.E., W.J. REA, J. SKARMETA, R. CAMINOS y D.C. REX, 1981. Igneous history of the Andean Cordillera and Patagonian plateau around latitude 46° S. Philosophical Transactions Royal Society London, A 303: 105-149.
- CALDER, M.G., 1953. A coniferous petrified forest in Patagonia. Bulletin British Museum (Natural History), Geology, 2(2): 99-138.
- CASAMIQUELA, R., 1961. Nuevos materiales de *Notobatrachus degiustoi* Reig. La significación del anuro jurásico patagónico. Revista Museo La Plata (Nueva Serie), Paleontología, 4(21): 35-69. La Plata.
- CAZENEUVE, H., 1965. Datación de una toba de la Formación Chon Aike (provincia de Santa Cruz) por el método potasio-argón. Revista Asociación Paleontológica Argentina, 4 (5): 156-15.
- CHARRIER, R., E. LINARES, H. NIEMEYER y J. SKARMETA, 1978. Edades potasio-argón de vulcanitas mesozoicas y cenozoicas del sector chileno de la Meseta Buenos Aires, Chile, y su significado geológico. Actas 7º Congreso Geológico Argentino, 2(5): 23 - 41.
- DARWIN, Ch., 1846. Geological observations on South America. En: Escuti, A., 1906. Anexo Anales Universidad de Chile, Santiago.
- DE BARRIO, R.E., O.G. ARRONDO, A.E. ARTABE y B. PETRIELLA, 1982. Estudio geológico y paleontológico de los alrededores de la estancia Bajo Pellegrini, provincia de Santa Cruz. Revista Asociación Geológica Argentina, 37 (3): 285-299. Buenos Aires.
- DE BARRIO, R.E., 1989. Aspectos geológicos y geoquímicos de la Formación Chon Aike (Grupo Bahía Laura), Jurásico medio a superior, en el noroeste de la provincia de Santa Cruz. Tesis doctoral 528 (inédita). Facultad Ciencias Naturales y Museo, La Plata.
- DE BARRIO, R.E., 1993. El volcanismo ácido jurásico en el noroeste de Santa Cruz, Argentina. Actas 1º Congreso Geológico Argentino, 4: 189-198.
- DE BARRIO, R. E., PANZA, J. L. y NULLO, F. E., 1999. Jurásico y Cretácico del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Geología Argentina, SEGEMAR, Anales 29 (17-6): 511-527. Buenos Aires.
- DE GIUSTO, J.M., 1956. Informe geológico zona Roca Blanca-Baqueró. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 38 p. (inédito).
- DE GIUSTO, J.M., 1957. Informe geológico zona «Aguada Alegre-Los

- Manantiales». Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 33 p. (inédito).
- DE GIUSTO, J.M., 1958. Informe geológico zona C° Vanguardia, C° Primero de Abril, Deptos. de Magallanes, Río Chico y Deseado, provincia de Santa Cruz. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 18 p. (inédito).
- DE GIUSTO, J.M., A. DI PERSIA y E. PEZZI, 1980. Nesocratón del Deseado, en 2° Simposio de Geológica Regional Argentina, 2: 1389-1430. Academia Nacional Ciencias Córdoba.
- DE GIUSTO, J.M., J. SCALABRINI ORTIZ y L. DALLA SALDA, 1971. Fenómenos de deslizamiento de bloques en algunos barreales de la Patagonia (provincia de Santa Cruz). Revista Museo La Plata (Nueva Serie), Geología 7 (53): 31-38.
- DEL BLANCO M; ETCHEVERRY R; MARCHIONNI D; TESSONE M y RECIO C. 2008. La mineralización epidermal de San Pedro-La Evelina, Macizo del Deseado, Patagonia Argentina. En Actas XVII Congreso Geológico Argentino, 544 - 545, 2008.
- DEL BLANCO M; ETCHEVERRY R; MARCHIONNI D; TESSONE M y RECIO C., 2009. Características de un yacimiento epidermal somero en el Macizo del Deseado, Patagonia. Revista de la Asociación Geológica Argentina 64(3): 193 - 202 (2009).
- DESSANTI, R. N., 1973. Sobre el control estructural de algunos rasgos geomorfológicos del noroeste de la Patagonia. Asociación Geológica Argentina. Revista XXVIII: 95-96.
- DI PERSIA, A., 1956. Informe previo al levantamiento geológico en escala 1:100.000 de la zona norte de la provincia de Santa Cruz al sur del río Deseado. 3° campaña Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 56 p., (inédito).
- DI PERSIA, A., 1957. Ibidem 4o campaña. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 28 p., (inédito).
- DI PERSIA, A., 1958. Ibidem 5o campaña. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 27 p., (inédito).
- DI PERSIA, A., 1959. Ibidem 6o campaña. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 12 p., (inédito).
- ECHEVESTE, H., FERNANDEZ, R. BELLIENI, G., TESSONE, M., LLAMBÍAS, E., SCHALAMUK, I., PICCIRILLO, E. y DE MIN, A., 2001. Relaciones entre las Formaciones Bajo Pobre y Chon Aike (Jurásico medio a superior) en el área de Estancia El Fénix-Cerro Huemul, zona centro-occidental del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 56, (4): 548-558.
- FÉRAUD, G., ALRIC, V., FOMARI, M., BERTRAND, H., y HALLER, M., 1999. 40Ar/39Ar dating of the Jurassic volcanic province of Patagonia: migrating magmatism related to Gondwana break-up and subduction. Earth and Planetary Science Letters 172: 83-96.
- FERNANDEZ, R., TESSONE M., ECHEVESTE H., MOREIRA P., CARLINI M., 2016. Geología y mineralización del área "Estancia San Pedro", Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Revista de la Asociación Geológica Argentina 73 (3): 388 - 404.
- FERUGLIO, E., 1949-1950. Descripción geológica de la Patagonia. Volumen 1. 1-334. Dirección Nacional de Yacimientos Petrolíferos Fiscales, Buenos Aires.
- FLEAGLE, J., BOWN, T., SWISHER, C. y BUCKLEY, G., 1995. Age of the Pinturas and Santa Cruz Formations. 6° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía, Actas: 129-135.
- FLECK, R. J., J. H. MERCER, A. E. NAIRN y D. N. PETERSON, 1972. Chronology of Late Pliocene and Early Pleistocene glacial and magnetic

- events in southern Argentina. *Earth Planetary Science Letters*, 16: 15 - 22.
- FRANCHI, M., J.L.PANZA y R. DE BARRIO, 1989. Depósitos triásicos y jurásicos de la Patagonia Extraandina. *Cuencas Sedimentarias Argentinas* (G. Chebli y L. Spalletti, Eds.), Serie Correlación Geológica 6: 347- 378, Tucumán.
- FRENGÜELLI, J, 1933. Situación estratigráfica y edad de la «Zona con Araucarias» al sur del curso inferior del río Deseado. *Boletín Informaciones Petroleras*, 1 I 2: 843-900.
- FURQUE, G. y CAMACHO, H. H., 1972. El Cretácico superior y Terciario de la región austral del Lago Argentino (Provincia de Santa Cruz). 4º Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 3: 61-75. Buenos Aires.
- GORRING, M.L., S.M. KAY, P.K. ZEITLER, V.A. RAMOS, J.L. PANZA, D. RUBIOLO y M.I. FERNÁNDEZ, 1997. Neogene Patagonian plateau lavas: Continental magmas associated with ridge collision at the Chile Triple Junction. *Tectonics*, 16(1): 1-17.
- GUIDO, D. M., 2002. Geología y Metalogénesis del Sector Oriental del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Tesis Doctoral MLP. Facultad de Ciencias Naturales y Museo. UNLP. Inédita.
- HATCHER, J.B., 1897. On the Geology of Southern Patagonia. *American Journal Science*, Series 4, 4(23) : 321-354.
- HATCHER, J.B., 1900. Sedimentary rocks of Southern Patagonia. *American Journal Science*, Series 4, 9(50): 85-108.
- HERBST, R., 1965. La flora fósil de la Formación Roca Blanca, provincia de Santa Cruz, Patagonia, con consideraciones geológicas y estratigráficas. *Opera Lilloana* 12: 1-102.
- INREMI, 2003. Mapeo regional y muestreo de reconocimiento del área La Aragonesa. Provincia de Santa Cruz, Argentina. Pp. 62 y 2 Anexos. Informe para San Jorge Minera (Inédito).
- INREMI, 2004. Mapeo regional y muestreo de reconocimiento del área El Puesto, Provincia de Santa Cruz, Argentina. Pp. 26 y 2 Anexos. Informe para San Jorge Minera (Inédito).
- INREMI, 2006. Mapeo y muestreo de sectores de interés en el área de exploración El puesto. Provincia de Santa Cruz. Pp. 37 y 2 Anexos. Informe para San Jorge Minera (Inédito).
- LESTA, P. y R. FERELLO, 1972. Región extraandina de Chubut y norte de Santa Cruz. En *Geológica Regional Argentina* (Ed. Leanza). Academia Nacional Ciencias Córdoba, p.601-653.
- MARCHIONNI, D., TESSONE, M., DEL BLANCO, M., CURCI, M. y ETCHEVERRY, R., 2002. Estudio de inclusiones fluidas de la mineralización epitermal de San Pedro-La Evelina, Macizo del Deseado, Santa Cruz. VI Congreso de Mineralogía y Metalogenia, Buenos Aires. Actas, Pp: 247-252.
- MARCHIONNI, D. 2007. Caracterización volcano-tectónica y detección de áreas mineralizadas en el Sector Central del Macizo del Deseado (Provincia de Santa Cruz). Aplicación de la Teledetección espacial óptica y de radar. Tesis Doctoral Inédita, Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de La Plata, 317 p.
- MARCHIONNI, D.; TESSONE, M., 2009. Cartografía geológica y reconocimiento de áreas de alteración hidrotermal con imágenes LANDSAT-TM en el área de La Manchuria, Macizo del Deseado, Patagonia Argentina. *Anais XIV Simpósio*

- Brasileiro de Sensoriamento Remoto, Natal, Brasil, 25-30 abril 2009, INPE, p. 3269-3276
- MARCHIONNI, D., TESSONE, M., ECHEVESTE, H. 2009. La teledetección como herramienta de prospección. Caso de estudio: la provincia auroargéntifera del Deseado, Patagonia Argentina. IX Congreso de Geología Económica, Septiembre de 2009: 267-271. San Fernando del Valle de Catamarca, Catamarca.
- MARIN, G., 1982. Descripción geológica de la Hoja 55c Gobernador Gregores, provincia de Santa Cruz. Informe preliminar. Servicio Geológico Nacional, 17 p. (inédito).
- MARIN, G., 1984. Descripción geológica de la Hoja 55c Gobernador Gregores, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional (inédito).
- MARSHALL, P., R. PASCUAL, G. CURTIS y R. DRAKE, 1977. South American Geochronology: Radiometric time-scale for Middle to Late Tertiary Mammal-bearing Horizons in Patagonia. *Science*, 195: 1325-1328.
- MERCER, J. H., R. J. FLECK, E. A. MANKINEN y W. SANDER, 1975. Southern Patagonia: glacial events between 4 m.y. and 1 m.y. ago. *Quaternary Studies. Royal Society New Zealand Bulletin*, 13: 223- 230, Wellington.
- MERCER, J. y J. F. SUTTER, 1982. Late Miocene-Earliest Pliocene glaciation in Southern Argentina: implications for global ice sheet history. *Paleogeography, Paleoclimatology and Paleoecology* 38:185-206.
- MOREIRA, P., ECHEVESTE, H., FERNÁNDEZ, R., HARTMANN, L.A., SANTOS, J.O. y SCHALAMUK, I. 2009. Depositional age of Jurassic epithermal gold-silver ore in the Deseado Massif, Argentine Patagonia: based on Manantial Espejo and La Josefina Prospects. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, 253 (1): 25-40. ISSN 0077-7749.
- NULLO, F. E. y COMBINA, A. M., 2002. Sedimentitas Terciarias Continentales. En: M. J. Haller Edit. *Relatorio del XV Congr. Geol. Arg.*, El Calafate, I-16: 245-258. Buenos Aires.
- PADULA, V.H., 1959. Yacimientos de arcillas de los Lotes 18 y 19 de la zona de San Julián, provincia de Santa Cruz. Informe privado (inédito).
- PANKHURST, R. J., P. SRUOGA y C. W. RAPELA, 1993. Estudio geocronológico Rb-Sr de los Complejos Chon Aike y El Quemado a los 47° 30' L.S. *Actas 1 2º Congreso Geológico Argentino*, 4: 171-178.
- PANKHURST, R., RILEY, T., FANNING, C. y KELLEY, S., 2000. Episodic Silicic Volcanism in Patagonia and the Antarctic Peninsula: Chronology of magmatism associated with the Break-up of Gondwana. *Journal of Petrology*, Volume 41, N°5: 605-625.
- PANZA, J.L., 1982. Descripción geológica de las Hojas 53e «Gobernador Moyano» y 54e «Cerro Vanguardia». Servicio Geológico Nacional, 197 p. (inédito).
- PANZA, J.L., 1984. Descripción geológica de las Hojas 54f «Bajo de la Leona» y 54g «Bahía Laura», provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 197 p., (inédito). Buenos Aires.
- PANZA, J.L., 1986. Descripción geológica de la Hoja 54d «La Manchuria», provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 141 p. (inédito). Buenos Aires.
- PANZA, J.L., 1987. Descripción geológica de los Lotes 18 - 19 y alrededores (Departamento Magallanes, provincia de Santa Cruz). Dirección Nacional Minería y Geología, 87 p. (inédito).
- PANZA, J.L., 1995a. Hoja Geológica 4969-II Tres Cerros escala 1:250.000,

- provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional. Boletín 213.
- PANZA, J.L., 1995b. Hoja Geológica 4966-I/II Bahía Laura, escala 1:250.000, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional. Boletín 214.
- PANZA, J. L., MARÍN, G. y ZUBIA, M.A., 1998. Hoja Geológica 4969-I "Gobernador Gregores", provincia de Santa Cruz. Escala 1:250.000. Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 239: 1-104.
- PANZA, J., COBOS, J. C. y ZUBIA, M., 2001. Hoja Geológica 4769-III, Destacamento La María, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 296: 81 pp.
- PANZA, J. L. y M. R. FRANCHI, 2002. Magmatismo basáltico cenozoico extrandino. En M. J. Haller (Ed.): Geología y Recursos Naturales de Santa Cruz. Relatorio del 15° Congreso Geológico Argentino. El Calafate, I-14: 201-236.
- PASCUAL, R., HINOJOSA E., GONDARD, D., y TONNI E., 1965. Las edades del Cenozoico mamífero de la Argentina, con especial atención a aquellas del territorio bonaerense. Anales Comisión Investigaciones Científicas Provincia de Buenos Aires, 6: 165- 193.
- PEZZI, E., 1970b. Informe geológico zonas Cerro Huemul y Estancia La Josefina, Santa Cruz. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 21 p., (inédito).
- PIATNITSKY, A., 1938. Observaciones geológicas al oeste de Santa Cruz (Patagonia). Boletín Informaciones Petroleras, 165: 45-85.
- PUGA, R., MARCHIONNI, D. y TESSONE, M., 2021. Los conos de escoria cenozoicos al sur del C° Tejedor y sus implicancias tectónicas (Macizo del Deseado, Provincia de Santa Cruz): Análisis de imágenes SAR y Modelos Digitales de Elevación. XXI Congreso Geológico Argentino: Sesión Técnica-15 Geomática y Teledetección. Pp: 2 (enviado).
- RAMOS, V.A., 1982a. Geología de la región del Lago Cardiel, provincia de Santa Cruz. Revista Asociación Geológica Argentina, 37 (1): 23-49. Buenos Aires.
- RAMOS, V.A., H. NIEMEYER, J. SKARMETA y J. MUÑOZ, 1982. Magmatic Evolution of the Austral Patagonian Andes. Earth-Science Reviews, 18: 411-443.
- RAPELA, C.W. y S.M. KAY, 1988. Late Paleozoic to Recent magmatic evolution of northern Patagonia. Episodes, 11 (3): 175-181.
- REIMER, W., MILLER, H. y MEHL, H., 1996. Mesozoic and Cenozoic palaeo-stress field of the South Patagonian Massif deduced from structural and remote sensing data. En: Weddell Sea Tectonics and Gondwana Break-up (B.C. Storey, E.C. King & R.A. Livermore Eds.), Geol. Soc. Sp. Publ. 108: 73-85; London.
- RIGGI, J.C., 1957. Resumen geológico de la zona de los lagos Pueyrredón y Posadas, provincia de Santa Cruz. Revista Asociación Geológica Argentina, 12(2): 65-97.
- ROLL, A., 1938. Estudio geológico de la zona al sur del curso medio del río Deseado. Boletín Informaciones Petroleras, reimpresión Tomo 15 (163): 17-83.
- RUIZ GONZÁLEZ, V., PUIGDOMENECH, C.G., RENDA, E., BOLTSHAUSER, B., SOMOZA, R., VIZÁN, H., ZAFFARANA, C.B., TAYLOR, G.K, HALLER, M. y FERNÁNDEZ, R. 2019. New paleomagnetic pole for the Upper Jurassic Chon Aike Formation of southern Argentina (South America): Testing the tectonic stability of

- Patagonia with respect to South America, and implications to Middle Jurassic-Early Cretaceous true polar wander. *Tectonophysics*, 750: 45-55.
- SACOMANI, L., 1984. Informe preliminar. Ciclos basálticos cenozoicos del sector centro-occidental del Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz. Servicio Geológico Nacional, 5p. (inédito).
- SARRIS, M. y C.P. FERNANDEZ, 1957. Exploración carbonífera en la zona entre el lago Strobel, lago San Martín, río Chico y río Chaliá. Yacimientos Carboníferos Fiscales, 16 p. (inédito).
- SPALLETI, L., A. IÑIGUEZ RODRIGUEZ y M. MAZZONI, 1982. Edades radimétricas de piroclastitas y vulcanitas del Grupo Bahía Laura, Gran Bajo de San Julián, Santa Cruz. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 37(4):483-485.
- STIPANICIC, P. y A.O. REIG, 1955. Breve noticia sobre el hallazgo de anuros en el denominado «Complejo Porfírico de la Patagonia extraandina: con consideraciones acerca de la composición geológica del mismo. *Revista Asociación Geológica Argentina*, 10 (4): 215-233.
- STIPANICIC, P. y A.O. REIG, 1957. El «Complejo Porfírico de la Patagonia Extraandina» y su fauna de anuros. *Acta Geológica Lilloana* 1: 185-297, Tucumán.
- STIPANICIC, P. y A. RODRIGO, 1969. El diastrofismo Eo y Mesocretácico en Argentina y Chile, con referencias a los movimientos jurásicos de la Patagonia. *Actas 4as Jornadas Geológicas Argentinas*, 2: 337-352.
- STIPANICIC, P. y M. BONETTI, 1970. Posiciones estratigráficas y edades de las principales floras jurásicas argentinas. 11 Floras doggerianas y málmicas. *Revista Asociación Paleontológica Argentina*, 7 (2): 101-118.
- STOCKEY, R.A., 1975. Seeds and embryos of *Araucaria mirabilis*. *American Journal of Botany*, 62(8): 856-868.
- STOCKEY, R.A., 1977. Reproductive biology of the Cerro Cuadrado (Jurassic) fossil conifers: *Pararaucaria patagonica*. *American Journal of Botany*, 64(6): 733-744.
- STOCKEY, R.A., 1978. Reproductive biology of Cerro Cuadrado fossil conifers: ontogeny and reproductive strategies in *Araucaria mirabilis* (Spegazzini) Windhausen. *Palaeontographica Abt. B*, 166: 1-15.
- STOCKEY, R.A. y TAYLOR, T.N. 1978. On the structure and evolutionary relationships of the Cerro Cuadrado fossil conifer seedlings. *Botanical Journal of the Linnean Society*, 76(2): 161-176.
- TAUBER, A., 1997. Bioestratigrafía de la Formación Santa Cruz (Mioceno inferior) en el extremo sudeste de la Patagonia. *Ameghiniana, Revista de la Asociación Paleontológica Argentina*, 34 (4): 413-426.
- TAUBER, A., 1999. Los vertebrados de la Formación Santa Cruz (Mioceno inferior-medio) en el extremo sureste de la Patagonia y su significado paleoecológico. *Revista Española de Paleontología*, 14 (2): 173-182.
- TESSONE, M., DEL BLANCO, M., MARCHIONNI, D. 1996a. Mineralización Epidermal de La Veta Speme, Macizo Del Deseado, Pcia. De Sta. Cruz, Argentina. III Reunión De Mineralogía Y Metalogenia. *Actas*, Pág. 231-235. La Plata.
- TESSONE, M., ROLANDO, P., LÓPEZ GROUTHUIS, E. 1996b. Mineralización Epidermal en Ámbito de la Ea. La Pilarica. Sta. Cruz Argentina. III Reunión De Mineralogía Y Metalogenia. *Actas*, Pag. 237-242. La Plata.

- TESSONE, M. ETCHEVERRY, R., 1998. Alteraciones Hidrotermales Asociadas A Algunos Prospectos Epitermales Del Macizo Del Deseado, Provincia De Santa Cruz, Argentina. IV Reunión De Mineralogía Y Metalogenia. Actas, Pág.267-274. Bahía Blanca
- TESSONE, M. M.A. DEL BLANCO. 1998. Mineralización Epitermal En Domos Riolíticos De La Formación ChonAike, Sector Central Del Macizo Del Deseado, Santa Cruz, Argentina. X Congreso Latinoamericano De Geología Y VI Congreso De Geología Económica. Buenos Aires.
- TESSONE, M., DEL BLANCO, M., MACAMBIRA, M., ROLANDO, A. P., 1999. New radiometric ages of the ChonAike and Bajo Pobre formations in the central zone of the Deseado Masif, Argentina. II South American Symposium of Isotope Geology, Actas, pág 132-135. En Instituto de Geología y Recursos Minerales – SEGEMAR, Anales XXXIV
- TESSONE, M., DEL BLANCO, M., MARCHIONNI, D., 2012. Ejemplos de depósitos epitermales someros en el Macizo del Deseado, provincia de Santa Cruz, Argentina. Revista de la Asociación Argentina de Geólogos Economistas (AAGE). Pp. 19.
- TURIC, M.A., 1969. Perfiles estratigráficos al sur del curso medio del río Deseado, entre Punta España y Meseta Baqueró, provincia de Santa Cruz. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 55 p. (inédito).
- UGARTE, F.R.E., 1956. Relevamiento geológico expeditivo de la zona del lago Cardiel, Santa Cruz. Yacimientos Carboníferos Fiscales, 18p. (inédito).
- VIDAL, C., GUIDO, D., MELGAREJOI, J., (2013). Sulfuros y sulfosales de plata portadoras de selenio en el depósito epitermal Au-Ag Cerro Negro, Macizo del Deseado.
- WICHMANN, B., 1922. Observaciones geológicas en el Gran Bajo de San Julián y sus alrededores (Territorio de Santa Cruz). Dirección General Minas. Boletín 30 B.
- WINDHAUSEN, A., I 924. Líneas generales de la constitución geológica de la región situada al oeste del Golfo de San Jorge. Boletín Academia Nacional Ciencias Córdoba, 27: 167-320.
- WINDHAUSEN, A., 193 I. Geología Argentina. Segunda Parte: Geología Histórica y regional del territorio argentino. Ed. Peuser, Buenos Aires.
- ZAMBRANO, J. y C. URIEN, I 970. Geological outline of the basins in Southern Argentina and their continuation off the Atlantic shore. Journal of Geophysical Research, 75(8) : 1363-1396.