

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

Trabajo Final de Licenciatura

**“Geología del sector centro - occidental del
dorso de Los Chihuidos, departamento de
Añelo, provincia del Neuquén, Argentina”**



**Dalmiro Zolezzi Mir
2017**

Director: Dr. Ernesto O. Cristallini
Co Director: Dr. Emilio Rocha

*Dedicado a la maravillosa provincia del Neuquén,
Tierra que me vio nacer, crecer y volar.*

Agradecimientos

En primer lugar quisiera agradecer a mis padres, Jorgelina y Alejandro, por el grandísimo apoyo brindado durante toda mi carrera universitaria, como también a lo largo de estos 26 años. Sin ellos, nada de esto hubiese sido posible. Siempre fomentaron mi realización personal en lo que me apasiona desde niño.

En segundo lugar a mis hermanos, Ana y Lucio, que también estuvieron siempre presentes. A mis parientes, cercanos y lejanos, que siempre se acordaron de mí, haciéndome llegar sus afectos a pesar de la distancia. A mi novia, Sofía, quien fue un gran soporte emocional durante la última etapa de mi carrera.

A mis amigos de la infancia, de la carrera y de la vida.

A mi director Ernesto, quien supo guiarme sabiamente para poder concretar este trabajo, enseñándome muchísimas cosas durante este camino que juntos transitamos.

A mi co director Emilio, por toda su colaboración brindada y por proponerme adentrarme en la fantástica región geológica que es el dorso de Los Chihuidos.

A Alejandro, Federico y Juan por haber colaborado con las tareas de campo.

A YPF S.A. por haber colaborado con datos para poder realizar este trabajo.

A Ricardo Palma por su buena predisposición para ayudarme con el estudio de muestras recolectadas durante la campaña y por haber colaborado realizando un informe sobre cortes petrográficos de estromatolitos hallados en la zona de estudio.

A Carlos Gulisano y Alfredo Ambrosio, por sus consejos y buena predisposición para discutir distintos aspectos de la geología de la zona de estudio.

A Diana Fernández por los consejos y acotaciones sobre descripciones de icnofósiles.

A la Universidad de Buenos Aires, a la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales y al Departamento de Geología, junto con todo su personal, por la excelente y completa formación académica de calidad brindada durante estos años.

Resumen

El dorso de Los Chihuidos constituye una de las estructuras más representativas del sector central de la provincia del Neuquén. Se lo estudió en su sector centro - occidental, al este de la faja plegada y corrida del Agrio, analizando en detalle aspectos estructurales, estratigráficos y geomorfológicos. Se describieron detalladamente estructuras menores presentes en los anticlinales Chihuido del Medio y Oeste Cerro Mesa, en particular aquellas ubicadas en el sector central de este último, más precisamente en el valle tipo cañón del arroyo Rincón Salado de dirección ONO. Donde este valle expone rocas del núcleo del anticlinal, se descubrió un nuevo afloramiento del Miembro Salina de la Formación Huitrín. Mediante el análisis de la disposición espacial de las estructuras allí presentes, representadas en un mapa de detalle, se caracterizó una zona de transcurrencia oblicua al anticlinal Oeste Cerro Mesa coincidente con la trayectoria del mencionado valle fluvial. Se proponen nuevos modelos evolutivos, analizando conjuntamente esta zona de transcurrencia con otras estructuras de la zona y se determina que existen evidencias del control del basamento en la deformación, expresadas en lineamientos superficiales. Este trabajo plantea nuevas propuestas sobre cómo está vinculada la estructuración del dorso de Los Chihuidos con deformación de piel gruesa en su flanco occidental.

Palabras clave: Cuenca Neuquina, dorso de Los Chihuidos, faja plegada y corrida del Agrio, Deformación, Control del basamento, Zona de transcurrencia Arroyo Rincón Salado, Inversión tectónica oblicua.

Índice

1. INTRODUCCIÓN	5
1.1. OBJETIVOS.....	6
1.2. UBICACIÓN	6
1.3. METODOLOGÍA DE TRABAJO	8
2. ANTECEDENTES	10
2.1. PROSPECCIÓN Y EXPLORACIÓN HIDROCARBURÍFERA	10
2.2. PROSPECCIÓN Y EXPLORACIÓN EN EL DISTRITO URANÍFERO LOS CHIHUIDOS	13
2.3. HOJAS GEOLÓGICAS REALIZADAS POR EL SERVICIO GEOLÓGICO Y MINERO ARGENTINO.....	16
2.4. INVESTIGACIONES ACADÉMICAS	17
3. EVOLUCIÓN TECTOSEDIMENTARIA DE LA CUENCA NEUQUINA	19
3.1. TRIÁSICO TARDÍO - JURÁSICO TEMPRANO.....	20
3.2. JURÁSICO TEMPRANO - CRETÁCICO TEMPRANO	21
3.3. CRETÁCICO TARDÍO - CENOZOICO	22
4. ESTRATIGRAFÍA	26
4.1. CONSIDERACIONES PRELIMINARES	26
4.2. GRUPO BAJADA DEL AGRIO.....	28
4.2.1. <i>Formación Huitrín</i>	29
4.2.1.1. Miembro Salina.....	30
4.2.2. <i>Formación Rayoso</i>	43
4.2.2.1. Miembro Rincón.....	44
4.2.2.2. Miembro Quili Malal	53
4.2.2.3. Miembro Pichi Neuquén.....	61
4.2.2.4. Miembro Cañadón de la Zorra	67
4.3. GRUPO NEUQUÉN	73
4.3.1. <i>Subgrupo Río Limay</i>	74
4.3.1.1. Formación Candeleros	74
4.3.1.2. Formación Huincul	78
4.3.2. <i>Subgrupo Río Neuquén</i>	81
4.3.2.1. Formación Cerro Lisandro	81
4.4. UNIDADES CENOZOICAS.....	83
4.4.1. <i>Formación Puesto Burgos</i>	83
4.4.2. <i>Formación Rincón Bayo</i>	85
4.4.3. <i>Formación Desfiladero Negro</i>	86
4.4.4. <i>Depósitos de terrazas indiferenciadas del río Neuquén</i>	96

4.4.5.	<i>Depósitos cuaternarios</i>	98
5.	DEFORMACIÓN	99
5.1.	INTRODUCCIÓN	99
5.2.	ESTRUCTURAS SUPERFICIALES	99
5.2.1.	<i>Anticlinal Chihuido del Medio</i>	100
5.2.2.	<i>Anticlinal Oeste Cerro Mesa</i>	102
5.2.2.1.	Flanco oriental	104
5.2.2.2.	Flanco occidental	107
5.2.2.3.	Cañón del Rincón Salado	109
5.2.2.3.1.	Ladera septentrional del valle del arroyo Rincón Salado	109
5.2.2.3.2.	Ladera austral del valle del arroyo Rincón Salado	119
5.2.3.	<i>Estructuras al oeste del río Neuquén</i>	130
5.3.	ESTRUCTURA DEL SUBSUELO	133
5.4.	MODELOS ESTRUCTURALES GENERADOS A PARTIR DE INTEGRACIÓN DE DATOS E INTERPRETACIONES DE ESTRUCTURAS DE SUPERFICIE Y SUBSUELO	136
6.	GEOMORFOLOGÍA	144
6.1.	GENERALIDADES	144
6.2.	PAISAJE DE CRESTAS, CUESTAS Y DEPRESIONES QUE CONFORMAN VENTANAS EROSIVAS E INVERSIÓN DEL RELIEVE EN ZONAS PLEGADAS	148
6.3.	PAISAJE DE PLANICIE ESTRUCTURAL SUAVEMENTE INCLINADA	152
6.4.	MORFOGENIA KÁRSTICA	152
6.5.	MORFOGENIA EÓLICA	153
6.6.	MORFOGENIA ENDÓGENA	154
7.	CONCLUSIONES	155
8.	BIBLIOGRAFÍA	156
9.	ANEXOS	172
9.1.	MAPA GEOLÓGICO LOS CHIHUIDOS CENTRO - OESTE	172
9.2.	MAPA GEOLÓGICO CAÑÓN DEL RINCÓN SALADO	172

1. Introducción

La Cuenca Neuquina es una de las cuencas hidrocarburíferas más importantes del país. Consta además de una vasta y rica historia minera, puesto que contiene una gran variedad de yacimientos metalíferos y no metalíferos, así como también rocas de aplicación. Con más de un siglo de investigaciones, los estudios realizados, ya sea con fines académicos y/o prospectivos - exploratorios, permitieron año a año un conocimiento cada vez más detallado de la región.

Numerosos investigadores han realizaron estudios de carácter regional enfocados al análisis de la faja plegada y corrida del Agrio y la morfoestructura del dorso de Los Chihuidos. Si bien este tipo de referencias bibliográficas abundan, existen pocos trabajos de investigación académica focalizados a estudiar con detalle la geología y en particular la estructura, de la porción centro - occidental de la mencionada morfoestructura, que es el objetivo del presente trabajo.

En este trabajo se estudia la región de los anticlinales Chihuido del Medio y Oeste Cerro Mesa, los cuales se ubican entre el eje del dorso de Los Chihuidos y el río Neuquén, al SE de la localidad de Balsa Huitrín. Esta zona ostenta, desde el punto de vista estructural, un estilo intermedio entre lo que se aprecia en la faja plegada y corrida del Agrio al oeste, y lo observado al este en el dorso de Los Chihuidos.

Existen algunos antecedentes de investigaciones realizadas en el sector austral y oriental relacionados con la búsqueda de recursos hidrocarburíferos y metalíferos pero, tanto el sector septentrional como el noroccidental permanecen prácticamente inexplorados. Esto constituyó un desafío adicional al momento de realizar un viaje de reconocimiento al área, dadas las condiciones de difícil acceso, escasez de agua y clima riguroso.

Este trabajo que pretende caracterizar la geología, particularmente la estructura, del sector comprendido entre la faja plegada del Agrio y el dorso de Los Chihuidos, es realizado con el objetivo de obtener el título de Licenciado en Ciencias Geológicas dentro del Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires.

1.1. Objetivos

Los objetivos del trabajo son:

- Realizar mapas geológicos a distintas escalas de la zona de estudio, haciendo énfasis en el mapeo de estructuras superficiales reconocibles en el ámbito del Cerro Mesa y zonas aledañas.
- Analizar la evolución cinemática de las estructuras e ilustrarla a través de una o más secciones estructurales esquemáticas que permitan exhibir gráficamente la estructura del subsuelo, interpretada a partir de los datos superficiales y de subsuelo.
- Ampliar el conocimiento estratigráfico de la zona, levantando perfiles sedimentológicos y analizando la relación de contacto entre las distintas unidades litoestratigráficas presentes en busca de discordancias relacionadas con la deformación acaecida en el área.

1.2. Ubicación

La zona de estudio se encuentra localizada en el sector septentrional de la provincia del Neuquén, comprendida principalmente en el sector occidental del departamento de Añelo. Incluye a su vez parte del sector oriental del departamento de Loncopué (Fig. 1.1).

El límite oriental está demarcado por la traza de la ruta provincial uno, la cual atraviesa longitudinalmente el dorso de Los Chihuidos, mientras que el límite occidental está dado por el tramo NNO del río Neuquén. Hacia el sur se extiende hasta la latitud $38^{\circ}05'S$ y hacia el norte hasta los $37^{\circ}50'S$. El acceso vehicular ubicado 37 km al norte de la comisión de fomento Los Chihuidos, se encuentra 170 km al NO de la capital provincial, 85 km al NO de Añelo, 90 km al SE de Chos Malal, 88 km al este de Loncopué y 105 km al norte de Zapala (Fig. 1.2).

La ruta provincial de ripio y permite el acceso a la zona, tanto desde el sur como desde el norte. Se mencionará a continuación el acceso desde las localidades cercanas más

pobladas.

Desde Zapala por la ruta provincial 16 o desde Cutral - Có por la ruta provincial 10, se arriba al poblado de Paso de los Indios, en el cual se puede cruzar el río Neuquén en balsa, permitiendo el acceso al sur del dorso de Los Chihuidos. Allí, se empalma con la uno en su tramo más austral, donde se deben transitar 65 km hacia el norte, para acceder a la zona de estudio. También puede accederse a este punto a través de la ruta provincial 17 desde la localidad de Añelo.

En el caso de querer acceder desde el norte, puede empalmarse la uno desde la ruta provincial siete. Esta última, de trayectoria NO - SE, conecta directamente con la ciudad de Añelo al SE o bien con la ruta nacional 40 al NO, la cual pasa por la ciudad de Chos Malal, ubicada 35 km al oeste de esta intersección.

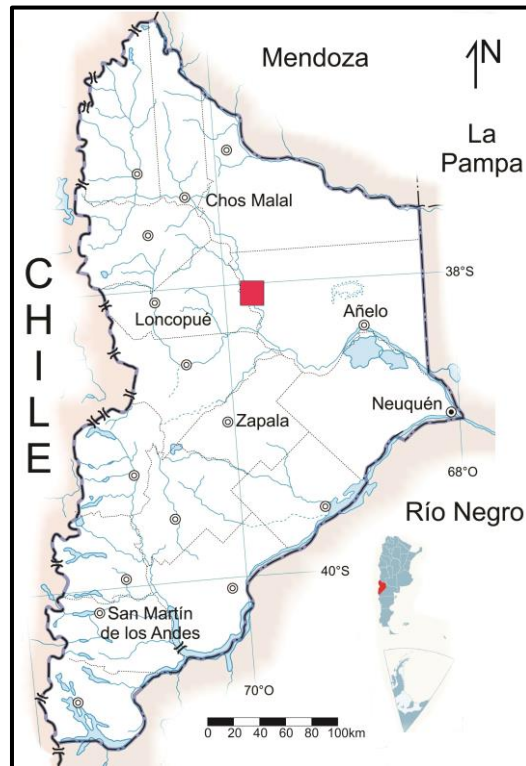


Figura 1.1: Mapa de ubicación geográfica. El rectángulo rojo indica la zona de estudio.

Con respecto a la zonificación de áreas hidrocarburíferas provinciales, la zona de estudio se encuentra mayormente dentro del área con permiso de exploración otorgado por la provincia del Neuquén denominado Cerro Arena y en menor medida en las áreas Cortadera Sur, Cerro Arena Sur y Loma Ancha.

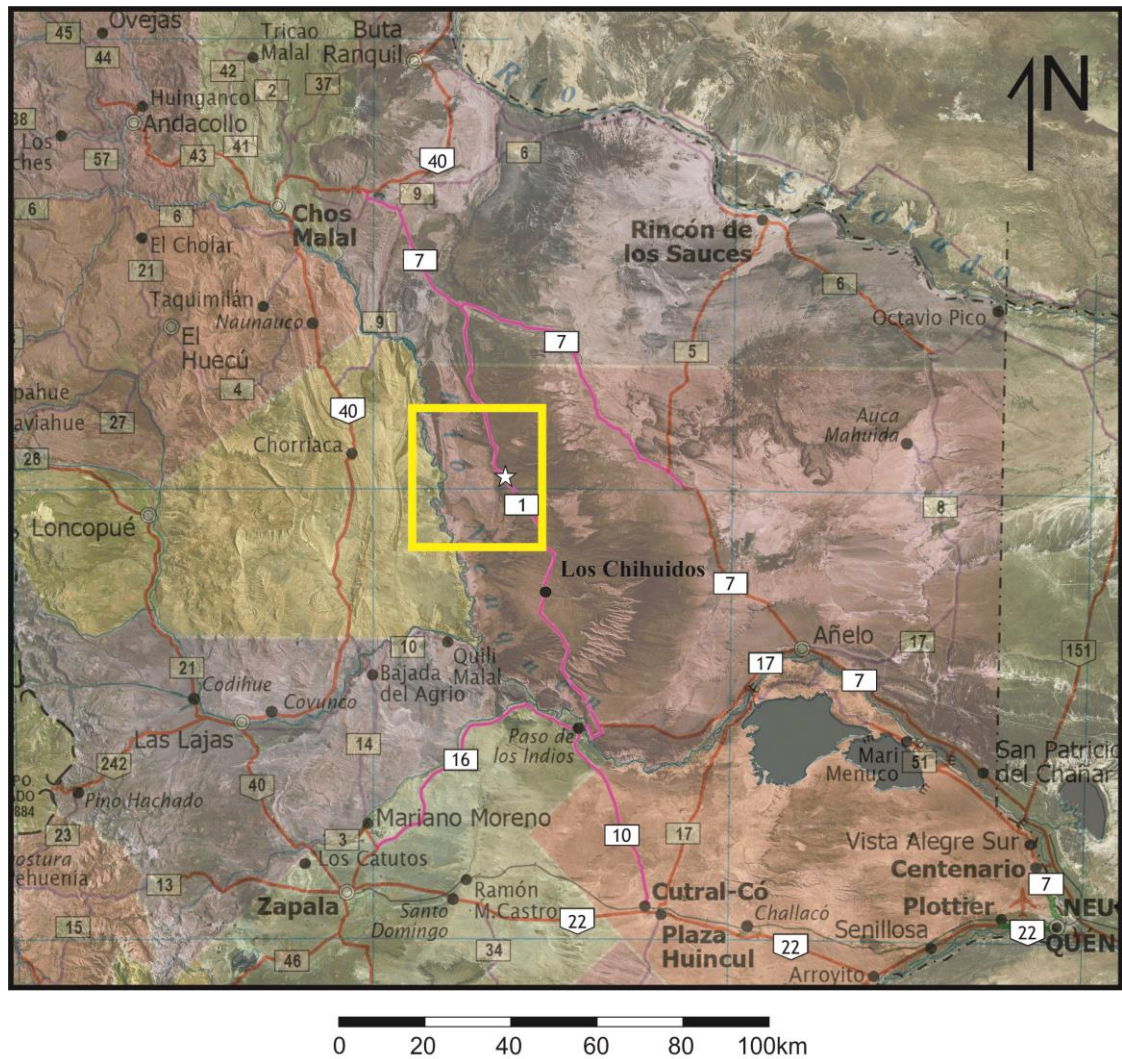


Figura 1.2: Mapa de rutas nacionales y provinciales. En violeta se marcan aquellas de ripio y en rojo las asphaltadas. En amarillo se indica la zona de estudio. El acceso vehicular está marcado con una estrella.

1.3. Metodología de trabajo

En primer lugar se realizó una búsqueda de bibliografía pertinente a la zona de estudio. Luego, mediante fotointerpretación, se confeccionó un mapa geológico preliminar de la región. Para ello se elaboró un sistema de información geográfica (SIG) con Global Mapper®. Allí se dispusieron de manera georeferenciada imágenes de Google Earth® y Bing®, modelos de elevación digital ASTER GDEM® (ASTER GDEM es un producto de METI y NASA) y mapas de estudios previos. La edición final se hizo en Corel Draw®. En el mapa se discriminaron aquellas estructuras, unidades litoestratigráficas (formaciones), relaciones estratigráficas y aspectos geomorfológicos que generaban mayor incertidumbre, con el objetivo de realizar un control de campo para su mejor

compresión.

Se realizó un viaje de reconocimiento de una semana en el campo aproximadamente. Se relevó la zona en el sector austral y central principalmente. Uno de los sectores de mayor interés es el valle del arroyo Rincón Salado (*nom. nov.*), en el tramo ENE - OSO que atraviesa el anticlinal Oeste Cerro Mesa. Allí, se realizaron perfiles estructurales esquemáticos en base a los datos estructurales tomados y un perfil sedimentológico del Miembro Quili Malal de la Formación Rayoso.

Por último, se procedió a crear una base de datos integrando los datos recopilados previamente y los datos obtenidos durante la campaña. Se cargaron los nuevos datos en la plataforma SIG anteriormente creada. También analizaron los nuevos datos adquiridos en un *software* de interpretación geológico - estructural denominado Andino 3D® reuniendo datos de superficie junto con información de sísmica de reflexión 2D y datos de pozos, para poder generar secciones estructurales representativas. Los mapas preliminares editados en Corel Draw® se corrigieron con los nuevos datos y observaciones realizadas en afloramientos. Las unidades estratigráficas mapeadas al oeste del río Neuquén fueron interpretadas en imágenes satelitales de alta resolución, teniendo como referencias mapas publicados por otros autores.

2. Antecedentes

Los paradigmas científico - tecnológicos, la coyuntura político - económico - social, sumado a otros múltiples factores, hacen que una zona sea prospectada - explorada en busca de un recurso específico en un momento dado. En función de las variables existentes, la continuidad de esta búsqueda puede verse comprometida, generando que una zona de interés sea descartada temporalmente. Posteriormente, ante el cambio de una o más variables, la misma puede ser reconsiderada para una nueva exploración. En este contexto de avances e interrupciones en la ampliación y enriquecimiento del conocimiento, la zona de estudio evidenció avances sustanciales mientras fue considerada objetivo de las industrias hidrocarburífera y minera, así como también de investigaciones académicas, o bien siendo parte del mapeo sistemático que el Servicio Geológico y Minero Argentino realizó a lo largo del país.

2.1. Prospección y exploración hidrocarburífera

El 29 de octubre de 1918, la Dirección General de Minas, Geología e Hidrología de la Nación descubrió petróleo en la perforación del Pozo N°1 realizada en Plaza Huincul, provincia del Neuquén. Después de la creación de la Dirección General de Yacimientos Petrolíferos Fiscales en 1922 durante la presidencia de Hipólito Yrigoyen, comenzó una exploración sistemática a lo largo y ancho de Cuenca Neuquina, generando valiosísimos aportes al conocimiento geológico de la región.

Uno de los primeros mapas geológicos publicados, que incluye la zona de estudio, corresponde al “Bosquejo Geológico del Neuquén Extraandino” realizado por Herrero Ducloux (1946). En ese trabajo el autor realizó una recopilación de sus investigaciones sumado a los levantamientos geológicos realizados por otros colegas, en su mayoría trabajos de YPF, para editar de esa manera uno de los primeros mapas geológicos de extensión cuencal. Esos colegas fueron P. Groeber, A. Stessin, J. L. Biondi, A. Roll, H. Loomis, H. L. Baldwin, A. Fernández Carro, A. F. Leanza y T. Suero, entre otros. En la figura 2.1 se puede observar un recorte de dicho mapa donde se encuentran dibujadas las trazas de los anticlinales “Chihuido del Medio” y “Chihuido Oeste”. En este trabajo se conservará el primer nombre, mientras que para la segunda estructura se seguirá la nomenclatura utilizada por Padula (1950). Los nombres utilizados por Herrero Ducloux

(1946) para referirse a los anticlinales, posiblemente hayan sido introducidos por primera vez en la literatura en informes inéditos previos de YPF, en particular aquellos realizados entre 1940 y 1941 por H. Loomis (léase citas bibliográficas de Herrero Ducloux 1946).

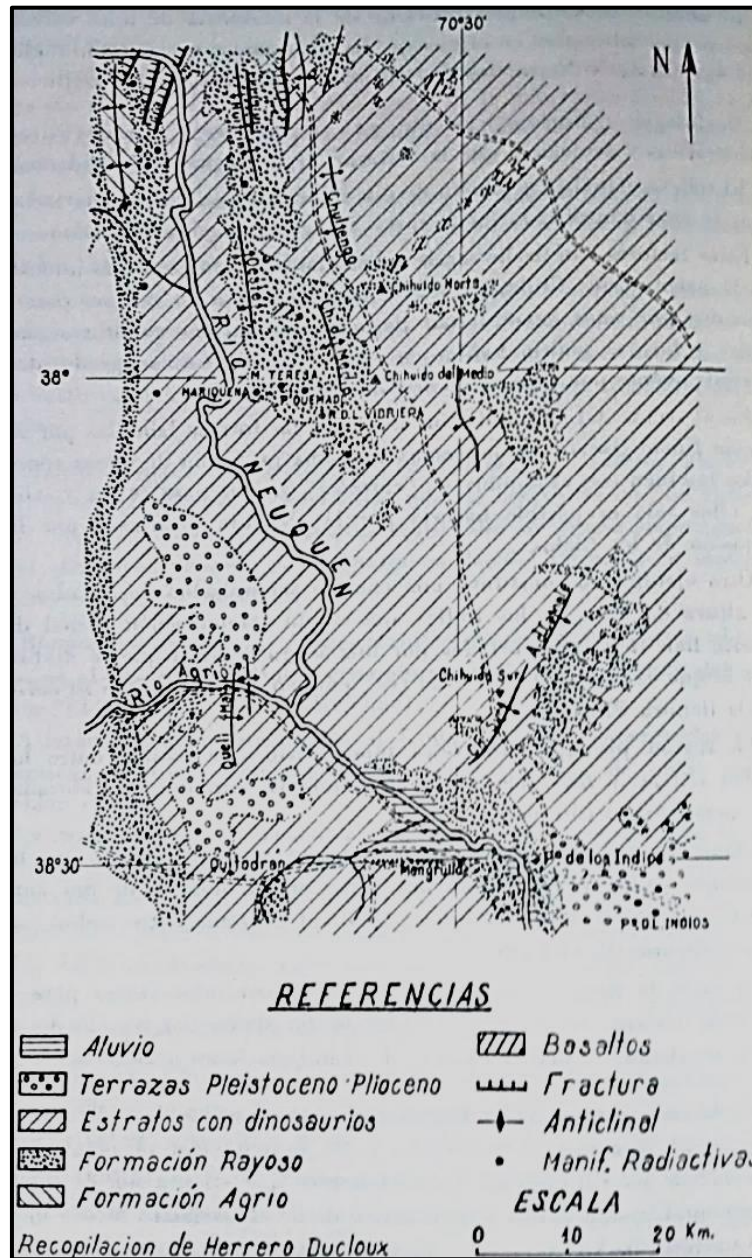


Figura 2.1: Recorte del “Bosquejo Geológico del Neuquén Extraandino” publicado en 1946 por Herrero Ducloux. Incluye algunas manifestaciones de uranio de la región (según Moreno y Pujol Ferre 1962).

Otro aspecto importante para destacar del trabajo de Herrero Ducloux (1946), es que el mismo contiene además otros cuatro mapas. El primero de ellos es un mapa de regiones geológicas, en el cual delimita y separa la región del dorso de Los Chihuidos del resto

de las unidades presentes en la cuenca. Los dos siguientes ilustran la distribución de facies sedimentarias de dos intervalos mesozoicos (Bajociano - Caloviano y Kimmeridgiano - Tithoniano). Por último, el cuarto mapa exhibe rasgos estructurales de la cuenca, entre ellos los pliegues del dorso de Los Chihuidos.

El informe realizado por Padula (1950) para YPF es quizás el trabajo más completo y meticulado que existe de la zona de estudio. El autor evaluó los posibles sistemas petroleros vinculados a los anticlinales Chihuido del Medio y “Oeste Cerro Mesa”, nombre propuesto por Padula (1950) que se utilizará en el trabajo para denominar a esta estructura. Realizó un estudio geológico superficial integral, levantando perfiles sedimentológicos y analizando aspectos estratigráficos junto con C. de Ferrariis y A. Fernández Carro. Mencionó por primera vez la presencia de cuerpos basálticos en la prolongación austral del anticlinal Chihuido del Medio. Realizó la primera sección estructural esquemática del área (Fig. 2.2), en el cual dibujó la estructura del subsuelo en una transecta ENE - OSO, aproximadamente perpendicular a los ejes anticlinales. A su vez fue el primer autor que interpretó más de un evento deformacional en la generación de los pliegues del sector occidental del dorso de Los Chihuidos.

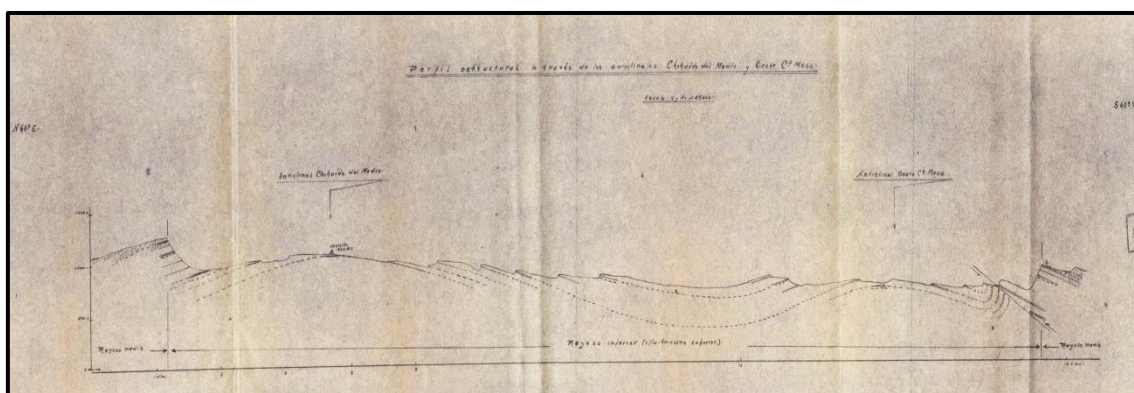


Figura 2.2: Sección estructural ENE - OSO realizada en la zona de los anticlinales Chihuido del Medio y Oeste Cerro Mesa según Padula (1950).

Si bien Padula (1950) propuso la realización de pozos exploratorios en estos prospectos para una mejor comprensión del subsuelo, no fue hasta 1971 y 1972 que se realizaron los primeros pozos en los anticlinales Chihuido del Medio y Chihuido Este, este último denominado “anticlinal Colorado” al sur y “anticlinal Chulengo” al norte según Herrero Ducloux (1946). La denominación para el anticlinal Chihuido Este aparece formalmente en la bibliografía académica en Ramos (1981), aunque se presume que dicha

denominación se remonta al informe realizado por Freytes (1970) o a algún otro informe inédito de YPF, a los cuales no se pudo tener acceso.

La actividad hidrocarburífera se interrumpe en la zona de estudio durante la década de 1980 y gran parte de la de 1990 y se retoma la perforación de nuevos pozos exploratorios hacia el nuevo milenio, en las mismas estructuras que fueron perforadas décadas atrás por prospectos diferentes, continuándose en la actualidad.

Cristallini y Allmendinger (2000) realizaron un informe para Repsol - YPF enfocado al estudio de las estructuras orientales de la faja plegada y corrida del Agrio junto con los pliegues occidentales del dorso de Los Chihuidos. Si bien estudiaron con mayor detalle y control de campo el anticlinal Huitrín, estos autores incluyeron en el estudio a los anticlinales analizados en este trabajo, caracterizando mediante fotointerpretación la estructura superficial y mediante información de pozos y sísmicas la de subsuelo.

Otro informe de Repsol - YPF pertinente a este trabajo es el de Kay (2001), donde estudió y discutió la edad de los diques de la Formación Desfiladero Negro ubicados en las inmediaciones de la sierra de Huantraico, los cuales presentan ramificaciones que afloran en el sector SE de la zona de estudio.

2.2. Prospección y exploración en el distrito uranífero Los Chihuidos

A partir de la creación de la Comisión Nacional de Energía Atómica (CNEA) en 1950 durante la primera presidencia de Juan Domingo Perón, comenzó a explorarse el territorio argentino en busca de manifestaciones de uranio. El descubrimiento del yacimiento uranífero Huemul en la provincia de Mendoza durante el año 1952, dejó manifiesto que las sedimentitas cretácicas pertenecientes a la Formación Diamante, Formación Rayoso y al Grupo Neuquén, eran un prospecto de gran interés vinculado a depósitos estratoligados de uranio y cobre.

Este fue el inicio de una extensa prospección terrestre y aérea en la región por parte de la CNEA en las décadas de 1950, 1960 y 1970, alcanzando una cobertura de 45.000 km² en la provincia del Neuquén (Toubes *et al.* 1978, Rojas 1999).

De esta manera se descubrió la región radiactiva de “Los Chihuidos - Las Cárceles” (Fig. 2.3), la cual fue analizada por numerosos geólogos de la CNEA. La recopilación y

síntesis realizada por Belluco *et al.* (1974) menciona la presencia de 20 manifestaciones documentadas en el distrito Los Chihuidos, 14 en el sector septentrional (al norte del cerro Chihuido del Medio) y seis en el sector austral de la zona de estudio.



Figura 2.3: Mapa de áreas prospectadas por la CNEA y por Calypso Uranium, en rojo oscuro y claro respectivamente, según Rojas (2011).

Del Vo y Davids (1962) informaron los estudios prospectivos efectuados en las manifestaciones australes, destacando a María Teresa y Palo Quemado como las más importantes (Fig. 2.4A). Estos yacimientos presentan cuatro horizontes mineralizados, alojados en cuerpos lentiformes (bateas) compuestos de areniscas con cemento calcáreo y estratificación entrecruzada tabular planar y en artesa (Fig. 2.4B), truncadas por superficies limitantes de distinta jerarquía, atribuibles a las sedimentitas de la sección superior del Miembro Quili Malal y a las basales del Miembro Pichi Neuquén, ambas de la Formación Rayoso (Moreno y Pujol Ferre 1962, Del Vo y Davids 1962). Ramos (1975) asoció estas areniscas mineralizadas a yacimientos estratoligados asociados a paleocauces fluviales. La ley media obtenida para el “horizonte IV” del yacimiento Palo Quemado, el de mayor interés de la zona de estudio, es de 0,26 % U_3O_8 , 1,97 % V_2O_5 y 1,87 % Cu considerando un espesor medio de 20 cm (Del Vo y Davids 1962), mientras

que la obtenida para el “horizonte I” perteneciente a María Teresa es de 0,25% U_3O_8 , 1,70 % V_2O_5 y 1,00 % Cu (Toubes *et al.* 1978).

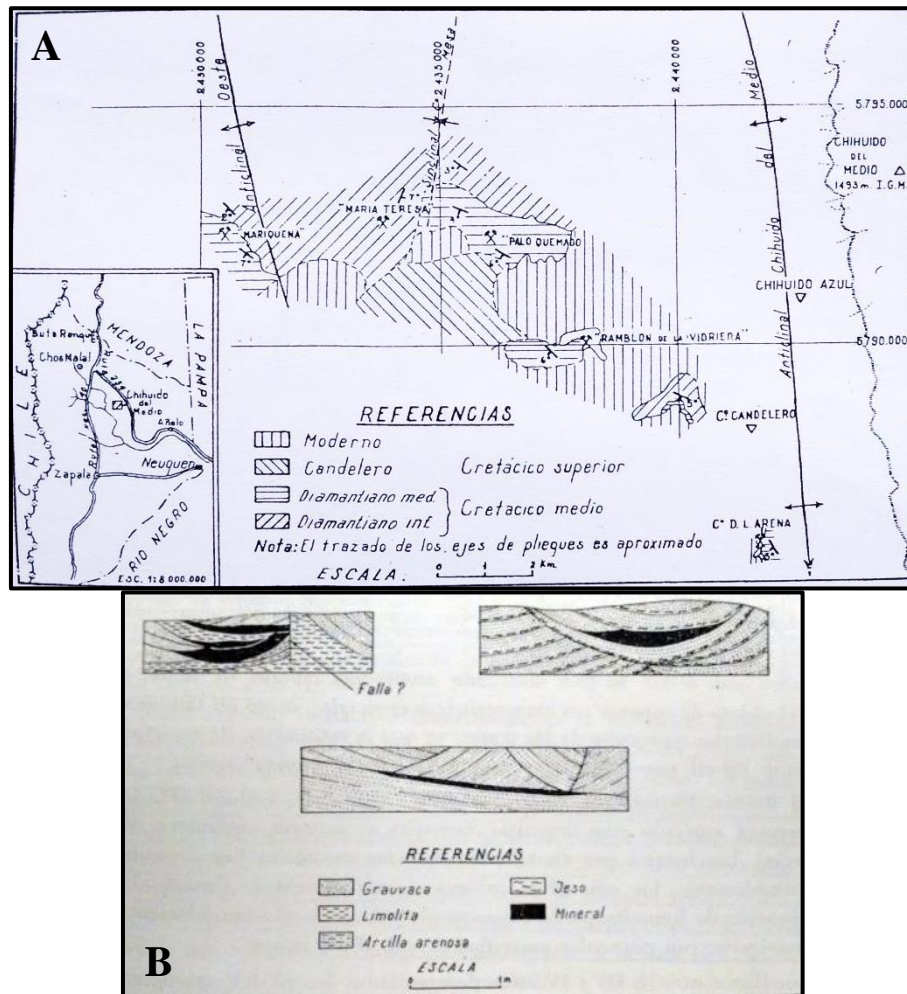


Figura 2.4: A) Ubicación manifestaciones uraníferas en el sector austral de la zona de estudio según Del Vo y Davids (1962) B) Bateas mineralizadas en estratos de areniscas del yacimiento María Teresa según Del Vo y Davids (1962).

La asociación de minerales presentes en estos depósitos consiste en minerales de uranio tales como carnotita, tyuyamunita y boldtwoodita; de cobre tales como malaquita, azurita y crisocola; de hierro tales como hematita, magnetita y limonita; de manganeso y restos carbonosos pobremente silicificados (Moreno y Pujol Ferre 1962, Belluco *et al.* 1974, Ramos 1975). Acompañando estos minerales se destaca la presencia de volborthita ($Cu_3(VO_4)_2 \cdot 3H_2O$), mineral descubierto por primera vez en nuestro país cuando se realizaron los primeros muestreos y análisis químicos de las rocas provenientes del yacimiento Palo Quemado en 1960 (Linares *et al.* 1965).

A pesar de presentar altas leyes de uranio, la disposición subsuperficial y el espesor irregular que presentan estas bateas mineralizadas, como se constató en el “horizonte IV” mediante calicatas y piques exploratorios, hicieron que estos yacimientos fueran descartados para su explotación (Del Vo y Davids 1962, Toubes et al. 1978).

La última actividad relacionada con estos yacimientos de uranio, cobre y vanadio, corresponde a un programa de exploración de uranio realizado por la compañía Calypso Uranium hacia fines de la década de 2000 y principios de la década de 2010 en “Bloque central” (Fig. 2.3), área que incluye parcialmente el distrito Los Chihuidos y la totalidad del distrito Las Cárceles (Rojas 2011).

2.3. Hojas geológicas realizadas por el Servicio Geológico y Minero Argentino

Existen dos hojas geológicas realizadas por el Servicio Geológico Nacional (SGN) entre la década de 1970 y 1980, como parte del programa de elaboración de cartas geológicas de escala 1:200.000, y otras dos realizadas por el Servicio Geológico y Minero Argentino (SEGEMAR) de escala 1:250.000, que abarcan parte de la zona de estudio. Por diversas razones, sólo dos de ellas fueron finalmente publicadas, mientras que la Hoja 34c - Los Chihuidos Sur y la Hoja 3769 - III Chos Malal nunca se terminaron de editar.

Uno de los antecedentes más multidisciplinario es el de Ramos (1981), que describió la geología del sector septentrional del dorso de Los Chihuidos (Hoja 33c, Los Chihuidos Norte). Hace un análisis detallado de la geografía, estratigrafía, geomorfología, estructura y geología de recursos minerales e hidrológicos. Los estudios estratigráficos, estructurales y geomorfológicos serán considerados y discutidos en los capítulos que tratan esos tópicos.

El boletín de la Hoja 3969 - I Zapala elaborado por Leanza *et al.* (2001), detalla muy bien la geología del sector austral del dorso de los Chihuidos, en particular la descripción de las sedimentitas atribuidas a los períodos Paleógeno y Neógeno, así como la descripción de los diques basálticos presentes en la zona de estudio.

Otra publicación realizada por el SEGEMAR, en convenio con Dirección Provincial de Minería de la provincia del Neuquén, es la carta de Geología y Recursos Minerales del

departamento de Añelo escala 1:200.000 (Ardolino *et al.* 1996). Esta carta describe varios aspectos de la geología del departamento, en particular de la zona de estudio, destacándose las descripciones de estratigrafía, geomorfología y geología económica. La publicación cuenta con dos mapas, uno sobre la geología del departamento Añelo y otro sobre los recursos presentes tales como hidrocarburos, arcillas, asfaltitas, bentonitas, cobre, potasio, sal de roca y uranio, indicando en cada caso las relaciones entre el grado de potencialidad y el nivel de confiabilidad de la información.

2.4. Investigaciones académicas

Paralelamente a estos trabajos realizados por diversas compañías en busca de recursos y a las hojas geológicas realizadas por el SEGEMAR, los trabajos académicos estuvieron siempre avanzando. Si bien son numerosos los estudios de alcance regional que incluyen la zona de estudio, son escasos los trabajos académicos de detalle.

Muchos trabajos se han enfocado en estudiar la evolución tectónica de la faja plegada y corrida del Agrio y el dorso de Los Chihuidos, analizando individual o conjuntamente dichas estructuras, incluyendo en sus estudios los pliegues occidentales del dorso. Algunos de estos trabajos que merecen destacarse son los de Braccini (1970), Ramos (1978), Digregorio *et al.* (1984), Eisner (1991), Vergani *et al.* (1995), Cobbold *et al.* (1999) y Ramos (1999a, b). A partir de la década de 2000, se volvieron cada vez más recurrentes las investigaciones. Entre ellas se destacan los trabajos de Cobbold y Rossello (2003), Comínguez y Franzese (2005), Mosquera y Ramos (2006), Ramos y Kay (2006), Repol (2006), Zapata y Folguera (2005), Zamora Valcarce (2006), Zamora Valcarce *et al.* (2006, 2007, 2009, 2011), Cobbold *et al.* (2007), Guzmán *et al.* (2007), Messenger *et al.* (2010, 2013), Ramos *et al.* (2011a, b), Sigismondi (2012), Cevallos *et al.* (2014), Rojas Vera *et al.* (2015, 2016). En ellos se menciona en mayor o menor medida la deformación ocurrida en el dorso de Los Chihuidos, planteando distintas hipótesis, algunas de las cuales serán comentadas y discutidas.

Con respecto a los trabajos de extensión regional que incluyen en el análisis las sedimentitas presentes en la zona de estudio, cabe mencionar los estudios estratigráficos realizados por Fernández Carro (1949), Groeber (1955), Cazau y Uliana (1973), Uliana *et al.* (1975a, b), Digregorio (1978), Digregorio y Uliana (1980), Legarreta y Gulisano (1989), Barrio (1990), Uliana y Legarreta (1993), Gulisano y Gutiérrez Pliemling

(1995), Legarreta y Uliana (1999), Howell *et al.* (2005) y Garrido (2010), entre otros.

Otro trabajo interesante es el de Ramos y Barbieri (1988) sobre volcanismo cenozoico al norte, e inmediatamente al este, de la zona de estudio. Analizaron diques de la Formación Desfiladero Negro y volcánicas de la unidad Basalto Parva Negra, cuya localidad tipo se encuentra en el cerro homónimo ubicado en el extremo NE del dorso de Los Chihuidos. Atribuyeron a esta última unidad los basaltos de los cerros Horqueta y Horqueta Norte, localizados al este del cerro Chihuido Norte (Fig. 2.5).

Por último, se destaca la investigación realizada por Rainoldi (2015) sobre las mineralizaciones de cobre en areniscas del Grupo Neuquén en el sector oriental del dorso de Los Chihuidos (Fig. 2.5). Esta autora analizó la relación entre la migración de hidrocarburos generada a partir de la ruptura de reservorios, debido a la estructuración del dorso de Los Chihuidos, y las mineralizaciones de cobre, plomo, vanadio, plata y uranio en areniscas decoloradas.

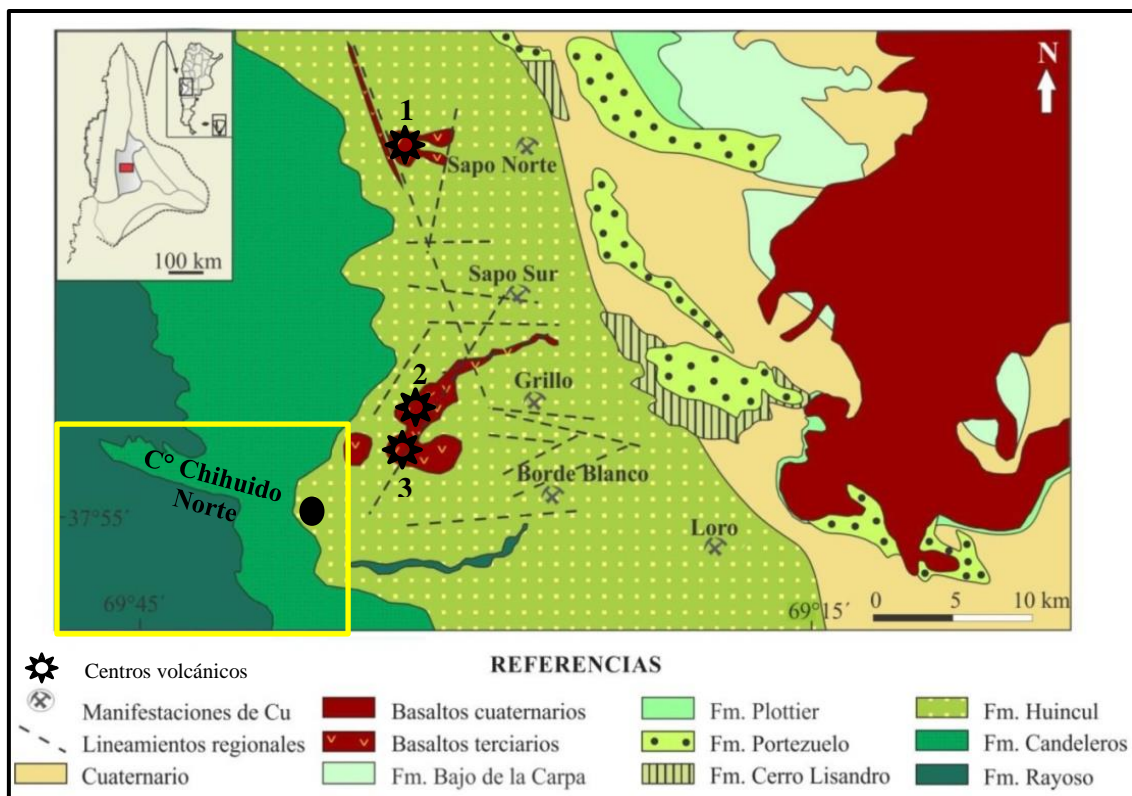


Figura 2.5: Mapa geológico del NE del dorso de Los Chihuidos. El recuadro amarillo señala el sector NE de la zona de estudio. Se destacan prospectos de cobre y tres centros volcánicos: cerros Parva Negra (1), Horqueta Norte (2) y Horqueta (3) (modificado de Rainoldi 2015).

3. Evolución tectosedimentaria de la Cuenca Neuquina

La Cuenca Neuquina está localizada en el sector centro - occidental de Argentina (Fig. 3.1). Las rocas depositadas en esta cuenca durante el Mesozoico y Cenozoico se encuentran distribuidas principalmente en las provincias de Neuquén y Mendoza, y en menor proporción en las provincias de Río Negro, La Pampa y San Juan (Braccacini 1970, Legarreta y Gulisano 1989, Vergani *et al.* 1995, Giambiagi *et al.* 2009). La cuenca presenta una morfología aproximadamente triangular, limitada al oeste por la Cordillera Principal (al norte) y la Cordillera Patagónica Septentrional (al sur), al SE por el Macizo Nordpatagónico y al NE por el Bloque de San Rafael, abarcando un área estimada de 120.000 km² (Ramos 1999a, Howell *et al.* 2005, Tunik *et al.* 2010, Ramos 2011a).

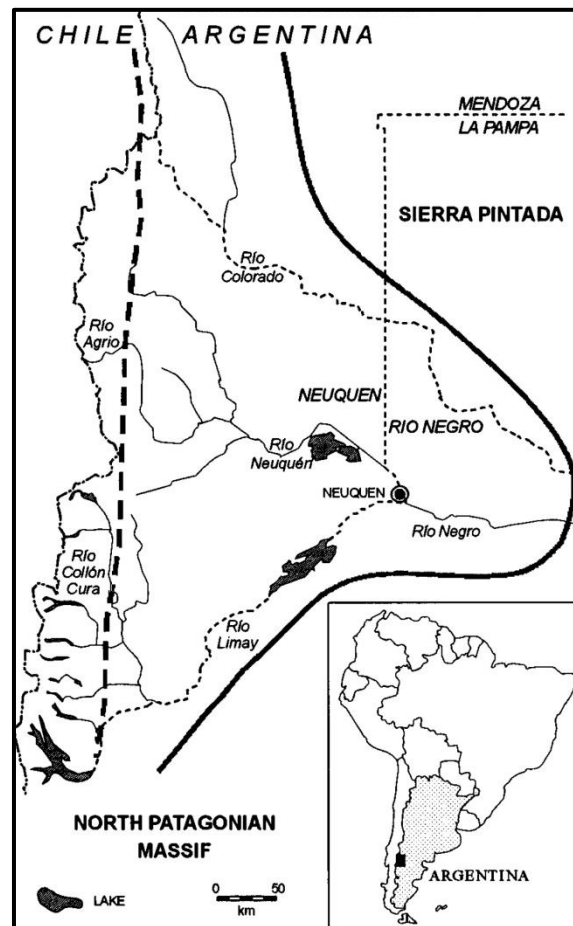


Figura 3.1: Mapa de la Cuenca Neuquina y sus límites según Vergani *et al.* (1995).

La columna sedimentaria de la cuenca presenta más de 6.000 m de espesor en algunos sectores (Gulisano y Gutiérrez Pleimling 1995). Este relleno está integrado

principalmente por rocas sedimentarias silicoclásticas, carbonáticas, evaporíticas y en menor medida por rocas volcánicas (Legarreta y Gulisano 1989).

El basamento sobre el cual apoya toda esta columna sedimentaria corresponde principalmente a la provincia magmática Choiyoi (Pérmico temprano - Triásico medio), al Grupo Andacollo (Carbonífero) y en el sector SO de la cuenca, corresponde a un conjunto de rocas ígneo - metamórficas de edades devónico - pérmicas (Llambías *et al.* 2007, Llambías y Sato 2011, Ramos *et al.* 2011b).

La evolución tectosedimentaria de esta cuenca suele dividirse en tres etapas (Howell *et al.* 2005). La primera de ellas ocurrió durante el intervalo Triásico tardío - Jurásico temprano (fase de sinrift), la segunda durante el Jurásico temprano - Cretácico temprano (fase de postrift) y la última desde el Cretácico tardío - Cenozoico (fase de compresión y cuenca de antepaís). Esta división tripartita que se sintetizará a continuación (Fig. 3.2), debe considerarse una generalización, dado que si bien hay un amplio consenso entre diversos autores con respecto a la misma, no lo existe en cuanto a duración, génesis y subdivisiones de cada una de las etapas.

3.1. Triásico tardío - Jurásico temprano

La primera etapa se caracterizó por extensión generalizada durante el Triásico tardío - Jurásico temprano, cuyo esfuerzo horizontal mínimo habría tenido una dirección NNE a NE aproximadamente, en la cual se generaron dos familias bien marcadas de hemigrábenes con direcciones NO y ONO respectivamente, nucleadas en el basamento mencionado (Vergani *et al.* 1995, Cristallini *et al.* 2009, Giambiagi *et al.* 2009).

Estos hemigrábenes evolucionaron como depocentros aislados o parcialmente conectados, siendo rellenados por sedimentitas, piroclastitas y volcanitas a las cuales Gulisano (1981) asignó al “precuyano” (mesosecuencia Precuyo *sensu* Legarreta y Gulisano 1989 o Ciclo Precuyano *sensu* Gulisano y Gutiérrez Pliemling 1995).

La extensión habría estado vinculada al colapso extensional de un cinturón orogénico pérmico - triásico (Vergani *et al.* 1995, Franzese y Spalletti 2001 y Arregui *et al.* 2011) y al cese parcial (o total) de la subducción en el margen del océano protoPacífico (Franzese y Spalletti 2001). Otros autores plantearon que la extensión habría estado asociada a la ruptura temprana del supercontinente Pangea, controlada por anisotropías

en la fábrica del basamento vinculadas a suturas generadas a partir de la colisión de distintos terrenos durante el Paleozoico (Ramos y Kay 2006, Mosquera y Ramos 2006, Ramos *et al.* 2011b).

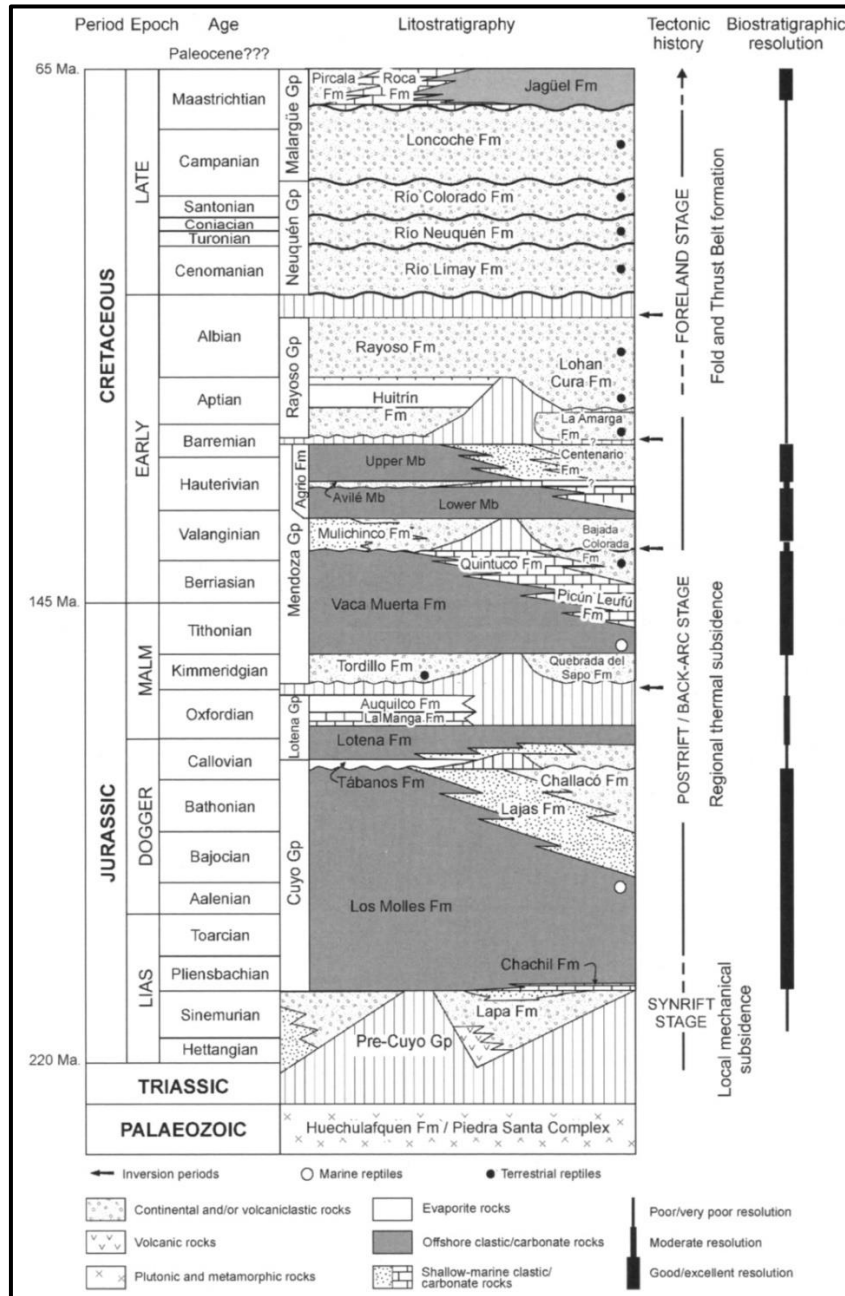


Figura 3.2: Cuadro estratigráfico de la Cuenca Neuquina según Howell *et al.* (2005).

3.2. Jurásico temprano - Cretácico temprano

La segunda etapa estuvo caracterizada por el comienzo de subducción en el margen occidental de Gondwana, la etapa Aluk y Farallón Temprano (*sensu* Mosquera y Ramos

2006), hecho que produjo la instauración de un arco magmático en el margen occidental generando que los hemigrábenes se unan entre sí, configurando grandes depocentros controlados por subsidencia termal (Howell *et al.* 2005).

Durante esta etapa de cuenca de retroarco se depositaron las mesosecuencias Cuyo, Lotena, Mendoza (Inferior, Medio y Superior), Huitrín y Rayoso (Legarreta y Gulisano 1989). Estas mesosecuencias registran en sus ciclos sedimentarios importantes cambios eustáticos locales y globales, variaciones climáticas y cambios en la tasa de subsidencia y aporte sedimentario. Estas variaciones eustáticas en la cuenca marcan momentos de conexión y desconexión con el océano Pacífico (Gulisano y Gutiérrez Pliemling 1995).

Durante el Jurásico medio a tardío hubo un período de inversión tectónica que afectó algunas estructuras extensionales, generando levantamiento y erosión, particularmente en la región de la dorsal de Huincul y al SO de la cuenca (Vergani *et al.* 1995). Comínguez y Franzese (2005) y Mosquera y Ramos (2006) presentaron evidencias sobre hemigrábenes parcialmente invertidos en la región de Los Chihuidos, Bajo de Añelo y Entre Lomas. En el caso de Mosquera y Ramos (2006), los autores extendieron el límite temporal de este período de inversión tectónica, asignándolo al intervalo Jurásico temprano - Cretácico temprano (Sinemuriano - Valanginiano).

3.3. Cretácico tardío - Cenozoico

La tercera etapa marcó el inicio de un régimen tectónico compresivo en el margen occidental sudamericano debido a la somerización relativa de la corteza oceánica subducida, lo cual generó la migración del arco magmático hacia el este como también la estructuración del retroarco y el consecuente desarrollo de una cuenca de antepaís al este (Howell *et al.* 2005). Siguiendo el criterio de Mosquera y Ramos (2006), esta etapa se corresponde con Farallón tardía y Nazca.

Cobbold y Rossello (2003), Howell *et al.* (2005), Zamora Valcarce (2006), Zamora Valcarce *et al.* (2006) y Zavala y Ponce (2011), consideraron que al menos parte de las sedimentitas del Grupo Bajada del Agrio del Cretácico Inferior tardío, se depositaron en este contexto tectónico, evidenciando en parte el inicio de la fase Peruánica del ciclo Ándico. Por otro lado, Mosquera y Ramos (2006), Zamora Valcarce *et al.* (2009, 2011) y Tunik *et al.* (2010) sostuvieron que el inicio de la etapa de antepaís habría sido en el

Cretácico Superior temprano, evidenciado por la discordancia Patagonídica, Intercretácica, Intersenoniana o Miránica Principal (Keidel 1925, Herrero Ducloux 1946, Stipanovic y Rodrigo 1970, Leanza 2005, 2009).

Por encima de esta discordancia se depositaron las mesosecuencias Neuquén y Malargüe durante el Cretácico Superior - Paleoceno (Legarreta y Gulisano 1989). La primera de ellas de carácter continental, registra la definitiva desconexión del océano Pacífico, mientras que la segunda integrada por sedimentitas de origen continental y marino, presenta evidencias de eventos de inundación provenientes del dominio atlántico (Barrio 1990, Legarreta y Uliana 1999, Rodríguez 2011). El registro sedimentario del intervalo Eoceno - Holoceno está compuesto principalmente por depósitos volcano - sedimentarios, algunos de ellos interpretados como depósitos sinorogénicos (Zamora Valcarce 2006, Zamora Valcarce *et al.* 2007) o bien como depósitos vinculados a fosas extensivas (Jordan *et al.* 2001). Con respecto a la vinculación de estos depósitos a estructuración compresiva o extensiva, existe un importante debate, en particular sobre los intervalos Oligoceno tardío - Mioceno temprano y Plioceno - Holoceno.

En cuanto a la deformación compresiva, Cobbold y Rossello (2003) y Cobbold *et al.* (2007) postularon que luego de la fase Peruánica, prosiguió la fase Incaica (Paleógeno), en la cual dominó un período de transpresión con un esfuerzo horizontal máximo de dirección NE, con una componente de cizalla dextral paralela al orógeno. La última etapa corresponde a la fase Quechua (Neógeno - Cuaternario), la cual provocó deformación en el antepaís y engrosamiento cortical debido a compresión con un esfuerzo horizontal máximo de dirección E - O (Cobbold y Rossello 2003). Con respecto a esta última etapa, en el intervalo Mioceno medio a superior, Zapata y Folguera (2005), Zamora Valcarce (2006), Zamora Valcarce *et al.* (2006, 2007, 2009, 2011) plantearon en base al análisis e interpretación de estructuras, depósitos sinorogénicos, datos paleomagnéticos y datos de trazas de fisión en apatitas, que existió al menos un pulso de deformación compresiva en la faja plegada y corrida del Agrio, generando la reactivación de estructuras previas y estructuración de piel gruesa. Acerca de la deformación más reciente, Messenger *et al.* (2010), Messenger *et al.* (2013), Nivière *et al.* (2013) y Huyghe *et al.* (2015) presentaron numerosas evidencias geomorfológicas de distintos sectores de la cuenca asociadas a deformación compresiva, las cuales

atribuyeron al Plioceno tardío - Pleistoceno medio.

Diversos autores plantearon que durante el Oligoceno tardío - Mioceno temprano y Plioceno - Holoceno la sedimentación estuvo controlada por extensión generalizada en diversos sectores del antearco, arco y retroarco en la región de la Cuenca Neuquina, vinculada a variaciones en la dinámica subductiva, en particular al sur y al norte del lineamiento Cortaderas, el cual habría actuado como un importante control tectónico (Jordan *et al.* 2001, Burns *et al.* 2006, Ramos y Kay 2006, Folguera *et al.* 2006, Rojas Vera *et al.* 2010, 2014). La presencia de basaltos alcalinos de intraplaca en la sierra de Huantraico, de edad oligoceno - miocena inferior, significativamente distintas a las rocas calcoalcalinas presentes en el norte neuquino, representarían una de las evidencias de este cambio en la dinámica subductiva (Ramos y Barbieri 1988 y Ramos *et al.* 2011b). Acerca de este cambio, Kay y Copeland (2006) y Ramos y Kay (2006) propusieron que los episodios de extensión estuvieron asociados al retroceso negativo de la trinchera (*negative trench rollback*) generado entre otras cosas, por el movimiento absoluto de la placa superior y variaciones en el ángulo de subducción de la placa oceánica. Rojas Vera *et al.* (2014) plantearon como hipótesis alternativa que los depocentros extensionales de estas etapas pudieron haberse generado por estiramiento cortical cósmico vinculado con terremotos gigantes y/o por ascenso astenosférico inducido por desgarramiento de la losa subducida (*slab tearing*).

No hay consenso sobre la evolución tectónica de los intervalos Oligoceno tardío - Mioceno temprano y Plioceno - Holoceno, ya que en principio no sería compatible que para un mismo intervalo temporal actúen campos de esfuerzos completamente distintos y con direcciones de esfuerzo principal máximo perpendiculares entre sí. Ejemplos concretos de este problema son los casos de la fosa de Loncopué y el volcán Tromen.

Según plantearon Rojas Vera *et al.* (2010) y Ramos *et al.* (2011a, b), en la etapa extensional ocurrida durante el Oligoceno tardío - Mioceno temprano se generaron una serie de depocentros en el arco y retroarco interno de la cuenca de Cura Mallín, mientras que en la etapa del Plioceno - Holoceno se conformó lo que se conoce actualmente como fosa de Loncopué (Ramos 1978), albergando depósitos sedimentarios y volcánicos que cubrieron ampliamente los depocentros previos. Según estos autores, ambas etapas estarían vinculadas a mecanismos de relajación extensional del sector interno de la faja plegada y corrida del Agrio. Por el contrario, Cobbold *et al.* (2006) y

Cobbold *et al.* (2008) en base evidencias de deformación compresiva propusieron que la fosa de Loncopué fue en realidad una cuenca intermontana de edad oligocena tardía - miocena que se desarrolló al oeste de corrimientos con vergencia occidental en el sector interno de la faja plegada y corrida del Agrio.

Con respecto al volcán Tromen, Galland *et al.* (2005, 2007) y Tibaldi (2008) atribuyeron la génesis del mismo a fisuras de dirección E - O producidas a partir de esfuerzos compresivos en esa misma dirección, mientras que por otro lado, Folguera *et al.* (2008) plantearon que el emplazamiento de este volcán estuvo relacionado con el colapso extensional de la faja plegada y corrida del Agrio interpretando el esfuerzo horizontal mínimo en dirección E - O aproximadamente.

En este trabajo no se aportan datos para resolver este y otros tantos problemas existentes sobre la evolución tectosedimentaria de la Cuenca Neuquina. Simplemente se mencionan ya que, como se verá en el capítulo 5, existen estructuras en la zona de estudio cuya temporalidad podría atribuirse a alguno de estos intervalos.

4. Estratigrafía

4.1. Consideraciones preliminares

La zona de estudio presenta excelentes afloramientos de sedimentitas cretácicas, tal es así, que se pudo discriminar y mapear con facilidad divisiones menores dentro de las unidades litoestratigráficas presentes, como lo son los miembros de las formaciones Huitrín y Rayoso. Se seguirán los esquemas estratigráficos propuestos por Leanza *et al.* (2001) y Leanza (2003) para las sedimentitas del Cretácico Inferior correspondientes al intervalo Barremiano - Albiano del sector central de la Cuenca Neuquina (Fig. 4.1), el esquema de Garrido (2010) para las sedimentitas del Cretácico Superior de edad cenomaniana - turoniana (Fig. 4.2) y el criterio de Leanza *et al.* (2001) para las sedimentitas y volcanitas cenozoicas (Fig. 4.3).

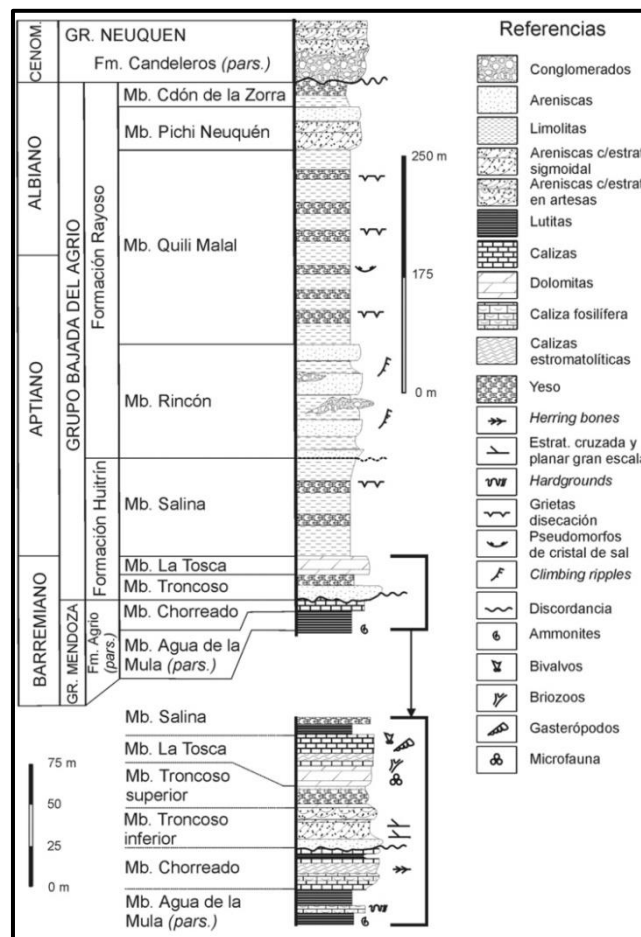


Figura 4.1: Columna estratigráfica de las sedimentitas del Cretácico Inferior tardío presentes en las inmediaciones del arroyo Pichi Neuquén y cerro La Visera (según Leanza 2003).

Edad	Ramos (1981)	Garrido (2010)	
65.5 Ma	Grupo Malargüe (parcial)	Grupo Malargüe (parcial)	
Maastrichtiano			
70.6 Ma	Discordancia Huantráiquica		
83.5 Ma	Grupo Neuquén	Grupo Neuquén	
Campaniano			
85.8 Ma			F. Anacleto
Santoniano			F. Bajo de la Carpa
88.6 Ma			F. Plottier
Coniaciano			F. Portezuelo
Turoniano			F. Cerro Lisandro
93.6 Ma			F. Huincul
99.6 Ma	F. Candeleros		
	Discordancia Miránica Principal	Discordancia Patagonídica	

Figura 4.2: Comparación entre las divisiones estratigráficas del Grupo Neuquén propuestas por Ramos (1981) y la que se seguirá en este trabajo (según Garrido 2010).

Era	Sistema	Edades	Unidades litoestratigráficas	
Cenozoico	Cuaternario	Holo-ceno	Depósitos aluviales, fluviales, coluviales, eólicos, de remoción en masa	
		Pleis-toceno	Sup. Depósitos de terrazas indiferenciadas del río Neuquén	
	Neógeno	Mioceno	Sup.	Fm. Desfiladero Negro
			Medio	Fm. Rincón Bayo
			Inf.	Fm. Puesto Burgos
	Paleó- geno	Oligo- ceno	Sup.	Fm. Puesto Burgos

Figura 4.3: División litoestratigráfica para las unidades cenozoicas (modificado de Leanza *et al.* 2001).

Se optó por estos esquemas dado el fácil reconocimiento de los criterios litoestratigráficos utilizados por estos autores para discriminar las unidades de distinta jerarquía, así como también las edades que estos consideraron para cada unidad.

El análisis estratigráfico se centrará principalmente en la descripción de las características litológicas de las distintas unidades. Los miembros presentes del Grupo Bajada del Agrio, el contacto de esta unidad con el Grupo Neuquén y las volcánitas de

la Formación Desfiladero Negro, serán descriptas con mayor detalle. El resto de las unidades serán abarcadas sólo en forma sintética. Se comentarán los trabajos más importantes que condujeron a la definición de cada una de éstas.

Las caracterizaciones de litofacies, interpretaciones paleoambientales y dataciones de las unidades estratigráficas comentadas, serán consideradas mayormente de trabajos realizados por otros autores, siendo complementadas con observaciones e interpretaciones propias en los casos que ameriten.

Se aconseja acompañar la lectura de este y los siguientes capítulos con los mapas anexados, Los Chihuidos Centro - Oeste escala 1:100.000 y Cañón del Rincón Salado escala 1:10.000.

4.2. Grupo Bajada del Agrio

Antecedentes

El nombre Bajada del Agrio fue introducido por Méndez *et al.* (1995) en reemplazo de la denominación Grupo Rayoso *sensu* Uliana *et al.* (1975a, b), manteniendo el mismo criterio de estos últimos en cuanto a límites y a unidades litoestratigráficas de menor jerarquía contenidas (Fig. 4.4). Méndez *et al.* (1995) propusieron esa denominación dado que en las inmediaciones de la comarca de Bajada del Agrio, tanto en el flanco oriental como occidental del anticlinal Río Agrio, se encuentra la localidad tipo para las sedimentitas de este grupo, tal como lo propusieron anteriormente Herrero Ducloux (1946) y Uliana *et al.* (1975a, b). La comparación entre las principales divisiones estratigráficas propuestas se presenta en la figura 4.4.

Leanza *et al.* (2001, p. 33) establecieron que si un grupo contiene una unidad litoestratigráfica de menor jerarquía con el mismo nombre, no estaría de acuerdo con recomendaciones sugeridas por el Código Argentino de Estratigrafía (1992, art. 31, inc. b). Sobre esta base formalizaron el uso de la denominación propuesta por Méndez *et al.* (1995) (Fig. 4.4). La misma ha sido aceptada entre los autores que investigan la Cuenca Neuquina, y las denominaciones Grupo Rayoso (Uliana *et al.* 1975a, b) y Grupo Huitrín - Rayoso (Vallati 1996, Musacchio y Vallati 2000) están prácticamente en desuso.

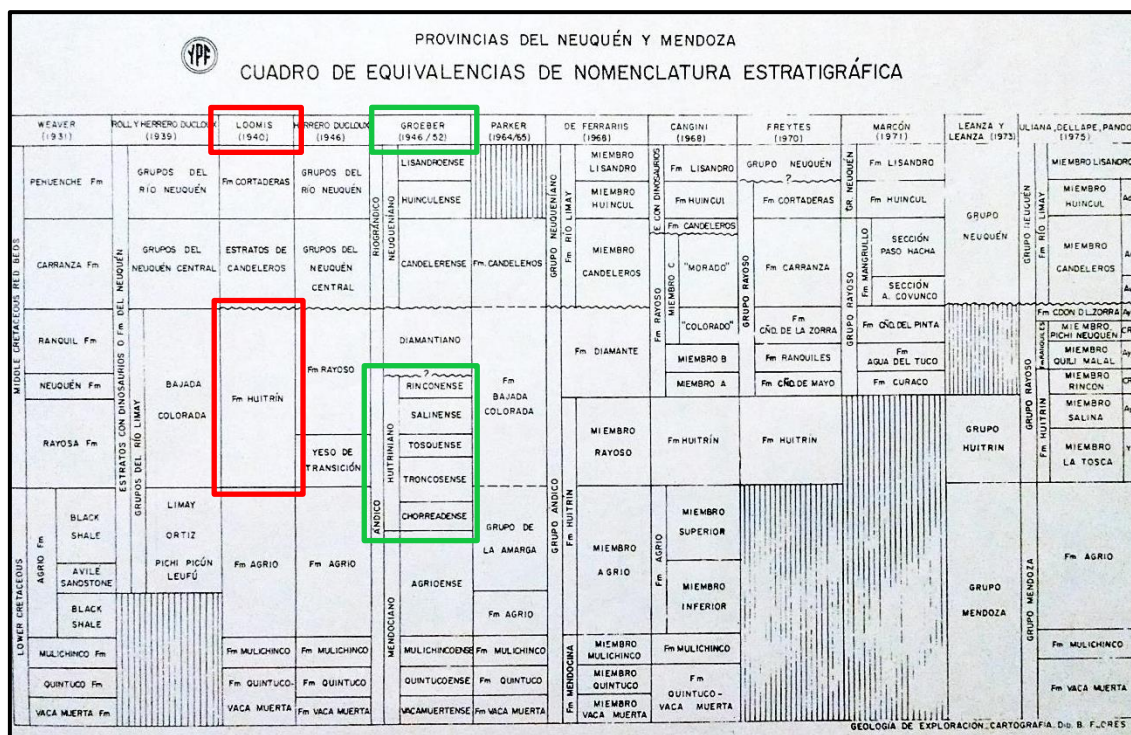


Figura 4.5: Cuadro estratigráfico según Uliana *et al.* (1975b). Nótese la propuesta de Loomis señalada con rojo y la de Groeber (1946) señalada en verde.

4.2.1.1. Miembro Salina

Antecedentes

Weaver (1931, p. 80) en su trabajo introdujo la “*Rayosa Formation*”, donde agrupó una sucesión de pelitas yesíferas gris castañas con tonalidades rojizas con ocasionales intercalaciones de yeso puro, presentando espesores de hasta 200 m, ubicadas directamente por encima de los depósitos de yeso existentes en el techo de la Formación Agrio (*lower marine Cretaceous series*), localizadas en el sector SE del cerro Rayoso y en el valle del arroyo Pichi Neuquén.

Años más tarde, Groeber (1946, p. 187) propuso el término “Salinense” para referirse a las sedimentitas ubicadas entre las calizas y dolomitas del “Tosquense” y las areniscas del “Rinconense”, donde expresó “*hasta 70 m. Cinco a seis bancos de sal gema de 8 a 10 m de espesor cada uno, separados por arcillas rojas y verde - azules o por arenisca verde salina*”.

En esa época, Herrero Ducloux (1947, p. 171) se refiere a estas sedimentitas: “*La*

Formación Rayoso se inicia con un grupo de espesor variable constituido por arcillas varicolores, blandas, con intercalaciones de yeso y ocasionalmente bancos de sal”, sin proponer denominaciones para las distintas subunidades de la Formación Rayoso.

Uliana *et al.* (1975b) reintroducen el “Salinense” con el rango de miembro (Ay₁ o Miembro Salina). Leanza *et al.* (2001) y Leanza (2003) lo consideraron nuevamente para sus esquemas estratigráficos dentro de la Formación Huitrín.

La localidad tipo de esta unidad se encuentra en salinas de Huitrín, ubicada 20 km al norte del valle del arroyo Rincón Salado. Según Ramos (1981), en la localidad tipo esta unidad presenta la mayor participación de evaporitas, alcanzado 120 m de espesor. Lyons (1987) realizó un estudio en la misma zona, midiendo un espesor de 228,5 m en un sector con poca perturbación tectónica, expresando las litologías descriptas en porcentajes: horizontes de halita 24,9 %, horizontes de yeso - anhidrita 6,9 %, lutitas 52,3 % y areniscas 15,9 %). El máximo espesor encontrado es de 330 m, en un afloramiento ubicado 2 km al SE de Balsa Huitrín (Ramos 1981).

Observaciones de campo

En la zona de estudio los afloramientos de esta unidad están circunscriptos al sector central del anticlinal Oeste Cerro Mesa (véase Anexo 1 y 2). Allí se encuentra un profundo valle fluvial tipo cañón que segmenta al anticlinal en dirección ESE - ONO, por el cual circula el arroyo Rincón Salado (*nom. nov.*). Se asignó ese nombre al arroyo debido a la alta saturación en sales presente en el agua del mismo y por el cañón esculpido principalmente en sedimentitas del Miembro Rincón. Se trata de un río efímero por el cual circula agua únicamente cuando hay lluvias torrenciales en la zona. Al infiltrarse y evaporarse el agua, todo el piso del valle adquiere una coloración blanquecina debido a la precipitación de yeso lixiviado de la unidad evaporítica suprayacente, el Miembro Quili Malal (Fig. 4.6). La acción erosiva de este curso fluvial produjo que el valle alcance en la zona central del anticlinal Oeste Cerro Mesa, niveles infrayacentes a las sedimentitas del Miembro Rincón.

En este valle se aprecia el Miembro Rincón de techo a base. Hacia la base de esa unidad se observan bancos de arenisca de 1 a 3 m de espesor con coloración gris, amarilla, gris verdosa y roja en menor medida, generalmente afectados por fallas y/o pliegues. Por debajo de estos estratos se encuentra una secuencia de pelitas verdosas, moradas,

azuladas y grisáceas, con finas intercalaciones de calizas estromatolíticas, calizas masivas, areniscas y yesos.



Figura 4.6: Vista al este del valle del arroyo Rincón Salado en el anticlinal Oeste Cerro Mesa, luego de precipitaciones torrenciales sucedidas dos días antes de que se tomase esta fotografía. El color blanco se debe a la precipitación de sales como yeso lixiviadas de la unidad suprayacente.

Los bancos de pelitas predominan en la secuencia, con espesores de hasta 4 m, encontrándose finamente laminados a masivos y con coloración generalmente violeta clara a gris azulada. Donde afloran secuencias de yeso, calizas y calizas estromatolíticas, las pelitas infra y suprayacentes presentan una coloración azul claro a celeste, notoriamente distinta a la coloración mixta predominante, tal como puede observarse en las figuras 4.7, 4.8 y 4.9. Hacia el contacto con el Miembro Rincón se reconocieron en un sector puntual, facies heterolíticas tipo ondulosa y *flaser*, de base a techo respectivamente, de 2 m de espesor, las cuales gradan a areniscas tabulares masivas hacia el techo (Fig. 4.15).

Los bancos de calizas estromatolíticas, de 5 a 15 cm de espesor, presentan geometría tabular y continuidad lateral apreciable por decenas de metros, observándose algunos sectores con irregularidades en el techo y la base (Fig. 4.7). A su vez, se encontraron bancos de caliza masivos, de hasta 15 cm de espesor, con escasa continuidad lateral, estando en ocasiones interdigitados entre bancos de calizas estromatolíticas (Fig. 4.8).



Figura 4.7: A) En la imagen se aprecian dos secuencias (o ritmos) de bancos de calizas estromatolíticas (C.E.) y calizas masivas (C.M.), con geometrías de base y techo irregular. Tanto por encima como por debajo, afloran pelitas de color gris azulado. B) Detalle de un banco de C.E.



Figura 4.8: Banco de caliza masiva de 13 cm de espesor, con notable acuñaamiento lateral. Se observan pelitas de color gris azulado por debajo y por encima del mismo.

Los bancos de yeso son frecuentes en estos afloramientos. Presentan espesores decimétricos, 10 a 20 cm en promedio. Algunos son de gran continuidad lateral (Fig.

4.9A), mientras que otros son de escasa continuidad lateral y pobre expresión morfológica, interdigitados entre bancos de calizas y calizas estromatolíticas, con presencia de pequeños clastos angulosos de pelita en su interior y evidencias de cizallamiento interestratal (Fig. 4.9D). Los niveles de yeso del primer caso se pueden interpretar como minerales de origen primario, mientras que los otros indicarían un origen secundario por intercrecimiento de yeso con fragmentos angulosos de pelitas.

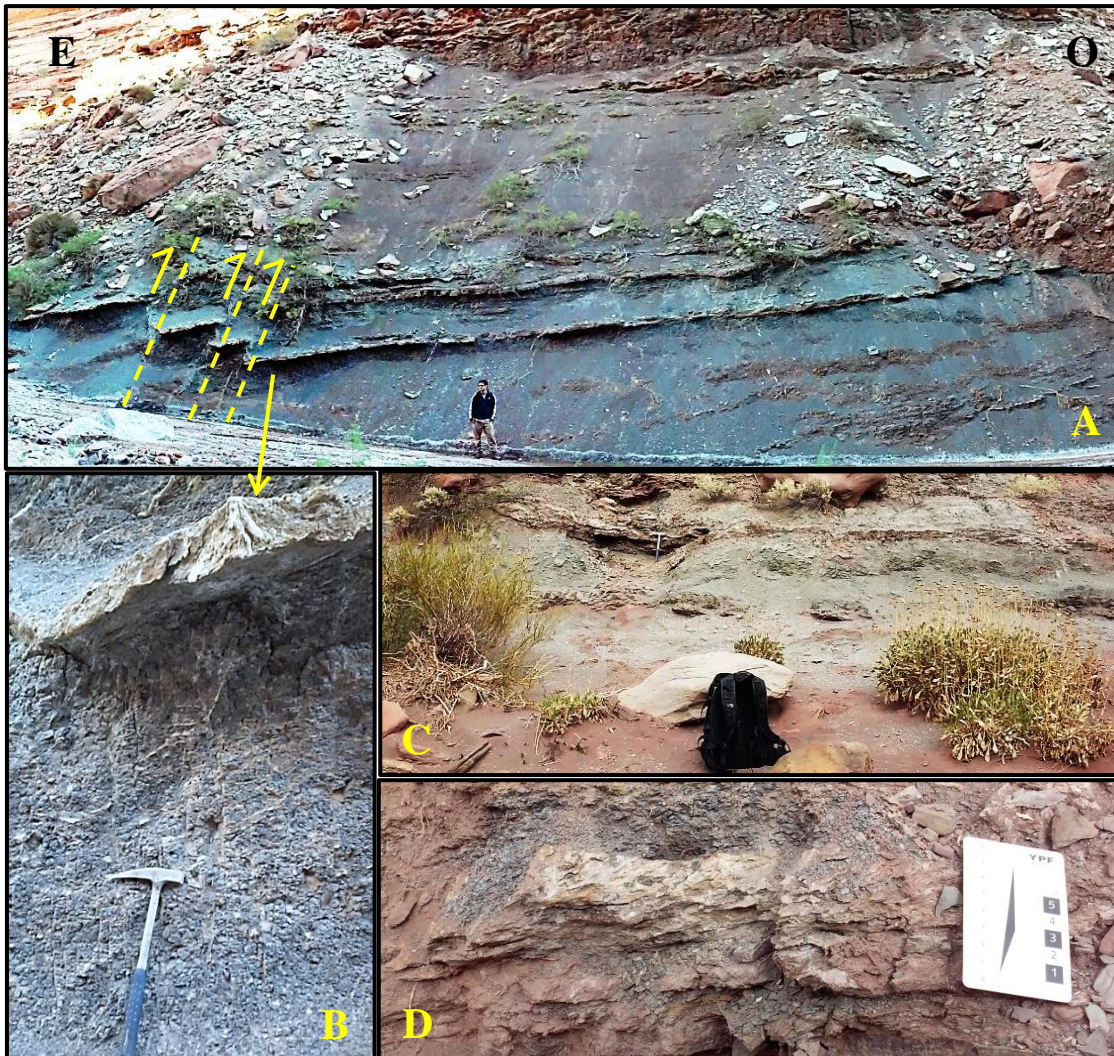


Figura 4.9: A) Banco de yeso de 10 cm de espesor con apreciable continuidad lateral, segmentado por fallas inversas de alto ángulo ($320/65^\circ$), observables en el sector izquierdo de la imagen (vista al sur). B) Detalle del nivel de yeso C) Afloramiento de una secuencia en la que alternan calizas masivas, calizas estromatolíticas, yeso y pelitas. D) Banco de yeso de 3 cm con evidencias de cizallamiento interestratal. Nótese en las tres imágenes el cambio de coloración en las pelitas próximas a los niveles de yeso y caliza.

Se extrajo una muestra de un banco de caliza estromatolítica (muestra MS1) de 15 cm de espesor para analizar la estructura interna macro y microscópica. En la muestra

macroscópica se observó la presencia de estructuras dómicas coalescentes, con longitudes de onda de 6 a 8 cm y amplitudes de 8 a 12 cm (Fig. 4.10A). Lateralmente, se distinguieron formas ligeramente planares. La estructura interna se caracteriza por la presencia de láminas convexas a onduladas irregulares, ricas en peloides y pequeños intraclastos, las cuales alternan con láminas y microláminas de evaporitas. En el techo de la muestra se distinguieron abundantes intraclastos (Fig. 4.10B), interpretados como clastos originados por la exposición subaérea de los estromatolitos ubicados en facies marginales (Palma *com. pers.*).

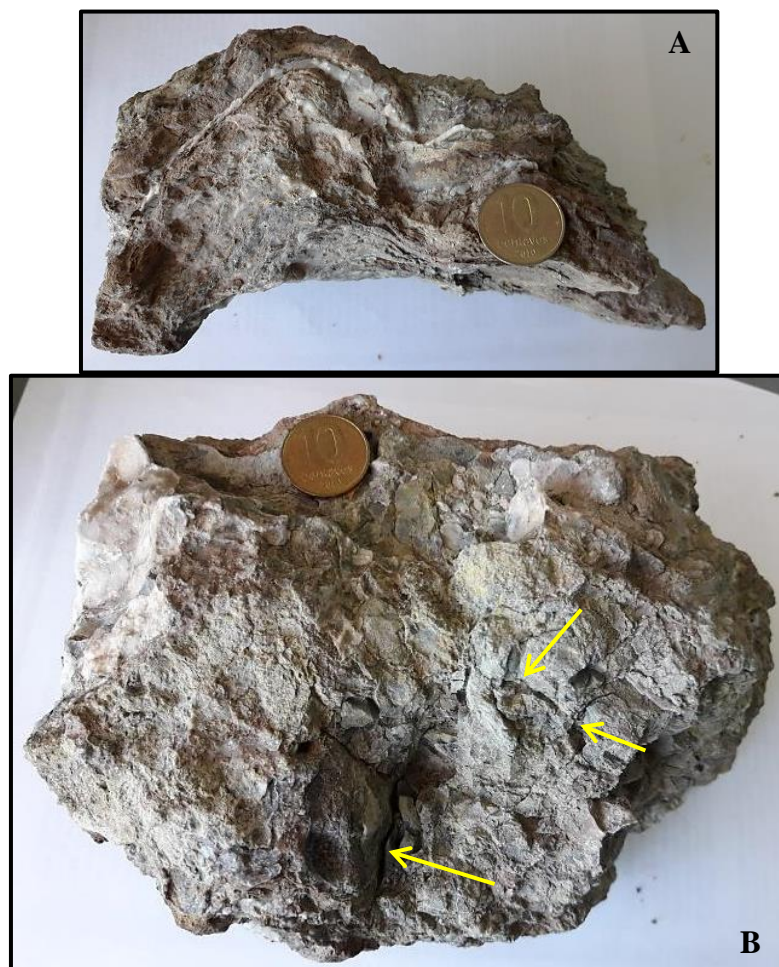


Figura 4.10: A) Vista lateral de muestra MS1. Se aprecia un domo estromatolítico de 8 cm de amplitud y 6 cm de longitud de onda aproximadamente B) Vista cenital de la muestra MS1. Se observan irregularidades en el techo. Con amarillo se señalan fracturas e intraclastos.

Con respecto a la estructura microscópica Palma (*com. pers.*), en observaciones realizadas en cortes delgados (Fig. 4.11), discriminó láminas submilimétricas de micrita con estructura esponjosa, donde la coloración alterna entre tonalidades oscuras y claras.

Comentó además la presencia de microdomos, posibles óxidos de hierro y láminas de yeso.

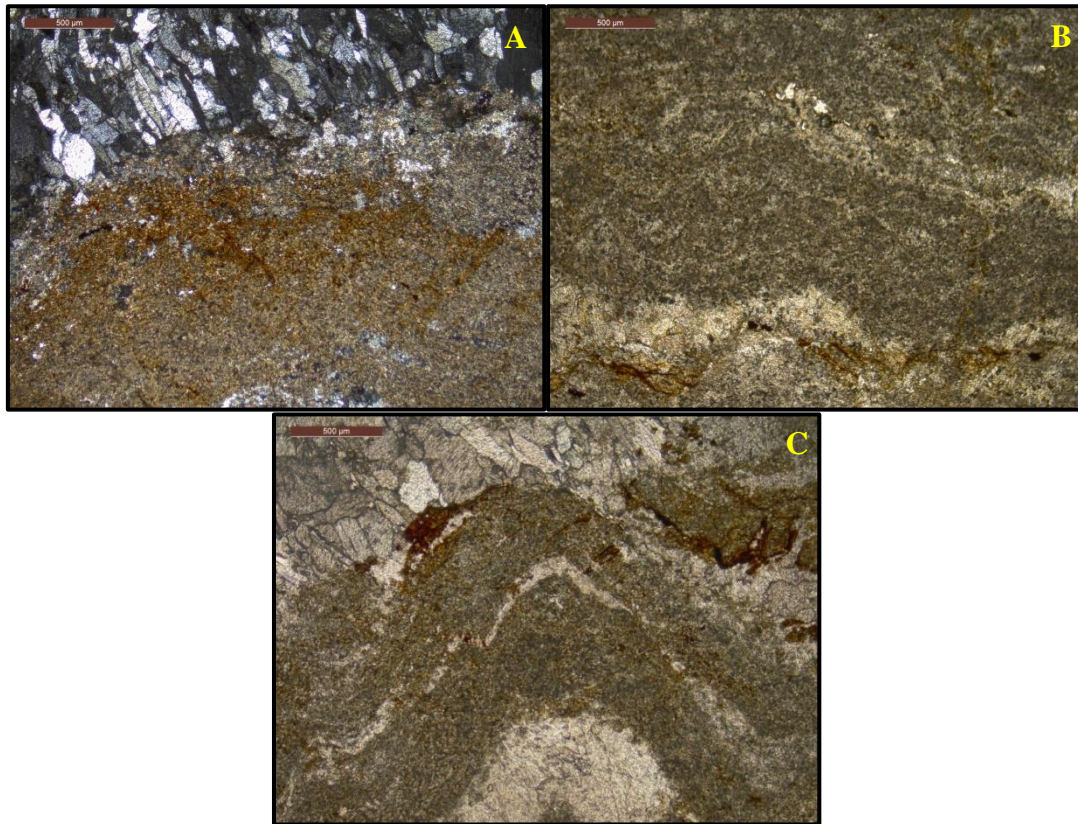


Figura 4.11: Imágenes de láminas delgadas (cortesía de Palma R.). La longitud de la barra marrón ubicada en el sector superior izquierdo indica 500 µm. A) Presencia de lámina con cristales prismáticos de yeso en el sector superior. Por debajo se aprecia un microdomo. B) Alternancia de microláminas ondulosas de micrita y yeso. En el sector inferior se aprecian óxidos. C) Microdomo de 2 mm de amplitud y 2,5 mm de ancho. Obsérvese la alternancia de láminas carbonáticas y evaporíticas.

El espesor máximo del Miembro Salina en el sector central del valle es de 15 m (Fig. 4.9A). En general los afloramientos se encuentran cubiertos por depósitos cuaternarios de origen fluvial y gravitacional.

Estas sedimentitas y evaporitas halladas no habían sido documentadas, por lo que constituirían el afloramiento más austral al este del río Neuquén encontrado hasta el momento del Miembro Salina. En trabajos relacionados con depósitos evaporíticos presentes en el Miembro Troncoso Superior realizados por Gabriele (1993, 1999, 2016), el autor publicó mapas muy detallados con gran parte de los afloramientos existentes de la Formación Huitrín en la Cuenca Neuquina, en los cuales no están cartografiadas las sedimentitas encontradas en el valle del arroyo Rincón Salado. Hay que aclarar

igualmente, que en estos trabajos el autor no contempló al Miembro Salina como unidad integrante de la Formación Huitrín. A pesar de ello, es uno de los pocos antecedentes que contiene la ubicación de la mayor parte de los afloramientos de dicha formación.

Litología, ambiente y correlaciones

Holmberg y Núñez (1971) realizaron un estudio sedimentológico de detalle en la localidad tipo de esta unidad, refiriéndose a la misma como “horizonte b”. En la página 268 mencionaron: “*b) Espesor 100 a 150 m: arcillas y limos rosados a rojos con intercalaciones más o menos regulares de arcillas, limos y areniscas lamosas grises a gris verde claro. En estas últimas es frecuente observar ondulitas*”. Aclararon a su vez que dentro de este horizonte se encuentran potentes intercalaciones de halita, de hasta 20 m de espesor.

Uliana *et al.* (1975a) describieron varias asociaciones litogenéticas presentes en las formaciones Huitrín y Rayoso, de las cuales dos de ellas caracterizan al Miembro Salina, la sección con sal de roca y asociaciones pelita - yeso - caliza. La primera se habría depositado en una llanura costanera supralitoral, marcando una fase con pronunciado aislamiento del medio marino, donde la presencia de bancos de arcilitas y limoarcilitas sugeriría aporte de aguas continentales y posible aporte eólico. Señalaron a su vez que en perforaciones realizadas en el anticlinal Chihuido del Medio se detectaron facies de cloruro de sodio y cloruro de potasio, las cuales son indicativas de facies “supersalinas”. La segunda asociación litogenética se habría depositado en un medio de agua panda, con exposición subaérea periódica e interacción de varios ambientes como lagunas someras, sabkhas marginales y barreales extensos, todos desarrollados en una cuenca de topografía suave, con influjo de aguas de origen continental y marino, controladas por la presencia de una barrera o umbral topográfico (Uliana *et al.* 1975a).

Según Legarreta (1985), la Formación Rayoso así como el Miembro Salina presentan dos conjuntos litogenéticos distintivos, “evaporitas” y “clásticos rojos”. Las sedimentitas de los miembros Salina, Quili Malal y Cañadón de la Zorra corresponden al primero, mientras que las de los miembros Rincón y Pichi Neuquén corresponden al segundo. Con respecto al conjunto “evaporitas”, Legarreta (1985) mencionó que el componente principal de esta litofacies es anhidrita, con participación subordinada de pelitas rojas, calizas e intercalaciones de halita hacia el sector septentrional de Neuquén.

Con respecto a las calizas estromatolíticas, describe: “*Los niveles de caliza, [...], son boundstones criptoalgáceos gris a gris verdosos, con [...], laminación crenulada paralela, intrapliegues con nódulos de sulfato, estructuras tepee hasta brechamiento*” (Legarreta 1985, p. 132). Esta descripción coincide ampliamente con las observaciones realizadas en la muestra MS1. A su vez interpretó de acuerdo a las litofacies y al contenido paleontológico, que este conjunto se habría depositado en un ambiente caracterizado por un cuerpo de agua hipersalino y somero (*playa - lake*), con episodios de desecación, conectado en forma restringida con el mar abierto.

Este miembro se correlaciona con lo que Musacchio y Vallati (2000) denominaron “sección G” y “sección H”, esta última en forma parcial. La primera está compuesta por 230 m de pelitas varicolores con bancos de areniscas y yeso intercalados dispuestos en ciclotemas, se habría depositado en un ambiente palustre a mixto (marino - continental), mientras que la segunda, integrada por areniscas rojizas, bancos de yeso arenoso bandeado, fangolitas y limolitas grisáceas en parte yesosas, de 80 m de espesor, se habría depositado en el mismo ambiente que la anterior (Musacchio y Vallati 2000).

Estudios sedimentológico - estratigráficos realizados por Zavala *et al.* (2001, 2006), Ponce *et al.* (2002) y Zavala y Ponce (2011) consideraron que la depositación de este miembro se habría dado en un cuerpo lacustre salino y restringido de tipo perenne con desarrollo de facies lacustres internas y periféricas, sometido a interacción de sistemas eólicos marginales. Según consideraron, la existencia de estromatolitos con extensión regional presentes en esta unidad, así como en los miembros Quili Malal y Cañadón de la Zorra, sería incompatible con sedimentación característica en ambientes fluviales perennes o efímeros. Las sedimentitas del Miembro Salina se correlacionan con el “intervalo 2” (Zavala *et al.* 2001, Ponce *et al.* 2002), “intervalo evaporítico E1” (Zavala *et al.* 2006) y con el “cortejo de contracción de la secuencia R1” (Zavala y Ponce 2011). En este último trabajo, propusieron que el “cortejo de contracción” (Fig. 4.12) está representado por dos asociaciones de facies: “asociaciones de facies de lago salino interior”, integrada por facies evaporíticas (halita y anhídrita), carbonáticas (calizas mudstone y estromatolíticas) y clásticas (areniscas y lutitas) de espesor decimétrico y gran continuidad lateral; y por otro lado, “asociaciones de facies de lago salino marginal” de carácter predominantemente clástico, vinculadas con sistemas deltaicos litorales y eólicos marginales. Zavala y Ponce (2011) observaron en la primera de las

asociaciones de facies un patrón cíclico en el apilamiento de las mismas, donde cada ciclo de 3 a 7 m de espesor se caracteriza por la alternancia recurrente de facies clásticas, carbonáticas y evaporíticas. Lo interpretaron como períodos de precipitación química en un ambiente lacustre hipersalino, controlado por períodos de dilución producidos por aportes esporádicos de agua dulce con ciclicidad entre períodos meromícticos, oligomícticos y de dilución.

En base a observaciones de litofacies realizadas en el campo y al análisis macro y microscópico de la muestra MS1, se interpreta que la asociación de litofacies del Miembro Salina presente en los afloramientos del valle del arroyo Rincón Salado, se depositó en una cuenca de gran extensión y suave topografía, dominada por cuerpos lacustres someros hipersalinos sometidos a períodos de desecación parcial, con influjos de aguas de origen continental y marino e importante aporte de soluciones salinas de origen freático, provenientes principalmente de la lixiviación de los carbonatos y evaporitas infrayacentes de los miembros La Tosca y Troncoso Superior.

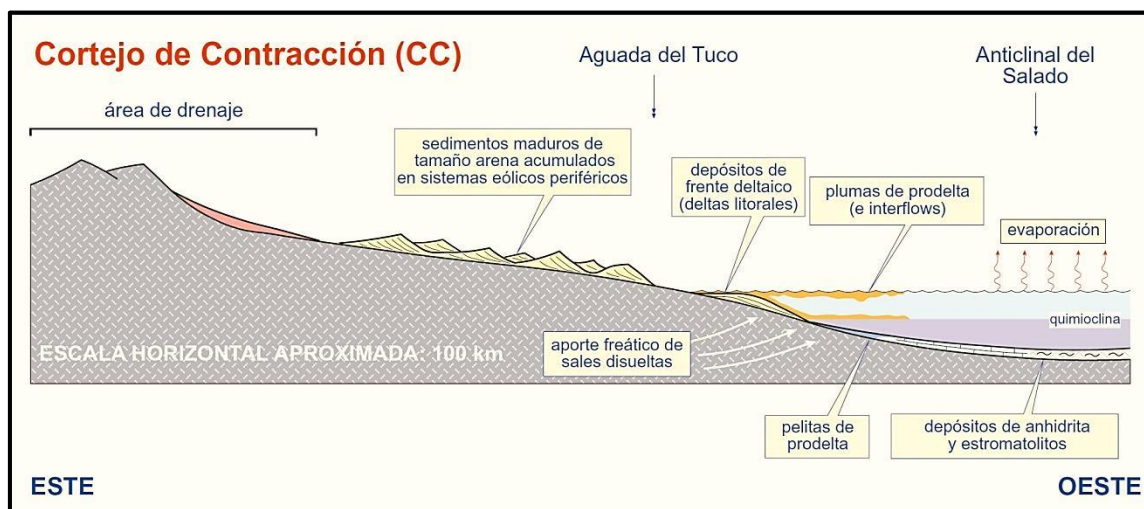


Figura 4.12: Ambientes sedimentarios del cortejo de contracción según Zavala y Ponce (2011).

Relaciones estratigráficas

En casi todos los sectores donde aflora el Miembro Salina pudo discriminarse un banco de arenisca de coloración verde, amarilla, rosada, roja y gris, que difiere de la coloración roja y castaña de las areniscas suprayacentes del Miembro Rincón. Más allá de la diferencia visible en la coloración de las areniscas del Miembro Salina (Fig. 4.13, 4.14, 4.15 y 4.16), también hay una marcada variación en el porcentaje de pelita entre

los miembros. El Miembro Salina se caracteriza por ser predominantemente pelítico (52,3 % según Lyons 1987), mientras que el Miembro Rincón se caracteriza por estar compuesto mayormente por areniscas (más del 65 % según observaciones de campo). Otra característica aún más importante es que en las observaciones de campo no pudieron encontrarse facies evaporíticas como carbonatos y sulfatos en el Miembro Rincón, otro elemento diagnóstico para diferenciarlas.

En los afloramientos se observa un contacto transicional entre ambos miembros, por lo que el límite fue colocado tentativamente por arriba de la última capa de areniscas de coloración variada antes mencionada. Si este banco de arenisca es realmente el límite entre ambas unidades, el contacto podría considerarse neto y concordante (Ramos 1981). En este trabajo se considerará que se trata de un límite transicional, donde la franja de transición presenta 5 m a 20 m según el sector analizado.

El límite transicional observado en el campo difiere de lo observado por Musacchio y Vallati (2000), Cobbold y Rossello (2003), Leanza (2003), Vallati (2006), Leanza (2005) y Leanza (2009) en estudios realizados al oeste del río Neuquén. Estos autores mencionaron la presencia de una discordancia angular entre los dos miembros reconocida en superficie y subsuelo, como también la existencia de un contacto paraconcordante en otros sectores. Esta discordancia de edad intraaptiana fue introducida por Leanza y Hugo (1995) para describir el contacto existente entre la Formación La Amarga y Formación Lohan Cura, unidades ubicadas en el ámbito austral de la Cuenca Neuquina. Posteriormente Leanza (2005) y Leanza (2009) se refirieron a esta discordancia como Miránica intermedia o discordancia Pichineuquénica respectivamente, siendo esta apreciable también en el ámbito central de la cuenca. Ponce *et al.* (2002) asociaron la discontinuidad existente entre el Miembro Salina y Miembro Rincón a un importante cambio climático.

Esta diferencia podría ser explicada por una incipiente estructuración en el oeste (Cobbold y Rossello 2003) cuyo alcance no habría afectado las sedimentitas ubicadas en la zona de estudio, dado el carácter transicional del contacto existente entre los miembros Salina y Rincón y la carencia de angularidad entre ambos.

Edad

No existe consenso con respecto a la edad de esta unidad ni la de los miembros de la

Formación Rayoso. Volkheimer y Salas (1976), Volkheimer *et al.* (1976) y Volkheimer (1978) asignaron a la Formación Huitrín una edad aptiana - albiana en base a estudios palinológicos. Ramos (1981) asignó tentativamente una edad aptiana - albiana para los miembros La Tosca y Salina en base a los estudios palinológicos mencionados. Posteriormente Leanza (2003) acotó la edad del Miembro Salina al Aptiano inferior. Musacchio y Vallati (2000) y Vallati (2006) en base al análisis de asociaciones bioestratigráficas de palinomorfos y microfósiles calcáreos, propusieron una edad barremiana superior. Zavala y Ponce (2011) asignaron esta unidad al Barremiano.



Figura 4.13: Vista al SO del límite tentativo entre el Miembro Salina y el Miembro Rincón marcado con una línea amarilla. Se aprecia un sector del valle tipo cañón del Arroyo Rincón Salado, en el cual el Miembro Salina presenta 15 m de espesor aproximadamente. El Miembro Rincón presenta allí 50 a 60 m de espesor. Obsérvese los depósitos cuaternarios presentes en las laderas escalonadas del valle.

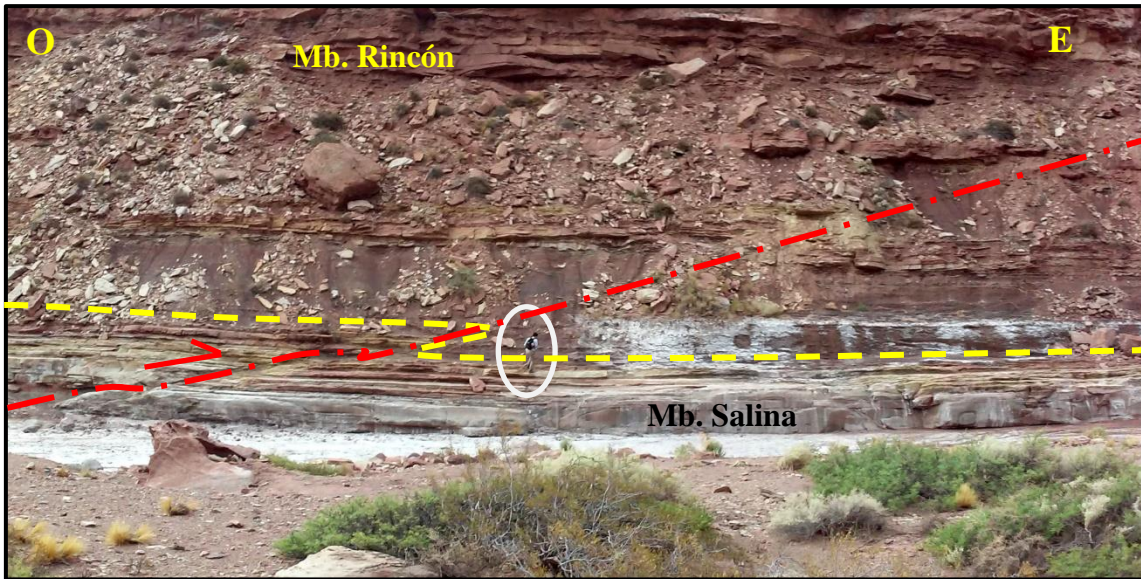


Figura 4.14: Contacto inferido entre el Miembro Salina y el Miembro Rincón (vista al norte). El contacto se colocó en el techo de un banco de arenisca de 3.5 m de espesor de coloración gris, amarilla y roja, de base a techo respectivamente. Está segmentado por una falla inversa marcada en rojo. Obsérvese la persona señalada con un círculo blanco.



Figura 4.15: Vista al oeste del límite entre los miembros Salina y Rincón señalado con línea amarilla, colocado tentativamente en la zona de transición. El corchete marca 2 m de facies heterolíticas de tipo ondulada y *flaser*, ubicadas por debajo del banco de areniscas que marca el techo del Miembro Salina.

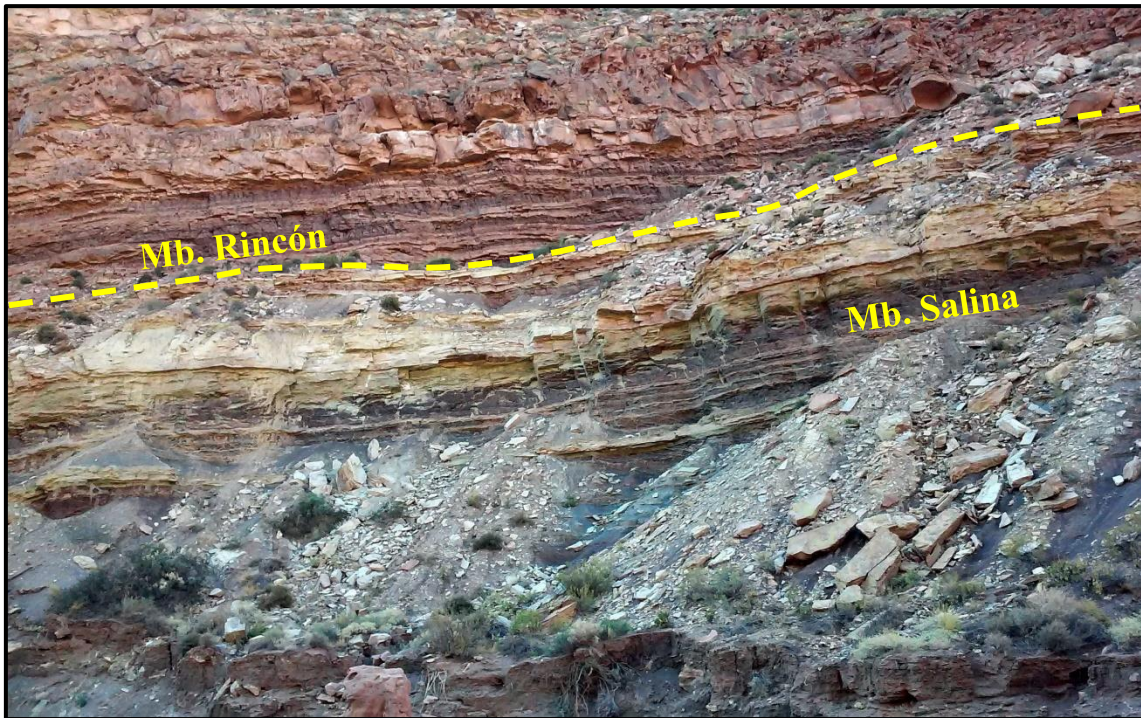


Figura 4.16: Contacto transicional entre el Miembro Salina y el Miembro Rincón. Límite tentativo con línea amarilla. Obsérvese el cambio de coloración de las areniscas y pelitas infra y suprayacentes.

4.2.2. Formación Rayoso

Antecedentes

Weaver (1931, p. 80) utilizó la denominación “*Rayosa Formation*” para referirse a sedimentitas correlacionables con el Miembro Salina. Posteriormente, Herrero Ducloux (1946, p. 267) redefinió la misma de la siguiente manera: “*todo el conjunto de capas que siguen en concordancia sobre el Yeso de Transición y que hacia arriba están limitadas por la discordancia intersenoniana*”. Fue el primer autor que se refirió a esta unidad como Formación Rayoso, modificando “*Rayosa*”. La Formación Rayoso *sensu* Herrero Ducloux (1946) corresponde a los pisos “Salinense” y “Rinconense” del “Huitriano” definido por Groeber (1946) y al “Diamantiano” (Groeber 1955). La localidad tipo de esta formación se encuentran en el flanco oriental del anticlinal Río Agrio (Herrero Ducloux 1946 y Uliana *et al.* 1975b).

En la página 265, Herrero Ducloux (1946) comenta: “*De esta manera se depositan en concordancia sobre el Yeso de Transición arcillas multicolores con intercalaciones de yeso y sal, y luego una serie de areniscas de grano fino a mediano, de color rojizo, sin*

rodados, y arcillas blandas rojizas con intercalaciones de areniscas del mismo color". En esta cita describe las sedimentitas correlacionables con el Miembro Salina como "*arcillas multicolores con intercalaciones de yeso y sal*" y que las mismas se encuentra cubriendo el "Yeso de Transición" definido por Groeber (1929), unidad correlacionable con los miembros Chorreado, Troncoso y La Tosca.

Décadas más tarde, Leanza *et al.* (2001) y Leanza (2003) siguieron el criterio original planteado por Herrero Ducloux (1946) (Fig. 4.4 y 4.5). Sin embargo la interpretación que realizaron no coincide con la definición original Herrero Ducloux (1946), ya que ellos excluyeron de la Formación Rayoso a las sedimentitas correlacionables con el Miembro Salina, adscribiéndolas a la Formación Huitrín (Fig. 4.4). Hecha esta aclaración, se utilizará el criterio de Leanza *et al.* (2001) y Leanza (2003) en el sentido en que estos consideraron a la Formación Rayoso (Fig. 4.1), el cual presenta los mismos límites litoestratigráficos que las propuestas de Cazau y Uliana (1973) y Ramos (1981).

4.2.2.1. Miembro Rincón

Antecedentes

Weaver (1931, p. 80) introduce la "*Neuquen Formation*", unidad ubicada por encima de la "*Rayosa Formation*". Según describió la unidad está compuesta principalmente por areniscas cuarzosas gruesas masivas, de coloración gris castaño clara a rojiza, con intercalaciones de pelitas, alcanzando un espesor de 213 m.

Groeber (1946, p. 187) hizo la siguiente descripción del "Rinconense": "*hasta 60 m conservados. Areniscas de color rojo - ladrillo, estratificados en bancos delgados, en la parte inferior con camadas gruesas de arcilla arenosa gris - verde*". Si bien los espesores no son comparables a los descriptos por Weaver (1931), las descripciones litológicas que realizaron este último y Groeber (1946) sí lo son, demostrando que fue en realidad Weaver quien reconoció primero esta unidad.

Herrero Ducloux (1947, p. 171) se refirió a las sedimentitas correlacionables con el "Rinconense" de la siguiente manera: "*La Formación Rayoso se inicia con un grupo de espesor variable constituido por arcillas varicolores [...], sigue luego una sección sumamente arenosa formada por gruesos bancos de areniscas rojizas o rojo amarillentas, con estratificación entrecruzada*". En esa última frase hizo una

descripción litológica similar a la de Groeber (1946), aunque no empleó ninguna denominación para esa sección.

Uliana *et al.* (1975a, b) reintrodujeron al “Rinconense” (CR₁ o Miembro Rincón), integrándola a la Formación Huitrín tal como lo definió originalmente Groeber (1946). Por su parte, Leanza *et al.* (2001) y Leanza (2003) consideraron esta unidad con el mismo rango litoestratigráfico que propusieron Uliana *et al.* (1975a, b), pero la adjudicaron a la base de la Formación Rayoso (Fig. 4.1 y 4.4).

Observaciones de campo

En la zona de estudio los afloramientos de esta unidad se circunscriben únicamente a los ejes de los anticlinales Oeste Cerro Mesa y Chihuido del Medio (véase Anexo 1 y 2). La unidad está constituida principalmente por areniscas y en menor proporción por pelitas (Fig. 4.17). Estructuras sedimentarias como *climbing ripples* (Fig. 4.18) y estratificación entrecruzada tabular planar y en artesa (Fig. 4.19) son frecuentes en los estratos de areniscas. La geometría de los estratos de areniscas es tabular en general, aunque en algunos casos se observaron estratos con base lenticular (cóncava hacia arriba) y techo plano a convexo, integrando bancos de espesores decimétricos hasta métricos (3 m los más potentes). En ciertos casos se apreciaron bancos con base irregular de carácter erosivo. Son comunes los calcos de carga en la base de bancos de areniscas ubicados sobre finos estratos de pelitas y areniscas finas a medianas (Fig. 4.20). Otra característica apreciable constituye la presencia de concreciones con forma elipsoidal localizadas en estratos de areniscas, con su eje mayor paralelo a los planos de estratificación (Fig. 4.21). Observando la distribución de litofacies en este miembro, se distinguieron arreglos grano y estratocrecientes de 5 a 10 m de espesor (Fig. 4.22).

El espesor mínimo estimado para esta unidad es de 65 m, calculado en la zona de la cascada del arroyo Rincón Salado (Fig. 4.17B). Esto se debe a que parte de la sección superior de las sedimentitas ubicadas en esa zona se encuentran erosionadas. Se midió allí el espesor utilizando Modelos de Elevación Digital, ya que en esa zona el afloramiento constituía una pared vertical compuesta casi en su totalidad por las sedimentitas del Miembro Rincón.

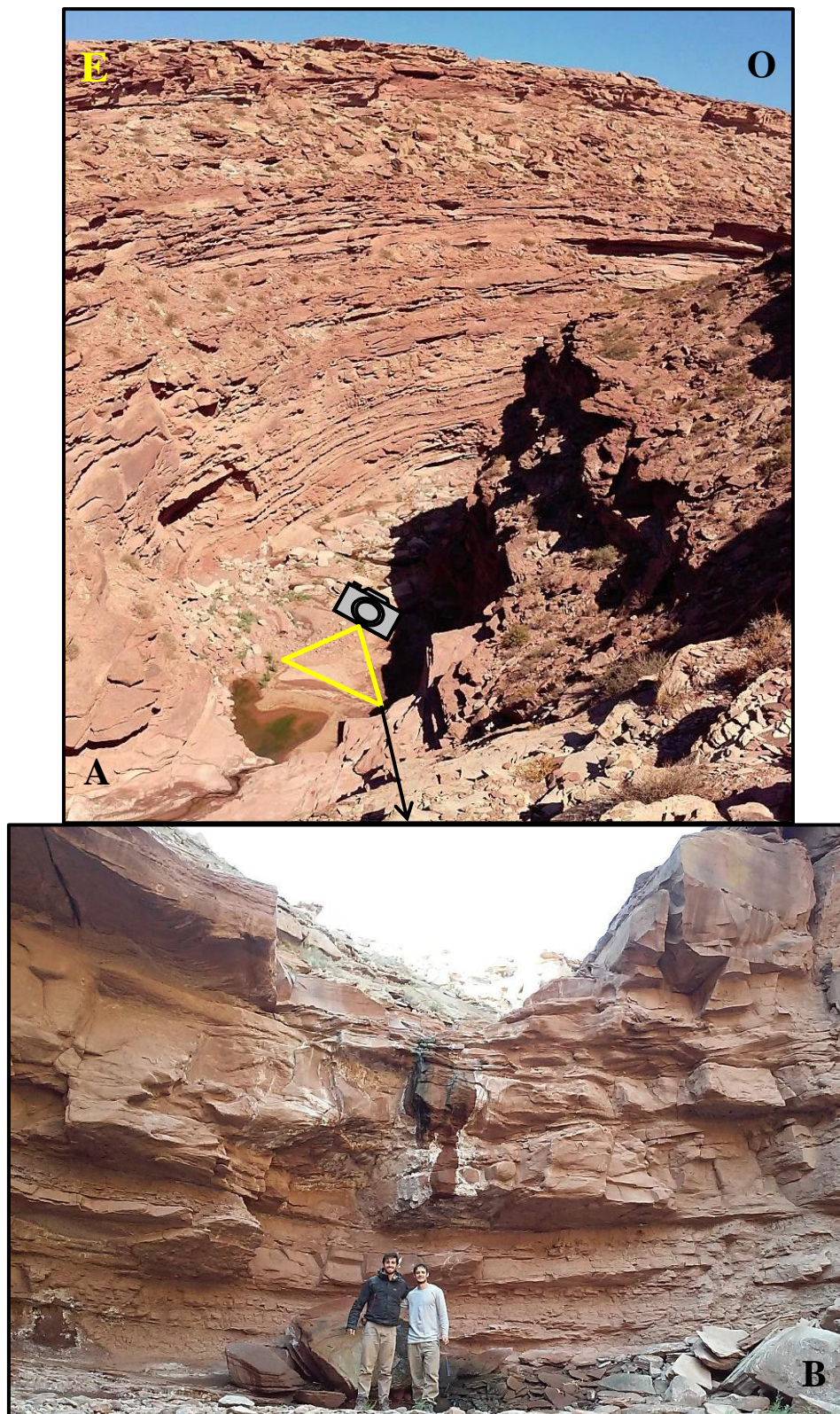


Figura 4.17: A) Aspecto general del Miembro Rincón en el sector más estrecho y profundo del valle tipo cañón del arroyo Rincón Salado, lugar donde se calculó su espesor mínimo. Nótese el predominio de areniscas sobre pelitas allí. La cámara señala en qué lugar y hacia donde se sacó la fotografía observable en B. B) Detalle de la cascada. El resalto topográfico es de aproximadamente 15 m.



Figura 4.18: *Climbing ripples* con sets de 2 a 3 cm presentes en un banco de areniscas. Hacia la base se observan intraclastos pelíticos, mayormente erosionados, algunos de los cuales se encuentran rellenos por yeso de origen secundario.



Figura 4.19: Estrato de arenisca de 1 m de espesor con estratificación entrecruzada en artesa, con sets de 30 cm aproximadamente señalados con corchetes amarillos.

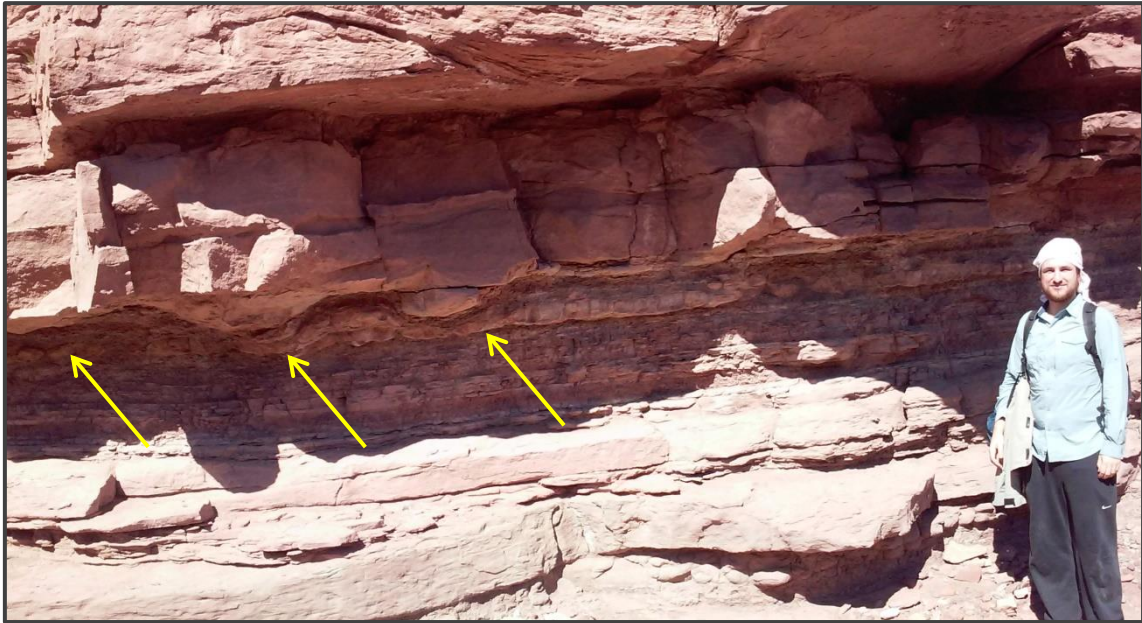


Figura 4.20: Calcos de carga señalados con flechas amarillas en la base de un estrato de arenisca masiva, ubicado sobre bancos finos de pelitas y areniscas intercaladas. Hacia el sector superior de la imagen se observa estratificación entrecruzada en artesa en un estrato de arenisca de 50 cm de espesor.



Figura 4.21: Concreción con geometría discoidal presente en un banco arenisca. El eje mayor mide 55 cm, mientras que el menor 25 cm.

Litología, ambiente y correlaciones

Holmberg y Núñez (1971, p. 268) designaron como “horizonte a” a sedimentitas correlacionables con esta unidad. Así lo describieron: “Espesor 50 a 100 m: areniscas rojas compactas, diferenciadas en bancos de 0,30 m a 1 m de grano mediano a grueso

con intercalaciones de limos rojos cuyo espesor de estrato es similar”.

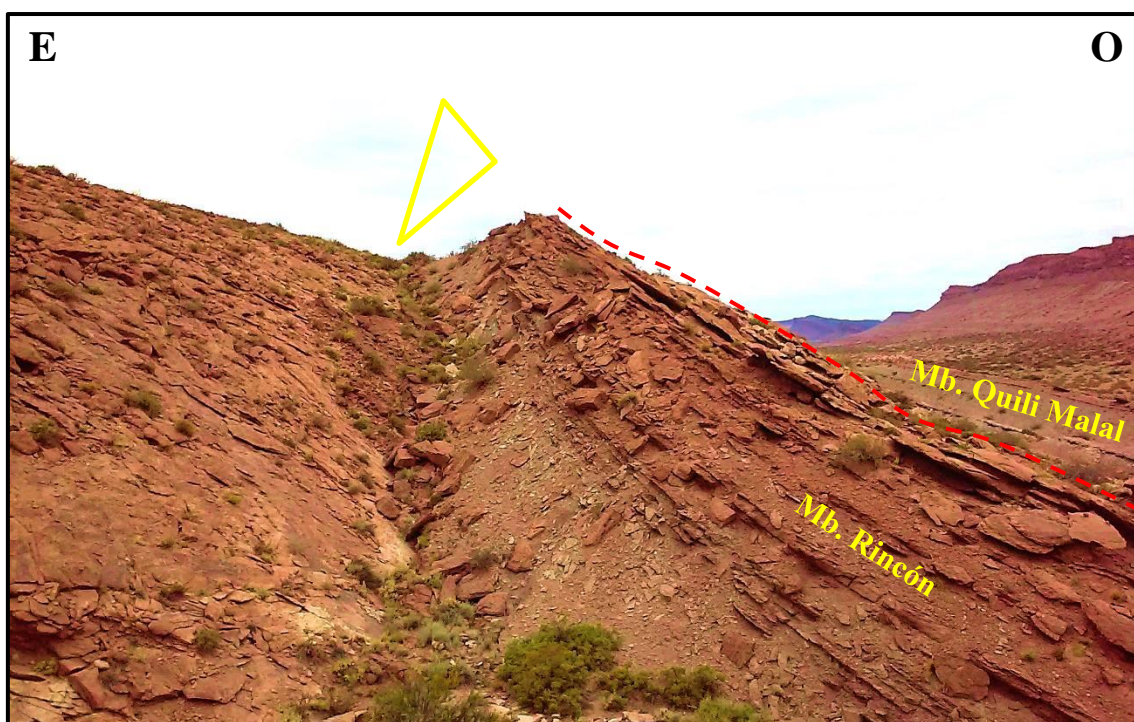


Figura 4.22: Arreglo grano y estratocreciente de 7 m de espesor ubicado hacia el techo del Miembro Rincón. La línea roja marca el límite superior de esta unidad, el contacto con el Miembro Quili Malal.

Uliana *et al.* (1975a, b) y Legarreta (1985) definieron una asociación litogenética para las sedimentitas correlacionables con esta unidad, “capas rojas” y “clásticos rojos” respectivamente. Según Uliana *et al.* (1975 a, b) la coloración rojiza y la ausencia de materia orgánica y fósiles (a excepción de troncos fósiles alóctonos, no observados en la zona de estudio) serían indicios de un ambiente continental. Uliana *et al.* (1975 a, b) y Legarreta (1985) mencionaron la presencia de secuencias con arreglo grano y estratodecreciente de 1 a 8 m de espesor, caracterizadas por presentar hacia la base areniscas medianas y gruesas o bien conglomerados con estratificación entrecruzada tabular planar y en artesa, con base erosiva e intraclastos pelíticos, geometría lenticular a irregular en la base; hacia el sector intermedio areniscas finas a medianas con *climbing ripples*, *parting lineation* y ondulitas; y hacia el techo fangolitas masivas tabulares. Legarreta (1985) describió además otro tipo de secuencia en este miembro, de arreglo grano y estratocreciente con espesores de 5 m a 20 m, integrado por pelitas y areniscas finas a medianas, dispuestas en capas tabulares, tal como el que se puede apreciar en la figura 4.22.

Según Uliana *et al.* (1975a, b) la presencia de fangolitas en la base de las secuencias indicaría condiciones de planicie aluvial, surcada por cursos meandriformes y lóbulos de desbordamiento. Estos autores comentaron que hacia el techo de las secuencias existe un aumento considerable del porcentaje de areniscas en forma de bancos y grandes lentes con arreglo interno granodecreciente sumado a estratificación entrecruzada en artesa, los cuales interpretaron como depósitos de canales fluviales producto del aumento en el régimen de flujo de la red fluvial.

Por otro lado, Legarreta (1985) interpretó que la secuencia grano y estratocreciente estaría vinculada a flujos laminares con alta concentración de fango producto de avenidas o inundaciones relámpago, procedente de un sistema fluvial cercano, por lo que el autor concluyó que se habría depositado en una planicie aluvial fangosa o playa fangosa. Con respecto a la secuencia grano y estratodecreciente, Legarreta (1985) en base a la geometría de los bancos y al arreglo interno interpretó que la misma se habría depositado en un ambiente fluvial (depósitos de canal), asimilable a cursos de tipo entrelazado y/o meandriforme según el sector en que se esté analizando de la unidad.

Ramos (1981) dividió a la Formación Rayoso en tres unidades, siendo su “miembro inferior” correlacionable con el Miembro Rincón. Mencionó que este miembro es predominantemente “arenoso”, de coloración rojiza en general y sectores con tonos grisáceos, verdosos y amarillos, con intercalaciones de pelitas y areniscas con fragmentos líticos de rocas metamórficas, plutónicas, volcánicas ácidas y mesosilíceas en forma subordinada.

Según Musacchio y Vallati (2000) la “sección I”, unidad correlacionable con el Miembro Rincón, presenta 110 m de areniscas de coloración rojiza con intercalaciones de fangolitas moradas, la cual culmina hacia el techo con un potente banco de arenisca rojiza de 12 m de espesor (no observado en la zona de estudio). La interpretaron como depósitos de ambiente fluvial, que evidencian un evento de continentalización.

En el análisis ambiental realizado por Zavala *et al.* (2001, 2006), Ponce *et al.* (2002) y Zavala y Ponce (2011), atribuyeron la depositación de las areniscas finas y lutitas típicas de esta unidad a flujos hiperpícnicos en un sistema lacustre de tipo perenne. Las sedimentitas del Miembro Rincón se correlacionan con “intervalo 1” (Zavala *et al.* 2001, Ponce *et al.* 2002), “intervalo clástico C1” (Zavala *et al.* 2006) o “cortejo de

expansión de la secuencia R2” (Zavala y Ponce 2011). En este último trabajo, describieron dos asociaciones de facies características del “cortejo de expansión” (Fig. 4.23). La primera asociación denominada “facies de carga de lecho (facies B)”, está integrada por conglomerados y areniscas con clastos de arcilla (imbricados en algunos sectores); areniscas finas a medianas con laminación diagonal asintótica de gran escala, las cuales suelen presentar *clay chips* dispuestos en las láminas frontales del *foreset*; y areniscas finas a medianas con niveles alineados de clastos de arcilla, comúnmente imbricados. La segunda asociación denominada “facies de carga suspendida (facies S)”, se encuentra constituida por areniscas finas masivas; areniscas finas con abundantes micas y minerales pesados con laminación paralela y *parting lineation*; areniscas finas laminadas con laminación tipo hummocky; areniscas finas a muy finas con ondulitas escalonadas (*climbing ripples*); y pelitas masivas.

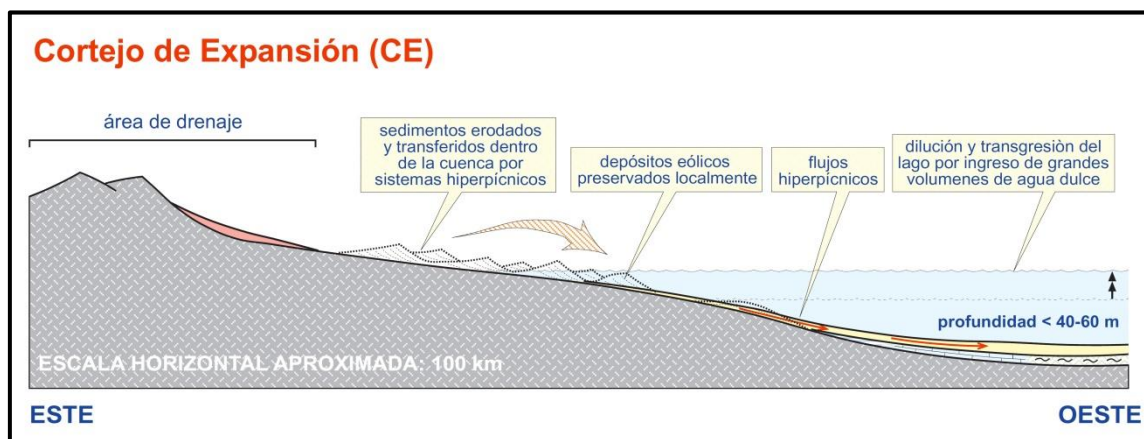


Figura 4.23: Ambientes interpretados para el cortejo de expansión según Zavala y Ponce (2011).

En base a las observaciones de campo, se interpreta que las litofacies observadas en el Miembro Rincón podrían vincularse a un ambiente fluvio - deltaico en una cuenca de topografía panda, en un contexto de caída del nivel de base de los amplios sistemas lacustres, con progradación de cuerpos arenosos, algunos de los cuales podrían ser flujos hiperpícnicos. La ausencia de facies evaporíticas sugiere una desconexión con el medio marino, un clima más húmedo o bien la inhibición de precipitaciones evaporíticas debido a la alta tasa de sedimentación clástica.

Relaciones estratigráficas

El contacto entre los miembros Salina y Rincón es transicional. No sucede lo mismo en el contacto entre los miembros Rincón y Quili Malal, que es neto y concordante (Fig.

4.24 y 4.25). Tal como se determinó en observaciones de campo y en el perfil sedimentario realizado en el Miembro Quili Malal (Fig. 4.38), las pelitas y areniscas ubicadas hacia la base de esta unidad apoyan sobre una superficie plana marcada por el techo de un potente estrato de arenisca que delimita el techo del Miembro Rincón, sin apreciarse un cambio de angularidad.

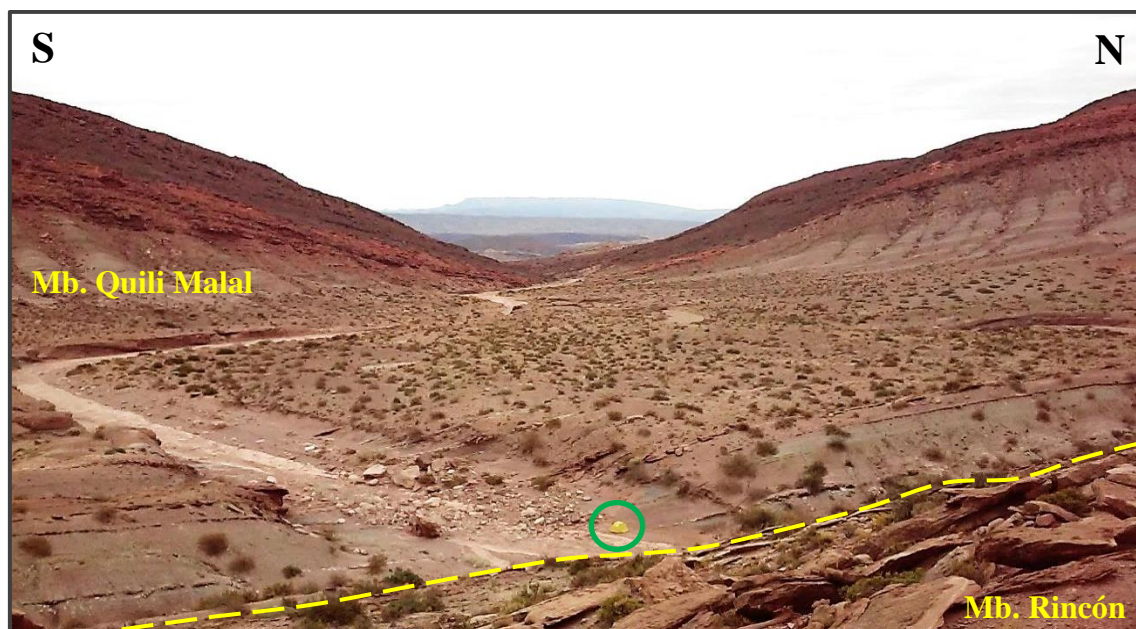


Figura 4.24: Vista al oeste donde se aprecia el contacto neto entre los miembros Rincón y Quili Malal (por debajo y encima de la línea amarilla respectivamente). Al oeste se aprecia el Portillo La Desolación, y detrás de este la nariz austral del anticlinal Cerro Rayoso. En verde se señala una carpa de 1 m de altura a modo de escala, lugar donde se armó el segundo campamento (provisorio) de la campaña.

Edad

La edad de esta unidad ha sido atribuida a diversos intervalos temporales. Ramos (1981) asignó tentativamente una edad albiana superior - cenomaniense para la Formación Rayoso en su conjunto. Leanza (2003) consideró una edad aptiana superior para el Miembro Rincón. Posteriormente, Leanza (2005) y Leanza (2009) atribuyó la discordancia Miránica intermedia o Pichineuquénica de edad intraaptiana como la base del Miembro Rincón. Vallati (1996) asignó en base a estudios palinológicos una edad barremiana - aptiana a esta unidad, mientras que Musacchio y Vallati (2000) propusieron una edad barremiana superior en base a asociaciones bioestratigráficas de palinomorfos y microfósiles calcáreos. Zavala y Ponce (2011) otorgaron tentativamente una edad barremiana a esta unidad.



Figura 4.25: Vista al oeste que muestra el contacto neto entre el Miembro Rincón y el Miembro Quili Malal. Obsérvese la geometría irregular del techo de las areniscas superiores del Miembro Rincón debido a la erosión de planos de estratificación entrecruzada presentes en su estructura interna. Al oeste se aprecia el Portillo La Desolación y la nariz septentrional del anticlinal Pichi Mula.

4.2.2.2. *Miembro Quili Malal*

Antecedentes

Weaver (1931, p. 81) introdujo la unidad “*Ranquiles Formation*” para agrupar sedimentitas ubicadas por encima de “*Neuquen Formation*”, compuesta de pelitas yesíferas bandeadas de coloración gris rojiza y escasas intercalaciones de areniscas, de hasta 435 m de espesor. También mencionó que hacia el techo de “*Ranquiles Formation*” observó una sucesión compuesta principalmente de areniscas castañas, las cuales denominó “*Pichi - Neuquen Member*”.

Herrero Ducloux (1947, p. 171) se refirió a las sedimentitas de esta unidad de la siguiente manera: “*La Formación Rayoso [...] y finalmente encontramos una sección,*

por lo menos tan espesa como la suma de las dos anteriores, en la que predominan las arcillas rojas”.

La primera mención de Quili Malal como unidad estratigráfica, puede adjudicarse a Marcón (1971), donde agrupó bajo el rango litoestratigráfico de formación a dos unidades de sedimentitas terciarias presentes en la localidad de Quili Malal y al sur de la misma.

Por su parte Uliana *et al.* (1975b) designaron como Miembro Quili Malal (o Ay₂) a las sedimentitas comprendidas entre “*Neuquen Formation*” y “*Pichi - Neuquen Member*” de “*Ranquiles Formation*” *sensu* Weaver (1931), las cuales hasta ese momento no habían sido agrupadas con ninguna denominación particular. La localidad tipo de esta unidad se encuentra al oeste del poblado Quili Malal, más precisamente en el flanco oriental del anticlinal Río Agrío, donde la unidad alcanza 470 m de espesor Uliana *et al.* (1975b). Según describieron, la unidad está compuesta por arcillitas varicolores y yeso principalmente, con margas, calizas y areniscas en forma subordinada. También comentaron que se distingue de otras unidades por presentar aspecto bandeado y pobre expresión morfológica en general.

Observaciones de campo

En la zona de estudio las sedimentitas de este miembro se encuentran rodeando los núcleos de los anticlinales Chihuido del Medio y Oeste Cerro Mesa constituidos por sedimentitas del Miembro Rincón en superficie, conformando cuestas que rodean a estas dos estructuras (véase Anexo 1). Los afloramientos de esta unidad presentan una pobre expresión morfológica debido a que está compuesta mayormente por pelitas, litología que presenta poca resistencia a la erosión en comparación con las resistentes areniscas infra y suprayacentes, pertenecientes a los miembros Rincón y Pichi Neuquén respectivamente (Fig. 4.26). Una característica sobresaliente de este miembro consiste en el bandeamiento apreciable por decenas de kilómetros, asociado a ciclos sedimentarios en los que alternan pelitas, areniscas y evaporitas (carbonatos y sulfatos). Los bancos de yeso, que en ocasiones alcanzan 1 m de espesor, generan un resalto topográfico positivo en los afloramientos debido a la mayor resistencia a la erosión en comparación con estratos de areniscas y pelitas (Fig. 4.27). La coloración observada en las pelitas es roja, gris clara a oscura, inclusive azulada en ciertos sectores. En aquellos

bancos de pelitas próximos, o en contacto, con niveles de yeso y caliza, la coloración varía a celeste verdosa, difiriendo de la predominante (Fig. 4.28 y 4.29). Resulta un aspecto similar a lo observado en varios sectores del Miembro Salina. La unidad presenta a su vez bancos de calizas estromatolíticas finamente laminadas de gran continuidad lateral (Fig. 4.29).

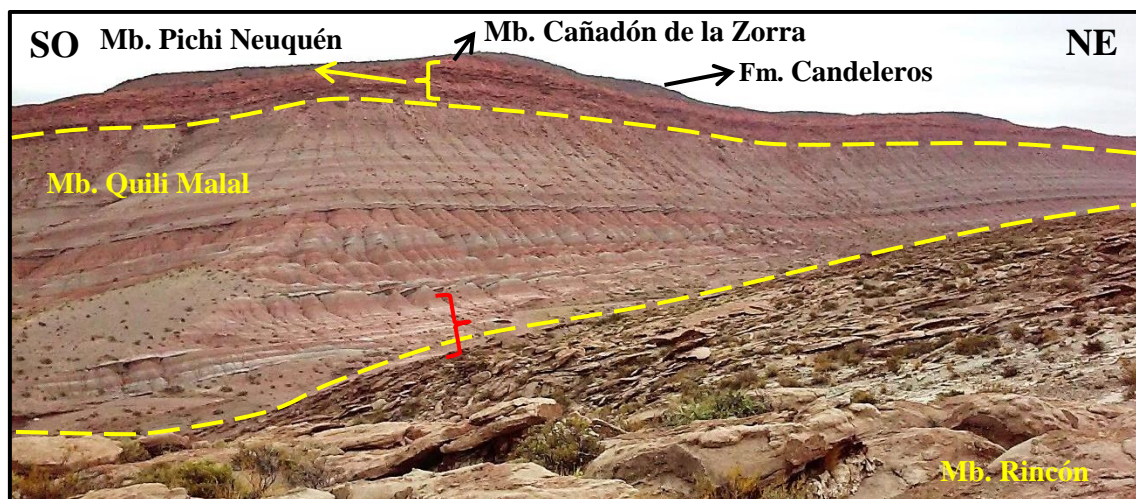


Figura 4.26: Vista al NO de un flaramiento del Miembro Quili Malal en el flanco oeste del anticlinal Oeste Cerro Mesa. Obsérvese el bandeamiento característico. Conforman una empinada cuesta coronada por una cresta escalonada de rocas del Miembro Pichi Neuquén y de la Formación Candeleros. El corchete rojo señala el sector donde se realizó el perfil sedimentológico.

El Miembro Quili Malal es la subunidad más potente de la Formación Rayoso en la zona de estudio, alcanzando un espesor de 345 m medido en la zona del Portillo La Desolación.

Al norte del campamento provisorio se realizó un perfil sedimentológico de esta unidad (Fig. 4.30, véase Anexo 1), relevando desde el techo del Miembro Rincón hasta la segunda asociación caliza - yeso hallada. En el perfil se distinguieron cuatro litologías: pelitas, areniscas, yesos y calizas.

Las pelitas constituyen la litología predominante. Se caracterizan por presentar una estructura masiva, aunque en ocasiones presentan fisilidad muy marcada. Suelen encontrarse con una alta densidad de fracturas, rellenas principalmente de yeso y en forma subordinada de calcita. La coloración de esta litología varía entre gris oscuro, rojo oscuro y azul violáceo a celeste.

Las areniscas son finas a medianas, con estructuras sedimentarias tales como laminación ondulítica, horizontal e inclusive *climbing ripples*, ocasionalmente bioturbadas en la base y/o techo. Se disponen en estratos tabulares centimétricos, con base plana a ligeramente erosiva y techo plano a ondulado.

Los bancos de calizas, observados en dos oportunidades por debajo de los niveles salientes de yeso, presentan estructura interna masiva y alta densidad de fracturas.

Los bancos de yeso presentan generalmente una estructura masiva, aunque en algunos sectores se reconoció yeso finamente laminado. La continuidad lateral de los mismos puede apreciarse por cientos de metros (incluso kilómetros) debido al resalto topográfico y al contrastante color blanco grisáceo diagnóstico.

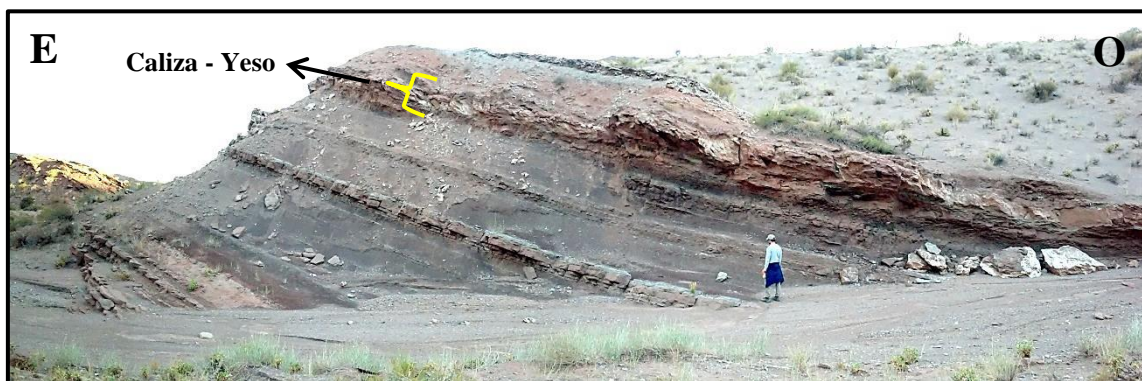


Figura 4.27: Afloramientos del Miembro Quili Malal donde se realizó el perfil sedimentológico. Obsérvese la alternancia de pelitas y bancos finos de areniscas en el tramo inferior a medio. En el tramo superior se observa un banco de caliza y yeso, el cual sobresale con respecto a las litologías infra y suprayacentes. Hacia el sector superior derecho se aprecian depósitos cuaternarios fluvio - eólicos aterrazados.



Figura 4.28: Banco de yeso de 90 cm de espesor. Las pelitas infra y suprayacentes presentan una coloración celeste verdosa contrastante con la coloración rojiza predominante del Miembro Quili Malal.

Analizando el patrón de ordenamiento interno de los dos ciclos pelita - caliza/yeso perfilados, no se reconoció ninguna ciclicidad aparente en las litofacies. Sin embargo, para poder llegar a alguna conclusión sobre la arquitectura y génesis de estos ciclos, debería analizarse toda la unidad, trabajo que escapa a los objetivos de esta tesis. Con respecto a los espesores, el primer ciclo presenta 7,5 m, mientras que el segundo 30 m aproximadamente.



Figura 4.29: Banco tabular de caliza estromatolítica finamente laminada. Se aprecia una capa de yeso ondulado interdigitada con evidencias de cizallamiento interestratal.

Litología, ambiente y correlaciones

Siguiendo el criterio de Uliana *et al.* (1975a), la asociación litogenética que representa al Miembro Quili Malal (Ay₂) corresponde únicamente a “asociaciones pelita - yeso - caliza”. Esta fue descrita en el apartado del Miembro Salina.

Ramos (1981) denominó “miembro medio” a las sedimentitas correlacionables con esta unidad, compuesto mayormente por arcilitas rojas y verdes con presencia de yeso recrystalizado.

Musacchio y Vallati (2000) denominaron “sección J” y “sección K” a las sedimentitas que se correlacionan con el Miembro Quili Malal. Según describieron, la primera presenta 115 m de espesor y está compuesta de areniscas rojizas y pelitas gris - azuladas con calizas y evaporitas subordinadas, mientras que la segunda presenta más de 240 m de espesor y está compuesto de pelitas palustres varicolores con intercalaciones de yeso y calizas, y escasas areniscas rojizas, dispuestas cíclicamente.

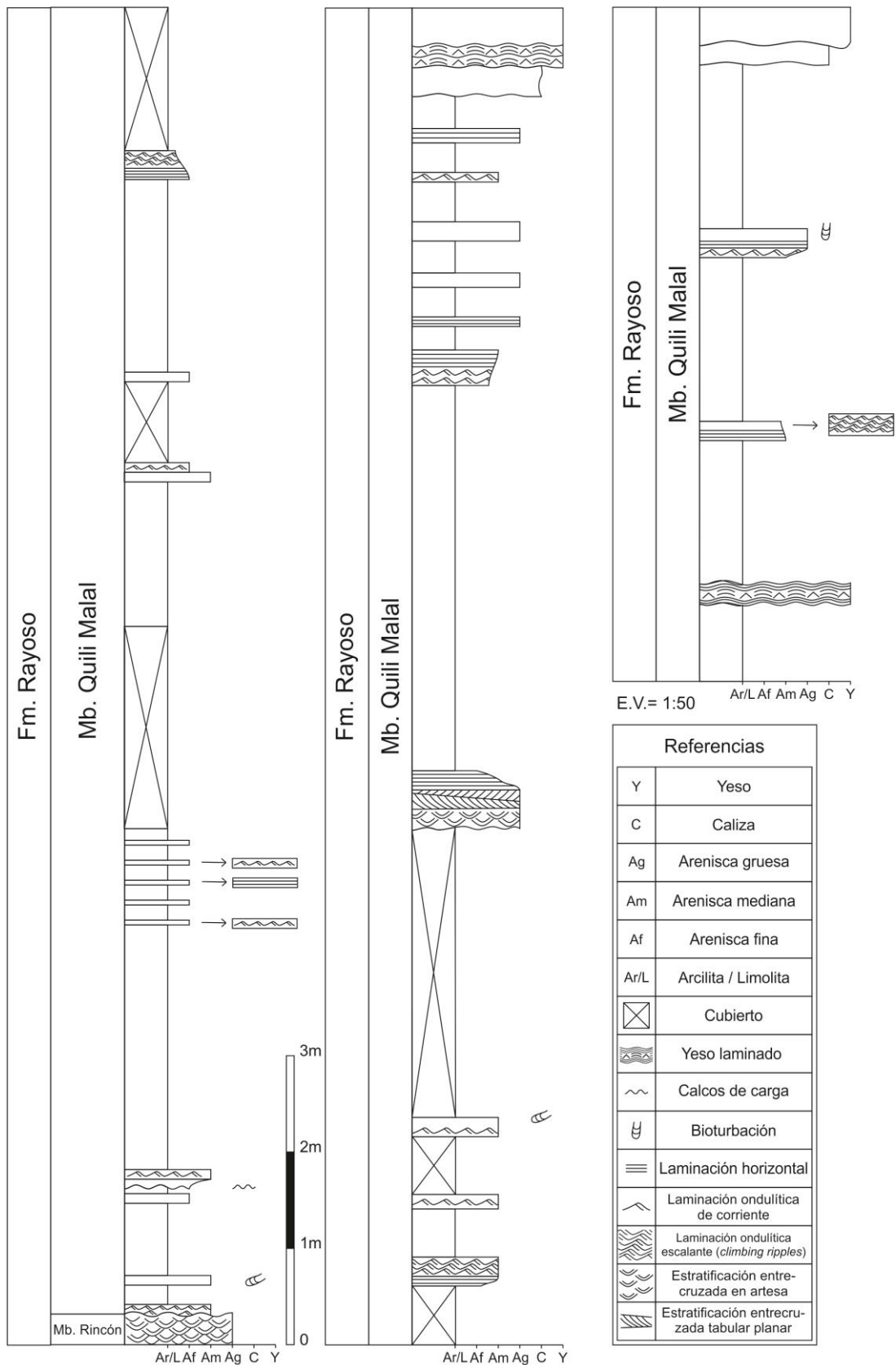


Figura 4.30: Perfil sedimentológico levantado desde el techo del Miembro Rincón hasta el segundo banco de yeso encontrado en el Miembro Quili Malal.

Zavala *et al.* (2001, 2006), Ponce *et al.* (2002) y Zavala y Ponce (2011) interpretaron que las sedimentitas correlacionables con esta unidad se habrían acumulado en un ambiente de características similares que el del Miembro Salina. Las sedimentitas del Miembro Quili Malal se correlacionan con el intervalo 2 (Zavala *et al.* 2001, Ponce *et al.* 2002), intervalo evaporítico E2 (Zavala *et al.* 2006) o con el cortejo de contracción de la secuencia R2 (Zavala y Ponce 2011). Contemplando este último trabajo, en el campo sólo fueron reconocidas asociaciones de facies de lago salino interior.

En base a las observaciones de campo, al análisis del perfil sedimentológico levantado y a la bibliografía mencionada, se interpreta que esta asociación de facies se depositó en una cuenca de gran extensión con topografía extremadamente suave, dominada por cuerpos lacustres someros hipersalinos sometidos a períodos de desecación parcial, con influjos de aguas de origen continental e importante aporte de soluciones salinas de origen freático, provenientes principalmente de la lixiviación de evaporitas de los miembros Troncoso Superior y Salina así como carbonatos del Miembro La Tosca.

Si bien el ambiente interpretado es de similares características que aquel interpretado para el Miembro Salina, cabe aclarar que el Miembro Quili Malal carece de manifestaciones de halita o por lo menos todavía no se han documentado. La ausencia de halita puede deberse a dos posibles factores: en primer lugar, por el predominio de aporte de aguas de origen continental, sin (o con escasos) aportes de aguas de origen marino, que representa una fuente importante de cloruros. De haber habido influjos de aguas marinas, los de aguas continentales parecen haber actuado diluyendo considerablemente a los mismos. En segundo lugar, el aporte freático de soluciones salinas saturadas en cloruros provenientes de la lixiviación de halita presente en los miembros Troncoso Superior y Salina, pareciera no haber tenido gran magnitud dado que estas unidades ya se encontraban soterradas y cubiertas por el Miembro Rincón. Estas son sólo algunas hipótesis al respecto. Estudios puntualizados de la sedimentología y geoquímica en las rocas del Miembro Quili Malal podrían aportar evidencias al respecto.

Relaciones estratigráficas

El Miembro Quili Malal cubre en forma neta y concordante al Miembro Rincón y es cubierto transicionalmente por el Miembro Pichi Neuquén, similar a lo que se observó

en el contacto entre los miembros Salina y Rincón. Con respecto al contacto transicional, en observaciones realizadas en el Portillo La Desolación, se notó un progresivo aumento de porcentaje de areniscas y limolitas en la sección superior del Miembro Quili Malal, sin distinguirse una superficie que delimitara exactamente el contacto con la unidad suprayacente. Si bien el Miembro Pichi Neuquén presenta un color castaño anaranjado contrastante con respecto a la coloración del Miembro Quili Malal, sobre todo cuando se observa desde lejos (Fig. 4.31), al momento de relevar el contacto *in situ*, no existe un límite definido, resultando ser un pasaje transicional entre las unidades (Fig. 4.34A).

Edad

Musacchio y Vallati (2000) propusieron que las sedimentitas de esta unidad se depositaron en el intervalo Barremiano superior - Aptiano inferior, en base a asociaciones bioestratigráficas de palinomorfos y microfósiles calcáreos. Leanza (2003) y Zavala y Ponce (2011) consideraron una edad aptiana.



Figura 4.31: Vista al SSE del faldeo norte del Cerro Mesa. Obsérvese el contacto entre los miembros Quili Malal y Pichi Neuquén. Por encima se halla el Miembro Cañadón de la Zorra y la Formación Candeleros, esta última conforma el techo del cerro.

4.2.2.3. *Miembro Pichi Neuquén*

Antecedentes

Bajo la denominación “*Pichi - Neuquen Member*”, Weaver (1931, p. 79) agrupó una sucesión de estratos de areniscas medianas castañas de 36 m de espesor, presentes dentro de la unidad que denominó “*Ranquiles Formation*”. Este autor destacó que los afloramientos de las mismas se extienden desde el río Agrio hasta la latitud de Chos Malal hacia el norte.

Uliana *et al.* (1975b) agruparon dentro de la Formación Ranquiles, a los miembros Quili Malal y Pichi Neuquén, contemplando la propuesta realizada por Weaver (1931), tal como puede observarse en las figuras 4.4 y 4.5. Leanza *et al.* (2001) y Leanza (2003) consideraron al Miembro Pichi Neuquén *sensu* Weaver (1931) como unidad integrante de la Formación Rayoso dentro del Grupo Bajada del Agrio (Fig. 4.1).

Observaciones de campo

Las sedimentitas de este miembro conforman un resalto topográfico positivo, el primer escalón de las crestas que se encuentran en la periferia del tren de estructuras integrado por el anticlinal Chihuido del Medio, sinclinal Cerro Mesa y anticlinal Oeste Cerro Mesa. También están presentes hacia el techo de cerro mesa (véase Anexo 1). Esta característica del paisaje se debe a que las sedimentitas de este miembro presentan mayor resistencia a la erosión que las sedimentitas del Miembro Quili Malal.

El Miembro Pichi Neuquén está compuesto mayormente por areniscas de coloración castaña oscuro a amarillenta y en menor medida intercalaciones de pelitas moradas oscuras con tonalidades anaranjadas (Fig. 4.32 y 4.33). Los estratos de areniscas presentan generalmente geometría tabular (Fig. 4.33), a excepción de los estratos en la sección inferior, los cuales en el sector del Portillo La Desolación presentan geometrías tipo “clinoformas”, con terminaciones tipo *downlap* hacia el contacto transicional con el Miembro Quili Malal (Fig. 4.35). En ese mismo sector se midió un espesor de 34 m para esta unidad.



Figura 4.32: Vista al norte de la cresta escalonada conformada por bancos duros del Miembro Pichi Neuquén (primer escalón), bancos lábiles del Miembro Cañadón de la Zorra y bancos duros de la Formación Candeleros (segundo escalón). Se puede observar que el río Neuquén, de hábito meandriforme en este tramo, presenta una planicie de inundación confinada entre el núcleo del anticlinal Oeste Cerro Mesa y la cuesta sinclinal al oeste.



Figura 4.33: Aspecto general del Miembro Pichi Neuquén en el campamento base, ubicado a metros del río Neuquén.

En afloramientos presentes en el Portillo La Desolación, se observaron trazas fósiles en la base y cuerpo de un estrato de arenisca de esta unidad (Fig. 4.34A, B). Se

distinguieron tres tipos de trazas fósiles.

El primer tipo está caracterizado por hiporelieves negativos con forma de surcos o pistas curvilíneas lisas, siendo comunes los entrecruzamientos (4.34D y 4.34E). Se reconocieron entrecruzamientos entre pistas, sin distinguírseles en una misma pista. El ancho de los surcos es en promedio 1 cm. El relleno de los mismos no se halla preservado.

El segundo tipo de traza comprende hiporelieves negativos con forma de surcos curvilíneos o pistas. A diferencia de los anteriores, estas pistas de ancho similar a las anteriores, presentan además de entrecruzamiento con otras pistas, entrecruzamientos en sí mismas. Se hallan preservados fragmentos discretos del relleno de los surcos, resultando ser estos sectores hiporelieves positivos tubulares con textura lisa. En ocasiones se encuentran preservados rellenos rugosos positivos dentro los surcos, interpretados como rellenos meniscados (Fig. 4.34E).

El tercer y último tipo de traza reconocida, está caracterizada por ser de relieve completo, compuesta por tubos circulares de 1 cm de diámetro en promedio (algunos presentan hasta 2 cm de diámetro), en forma de “U” y “J” con paredes lisas, generalmente sin relleno preservado (Fig. 4.34E). En los casos en que se observaron rellenos preservados en este tipo de traza, estos son de carácter masivo y sin revestimiento. Los tubos en forma de “J” pudieron ser reconocidos en el corte vertical del estrato (Fig. 4.34C), mientras que aquellos en forma de “U” no se observaron en dicho corte. Sin embargo, el hecho de que gran parte de los tubos ubicados en la base del estrato se encuentran de a pares, permitió inferir la existencia de estos tubos en forma de “U”, a pesar de no ser localizados en el corte vertical del estrato. El largo de los tubos en forma de “J” observados en la sección vertical del estrato son de 10 cm en promedio (Fig. 4.34C).

En los tres casos el relleno aparenta ser de igual composición que la roca hospedante, aunque para poder asegurar esto resulta necesario un análisis sedimentológico a nivel microscópico. Cabe destacarse que los tres tipos de trazas presentan espesores similares, por lo que se sugiere que los organismos que generaron estas trazas posiblemente hayan sido los mismos. Uliana *et al.* (1975a) describieron la presencia de trazas de este tipo (pistas y tubos), sugiriendo que podrían haber sido generadas por anélidos.

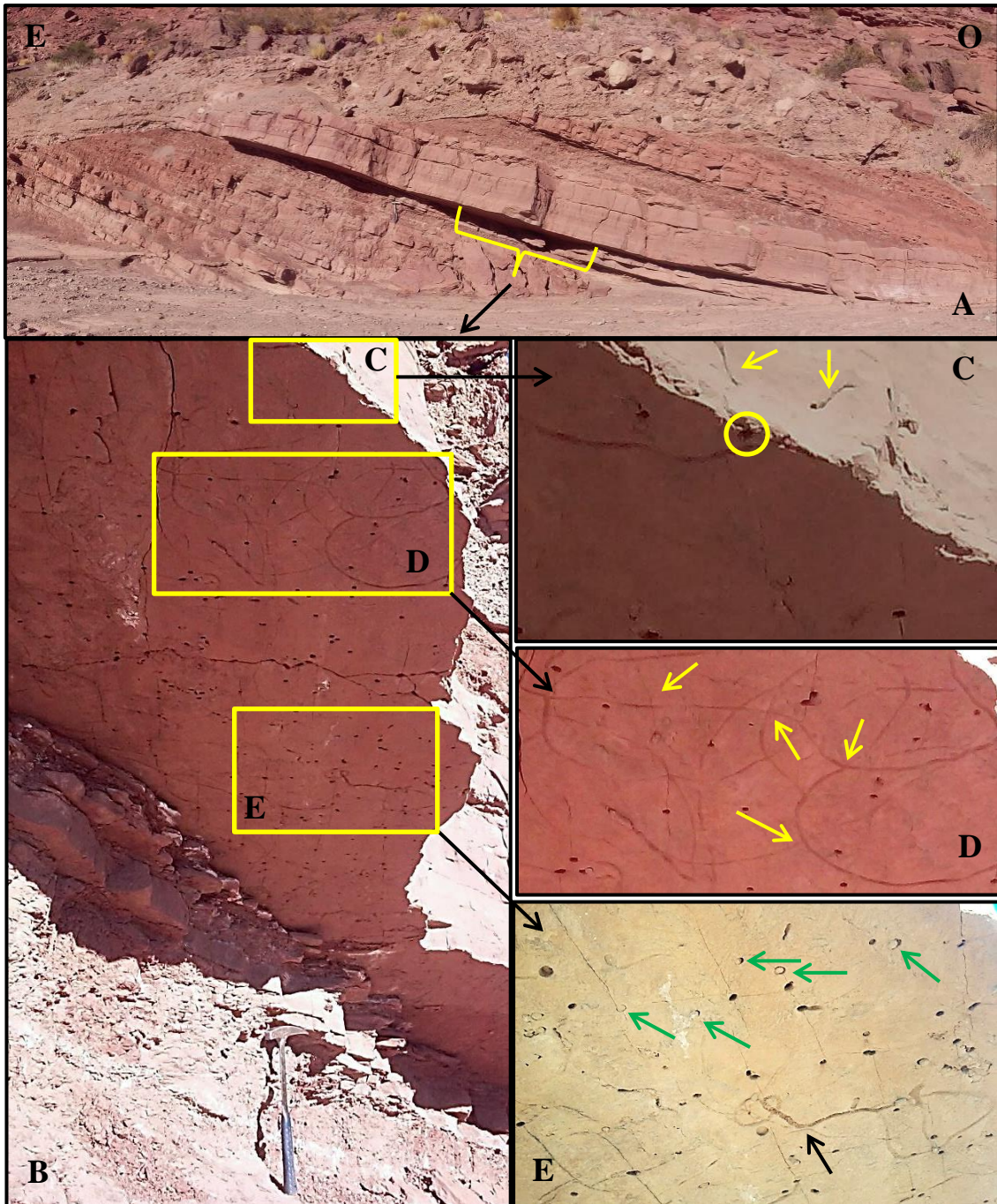


Figura 4.34: A) Estratos de arenisca del Miembro Pichi Neuquén con importante acuñaamiento lateral (¿frontal?) hacia el ESE en ese sector. B) Trazas fósiles en la base del estrato de arenisca señalado en A). C) Presencia de dos tubos en forma de “J” en el corte vertical del estrato señalados con flechas amarillas. En la base se aprecia el corte horizontal del tubo de la derecha (círculo amarillo). D) Surcos curvilíneos con entrecruzamientos entre sí, señalados con flechas amarillas. E) Secciones horizontales de tubos verticales en la base del estrato. En general aparecen de a pares, lo que sugiere que son tubos en forma de “U”. Los tubos con relleno preservado se encuentran señalados con flechas verdes. Con flecha negra se señala el segundo tipo de pista descrita en las observaciones. Esta pista es la única que se entrecruza a sí misma, presentando en las paredes internas lo que se interpreta como relleno meniscado.

Litología, ambiente y correlaciones

Al igual que con el Miembro Rincón, Uliana *et al.* (1975a) y Legarreta (1985) agruparon las sedimentitas de esta unidad en los conjuntos litogenéticos “capas rojas” y “clásticos rojos”, respectivamente. A su vez, estos autores interpretaron que esta unidad se depositó en el mismo ambiente que las sedimentitas del Miembro Rincón.

Ramos (1981) reunió los miembros Pichi Neuquén y Cañadón de la Zorra en su “miembro superior”. Según describió, esa unidad presenta una sección inferior compuesta de areniscas rojizas y verdes blanquecinas, la cual se correlaciona con el Miembro Pichi Neuquén. También comentó que en cercanías del Arroyo Pichi Neuquén observó estratos de areniscas medianas de 2 m de espesor aproximadamente con estratificación entrecruzada, las cuales interpretó como de ambiente eólico. Di Paola y Marchese (1970) y Ramos (1981) mencionaron que las areniscas de este miembro presentan fragmentos líticos de volcanitas mesosilícicas a básicas, con analcima intersticial, considerando que existió un cambio en el aporte con respecto a los miembros infrayacentes.

Las sedimentitas de esta unidad se correlacionan con la “sección L” descrita por Musacchio y Vallati (2000). Según describieron, presenta 170 m de areniscas de coloración castaño rojizas a morada, con intercalaciones de fangolitas moradas, que en su conjunto interpretaron como depósitos fluviales.

Zavala *et al.* (2001, 2006), Ponce *et al.* (2002) y Zavala y Ponce (2011) interpretaron que las sedimentitas de esta unidad se habrían acumulado en un ambiente de similares características que el Miembro Rincón. Las unidades propuestas por estos autores correlacionables con el Miembro Pichi Neuquén son el “intervalo 1” (Zavala *et al.* 2001, Ponce *et al.* 2002), “intervalo clástico C2” (Zavala *et al.* 2006), y el “cortejo de expansión de la secuencia R3” (Zavala y Ponce 2011).

Teniendo en cuenta las observaciones de campo e interpretaciones paleoambientales como las de Zavala *et al.* (2001, 2006), Ponce *et al.* (2002) y Zavala y Ponce (2011), se interpreta como ambiente depositacional, un sistema lacustre de extensión kilométrica de escasa profundidad, con influjo de aguas de origen continental y desarrollo de sistemas deltaicos de gran extensión dada una topografía panda del receptáculo lacustre.

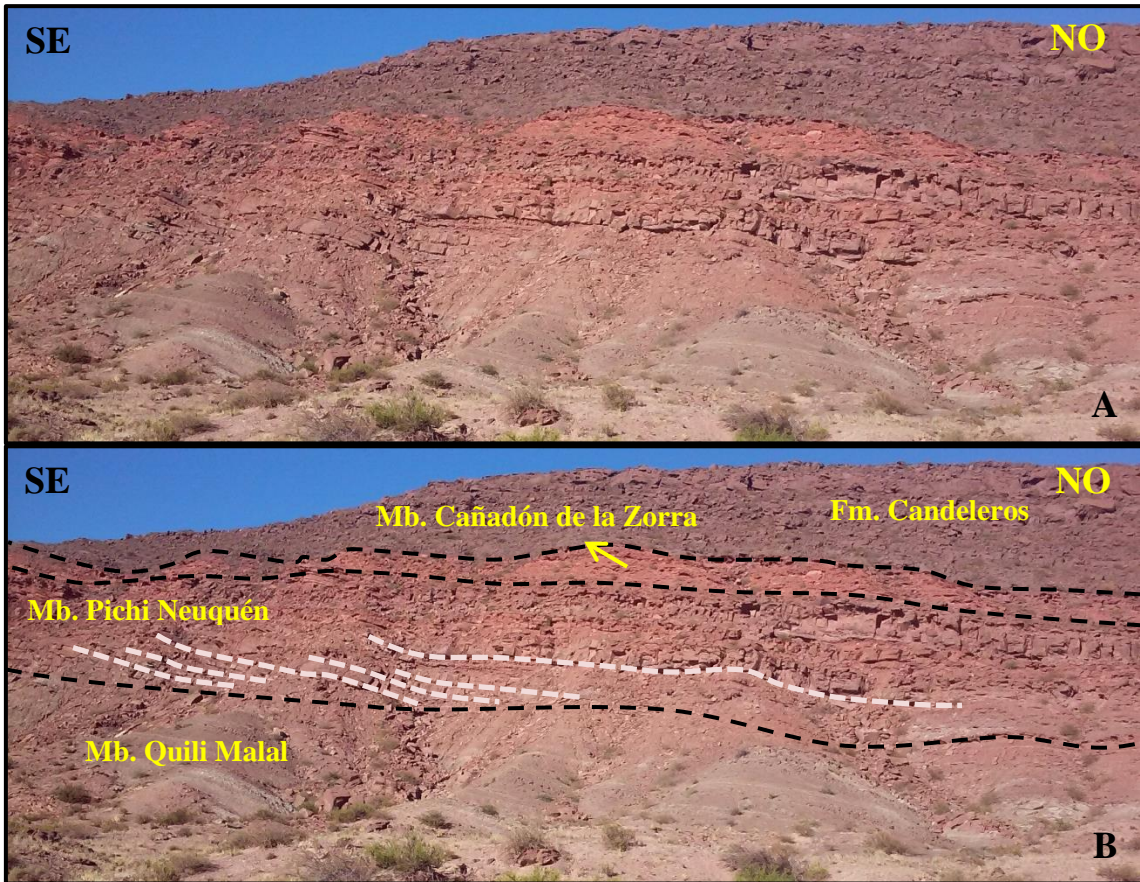


Figura 4.35: A) Vista al SO de los miembros Quili Malal, Pichi Neuquén y Cañadón de la Zorra en el Portillo La Desolación. Por encima se encuentra la Formación Candeleros del Grupo Neuquén. B) Límites entre unidades mencionadas señalados con líneas negras. Se marcaron con líneas blancas las bases de estratos de areniscas del sector inferior del Miembro Pichi Neuquén, las cuales se asemejan a clinofomas con terminaciones tipo *downlap* hacia el techo de la unidad infrayacente.

Relaciones estratigráficas

En el campo se distinguió un contacto transicional entre los miembros Quili Malal y Pichi Neuquén (Fig. 4.35), mientras que el contacto con el Miembro Cañadón de la Zorra es neto y concordante (Fig. 4.36). Este último, si bien suele estar cubierto de depósitos cuaternarios generados por procesos de remoción en masa, presenta a la distancia un resalto topográfico negativo considerable, dado el contraste litológico de las unidades comprendidas.

Edad

Musacchio y Vallati (2000) propusieron que las sedimentitas de esta unidad se depositaron en el Aptiano, en base a asociaciones bioestratigráficas de palinomorfos y microfósiles calcáreos. Leanza (2003) asignó tentativamente a este miembro una edad

albiana. Zavala y Ponce (2011) consideraron una edad aptiana para esta unidad.

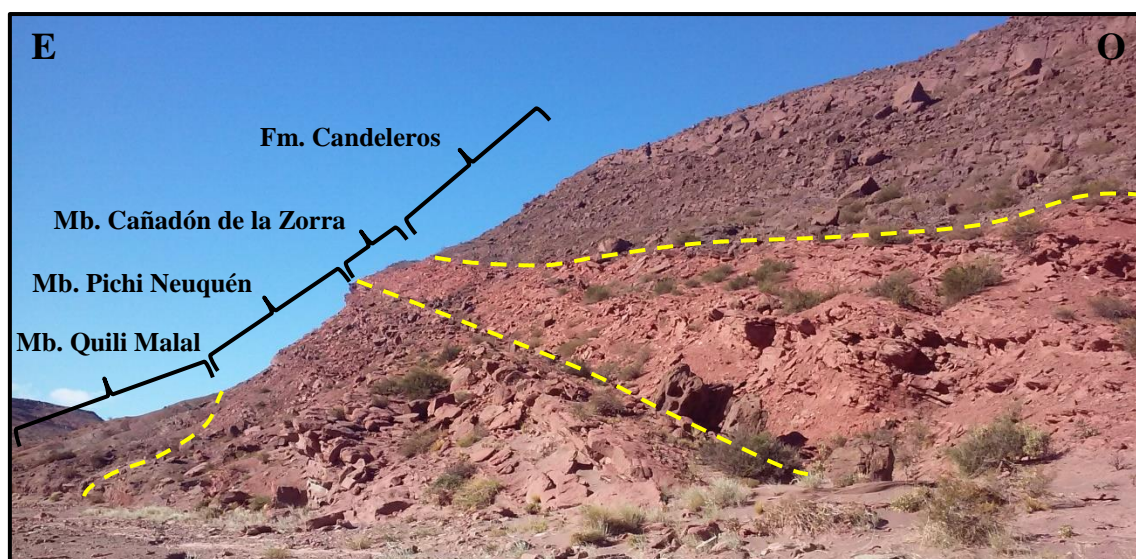


Figura 4.36: Vista al sur de los afloramientos apreciables en la figura 4.35. Ubicación paralela a la dirección del techo del Miembro Pichi Neuquén (actitud $165^{\circ}/26^{\circ}$) en el Portillo La Desolación.

4.2.2.4. *Miembro Cañadón de la Zorra*

Antecedentes

La primera mención del nombre Cañadón de la Zorra para referirse a una unidad estratigráfica la realizó Freytes (en Uliana *et al.* 1975b) en un informe inédito realizado para YPF en 1970. Según puede observarse en la figura 4.5, Freytes agrupó en la Formación Cañadón de la Zorra a la sección media y superior de las sedimentitas de “*Ranquiles Formation*” *sensu* Weaver (1931).

Uliana *et al.* (1975b) consideraron esta primera mención pero modificaron los límites considerados originalmente por Freytes. Utilizaron esa denominación para referirse únicamente a las sedimentitas ubicadas entre el Miembro Pichi Neuquén y la discordancia Patagónica. En el perfil realizado en Quili Malal, Uliana *et al.* (1975b, p. 181) describieron a la Formación Cañadón de la Zorra (Ay₃) de la siguiente manera: “70 m Ay₃: Arcilitas rojizas con bancos de yeso y marga. Hacia arriba incluye lentes de arenisca. Pobre expresión topográfica”.

El trabajo donde Weaver (1931, p. 81) definió la “*Carranza Formation*”, unidad correlacionable con Formación Candeleros según Ramos (1981), Weaver establece que: “*At its base there commonly occurs a bright red to grayish, very fine grained clayey*

sandstone, the thickness of which varies from 5 to 30 meters". Esta descripción realizada demuestra que diferenció un conjunto de sedimentitas del resto de la "Carraza Formation", con similares características a lo que décadas más tarde describieron y nombraron Freytes (en Uliana *et al.* 1975b) y Uliana *et al.* (1975b), por lo que resulta ser Weaver (1931) quien distinguió por primera vez esta unidad estratigráfica.

Leanza *et al.* (2001) y Leanza (2003) agruparon las sedimentitas descritas por Uliana *et al.* (1975b) bajo el rango de miembro dentro de la Formación Rayoso. Fueron los primeros autores en modificar la jerarquía litoestratigráfica de esta unidad.

Existen autores que mencionaron una unidad estratigráfica comprendida entre la formación Rayoso y Candeleros. Se trata de la "unidad no nominada" (Zavala *et al.* 2001 y Ponce 2002) o Formación Barda Colorada introducida por Zavala y Ponce (2011), compuesta por depósitos residuales y eólicos. Según estos últimos, la unidad apoya sobre la Formación Rayoso mediante una discordancia angular que denominaron "intraaptiana", marcada por la presencia de "muñecos" de tosca o caliche, interpretados como paleosuelos, ubicados en el techo del Miembro Cañadón de la Zorra o por la presencia de una superficie de deflación eólica tapizada por ventifactos. La Formación Barda Colorada presenta afloramientos de hasta 25 m de espesor, como por ejemplo en la localidad de Aguada de Tuco (Zavala y Ponce 2011). Si bien en las observaciones de campo no se distinguió esta unidad, sí se observó entre el techo del Miembro Cañadón de la Zorra y la discordancia Patagónica un nivel de tosca de aproximadamente 15 cm de espesor, muy fracturado y con escasa continuidad lateral

Observaciones de campo

Las sedimentitas de este miembro se encuentran al igual que el Miembro Pichi Neuquén, en la periferia del tren de estructuras compuesto por el anticlinal Chihuido del Medio, sinclinal Cerro Mesa y anticlinal Oeste Cerro Mesa, encontrándose además en afloramientos presentes en el cerro homónimo (véase Anexo 1). Dado que los afloramientos de esta unidad presentan espesores reducidos y pobre expresión morfológica, se decidió mapear esta unidad junto con el Miembro Pichi Neuquén en el Mapa geológico Los Chihuido Centro - Oeste (véase Anexo 1), por razones de escala y visualización.

La unidad presenta una sección inferior en la que predominan areniscas finas a

medianas de color rojo claro a anaranjado y una sección media y superior en la que alternan pelitas de color rojo ladrillo y areniscas, con igual coloración que las inferiores, en proporciones similares. Los bancos de areniscas son centimétricos, presentando en ocasiones, 25 a 30 cm de espesor (Fig. 4.37 y 4.38). Presentan comúnmente estratificación entrecruzada tabular planar, laminación ondulática y horizontal, y oquedades tipo *tafoni*. Como ya se mencionó, los afloramientos de esta unidad conforman un resalto topográfico negativo en las mencionadas crestas escalonadas. La unidad presenta 9,5 m de espesor al SO del campamento base, mientras que en el Portillo La Desolación alcanza los 12 m.



Figura 4.38: Afloramientos del Miembro Cañadón de la Zorra en su sección superior, al SO del campamento principal. Obsérvese los bancos de areniscas rojizas de hasta 20 cm de espesor con laminación horizontal y estratificación entrecruzada tabular planar.

Litología, ambiente y correlaciones

En un informe inédito para YPF Pozzo (1956) denominó informalmente “rayoso superior” a una sucesión de rocas presentes en el cañadón del Hachero y en el cañadón de la Zorra, ambos localizados al oeste de la comisión de fomento de Los Chihuidos, en el flanco oriental de la sierra homónima. Según describió, en la primera localidad esta subunidad de la Formación Rayoso correlacionable con el Miembro Cañadón de la Zorra (Uliana *et al.* 1975b) presenta 11 m de espesor, mientras que en la segunda, unos kilómetros al sur del primer cañadón, presenta 16 m. Pozzo (1956) mencionó que en ambas localidades la unidad está constituida por arcillas rojo bermellón a rojo frutilla carentes de estratificación; bancos de arcilla arenosa morada compactos con venas de cuarzo; bancos de arenisca calcárea y caliza gris oscuro a blanquecino de grano fina a

mediano, compactas y con abundantes cristales de calcita de color grisáceo a azulado. También comentó que esta unidad se encuentra biselada hacia el sur producto de la discordancia Patagónica.

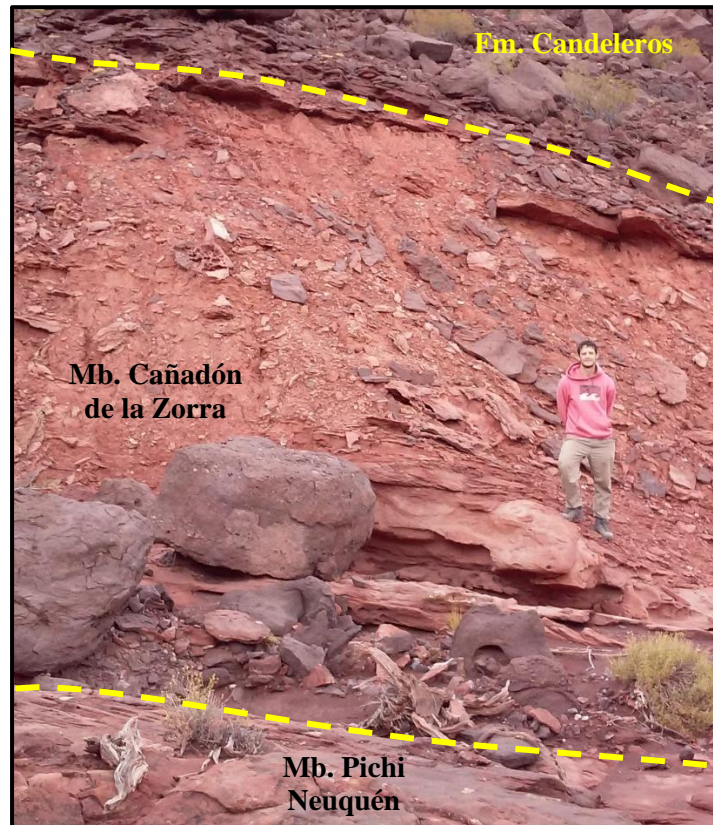


Figura 4.37: Afloramiento completo del Miembro Cañadón de la Zorra al SO del campamento base. El espesor allí es de 9,5 m. Se aprecian bloques caídos de la cresta que conforman los conglomerados basales de la Formación Candeleros.

Siguiendo el criterio de Uliana *et al.* (1975a), la asociación litogénica que representa al Miembro Cañadón de la Zorra (Ay₃) corresponde a “asociaciones pelita - yeso - caliza”.

Teniendo en cuenta la división propuesta por Ramos (1981), el Miembro Cañadón de la Zorra se correlaciona con su sección superior de su “miembro superior”, compuesto mayormente por arcilitas verdes y rojizas.

Leanza (2003) describió esta unidad como areniscas y fangolitas de color rojo ladrillo a anaranjado claro, en la que se intercalan frecuentemente niveles yesíferos muy delgados e interpretó el mismo ambiente depositacional que para el Miembro Quili Malal. En el cerro La Visera, ubicado al oeste del río Neuquén, la unidad presenta 36 m de espesor

(Leanza 2003).

Teniendo en cuenta los espesores medidos en la zona de estudio y los espesores presentes al oeste del río Neuquén (Leanza 2003) y en el flanco oriental del dorso de Los Chihuidos (Pozzo 1956), se interpreta que los espesores de esta unidad disminuyen de oeste a este producto de la erosión marcada por la discordancia Patagónica, al menos en las latitudes de la zona de estudio.

Relaciones estratigráficas

Esta unidad apoya neta y concordantemente sobre el Miembro Pichi Neuquén y es cubierta mediante un contacto paraconcordante por la Formación Candeleros del Grupo Neuquén. Este contacto suele estar marcado por un contacto erosivo en el cual conglomerados finos y areniscas gruesas violetas con estratificación entrecruzada en artesa de la Formación Candeleros, apoyan paraconcordantemente sobre areniscas o pelitas de color rojo anaranjado del Miembro Cañadón de la Zorra (Fig. 4.39), o bien sobre un nivel de tosca blanca de 10 a 20 cm de espesor (Fig. 4.40).

Si bien en la zona de estudio se reconoció un contacto paraconcordante, en otros lugares de la cuenca este contacto está dado por una discordancia erosiva muy marcada e inclusive de carácter angular. Según señaló Leanza (2005, 2009), esta discordancia ha sido denominada “Peruánica”, “Intercretácica”, “Intersenoniana” y “Patagónica” por diversos autores en el pasado, refiriéndose en las últimas décadas a la misma como “Miránica Principal” a partir del trabajo de Stipanovic y Rodrigo (1970).

La causa de esta discordancia ha sido atribuida históricamente por numerosos autores a una fase diastrófica. “*Después de la deposición de la Formación Rayoso tienen lugar los llamados movimientos intercretácicos, cuya influencia se reconoce en todo el Territorio, a los que siguió un período de intensa erosión*” (Herrero Ducloux 1946, p. 263).

Edad

Según Musacchio y Vallati (2000) la edad de esta unidad puede considerarse aptiana, en base a asociaciones bioestratigráficas de palinomorfos y microfósiles calcáreos. Leanza (2003) asignó tentativamente una edad albiana superior a esta unidad, mientras que Zavala y Ponce (2011) consideraron una edad aptiana.

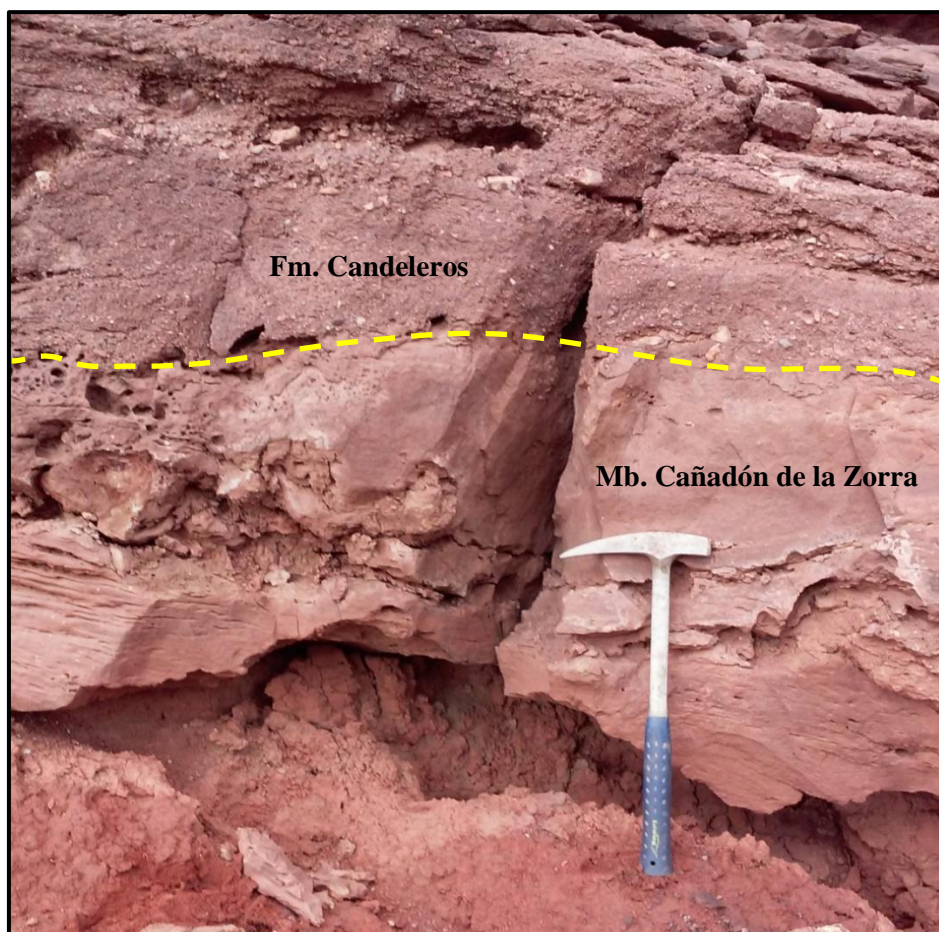


Figura 4.39: Detalle del contacto erosivo entre conglomerados finos de la Formación Candeleros y areniscas masivas y laminadas del Miembro Cañadón de la Zorra, al SO del campamento base.

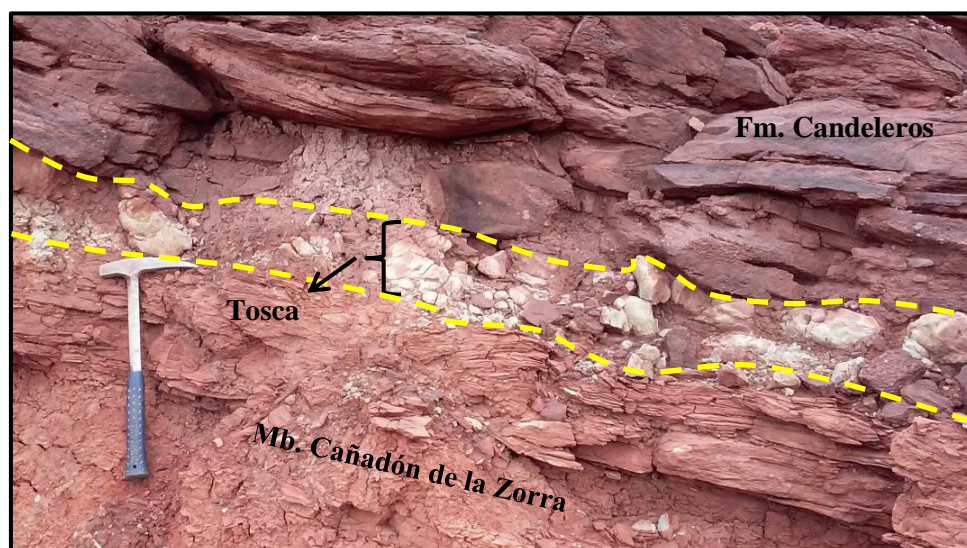


Figura 4.40: Nivel de tosca presente en el contacto entre el Miembro Cañadón de la Zorra (areniscas rojo anaranjadas) y la Formación Candeleros (areniscas conglomerádicas violetas) a metros del contacto observado en la figura 4.39.

Con respecto a la edad de la discordancia Miránica Principal, Leanza (2005, 2009) asignó una edad tentativa *ca.* límite Albiano - Cenomaniano. Orchueta y Ploszkiewicz (1984) consideraron una edad de 97 ± 3 Ma para la misma mientras que Legarreta y Gulisano (1989) asignaron le una edad estimativa de 94 Ma. En Tunik *et al.* (2010) propusieron que la edad máxima de sedimentación de la Formación Candeleros (en el área de cerro Rayoso, ubicado al oeste de la zona de estudio) es de $100,5 \pm 2,1$ Ma en base al estudio de circones detríticos, concluyendo que el levantamiento Andino estaría acotado entre los 98,6 Ma y los 88 Ma.

4.3. Grupo Neuquén

Antecedentes

La primera vez que un autor se refirió a una unidad estratigráfica con el nombre Neuquén fue Weaver (1931). En ese trabajo introdujo la “*Neuquen Formation*”, unidad correlacionable con el Miembro Rincón de la Formación Rayoso (Leanza 2003).

En Fossa Mancini *et al.* (1938), la comisión conformada por E. Boehm, E. Fossa Mancini y A. Roll propuso un nuevo esquema litoestratigráfico para referirse las sedimentitas presentes en el sur de Mendoza y Neuquén. Fue en ese entonces, que dicha comisión propuso utilizar “Formación del Neuquén” para agrupar las siguientes unidades: “Areniscas del Limay”; “Estratos de la Bajada Colorada”, “Estratos de los Candeleros”, “Estratos de Plaza Huincul”, “Estratos del Cerro Lisandro”, “Estratos del Portezuelo”, “Estratos del Plottier”, “Estratos del Bajo de la Carpa”, “Estratos de Anacleto” y “Estratos del Allen”. De esta manera se formalizó el uso de Formación del Neuquén, hecho que continuó vigente en propuestas litoestratigráficas modernas aunque con algunas modificaciones (Ramos 1981, Garrido 2010).

El primer autor que otorgó el rango litoestratigráfico de grupo a esta unidad fue Stipanovic *et al.* (1968); mientras que corresponde a Ramos (1981) la redefinición de sus límites originales, donde excluyó a la Formación Allen del Grupo Neuquén, considerándola unidad basal del Grupo Malargüe, criterio compartido a su vez por Garrido (2010) (Fig. 4.2).

4.3.1. Subgrupo Río Limay

Antecedentes

El primer autor en introducir una unidad estratigráfica con este nombre para referirse al primer subciclo sedimentario dentro del Grupo Neuquén fue de Ferrariis (1968). Este introdujo dentro del “Grupo Neuqueniano” tres unidades con sedimentitas de origen continental, formaciones Río Limay, Río Neuquén y Barranca del Palo. En la primera de Ferrariis (1968) agrupó a los miembros Candeleros, Huincul y Lisandro, criterio que después compartieron Cazau y Uliana (1973).

El primer autor en otorgarle el rango de subgrupo a esta unidad fue Ramos (1981), manteniendo el criterio propuesto por de Ferrariis (1968) y Cazau y Uliana (1973). Con respecto a las unidades comprendidas dentro del Subgrupo Río Limay, Ramos (1981) elevó la jerarquía de las unidades constituyentes al rango de formación.

Posteriormente, Garrido (2010) excluyó la Formación Cerro Lisandro del Subgrupo Río Limay porque según interpretó, esa unidad presenta características litológicas y genéticas más afines con las sedimentitas del Subgrupo Río Neuquén.

4.3.1.1. Formación Candeleros

Antecedentes

Wichmann (1927) transcribió y comentó fragmentos de un informe inédito no publicado realizado por Keidel en la región del Cerro Lotena. En la página 4 hizo la siguiente referencia sobre algunas observaciones y descripciones realizadas por Keidel con respecto a “Estratos con dinosaurios”: “[...] *el grupo de areniscas en su mayor parte tobíferas, margas y arcillas en la región de Cerro Lotena se ponen en discordancia transgresivamente sobre las capas del Neocomiano denominándolas Grupo del Candelero, por el Cerro Candelero al sudeste del Cerro Lotena, donde estas capas forman varios cerros aislados*”. De esta manera Keidel (en Wichmann 1927, p. 4) fue quien introdujo la unidad “Grupo del Candelero”.

Parker (en Uliana *et al.* 1975b) en un informe inédito para YPF modificó la jerarquía del Grupo del Candelero (Keidel en Wichmann (1927), considerándola una formación (Fig. 4.5). Posteriormente de Ferrariis (1968), Cazau y Uliana (1973) y Uliana *et al.* (1975b)

volvieron a modificar el rango de esta unidad, definiéndola como miembro. Corresponde a Ramos (1981) la re categorización de la unidad como Formación Candeleros, criterio compartido a su vez por Garrido (2010).

Observaciones de campo

En la zona de estudio las sedimentitas de este miembro se encuentran en la periferia del tren de estructuras integrado por el anticlinal Chihuido del Medio, sinclinal Cerro Mesa y anticlinal Oeste Cerro Mesa, incluyendo los afloramientos que conforman el techo del cerro Mesa (véase Anexo 1). Conforman el segundo escalón de las denominadas crestas escalonadas que rodean la periferia de estas estructuras. Los afloramientos de esta unidad abarcan la mayor parte de dorso de Los Chihuidos, sobre todo en el flanco oriental. Se trata de conglomerados, areniscas y pelitas subordinadas, cuya coloración varía de violeta oscuro en la base, a castaño violáceo en el sector medio, culminando con sedimentitas de coloración roja a rojo violácea (Fig. 4.41). Los conglomerados, en particular aquellos presentes en la base, se encuentran mayormente cementados por calcita, resultando ser rocas con gran tenacidad en comparación a las infrayacentes, pertenecientes a la sección superior de la Formación Rayoso (González Díaz y Di Tommaso 2011).

Hacia la base se distinguieron conglomerados finos matriz sostén con clastos de hasta 5 cm compuestos principalmente de volcanitas mesosilícicas a ácidas (Fig. 4.42). Se reconocieron estructuras sedimentarias tales como estratificación entrecruzada en artesa y tabular planar, en particular en los conglomerados basales. A pocos metros de la base, se observó un banco tabular de tosca o caliche, ubicado por encima de un delgado banco de pelitas violetas, cubierto por un potente banco areno - conglomerádico (Fig. 4.43). Hacia el tercio superior de esta unidad, en afloramientos presentes en el arroyo Rincón Salado, al oeste del Portillo la Desolación, se observó una sucesión de 2 a 3 m de pelitas masivas de coloración rojiza, muy contrastante con la coloración violeta predominante (Fig. 4.44). Debido a la erosión diferencial, este banco de pelitas marca un resalto negativo en el perfil topográfico de la cresta sinclinal ubicada al oeste de anticlinal Oeste Cerro Mesa, presentando una continuidad lateral kilométrica que puede observarse claramente en imágenes satelitales, resultando ser un excelente banco guía dentro de la Formación Candeleros en esta región. A su vez marca el límite occidental

de los flatirones presentes en la mencionada cresta (Fig. 6.2).

Recorriendo el arroyo Rincón Salado, desde el Portillo La Desolación hacia su desembocadura en el río Neuquén, se observó una progresiva horizontalización de los estratos, con inclinación al oeste, de la Formación Candeleros así como también los de la Formación Huincul, inclinando 25° en el portillo y tan solo 8° en el contacto de estas unidades. Se midió un espesor de 290 m para la Formación Candeleros en ese sector, aunque con error por exceso dada la variación de inclinaciones en los afloramientos.

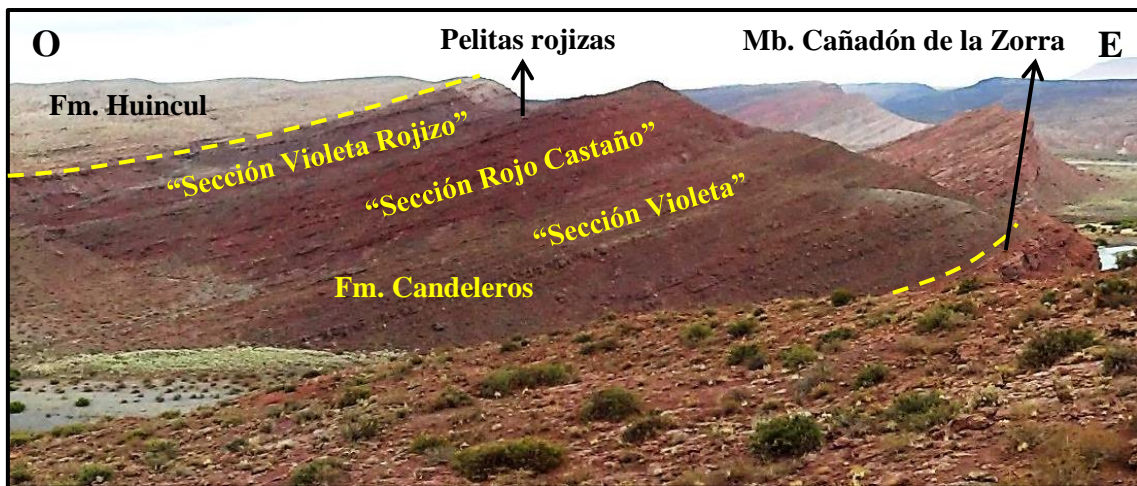


Figura 4.41: Vista al norte donde se aprecia la Formación Candeleros en cercanías del campamento base, destacándose claramente las distintas tonalidades que esta presenta. Se observa el contacto superior con la Formación Huincul y el inferior con el Miembro Cañadón de la Zorra de la Formación Rayoso.



Figura 4.42: Detalle de un conglomerado fino clasto sostenido con base erosiva de la Formación Candeleros, marcando un contacto erosivo paraconcordante sobre pelitas del Miembro Cañadón de la Zorra de la Formación Rayoso. Los clastos son de hasta 3 cm de diámetro, subangulosos a subredondeados, predominando los de volcanitas mesosilícicas a ácidas y de cuarzo.

Litología, ambiente y correlaciones

Esta unidad se compone de una sucesión predominantemente clástica de granulometría variable, desde conglomerados a pelitas. La litología que predomina son areniscas violáceas a castañas oscuras de grano grueso, con pobre a mala selección, compuesta por clastos subredondeados a subangulosos y considerable contenido de matriz (Cazau y Uliana 1973, Leanza *et al.* 2001). La presencia de cemento calcáreo es común en estas sedimentitas, así como la presencia de estratos de conglomerados finos polimícticos y areniscas conglomerádicas con presencia de guijas de volcanitas mesosilíceas, ácidas y cuarzo lechoso (Cazau y Uliana 1973). La geometría de los estratos suele ser lenticular, siendo común las estructuras de corte y relleno y de migración lateral.



Figura 4.43: Nivel de tosca de 15 - 20 cm de espesor presente en la Formación Candeleros ubicado a pocos metros del contacto con la Formación Rayoso. Se encuentra muy fracturado, con poca continuidad lateral y con considerable variación lateral en su espesor.



Figura 4.44: Banco de 2 m a 3 m de pelitas rojizas a moradas ubicadas hacia el tercio superior de la Formación Candeleros. Por encima de las pelitas se aprecia un banco de areniscas medianas a gruesas con laminación horizontal a estratificación entrecruzada tabular planar de actitud ($170^{\circ}/11^{\circ}$).

Las sedimentitas de esta unidad se depositaron en un ambiente fluvial de alta energía (Ramos 1981). Según describió, entre Loma de los Chivos y el cerro Chihuido Norte esta unidad alcanza los 250 m de espesor, mientras que en la desembocadura del arroyo Pichi Neuquén presenta 240 m de espesor. Por su parte, Sánchez y Asurmendi (2015) interpretaron que el ambiente depositacional corresponde a un sistema de abanico terminal, reconociendo facies de la zona distributaria, distributaria - base y base.

Relaciones estratigráficas

Esta unidad apoya paraconcordantemente sobre el Miembro Cañadón de la Zorra de la Formación Rayoso en la zona de estudio, mediante la discordancia Patagónica (Leanza 2009). Es cubierta neta y concordantemente por la Formación Huincul.

Edad

Ramos (1981) consideró que las sedimentitas del Grupo Neuquén presentan una edad cenomaniana - campaniana. Legarreta y Gulisano (1989) consideraron que la edad de depositación del Grupo Neuquén fue entre los 94 Ma y 80 Ma (Cenomaniano superior a Campaniano) y que la unidad correlacionable con la Formación Candeleros se depositó entre los 94 Ma y 93Ma (Cenomaniano superior a Turoniano). Leanza *et al.* (2001) y Garrido (2010) consideraron una edad cenomaniana inferior para esta unidad. Tunik *et al.* (2010) propusieron en base a dataciones de circones detríticos de sedimentitas de la localidad de Cerro Rayoso, que la edad máxima de sedimentación para la Formación Candeleros es de $100,5 \pm 2,1$ Ma (*ca.* límite Albiano - Cenomaniano).

4.3.1.2. Formación Huincul

Antecedentes

Esta unidad fue reconocida por Keidel (en Wichmann 1927). En la página 4 de este trabajo, Wichmann transcribió y comentó fragmentos de un informe inédito no publicado realizado por Keidel en la región del Cerro Lotena, donde comenta las siguientes observaciones sobre “Estratos con dinosaurios”: “*Siguen arriba hacia el norte y noreste otras areniscas y arcillas de un carácter petrográfico diferente, el Grupo Huincul*”.

Posteriormente, de Ferrariis (1968) modificó el rango litoestratigráfico de la unidad

propuesta por Keidel (en Wichmann 1927), otorgándole el rango de miembro. Este criterio fue utilizado por otros autores como Cazau y Uliana (1973) y Uliana *et al.* (1975b). Corresponde a Ramos (1981) la redefinición del rango de esta unidad como formación, criterio sostenido a su vez por Garrido (2010).

Observaciones de campo

Las sedimentitas de esta unidad afloran en diversos sectores de la zona de estudio: al NE en el cerro Chihuido Norte; al este del río Neuquén, en los alrededores de la Isla del Burro (único afloramiento relevado de manera expeditiva), en los alrededores del cerro Negro; y al oeste del río Neuquén en las inmediaciones del cerro Loma Pelada, en puesto Burgos y al sur de la pampa Amarga Grande (véase Anexo 1). Los afloramientos ubicados al oeste del río Neuquén fueron reconocidos a partir de imágenes satelitales.

La unidad está constituida principalmente por areniscas de coloración amarillo grisácea con escasas intercalaciones de pelitas (Fig. 4.45 y 4.46). Se reconocieron estructuras sedimentarias como estratificación entrecruzada tabular planar y en artesa en bancos de hasta 1.5 m. También se observaron bancos masivos y bancos con laminación horizontal. Los estratos son lenticulares a tabulares, existiendo sectores donde presentan importantes acñamientos laterales.

Litología, ambiente y correlaciones

Leanza *et al.* (2001) mencionaron que esta unidad está constituida por areniscas amarillentas, gris verdosas y verde amarillentas alternadas con otras de tonos rosados, comúnmente interdigitadas con fangolitas rojas. Según describieron predominan las areniscas de grano medio a grueso con pobre selección, apreciable contenido de matriz y frecuente cemento calcáreo; en forma subordinada presenta areniscas conglomerádicas, lentes de conglomerados intraformacionales y fangolitas con tonalidades rojizas a verdosas.

Según Garrido (2010) las rocas de esta unidad se habrán depositado en un ambiente fluvial. Los depósitos de la sección inferior se habrían depositado en un sistema fluvial de alta sinuosidad, mientras que los de la sección superior se habrían depositado en sistemas fluviales de baja sinuosidad de tipo entrelazado arenoso y gravo - arenoso (Garrido 2010). En cuanto al espesor, la unidad presenta 230 m en la desembocadura del

arroyo Pichi Neuquén (Ramos 1981).



Figura 4.45: Bancos de areniscas castaño amarillentas de la Formación Huincul. En el estrato señalado, de aproximadamente 2 m de espesor, se aprecia estratificación entrecruzada tabular planar.



Figura 4.46: Estratos de areniscas castaño amarillentas de la Formación Huincul. A la derecha se aprecian depósitos eólicos cuaternarios que cubren parcialmente la ladera del valle fluvial.

Relaciones estratigráficas

La Formación Huincul apoya neta y concordantemente sobre la Formación Candeleros y es cubierta de la misma manera por la Formación Cerro Lisandro (Garrido 2010). Este último contacto no fue relevado en este trabajo, ya que se encuentra al oeste del río Neuquén o bien hacia el norte, fuera de la zona de estudio.

Edad

Legarreta y Gulisano (1989) indicaron que la Formación Huincul se depositó durante los 93 Ma a 91 Ma (Turoniano). Leanza *et al.* (2001) asignaron esta unidad al Cenomaniano superior. Corbella *et al.* (2004) realizaron dataciones en tobas ubicadas hacia la base de la Formación Huincul en el cerro Policía y zonas aledañas (provincia de Río Negro), obteniendo una edad de $88,0 \pm 3,9$ Ma (Coniaciano inferior), indicando que las sedimentitas de esta unidad se depositaron en el Turoniano - Coniaciano. Garrido (2010) asignó una edad cenomaniana superior - turoniana a esta unidad.

4.3.2. Subgrupo Río Neuquén

Antecedentes

El primer autor en introducir una unidad estratigráfica con este nombre para referirse al segundo subciclo sedimentario dentro del Grupo Neuquén fue de Ferrariis (1968). Este agrupó dentro de la “Formación Río Neuquén” a los miembros Portezuelo, Plottier, Anacleto, Bajo de la Carpa y Allen.

Posteriormente, Cazau y Uliana (1973) modificaron las unidades comprendidas dentro de la Formación Río Neuquén *sensu* de Ferrariis (1968), agrupando únicamente a los dos primeros miembros, Portezuelo y Plottier, en la Formación Río Neuquén.

El primer autor en otorgarle el rango de subgrupo a esta unidad fue Ramos (1981), manteniendo el criterio Cazau y Uliana (1973). Con respecto a las unidades comprendidas dentro de la misma, Ramos (1981) elevó su jerarquía a formación.

Garrido (2010) adscribió la Formación Cerro Lisandro al Subgrupo Río Neuquén, e incluyó a su vez dos formaciones nuevas: Los Bastos y Sierra Barrosa (Fig. 4.2).

4.3.2.1. Formación Cerro Lisandro

Antecedentes

En Fossa Mancini *et al.* (1938) se transcribió parte de la conferencia llevada a cabo el 19 de Mayo de 1938, en la cual el A. Herrero Ducloux disertó sobre “Estudios en los Estratos con Dinosaurios del Neuquén”, en el marco de una de las tantas reuniones que congregaron a geólogos de YPF para dirimir problemáticas existentes sobre

nomenclaturas estratigráficas. Fue en ese entonces cuando A. Herrero Ducloux introdujo el Grupo Cerro Lisandro como subunidad de los “Estratos con Dinosaurios”. La comisión compuesta por E. Boehm, E. Fossa Mancini y A. Roll, contemplando los aportes de A. Herrero Ducloux, así como los de otros geólogos, designó a esta unidad el nombre de “Estratos del Cerro Lisandro” (Fossa Mancini *et al.* 1938).

De Ferrariis (1968) re categorizó esta unidad, considerándola con la jerarquía de miembro, criterio compartido posteriormente por Cazau y Uliana (1973) y Uliana *et al.* (1975b). Corresponde a Ramos (1981) la elevación del rango de esta unidad a formación, criterio seguido por Garrido (2010).

Observaciones de campo

No se realizó un reconocimiento de campo de esta formación dado que sus afloramientos se encuentran al oeste del río Neuquén. Únicamente se logró divisar esta unidad desde el cerro ubicado al SO del campamento base (Fig. 4.47). Mediante interpretación en imágenes satelitales se cartografió la unidad. Se reconoció al oeste y NO de la confluencia del arroyo Pichi Neuquén con el río Neuquén, al oeste y SO de Isla del Burro; al SO de cerro Loma Pelada; en los alrededores del cerro Bayo; y al norte de pampa Amarga Grande (véase Anexo 1).

Litología, ambiente y correlaciones

Esta unidad está compuesta principalmente por potentes bancos de fangolitas rojas. Presenta a su vez intercalaciones de delgados niveles de limolitas y areniscas finas cuarzo - micáceas de coloración amarilla a gris verdosa con bajo grado de consolidación (Garrido 2010). Sánchez y Asurmendi (2014) interpretaron que estas sedimentitas se depositaron en un ambiente lacustre con progradaciones deltaicas tipo “*Gilbert*”. Esta unidad presenta 93 m de espesor en las cercanías de Balsa Huitrín (Ramos 1981).

Relaciones estratigráficas

La Formación Cerro Lisandro apoya neta y concordantemente sobre la Formación Huincul y es cubierta transicionalmente por la Formación Portezuelo (Garrido 2010). Este mismo autor aclaró que el contacto entre las dos primeras unidades suele confundirse con los depósitos superiores de fangolitas rojizas de la Formación Huincul; sin embargo, con observaciones de campo se puede distinguir bien este límite.

Edad

Legarreta y Gulisano (1989) indicaron que la Formación Cerro Lisandro se depositó durante los 91 Ma a 90 Ma (Turoniano). Leanza *et al.* (2001) propusieron una edad cenomaniana superior - turoniana inferior para esta unidad, mientras que Garrido (2010) la consideró de edad turoniana media - turoniana superior.

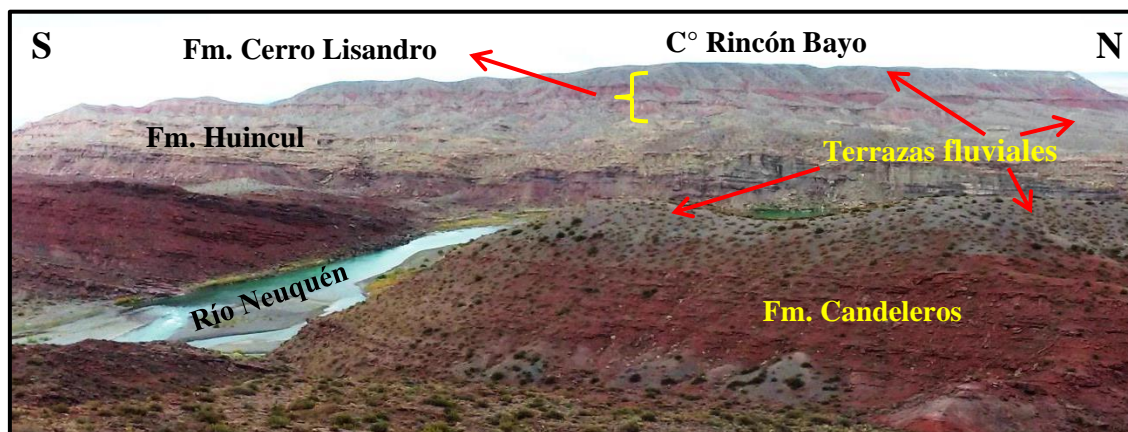


Figura 4.47: Vista al oeste hacia el cerro Rincón Bayo. Se aprecian afloramientos de las formaciones Candeleros, Huincul y Cerro Lisandro, así como también depósitos aterrizados cubriendo las unidades, constituyendo a su vez el techo del cerro Rincón Bayo.

4.4. Unidades cenozoicas

4.4.1. Formación Puesto Burgos

Antecedentes

Esta unidad fue propuesta por Leanza *et al.* (2001) para identificar una sucesión de sedimentitas y piroclastitas ubicadas al norte de pampa Amarga Grande, sobre el margen occidental del río Neuquén. Definieron la localidad tipo de esta formación en las cercanías del puesto Burgos, más precisamente en el cerro Rincón Bayo, ubicado al oeste del río Neuquén (véase Anexo 1). Otro autor que realizó estudios en esta unidad fue Zamora Valcarce (2006), donde analizó la sedimentología, relaciones estratigráficas y paleontología de la unidad.

Observaciones de campo

No se realizaron observaciones de campo en esta unidad dado que sus afloramientos se encuentran al oeste del río Neuquén. Mediante interpretación en imágenes satelitales se

cartografió la misma. Los afloramientos se encuentran en el cerro Rincón Bayo y al oeste del mismo (véase Anexo 1).

Litología, ambiente y correlaciones

Según Leanza *et al.* (2001) la unidad está compuesta de arcilitas gris verdosas, niveles de paleosuelos con frecuentes nidos de escarabeidos que llegan a alcanzar más de 10 m de espesor, areniscas tobáceas castaño rojizas con intercalaciones de lentes conglomerádicos, niveles de tufitas gris claro y niveles de tobas blancas de hasta 3 m. Según comentaron en su localidad tipo la unidad presenta 82,7 m de espesor. En cuanto al ambiente de depositación, Leanza *et al.* (2001) interpretaron que esta asociación de facies se depositó en un ambiente fluvio - lacustre sometido a caídas de cenizas. Consideraron a su vez que esta unidad se correlaciona con la Formación Carrere (Holmberg 1975) ubicada en la región del cerro Villegas y la sierra de Huantriaco.

Marcón (1971) introdujo la “Formación Quili Malal” para agrupar dos unidades de sedimentitas terciarias de más de 200 m de espesor. Según describió la secuencia inferior está compuesta de tufitas blanco - amarillentas a verdosas con intercalaciones lenticulares de conglomerados intraformacionales, destacándose en la base, conglomerados similares a los “rodados dislocados” (Groeber 1946) o “rodados lustrosos” (Ramos 1981); mientras que la secuencia superior, que apoya discordantemente sobre la primera, está compuesta de potentes bancos de conglomerados intercalados con arcilitas y tufitas rosadas y gris blanquecinas. Marcón (1971) correlacionó esa formación con la Formación Collón Cura, ubicada en los alrededores del cerro Villegas.

Teniendo en cuenta la anterior descripción y considerando el trabajo de Marcón (1975), las formaciones Puesto Burgos y Rincón Bayo se correlacionan con la Formación Collón Cura en la zona del cerro Villegas (Marcón 1975) y con la Formación Quili Malal *sensu* Marcón (1971).

Garrido *et al.* (2012) propusieron Formación Rincón Escondido para referirse a la sección piroclástica y epiclástica de la Formación Carrere *sensu* Holmberg (1975), siendo esta nueva unidad la que mejor se correlacionaría al norte de la zona de estudio con la Formación Puesto Burgos *sensu* Leanza *et al.* (2001).

Relaciones estratigráficas

Esta unidad apoya mediante una discordancia angular sobre unidades formaciones Cerro Lisandro y Huincul del Grupo Neuquén en la zona de estudio, estando cubierta de igual manera por la Formación Rincón Bayo (Leanza *et al.* 2001).

Edad

En base a relaciones de contacto y características litológicas, Leanza *et al.* (2001) consideraron tentativamente una edad oligocena superior - miocena inferior para esta unidad. Zamora Valcarce (2006) encontró fósiles en esta unidad en afloramientos cercanos al cerro Rincón Bayo y al puesto Burgos, los que describió como mamíferos del Colhuehuapense (Oligoceno superior - Mioceno inferior). Garrido *et al.* (2012) asignaron tentativamente a la unidad correlacionable, Formación Rincón Escondido presente en el cerro Villegas, una edad oligocena inferior - oligocena superior.

4.4.2. Formación Rincón Bayo

Antecedentes

Esta unidad fue propuesta por Leanza *et al.* (2001) para agrupar una sucesión de sedimentitas de carácter epi y piroclástico ubicadas sobre la Formación Puesto Burgos en el ámbito del cerro Rincón Bayo. Zamora Valcarce (2006) analizó la relación estratigráfica de esta unidad con respecto a las infra y suprayacentes, concluyendo que estas sedimentitas representan depósitos sinorogénicos vinculados a un pulso o fase compresiva del Mioceno superior.

Observaciones de campo

No se realizaron observaciones de campo en esta unidad dado que sus afloramientos se encuentran al oeste del río Neuquén. Mediante interpretación en imágenes satelitales se cartografió la misma. Los afloramientos se encuentran localizados en el cerro Rincón Bayo, así como también al oeste y SO del mismo (véase Anexo 1).

Litología, ambiente y correlaciones

Según Leanza *et al.* (2001) la unidad está compuesta por areniscas rojas, castañas e inclusive con tonalidades azuladas; lentes conglomerádicos; niveles de paleosuelos; tufitas, limolitas y arcilitas con concreciones calcáreas; e intercalaciones de niveles

tobáceos. Interpretaron que estas rocas se depositaron en un ambiente fluvial con interacción de abanicos aluviales sometidos a recurrentes caídas de cenizas, donde los potentes paleosuelos presentes en la unidad representarían períodos de estabilidad. Leanza *et al.* (2001) mencionaron que esta unidad presenta 72,5 m de espesor en afloramientos próximos al cerro Negro, ubicado al sur del poblado de Quili Malal.

Esta unidad se correlaciona con Formación La Bardita, unidad de edad miocena medio a superior, cuyos afloramientos están localizados en las inmediaciones de la ciudad de Zapala (Leanza *et al.* 2001). La Formación Rincón Bayo también podría correlacionarse con el Miembro Filo Morado (Vergani *et al.* 2002), integrante de la Formación Sierra Negra definida por Garrido *et al.* (2012), ubicada hacia la base de la sierra de Huantraico y del cerro Villegas. Este miembro compuesto de coladas basálticas, cineritas y tufitas blanquecinas, con intercalaciones menores de horizontes y lentes de conglomerados brechosos, presenta un espesor medio de 150 m (Garrido *et al.* 2012).

Relaciones estratigráficas

La Formación Rincón Bayo apoya discordantemente sobre la Formación Puesto Burgos (Leanza *et al.* 2001), estando cubierta de igual manera por depósitos de terrazas indiferenciadas del río Neuquén, en lo que respecta a la zona de estudio.

Edad

Leanza *et al.* (2001) atribuyeron una edad miocena media - miocena superior a esta unidad en base a relaciones de contacto. Según comentaron, la unidad está cubierta por la Formación Pampa Encima (Plioceno superior - Pleistoceno inferior) al SE de la zona de estudio, por lo que la edad de la Formación Rincón Bayo se encuentra acotada por las edades de las formaciones Puesto Burgos y Pampa Encima. Estos mismos autores sugirieron además, que la edad de esta unidad podría extenderse hasta el Plioceno inferior temprano.

4.4.3. Formación Desfiladero Negro

Antecedentes

Una de las primeras alusiones a esta unidad corresponde a Herrero Ducloux (1946). Este mencionó que en la región del dorso de Los Chihuidos hubo una reducida actividad

volcánica, de edad tentativa pliocena, representada por varios diques e intrusiones basálticas como las de los cerros Chihuido del Medio y Chihuido Norte.

La primera mención realizada sobre los diques volcánicos ubicados en el sector SE de la zona de estudio, al pie de la cresta escalonada fue la de Padula (1950). En ese trabajo describió que los diques se disponen subparalelamente entre sí, con dirección N - S, comentando a su vez que los mismos son paralelos al plano axial del anticlinal Chihuido del Medio. Padula (1950) planteó que estos diques estarían vinculados al cuerpo basáltico ubicado en el cerro Chihuido del Medio.

En un trabajo realizado en la zona del cerro Villegas, Marcón (1975) reconoció diques y necks volcánicos frecuentemente asociados a fracturas.

Ramos (1981) es quien introdujo la unidad Formación Desfiladero Negro para agrupar los diques básicos de disposición radial ubicados en los alrededores del extremo sur de la sierra de Huantraico. Mencionó que los cerros Chihuido del Medio y Norte posiblemente sean diques, dado que no presentan un aparato volcánico central como lo es una chimenea o *neck* volcánico. Con respecto a las volcanitas de esos cerros, Ramos (1981) y Ramos y Barbieri (1988) no especificaron si son parte de la Formación Desfiladero Negro o del Basalto Parva Negra, unidad en la que agruparon las volcanitas del cerro homónimo y de los cerros Horqueta y Horqueta Norte (véase figura 2.5).

Observaciones de campo

Esta unidad se relevó en el sector SE del flanco oriental del anticlinal Chihuido del Medio, en el cerro que Del Vo y Davids (1962) denominaron Chihuido Azul (Fig. 2.3A; véase Anexo 1). Este cerro constituye un elemento topográfico positivo que corta transversalmente el perfil típico de erosión de la cuesta de dirección NNO que circundan a este anticlinal. El flanco oriental del anticlinal Chihuido del Medio en ese sector inclina 7° al ESE en promedio.

Mediante interpretación en imágenes satelitales, esta unidad fue reconocida y cartografiada en la esquina SE de la zona de estudio, más precisamente en el cerro Chihuidito (Leanza *et al.* 2001), donde los diques presentan la misma dirección que los de cerro Chihuido Azul (véase Anexo 1). Tanto el cerro Chihuido del Medio como el cerro Chihuido Norte, ambos localizados en el sector oriental de la zona de estudio

(véase Anexo 1), son asignados a esta unidad también. Si bien no fueron relevados, mediante interpretación en imágenes satelitales, y considerando los antecedentes mencionados, se determinó que esas rocas volcánicas están asociadas a diques del mismo evento magmático aquellos de los cerros Chihuido Azul y Chihuidito, debido a similitudes en cuanto a dirección, extensión y rasgos geomorfológicos.

En el cerro Chihuido Azul se relevaron algunos de los diques. En cuanto a observaciones macroscópicas, las rocas volcánicas presentan color gris oscuro azulado con alteración castaño oscura a clara en superficie, textura afanítica y amígdalas blancas elongadas paralelas a la pared del intrusivo (con el eje mayor de 2,5 cm y el menor de 0,5 cm en promedio), las cuales representan hasta el 5% de la roca. También se observaron en forma subordinada amígdalas esféricas (Fig. 4.48).

Hacia la zona de contacto con la roca de caja, los diques presentan un borde de pocos milímetros de espesor, con textura afanítica, sin amígdalas, caracterizado por la alternancia de bandas de color negro y castaño de 1 mm a 2 mm de espesor cada una (Fig. 4.48A).

En cuanto a la disposición espacial de estos intrusivos, se distinguieron dos familias de diques. Los primeros presentan disposición vertical y dirección N - S (Fig. 4.49), mientras que los segundos presentan dirección ENE (en promedio) e inclinaciones que varían entre 50° a 80°, tanto al SE como al NO (Fig. 4.50). Un aspecto a destacar de la disposición de los diques, es que los de la segunda familia se encuentran entre diques de la primera familia, tal como se observa en la figura 4.51. Esta disposición espacial será explicada con mayor profundidad en el capítulo 5. Todos los diques presentan alta densidad de fracturación, segmentados por numerosos juegos de diaclasas (Fig. 4.48), algunos inclusive con disyunción columnar, como se observa en la figura 4.50. Los diques N - S presentan espesores de hasta 1,2 m, mientras que los ENE presentan menor potencia que los primeros, con espesores de hasta 50 cm.

En la cima del cerro Chihuido Azul se encontraron además de los diques, enormes bloques de areniscas muy fracturados, de coloración castaño amarillenta a rojiza, inmersos en una matriz brechosa de color gris verdosa amarillenta (Fig. 4.52). Estos bloques de areniscas de espesor, de hasta 3 m de diámetro, que se encuentran mayormente en la cima del cerro, carecen de estructuras sedimentarias, presentando

comúnmente disyunción catafilar. Resulta llamativo ya que en todos los relevamientos efectuados en afloramientos del Miembro Quili Malal, roca de caja de los intrusivos, no se observaron estratos de arenisca de semejante potencia y menos aún con estructura masiva. Areniscas de este tipo sólo fueron reconocidas en los miembros Rincón y Pichi Neuquén en lo que respecta a la zona de estudio.



Figura 4.48: A) Dique N - S ($355^{\circ}/89^{\circ}$) de 35 cm de espesor ubicado pocos metros al SO de la cima del cerro Chihuido Azul. Presenta un contacto neto con la roca de caja. B) Detalle del dique en A. Se aprecia la existencia de amígdalas blancas elongadas alineadas con la pared del intrusivo señaladas con flechas amarillas y la presencia de diaclasas oblicuas con alteración castaño oscura a su alrededor.

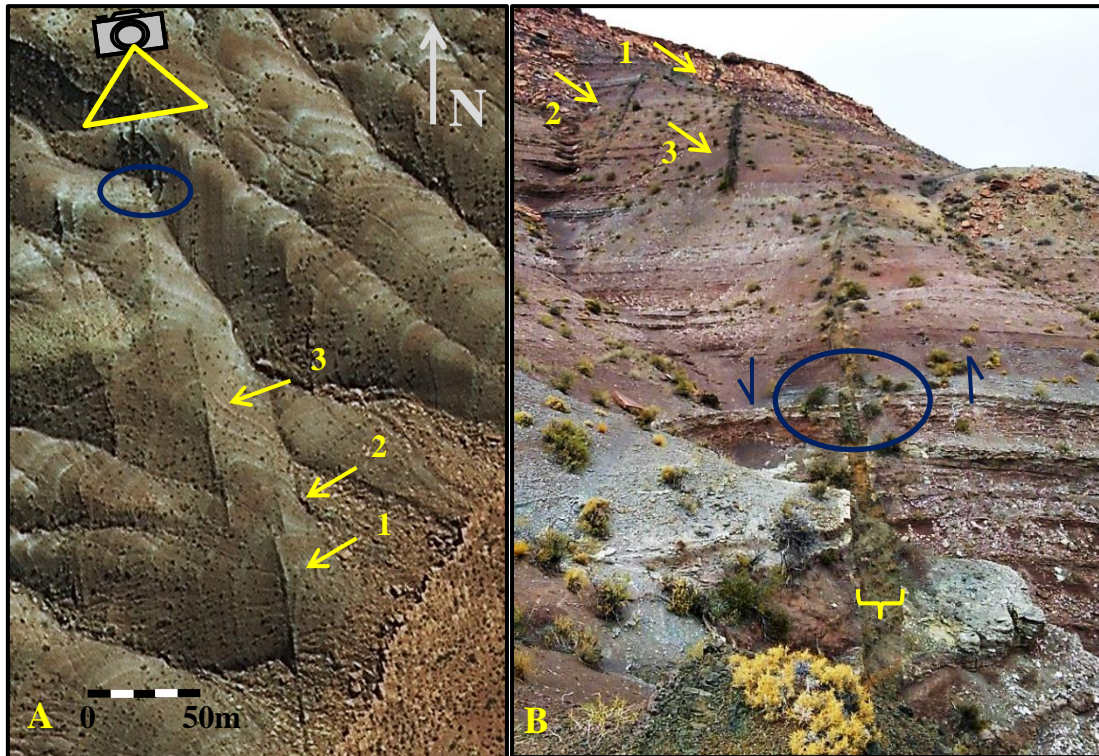


Figura 4.49: Diques volcánicos ubicados al sur del cerro Chihuido Azul. Los intrusivos presentan una disposición paralela a subparalela en ese sector. A) Vista cenital de una imagen satelital con los diques señalados con flechas amarillas. B) Vista hacia el sur desde el cerro Chihuido Azul. Se aprecia un contacto neto entre los intrusivos y la roca de caja, sedimentitas del Miembro Quili Malal. Obsérvese el desplazamiento vertical generado en los bancos señalados con azul. El espesor del dique señalado con corchete amarillo es de 1 m aproximadamente.

Estas brechas gruesas se encuentran contenidas en una franja vertical irregular de dirección N - S, limitada a ambos lados por diques de la primera familia (N - S) y segmentadas por diques de la segunda familia (ENE). Las brechas son matriz sostén y presentan muy mala selección. Contienen bloques subangulosos a redondeados, de areniscas de coloración amarillo verdosas y bloques subredondeados a redondeados de pelitas moradas, los cuales en promedio presentan 40 cm de diámetro. Estos se encuentran inmersos en una matriz de brechas trituradas subangulosas de areniscas amarillentas y verdosas de 1 cm a 5 cm, parcialmente cementadas (Fig. 4.53). Los bloques presentan una disposición caótica en la matriz, en muchos casos con disyunción catafilar (Fig. 4.53).



Figura 4.50: Vista al sur desde la cima del cerro Chihuido Azul. Se aprecia un dique de dirección ENE (080/57°) con disyunción columnar señalada con flechas amarillas, el cual corta una franja de brechas gris verdosa amarillenta de dirección N - S y 15,5 m de un ancho.

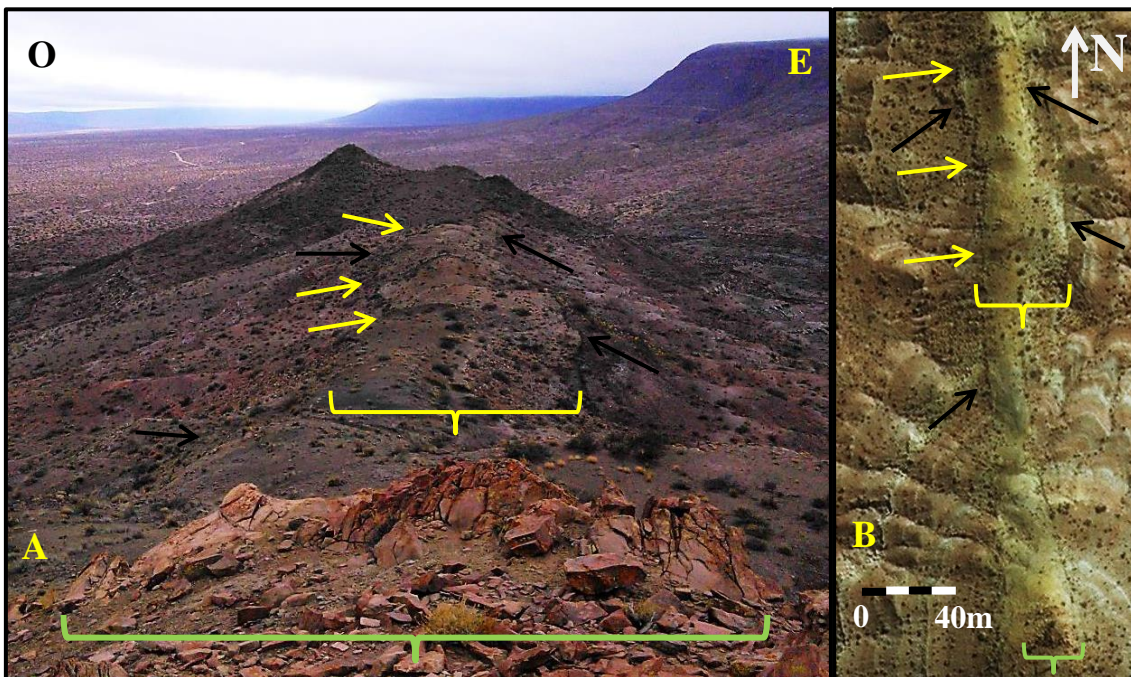


Figura 4.51: A) Vista al norte desde la cima del cerro Chihuido Azul. Al pie de la imagen se aprecian bloques muy fracturados de areniscas de color castaño clara (corchete verde). Al norte se aprecian diques N - S; diques ENE señalados con flechas negras y amarillas respectivamente; y la franja de brechas señaladas con el corchete amarillo. B) Vista cenital de la zona observada en A tomada de una imagen satelital, señalando las mismas características.



Figura 4.52: Bloques de areniscas (recuadros negros) inmersos en una matriz brechosa de color gris - verdosa amarillenta, la cual puede observarse con mayor detalle en el sector inferior derecho. La erosión diferencial entre la matriz y los bloques genera que estos últimos sobresalgan del suelo.

Así como resulta llamativa la composición de los bloques, también resulta llamativo que el principal constituyente de la matriz sean areniscas trituradas dado que el Miembro Quili Malal sólo presenta estratos areniscas centimétricos a decimétricos en forma subordinada; la participación de areniscas en esa unidad no representa más del 15 %. Otro llamativo factor es la redondez de algunos bloques. Esto podría sugerir que los constituyentes de esta roca tuvieron cierto tipo de transporte (vertical, lateral u oblicuo dentro de la franja vertical), o bien alteración hidrotermal intensa.

En base al tipo de composición se interpreta que el aporte de estas brechas provino de alguna de las dos fuentes cercanas compuestas principalmente de areniscas dentro de la sucesión estratigráfica. Estas son las areniscas de los miembros Pichi Neuquén (unidad suprayacente) y Miembro Rincón (unidad infrayacente). En el capítulo 5 se comentará y discutirá más detalladamente la posible génesis de estas brechas y cuál representaría la fuente más coherente considerando el marco geotectónico de la zona.



Figura 4.53: Detalle de la brecha gruesa matriz sostén, señalando arriba con flechas negras bloques de areniscas con disyunción catafilar y señalando abajo con amarillo un bloque de pelita redondeado a subredondeado, todos inmersos en una matriz de areniscas trituradas de 2 cm de diámetro en promedio.

Cuando se proyecta la dirección de los diques N - S (355° en promedio) desde el cerro Chihuido Azul hacia el norte, se observa como dicha proyección intersecta con gran precisión el sector central del extremo sur de la sierra de Huantraico (Fig. 4.54). Ramos y Barbieri (1988, Fig. 2) comentaron que los diques de la Formación Desfiladero Negro presentan una disposición radial que converge a ese sector de la sierra homónima, lugar donde se encontraría un aparato volcánico en subsuelo. Si bien estos autores estudiaron numerosos diques, no se pronunciaron con respecto a los diques ubicados al sur del cerro La Horqueta, entre ellos los de la zona de estudio.

Teniendo en cuenta como coinciden las direcciones de los diques presentes en los cerros Chihuido Azul y Chihuidito con las de los diques radiales N - S que se proyectan desde el sector austral de la sierra de Huantraico (Fig. 4.54), se asocia la génesis de todos estos intrusivos a eventos subvolcánicos vinculados a una fuente magmática ubicada en ese

sector de la sierra. Si bien predomina la geometría radial de los diques, la cual en principio no responde a un control estructural sino más bien a un fenómeno magmático de gran magnitud, es importante destacar que algunos diques han aprovechado anisotropías preexistentes de las rocas de caja, tal como mencionaron Marcón (1975) y Cobbold y Rossello (2003). El mecanismo de deformación, así como las posibles anisotropías a las cuales estarían vinculados estos diques, será discutido con mayor profundidad en el capítulo 5.

Relaciones estratigráficas

En lo que respecta a la zona del cerro Chihuido Azul, los diques intruyen sedimentitas del Miembro Quili Malal principalmente y sedimentitas del Miembro Pichi Neuquén hacia el sur. En el cerro Chihuidito los diques intruyen los miembros Pichi Neuquén y Cañadón de la Zorra así como también a la Formación Candeleros. En los cerros Chihuido del Medio y Chihuido Norte los diques intruyen en ambos casos a las formaciones Candeleros y Huinacul.

Al norte de la zona de estudio, en los alrededores de la sierra de Huantraico, los diques de esta unidad atraviesan las sedimentitas de las formaciones Loncoche y Pircala (Grupo Malargüe), los mantos basálticos de la Formación Palaoco y los cuerpos de la Andesita Pichi Tril (Ramos 1981, Rubinstein y Zappettini 1990).

Edad

Ugarte (1976) obtuvo mediante datación radiométrica en intrusivos andesíticos atravesados en un sondeo vertical realizado en el yacimiento Aguada San Roque, una edad de 9 Ma (Mioceno superior). Ramos (1981) consideró que los intrusivos existentes en ese yacimiento son correlacionables con los de la Formación Desfiladero Negro observados en los alrededores de la sierra de Huantraico, por lo tanto, les adjudicó la misma edad (9 ± 1 Ma). Ramos y Barbieri (1988), Orchuela *et al.* (1989), Rubinstein y Zappettini (1990) y Leanza *et al.* (2001) consideraron en sus estudios, el mismo criterio.

Kay (2001) y Kay y Copeland (2006) analizaron dentro de la asociación de rocas de composición basáltica a dacítica típicas de magmas de retroarco presentes en la región de sierra de Huantraico y sierra Negra, a los diques de la Formación Desfiladero Negro, los cuales dataron obteniendo una edad de 25 ± 4 Ma (Oligoceno superior). Estos autores interpretaron que fueron diques alimentadores de los centros efusivos de los

cuales surgieron los flujos basálticos y andesíticos de la Formación Palaoco. Por otro lado, Kay (2001) advirtió y sugirió que podrían existir diques similares más jóvenes intruídos en sedimentitas cretácicas, que habrían funcionado como sistemas alimentadores de flujos de lava como es el caso del Basalto Parva Negra de $4,5 \pm 0,5$ Ma de edad (Plioceno) datado por Ramos y Barbieri (1988).

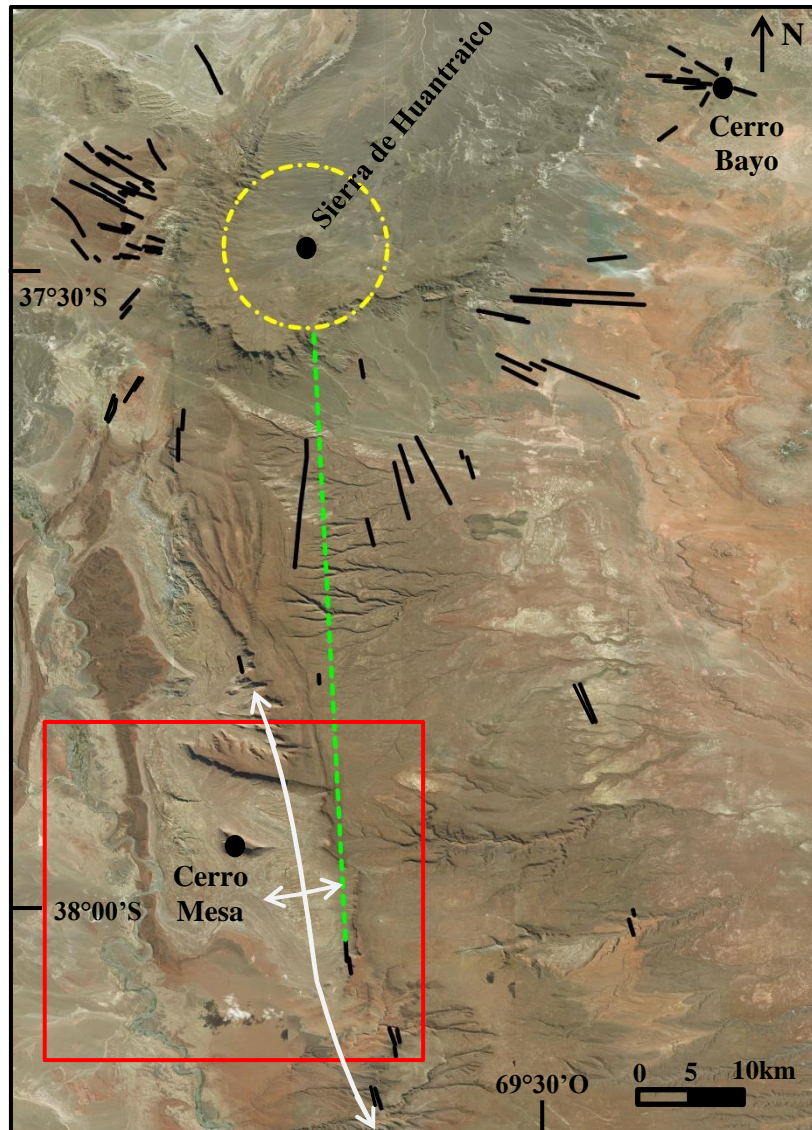


Figura 4.54: El mapa muestra con líneas negras los diques de la Formación Desfiladero Negro en la zona de tesis (recuadro rojo), en el resto del dorso de Los Chihuidos y en los alrededores de la sierra de Huantraico. En línea verde se proyecta la dirección de los diques del cerro Chihuido Azul hacia el norte. Se observa como la mayoría de los diques presentan una disposición radial que converge hacia el extremo sur de la sierra de Huantraico (círculo amarillo), incluyendo los presentes en la zona de estudio. En línea blanca se aprecia la traza de anticlinal Chihuido del Medio.

Otro trabajo donde estudiaron diques cercanos es el de Cobbold y Rossello (2003), en el

cual dataron cinco diques dispuestos radialmente desde el cerro Bayo (Fig. 4.54), obteniendo edades que oscilan entre los $15,2 \pm 0,1$ Ma a $18,9 \pm 0,4$ Ma (Mioceno inferior a medio). Si bien estos autores no se pronunciaron al respecto, Ramos y Barbieri (1988), Kay (2001) y Kay y Copeland (2006) correlacionaron estos diques con los de la Formación Desfiladero Negro.

En uno de los trabajos más actualizados sobre esta unidad es el realizado por Garrido *et al.* (2012). Estos asignaron la Formación Desfiladero Negro al Tortoniano temprano (Mioceno superior).

Leanza *et al.* (2001) otorgaron a esta unidad una edad miocena superior. Señalaron además que como aún no existen dataciones de los diques presentes en la zona de estudio, no se descarta que los mismos se asocien a otros episodios volcánicos que acaecieron en la región.

Si bien no se han datado los diques en este trabajo, no se descarta la posibilidad de que algunos de los que se encuentran en la zona de estudio y alrededores, estén asociados a las erupciones de los centros efusivos ubicados en los cerros Parva Negra, de la Horqueta y de la Horqueta Norte (Fig. 2.5), ubicados al NE de la zona de estudio, tal como lo sugirió también Kay (2001).

4.4.4. Depósitos de terrazas indiferenciadas del río Neuquén

Antecedentes

Ramos (1981) estudió las terrazas fluviales de la zona de estudio, clasificándolas como “depósitos aterrazados superiores”. Describió que se trata de depósitos conglomerádicos de espesor variable, con estratificación marcada e intercalaciones de areniscas y pelitas.

Leanza *et al.* (2001) consideraron a las terrazas de la zona de estudio como “depósitos de terrazas indiferenciadas del río Neuquén”. Según describieron, están compuestos de conglomerados clasto - soportados polimícticos constituidos por clastos redondeados a subredondeados de volcanitas mesosilícicas a básicas principalmente, de colores oscuros, con estratificación incipiente cuando intercalan lentes arenosos.

En Messenger *et al.* (2010) discriminaron distintos niveles de terrazas en función de sus cotas, mapeando varios de estos niveles en la zona de estudio. Las terrazas presentes en

el cerro Negro, cerro Bayo y en el sector austral del sinclinal Rincón Bayo (*nom. nov.*, véase cap. 5.2.3), fueron clasificadas por los mismos como terrazas “T5”, mientras que el resto de las terrazas presentes en la zona de estudio las clasificaron como “T4”, “T3”, “T2” y “T1”, siendo las de mayor numeración de mayor antigüedad y elevación topográfica (véase Anexo 1). El nivel “T0” considerado en la clasificación Messenger *et al.* (2010) representa los depósitos de la planicie aluvial actual del río Neuquén.

Observaciones de campo

No se relevaron estos depósitos fluviales aterrazados en el campo. Sin embargo, en el mismo lugar donde se divisó la Formación Cerro Lisandro al otro lado del río Neuquén, se divisaron a la distancia algunos niveles de terrazas fluviales (Fig. 4.47). Mediante interpretación en imágenes satelitales se cartografió la unidad a lo largo de las márgenes del río Neuquén, agrupando los distintos niveles en una sola unidad (véase Anexo 1).

Los afloramientos más elevados corresponden a los ubicados en el cerro Negro y alrededores, así como también en el cerro Bayo, ambos a más de 800 m de altura; en ese sector el río Neuquén presenta actualmente una cota aproximada de 635 m. En el flanco occidental del anticlinal Oeste Cerro Mesa, a metros de donde se realizó el perfil sedimentológico, se reconoció un afloramiento de reducida extensión de características similares a las terrazas observadas al sur, lo que sugiere que en algún momento el río Neuquén, o algún brazo del mismo, fluyó por el valle homoclinal N - S ubicado al oeste del núcleo del anticlinal Oeste Cerro Mesa, dado que ninguno de los tributarios de dicho río, a excepción del arroyo Pichi Neuquén, presenta depósitos aterrazados de tal envergadura en sus valles fluviales (Fig. 4.27, véase Anexo 1).

Relaciones estratigráficas

Esta unidad apoya en forma discordante sobre sedimentitas de las formaciones Rayoso, Candeleros, Huincul, Cerro Lisandro, Puesto Burgos y Rincón Bayo, en lo que respecta a la zona de estudio.

Edad

Ramos (1981) consideró para los “depósitos aterrazados superiores” una edad pliocena superior - holocena. Leanza *et al.* (2001) atribuyeron estos depósitos al Pleistoceno superior. Por su parte, Messenger *et al.* (2010) los consideraron del Plioceno - Holoceno.

4.4.5. Depósitos cuaternarios

Observaciones de campo

Se reconocieron depósitos cuaternarios en varios sectores de la zona de estudio (Fig. 6.2; véase Anexo 1). Los más representativos son los depósitos fluviales y de remoción en masa asociados al río Neuquén y sus múltiples afluentes. A su vez fueron reconocidos depósitos eólicos asociados generalmente a la planicie de inundación fluvial del río Neuquén. También se observaron dunas ascendentes al sur del campamento base, al SE del cerro de la Arena y en algunos sectores aislados del valle del arroyo Rincón Salado. Otros depósitos cuaternarios de amplia extensión son los de remoción en masa, ubicados al pie de las crestas conformadas por las areniscas del Miembro Pichi Neuquén, así como el segundo escalón de crestas generadas por los conglomerados y areniscas de la Formación Candeleros.

En el sector NE de la zona de estudio, donde se encuentran las fallas normales e inversas ubicadas al oeste de Loma de los Chivos (véase Anexo 1), existen barreales, lagunas, sistemas fluviales efímeros y depósitos de remoción en masa, asociados a las escarpas de estas estructuras.

En el sector SO de la zona de estudio se encuentra pampa Amarga Grande, zona que constituye una antigua peneplanicie constituida por delgadas cubiertas aluvio - coluviales compuestas por conglomerados, gravas y arenas subconsolidadas (Leanza *et al.* 2001). Actualmente estos depósitos están siendo erosionados debido a un descenso relativo del nivel de base del río Neuquén. Leanza *et al.* (2001) adjudicaron estos depósitos a la unidad “depósitos que cubren superficies pedimentadas de flanco”, asignándolos al Pleistoceno superior. Por razones de practicidad, se cartografiaron estos depósitos junto con los depósitos cuaternarios, prefiriendo diferenciarlos de los depósitos de terrazas indiferenciadas del río Neuquén.

5. Deformación

5.1. Introducción

La zona de estudio fue relevada y analizada utilizando distintas técnicas y métodos. En primer lugar se discriminaron las principales estructuras mediante fotointerpretación y consultando bibliografía pertinente del área. Se seleccionaron aquellos sectores en los cuales las estructuras no resultaban ser tan evidentes, así como también sectores que nunca fueron cartografiados anteriormente con control de campo. Durante el relevamiento de campo se visitaron muchos de estos lugares. Ante la imposibilidad de relevar toda el área de estudio en una campaña de corta duración, se diseñó un relevamiento estratégico con el fin de recorrer las zonas con mayor complejidad geológica, dejando estructuras más explícitas para cartografiar mediante fotointerpretación. Las estructuras de subsuelo se interpretaron utilizando sísmicas de reflexión 2D con direcciones E - O y N - S y datos de pozos de exploratorios.

Luego de caracterizar las principales estructuras, tanto en superficie como en subsuelo, se procedió a interpretar bajo que esquema geotectónico se deformó esta zona. Se realizaron inferencias sobre las anisotropías del basamento y el control que estas ejercieron en la evolución del sector centro - occidental del dorso de Los Chihuidos. Se realizaron mapas estructurales de superficie y de basamento contemplando aportes realizados por otros autores que trabajaron en algunos sectores de la zona de estudio y en zonas aledañas.

5.2. Estructuras superficiales

Los sectores relevados en el campo fueron el anticlinal Chihuido del Medio y el anticlinal Oeste Cerro Mesa, ambos de dirección meridional, los cuales abarcan gran parte de la zona de estudio. El primero, ubicado en el sector centro - oriental, fue relevado en su extensión austral. Por su parte, la porción septentrional fue fotointerpretada principalmente, complementándose con antecedentes y material fotográfico georeferenciado disponible en Google Earth® o bien presente en otros trabajos. Con respecto al segundo anticlinal, ubicado en el sector centro - occidental, se relevó gran parte del tercio austral, dos terceras partes del flanco occidental, el valle del

arroyo Rincón Salado y parte del flanco oriental. Al igual que el primero, algunas estructuras menores presentes en el sector central así como gran parte del tercio septentrional, al norte del arroyo Rincón Salado, fueron interpretadas a partir de imágenes satelitales.

También se fotointerpretaron estructuras al oeste del río Neuquén, las cuales serán descritas brevemente ya que al no haber sido relevadas en el campo, no fueron caracterizadas rigurosamente como las que se ubican al este de dicho río.

5.2.1. Anticlinal Chihuido del Medio

Este anticlinal fue mencionado por primera vez por Herrero Ducloux (1946), siendo posiblemente H. Loomis quien lo introdujera en alguno de los informes inéditos sobre la región de Los Chihuidos y alrededores elaborados para YPF durante los años 1940 y 1941. Cabe destacar que Herrero Ducloux (1946) agrupó este anticlinal junto con el resto de los anticlinales presentes en el dorso de Los Chihuidos (Colorado, Chulengo, Oeste, Huitrín, Chihuidos Sur y Aguada de Canale) en lo que denominó “pliegues por movimientos intercretácicos muy suaves” debido a la extremada suavidad de la discordancia existente entre las formaciones Rayoso y Candeleros.

El anticlinal Chihuido del Medio es un pliegue de amplitud suave cuyo eje coincide aproximadamente con el eje del topográfico y estructural del dorso de Los Chihuidos de dirección NNO. Es un pliegue doble buzante o braquianticlinal, cuyo buzamiento septentrional culmina al norte de Loma de los Chivos (al sur del cierre austral del anticlinal Huitrín), mientras que el buzamiento austral, de carácter extremadamente suave, pareciera extenderse hasta un sector ubicado pocos kilómetros al oeste de la zona de confluencia de los ríos Neuquén y Agrio, determinado a partir de evidencias geomorfológicas a lo largo del flanco occidental del dorso. De esta manera, este pliegue alcanza casi 75 km de extensión y 10 a 15 km de ancho, según donde se lo analice. Hay que destacar que si bien el buzamiento austral es marcadamente suave, en la zona comprendida al oeste del cerro Chihuido Azul (al norte del cerro El Candelero), el buzamiento queda claramente evidenciado por la forma de la ventana de erosión (véase cap. 6.2).

La zona con mayor amplitud de este pliegue se encuentra a la latitud del cerro Chihuido

Azul, donde se midieron inclinaciones de hasta 20° al SO en el flanco occidental en cercanías del pozo exploratorio CA.x-4, e inclinaciones de hasta 10° al ESE en flanco oriental en la zona de diques volcánicos.

En superficie este anticlinal constituye una suave ondulación en el terreno. Las únicas fallas relevadas vinculadas a este pliegue se encontraron en el flanco oriental, más precisamente en la zona del cerro Chihuido Azul, al pie de la cresta escalonada. Como se describió en el apartado 4.4.3, existen fallas verticales de dirección N - S (355°) con poco rechazo vertical, menor a 1 m, y cierto rechazo horizontal cuya cinemática se interpretó como dextral o dextrógira (Fig. 4.49). La cinemática del rechazo horizontal de estas fallas verticales fue interpretada a partir de la disposición espacial de los diques de dirección ENE *en échelon* con inclinaciones de 50° - 80° tanto al NO y SE en el cerro Chihuido Azul dentro de una faja de diques verticales de dirección N - S que presenta brechas en su interior (Fig. 4.51). Como existen evidencias de desplazamiento vertical y horizontal, serán tratadas de aquí en adelante como fallas subverticales con desplazamiento oblicuo. Padula (1950) describió estas fallas en su informe de la siguiente manera: *“De las fallas inversas [...], mientras que la oriental es de poco rechazo vertical pero de indefinido resalto horizontal. Esta última es importante por cuanto a lo largo de la misma se presenta un elevado barranco que bordea por el este la zona en examen.”* Este autor asoció el emplazamiento de los diques volcánicos de la Formación Desfiladero Negro del cerro Chihuido Azul a estas fallas.

En el sector central, al pie del Faldeo del Carmen (Fernández Carro 1949), se midieron actitudes en estratos del flanco oriental, donde las inclinaciones máximas no superan los 10° (5° en promedio). La dirección de los estratos allí es NNO a NO, resultando ser oblicua al eje del dorso de Los Chihuidos.

En lo que respecta al sector septentrional del anticlinal, mediante interpretación de imágenes satelitales y mediante el análisis de fotografías propias, fotografías presentes en Google Earth®, fotografías de Google Street View® e imágenes del trabajo de Messenger *et al.* (2013), se observaron fallas de poco rechazo vertical, similares a las observadas en el cerro Chihuido Azul (Fig. 5.1 y 5.2). A diferencia de las de ese cerro, hacia el norte las mismas adquieren cada vez más rechazo.

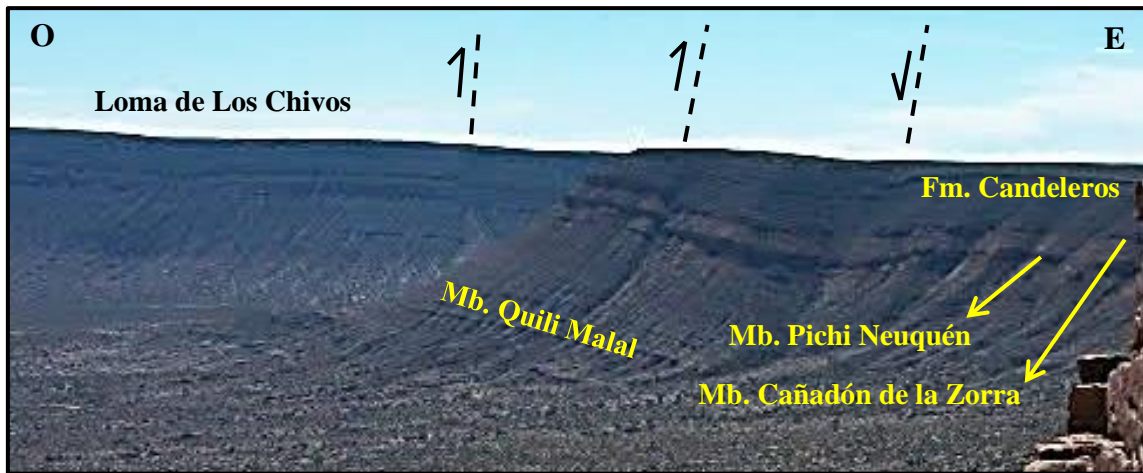


Figura 5.1: Fallas subverticales de alto ángulo inversas y normales presentes en el flanco oriental del sector septentrional del anticlinal Chihuido del Medio ubicado al pie de la cresta escalonada. Fotografía de Google Earth® tomada desde el Faldeo del Carmen hacia el norte.

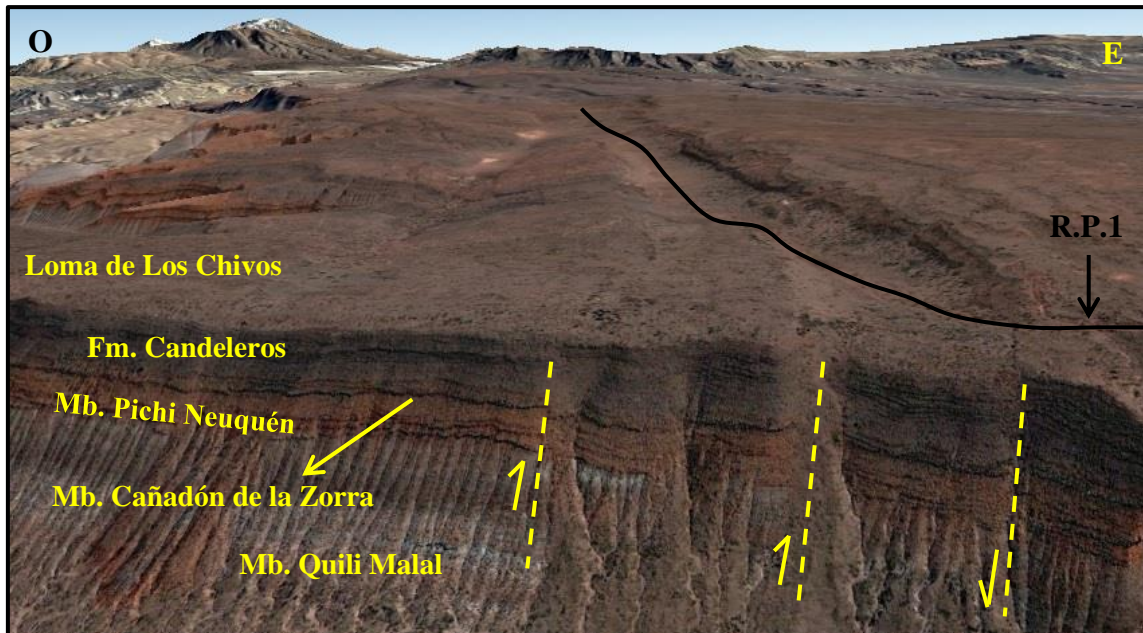


Figura 5.2: Fallas de alto ángulo inversas y normales presentes en la cuesta austral de Loma de Los Chivos, ubicado en el sector septentrional del anticlinal Chihuido del Medio. Imagen tomada de Google Earth® con vista hacia el norte (escala vertical = 1,5 x escala horizontal).

5.2.2. Anticlinal Oeste Cerro Mesa

El estudio de este anticlinal es el mayor aporte realizado en este trabajo, por ser el sector mejor relevado y por su complejidad estructural y logística, inaccesibilidad vehicular y escasez de agua apta para consumo humano. Se ubica entre el anticlinal Chihuido del

Medio y el río Neuquén. El sinclinal Cerro Mesa que separa ambos anticlinales se destaca por presentar inclinaciones muy suaves, encontrándose su punto estructural más bajo hacia el anticlinal Oeste Cerro Mesa, resultando ser ligeramente asimétrico (véase las trazas de los ejes anticlinales en el Anexo 1).

El anticlinal Oeste Cerro Mesa fue introducido por Padula (1950). Si bien Herrero Ducloux (1946) se refirió a esta estructura como anticlinal Oeste, en este trabajo se seguirá a Padula (1950), primer geólogo en relevar y caracterizar detalladamente esta estructura (véase cap. 2.1). Ramos (1981) se refirió al este como anticlinal Chihuido Oeste.

En su informe, Padula (1950) se refirió a esta estructura de la siguiente manera: “[...] *la estructura Oeste Cerro Mesa es la principal de las dos en estudio por cuanto la misma tiene un amplio desarrollo longitudinal, prolongándose mucho al norte, mientras que la de Chihuido del Medio, offset y en échelon de aquella en el sentido areal, se pierde rápidamente hacia el norte*”. Complementando esta descripción, cabe destacar que este anticlinal es doble buzante o braquianticlinal, cuyo buzamiento austral es truncado al norte del Cerro Negro mientras que hacia el norte, el núcleo del anticlinal constituido por sedimentitas del Miembro Rincón en superficie, se angosta progresivamente, extendiéndose hasta 3 km al norte de Loma de los Chivos. Mide aproximadamente 20 km en dirección N - S y 5 a 8 km de ancho, variación de norte a sur respectivamente. En la figura 5.3 se puede observar la traza del punto más elevado de la secuencia sedimentaria deformada, denominado “máximo estructural”. Este máximo no coincide con la dirección meridional que presenta la traza de la cresta que se ubica entre el anticlinal Oeste Cerro Mesa y el río Neuquén. Esta notable característica será interpretada más adelante en este capítulo.

Para una mejor comprensión de este pliegue, se relevaron tres sectores: el flanco oriental en su porción central; el flanco occidental en la porción austral y central; y el valle del arroyo Rincón Salado. A continuación se describirán las observaciones realizadas en estos sectores así como las estructuras interpretadas a partir de imágenes satelitales en el sector central y septentrional del anticlinal.

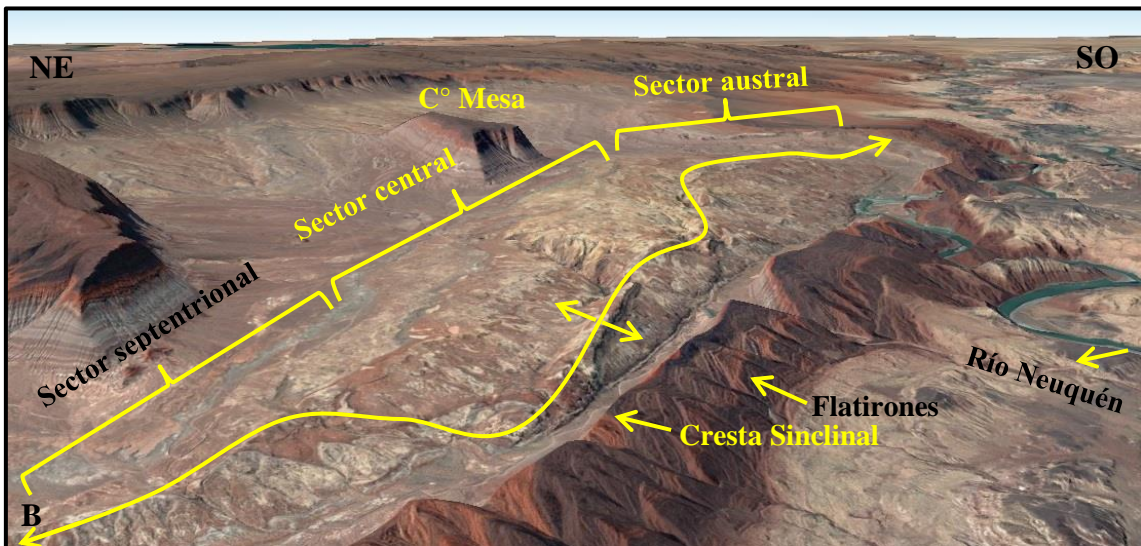
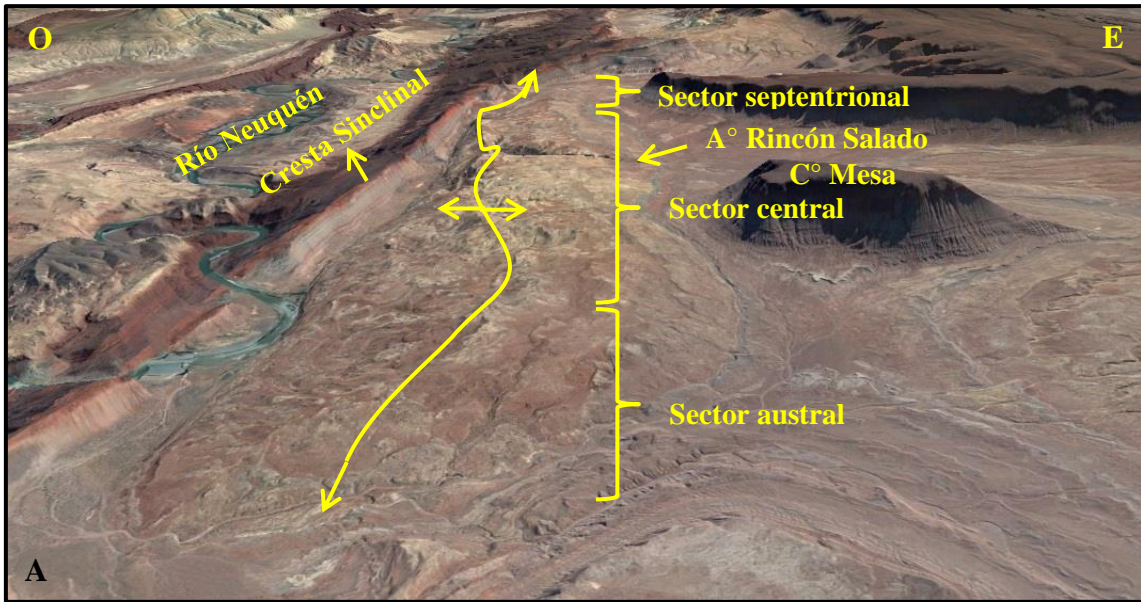


Figura 5.3: A) Vista al norte de una imagen satelital tomada de Google Earth® (escala vertical = 2 x escala horizontal). Se puede apreciar el braquianticlinal Oeste Cerro Mesa. El flanco oriental del sinclinal ubicado al oeste presenta dirección N - S al igual que el máximo estructural en la porción austral y septentrional del pliegue (línea amarilla). Sin embargo, en el sector central del anticlinal, el máximo presenta una dirección aproximada NNO. B) Vista al SE de una imagen satelital tomada de Google Earth® (escala vertical = 2 x escala horizontal). Se puede apreciar desde otra perspectiva el máximo estructural, el cual no coincide con la cresta sinclinal de dirección N - S en el sector central.

5.2.2.1. Flanco oriental

El flanco oriental de la estructura fue relevado en dos sectores, en la prolongación austral, en la huella que conduce al campamento base; y en el inicio del valle fluvial del

arroyo Rincón Salado (véase Anexo 1). En el primero de los casos, se midieron actitudes de dirección NE a ENE con inclinaciones de hasta 28° al SE - SSE (16° en promedio). En el segundo caso, observando el anticlinal hacia el norte se destaca un quiebre (superficie axial) en la inclinación de los estratos hacia el este. Como se puede ver en la figura 5.4, este quiebre marca una sutil asimetría que se halla muy bien representada en la prolongación occidental de Loma de los Chivos. Allí se distingue claramente un plegamiento suave de los estratos con aparente vergencia oriental, al menos en este flanco. Además esto denota la ligera asimetría del sinclinal Cerro Mesa, con su eje sinclinal hacia el oeste.

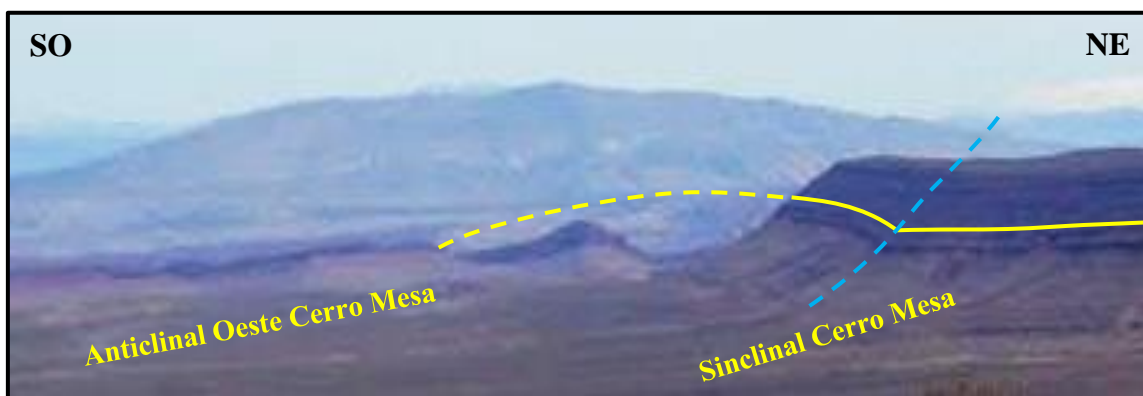


Figura 5.4: A) Vista al NE tomada de Google Earth®. Al fondo se aprecia el anticlinal Cerro Rayoso. Obsérvese el quiebre o superficie axial en línea azul en el flanco oriental del anticlinal Oeste Cerro Mesa marcado con línea amarilla continua (base del Grupo Neuquén). Con línea segmentada amarilla se continúa la base de la Formación Candeleros, proyectada hasta el flanco occidental, retratando el anticlinal en donde se encuentra actualmente erosionado.

En el sector central del flanco oriental del anticlinal Oeste Cerro Mesa, las actitudes varían a un lado y al otro del valle del arroyo Rincón Salado de dirección ONO (Fig. 5.5). En el inicio del mismo y en la ladera norte del valle las direcciones de los estratos presentan dirección ONO e inclinaciones de 15° en promedio hacia el NNE, mientras que 200 m al SE del inicio del cañón y en el ladera sur la dirección de los estratos es NE a ENE inclinando al SE y SSE respectivamente. Esto determina la presencia de una antifirma buzante al este de eje aproximadamente E - O a ONO en el tramo inicial del valle del arroyo Rincón Salado, en el flanco oriental del anticlinal Oeste Cerro Mesa (véase Anexo 2). En otras palabras un pliegue transversal al eje del anticlinal Oeste Cerro Mesa. Esta misma característica se reconoció a su vez en el sector central y occidental del valle en dicho anticlinal (Fig. 5.6 y 5.7). En el sector central del cañón,

este pliegue transversal presenta dirección NO mientras que en el sector occidental presenta dirección ONO.



Figura 5.5: Vista al oeste cerca del inicio del cañón del arroyo Rincón Salado en el anticlinal Oeste Cerro Mesa. Obsérvese la inclinación de los estratos a un lado y otro del mismo. Se trata de un anticlinal aproximadamente perpendicular al eje del anticlinal Oeste Cerro Mesa (E - O).



Figura 5.6: Vista al NO del valle del arroyo Rincón Salado en el sector central del anticlinal Oeste Cerro Mesa. Obsérvese la inclinación de los estratos en amarillo al NE y en rojo al SO, oblicuos al eje del mencionado anticlinal. Aquí el pliegue transversal presenta una dirección NO.

Analizando con mayor detalle estas estructuras transversales a medida que se recorrió reiteradas veces el valle del arroyo Rincón Salado, se descubrió que en realidad se trata de braquianticlinales, de hasta 600 m de longitud y 200 m de ancho en superficie, los

cuales se van relevando unos con otros con un resalto o escalonamiento izquierdo a lo largo del valle (véase Anexo 2).

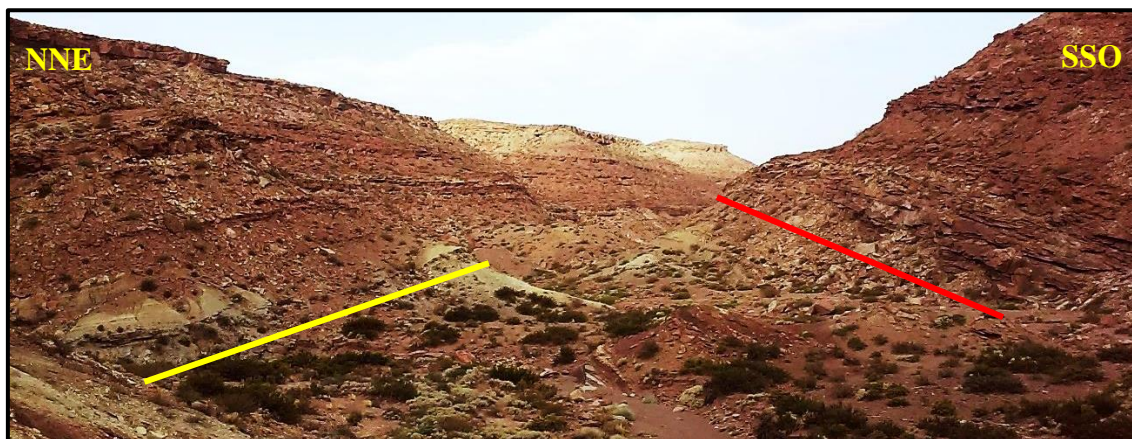


Figura 5.7: Vista al ESE del cañón del arroyo Rincón Salado en el sector occidental del anticlinal Oeste Cerro Mesa. Obsérvese la inclinación de los estratos en amarillo al NNE y en rojo al SSO, oblicuos al eje del anticlinal. Aquí el pliegue transversal presenta una dirección ONO.

Una característica observada en imágenes satelitales a destacar del flanco oriental, es que el anticlinal Oeste Cerro Mesa se ensancha de norte a sur a partir de dos lineamientos oblicuos al mismo de dirección NO, ubicados al OSO del cerro Mesa y al OSO de la prolongación occidental de Loma de los Chivos (véase Anexo 1).

5.2.2.2. *Flanco occidental*

El flanco occidental fue relevado casi por completo, aproximadamente dos terceras partes del mismo, recorriendo desde la nariz austral del anticlinal Oeste Cerro Mesa hasta el valle del arroyo Rincón Salado e inclusive 500 m al norte de dicho valle. Se relevaron numerosos pliegues con longitudes de onda de 150 a 500 m y amplitudes de 10 a 50 m aproximadamente. En las figuras 5.8 y 5.9 se pueden apreciar algunos de los numerosos pliegues de este tipo ubicados en su mayoría hacia el contacto entre los miembros Rincón y Quili Malal. Las geometrías de los mismos varían entre pliegues simétricos y asimétricos, algunos de estos últimos con fuerte asimetría (Fig. 5.9).

Otro aspecto a destacar del flanco occidental, es la presencia de pliegues, fallas y superficies axiales con incremento de las inclinaciones hacia el núcleo del anticlinal Oeste Cerro Mesa, en sedimentitas del Miembro Quili Malal, principalmente al pie de cuesta de la cresta sinclinal occidental (Fig. 5.10 y 5.11).



Figura 5.8.: Vista al norte de un pliegue tipo simétrico, concéntrico y paralelo cercano al río Neuquén.

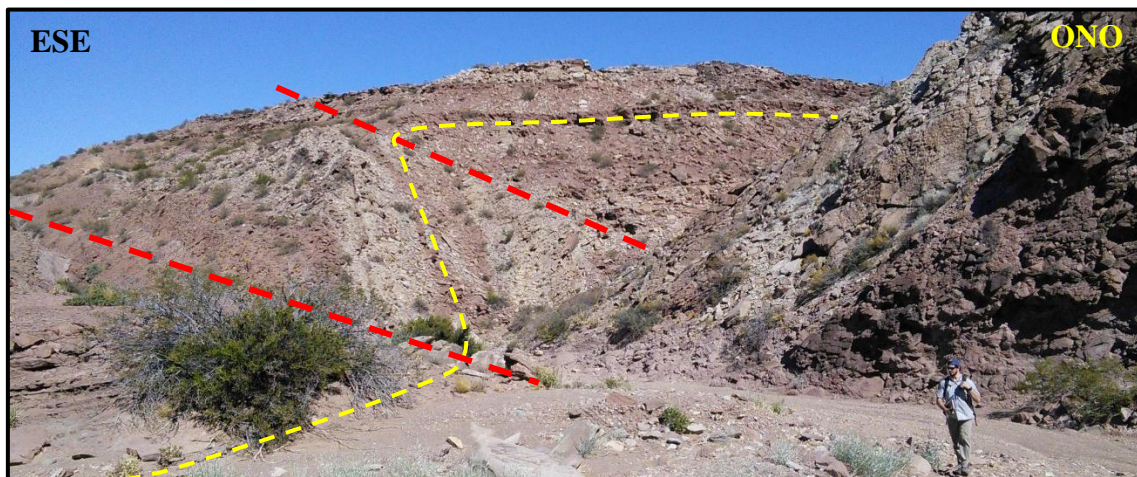


Figura 5.9: Vista al SSO de un pliegue fuertemente asimétrico con limbo frontal casi vertical. Obsérvese en amarillo un estrato plegado y en rojo los planos axiales.



Figura 5.10: Vista al sur de un pliegue de arrastre en estratos del Miembro Quili Malal ubicado en el valle del arroyo Rincón Salado, entre el portezuelo La Desolación y el campamento provisorio. Afecta sólo algunos estratos de la secuencia. Al pie de la persona ubicada, se observa la falla inversa.

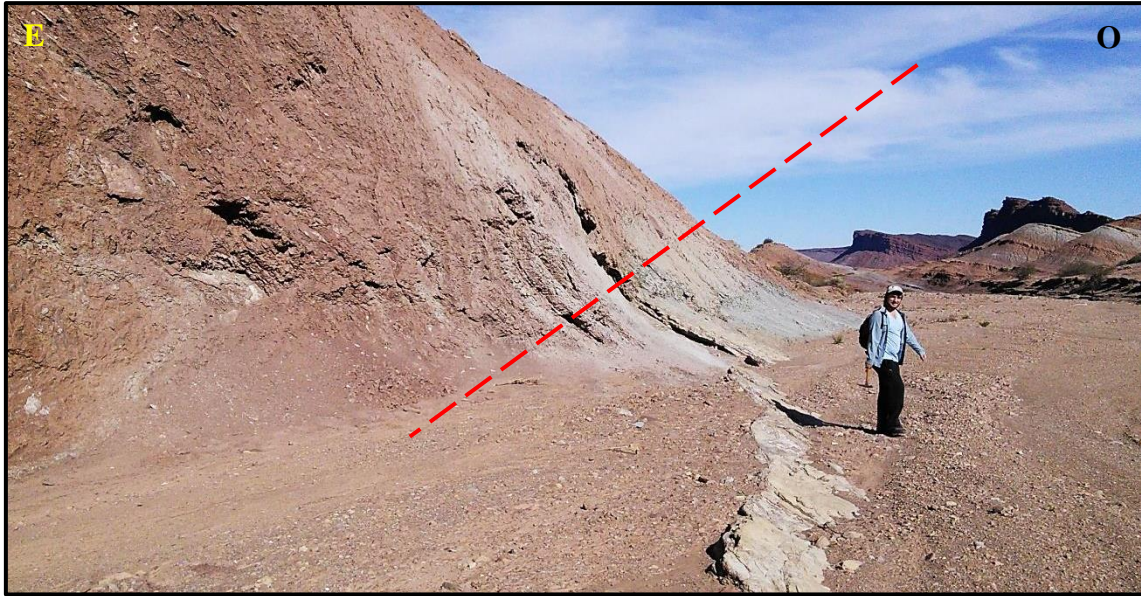


Figura 5.11: Vista al sur de una superficie axial señalada con línea roja evidenciada en un estrato de yeso ubicado en la sección inferior del Miembro Quili Malal, entre el arroyo Rincón Salado al norte y el río Neuquén al sur.

5.2.2.3. *Cañón del Rincón Salado*

Uno de los lugares fundamentales para poder caracterizar apropiadamente la estructura interna del anticlinal Oeste Cerro Mesa, es el valle tipo cañón del arroyo Rincón Salado, dado que este corta transversalmente al pliegue en dirección ONO. Allí no sólo son característicos los afloramientos de sedimentitas de la Formación Huitrín (Miembro Salina) sino que además se hallan numerosas estructuras, localizadas por debajo de la dura cubierta de rocas del Miembro Rincón.

Se relevaron numerosas estructuras tales como pliegues, fallas, diaclasas, estructuras cinemáticas en cataclasitas y brechas de gran magnitud. Un aspecto llamativo es que las estructuras a un lado y al otro del valle, no son las mismas, presentando incluso distintos estilos de deformación. Estas estructuras se describirán empezando por las que se hallan en la ladera septentrional, de oeste a este, y posteriormente las de la ladera austral.

5.2.2.3.1. **Ladera septentrional del valle del arroyo Rincón Salado**

Esta ladera presenta una estructura que se destaca con respecto a otras allí presentes. Se trata del anticlinal Partido (*nom. nov.*), una estructura que es fácilmente reconocible inclusive en imágenes satelitales. Se describirán además numerosas estructuras que

involucran únicamente al Miembro Salina y los primeros metros del Miembro Rincón.

El anticlinal Partido presenta una arquitectura compleja en el valle del arroyo Rincón Salado (Fig. 5.12; véase Anexo 2). Allí este pliegue presenta un núcleo compuesto por sedimentitas del Miembro Salina altamente deformadas, con evidencias de deformación dúctil, alcanzando esta unidad estratigráfica el punto estructural más elevado encontrado de todo el anticlinal Oeste Cerro Mesa. De base a techo, la morfología de este pliegue varía transicionalmente, presentando en la base capas plegadas de manera dúctil, similar a un pliegue por despegue, involucrando pelitas, areniscas y evaporitas del Miembro Salina. Hacia el contacto con el Miembro Rincón, el anticlinal presenta capas plegadas tipo *chevron* (Fig. 5.13), mientras que más arriba el anticlinal culmina como un pliegue tipo caja o *box fold* levemente inclinado hacia el este. Los últimos dos tipos de pliegues evidencian deformación frágil en las rocas del Miembro Rincón a diferencia de la dúctil en rocas del Miembro Salina.

El anticlinal Partido resulta ser un pliegue asimétrico con vergencia oriental en la trayectoria del valle, con el limbo oriental volcado en las capas inferiores con deformación dúctil, vertical en las capas del sector plegado tipo *chevron* e inclinadas al este de 60° - 70° en la sección superior tipo *box fold*. La charnela es subhorizontal en el sector superior, con una suave inclinación menor a 10° al este.

Una estructura presente en el limbo occidental de este pliegue, es una falla inversa que afecta el primer tercio de las sedimentitas del Miembro Rincón (Fig. 5.12). Otra característica llamativa de este pliegue es la presencia de brechas, totalmente discordantes con los estratos deformados, ubicadas próximas al núcleo del mismo, ligeramente hacia el este (Fig. 5.14; véase Anexo 2). Estas brechas de coloración verde amarillenta, están compuestas de bloques de areniscas, algunos de hasta 3 m de diámetro, inmersos en una matriz predominantemente pelítica. Estos depósitos de brechas presentan aproximadamente 45 m de extensión en dirección E - O y 75 m en dirección N - S.

Cuando se relevó hacia el norte la charnela del anticlinal Partido, pudo observarse que la misma presenta una rotación levógira, cambiando su inclinación hacia el oeste, presentando hacia el norte una vergencia occidental evidenciado por una falla inversa de alto ángulo con igual vergencia, la cual corta la charnela constituida por rocas del

Miembro Rincón (véase Anexo 2). Dicha falla denominada Falla Oeste (*nom. nov.*) genera un escalón reconocible inclusive en imágenes satelitales (véase cap. 6.6).

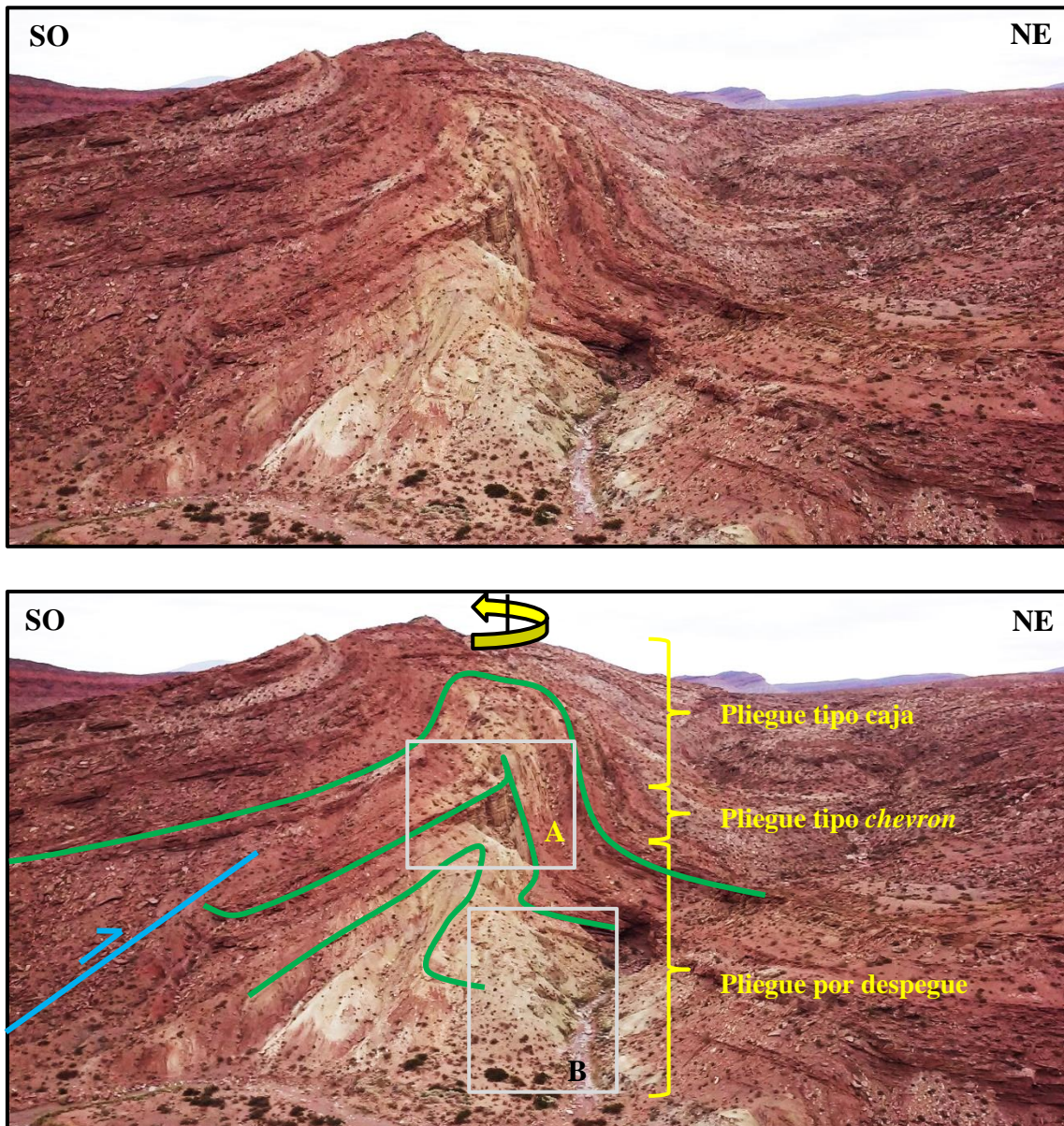


Figura 5.12: Vista al NO de anticlinal Partido, caracterizado por presentar variaciones arquitecturales de base a techo. Las líneas verdes son estratos que retratan la morfología distintiva de cada sector. La transición es gradual entre las mismas. Se destaca además una falla inversa en el limbo dorsal al oeste señalada en azul claro. Los recuadros grises A y B, representan las figuras 5.13 y 5.14. Nótese la rotación levógiara de la charnela señalada en negro y amarillo.

El nombre anticlinal Partido fue propuesto debido a una dislocación vertical que parte del núcleo del anticlinal en dirección E - O, ubicada en el piso del valle del arroyo Rincón Salado (véase Anexo 2). Esta dislocación es interpretada como una falla de rumbo con

desplazamiento senestral o levógiro, ubicada inmediatamente al sur de las mencionadas brechas, coincidiendo con el eje del valle en ese sector (Fig. 5.15). Más adelante se comentará la interpretación como se vincula esta falla con las brechas.



Figura 5.13: Detalle estratos plegados tipo *chevron* en el sector central del anticlinal Partido. Allí las rocas involucradas son aquellas ubicadas de la zona de transición entre los miembros Salina y Rincón. Ese sector marca la transición entre deformación dúctil a frágil en el anticlinal Partido.

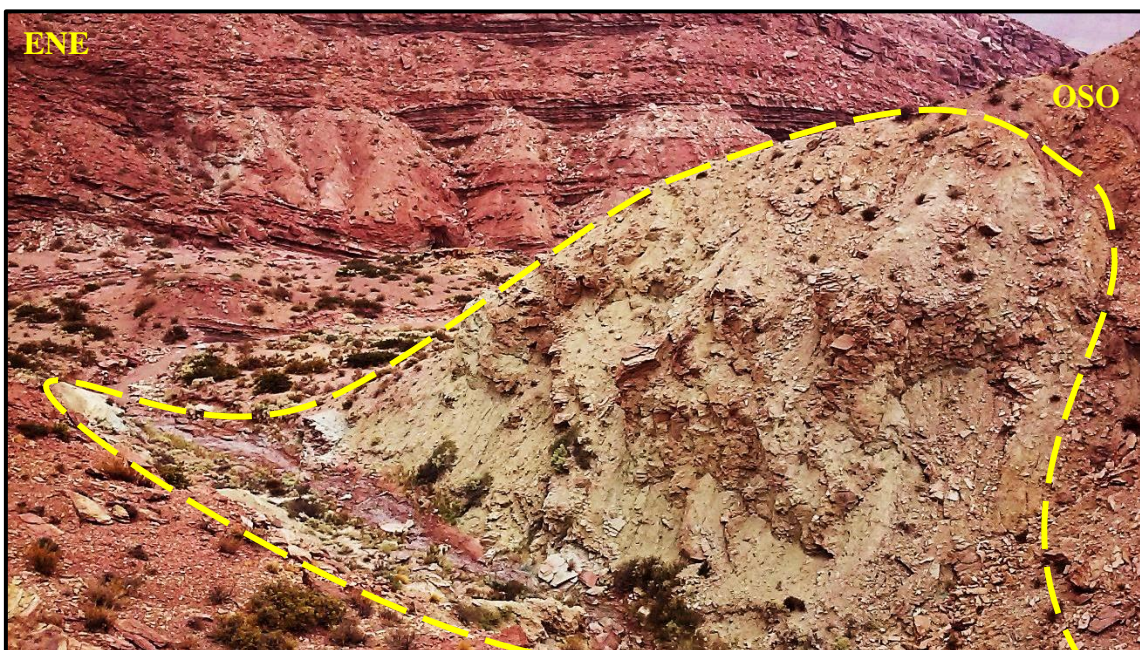


Figura 5.14: Vista al SSO de la brecha ubicada próxima al núcleo del anticlinal Partido. La línea amarilla marca el límite de estas rocas discordantes. Presenta una altura aproximada de 20 m.

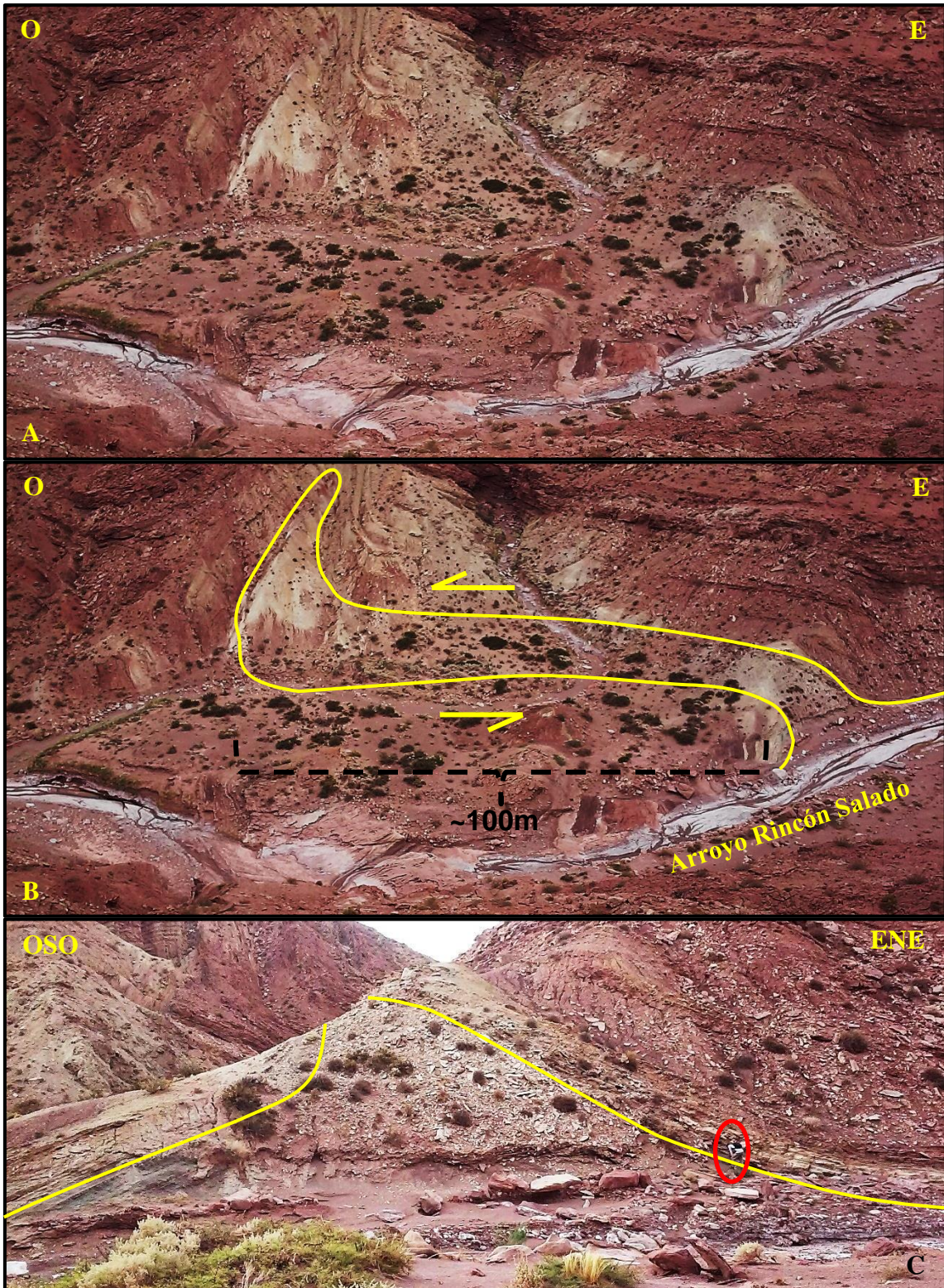


Figura 5.15: A) Núcleo del anticlinal Partido en el sector de plegamiento por despegue donde aflora el Miembro Salina, exhibiendo una dislocación en dirección E - O. B) Estructura interpretada como falla de rumbo con desplazamiento senestral, con rechazo horizontal de 100 m. C) Anticlinal Partido en su eje austral. Con línea amarilla se marca un estrato plegado. En rojo se señala una persona a modo de escala.

Al este del anticlinal Partido, se encuentra un anticlinal asociado a fallas subverticales el cual involucra sedimentitas del Miembro Salina principalmente (Fig. 5.16). Los estratos ubicados al SO, presentan un aumento progresivo en la inclinación hacia el núcleo de la estructura, con inclinaciones superiores a 60° al SO. Por otro lado, los estratos ubicados al NE sólo presentan un ligero aumento de la inclinación hacia el núcleo de la misma. En el sector central se observan algunas fallas inversas de alto ángulo que coinciden con el eje de este pliegue de dirección ONO. La charnela de este pliegue se encuentra completamente erodada, posiblemente debido a la exposición de rocas lábiles del Miembro Salina en la ladera septentrional (Fig. 5.17).

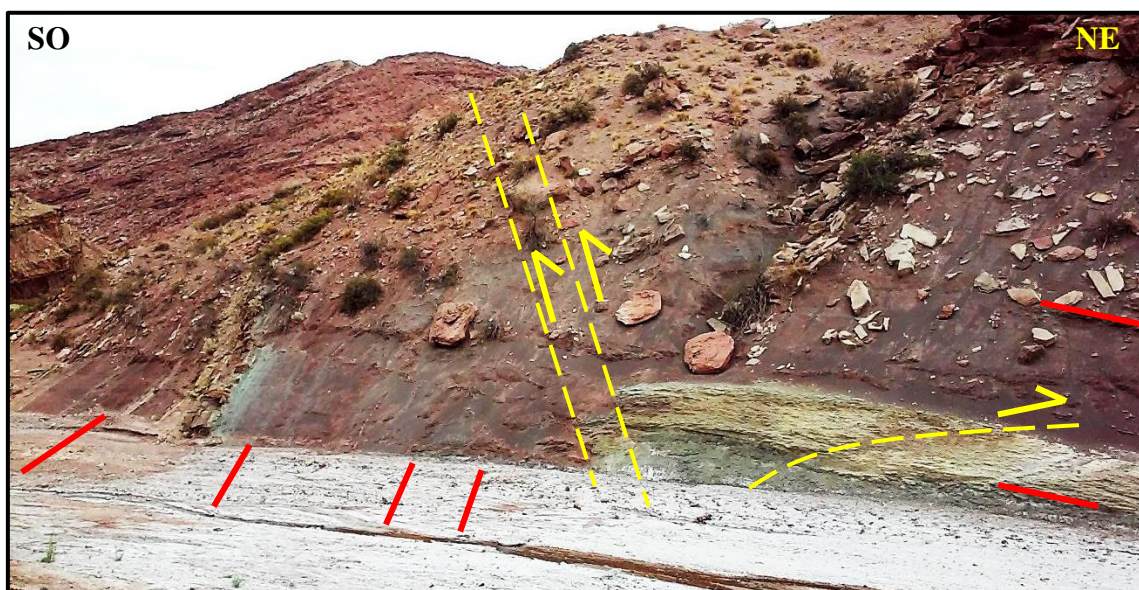


Figura 5.16: Vista al NO del pliegue con dirección ONO. Obsérvese la planicie de inundación del arroyo Rincón Salado cubierta de sales precipitadas. En esta imagen se aprecian estratos del Miembro Salina principalmente. Aquellos ubicados al SO, presentan variación en su inclinación marcados con trazas rojas, aumentando progresivamente hacia el sector central del pliegue. Los que se hallan al NE están levemente inclinados al ENE - NE. Fallas inversas representadas en amarillo.

Al este del pliegue se hallan dos fallas inversas que afectan sólo los estratos ubicados en la zona de transición entre el Miembro Salina y Rincón (Fig. 5.18). Presentan dirección NO e inclinan 35° y 27° al NE.



Figura 5.17: Vista panorámica al ONO de la estructura exhibida en la figura 5.16 (recuadro rojo). Se puede observar que la charnela se encuentra completamente erodada. También se aprecia que la dirección del eje de esta estructura señalada con línea amarilla es ONO.

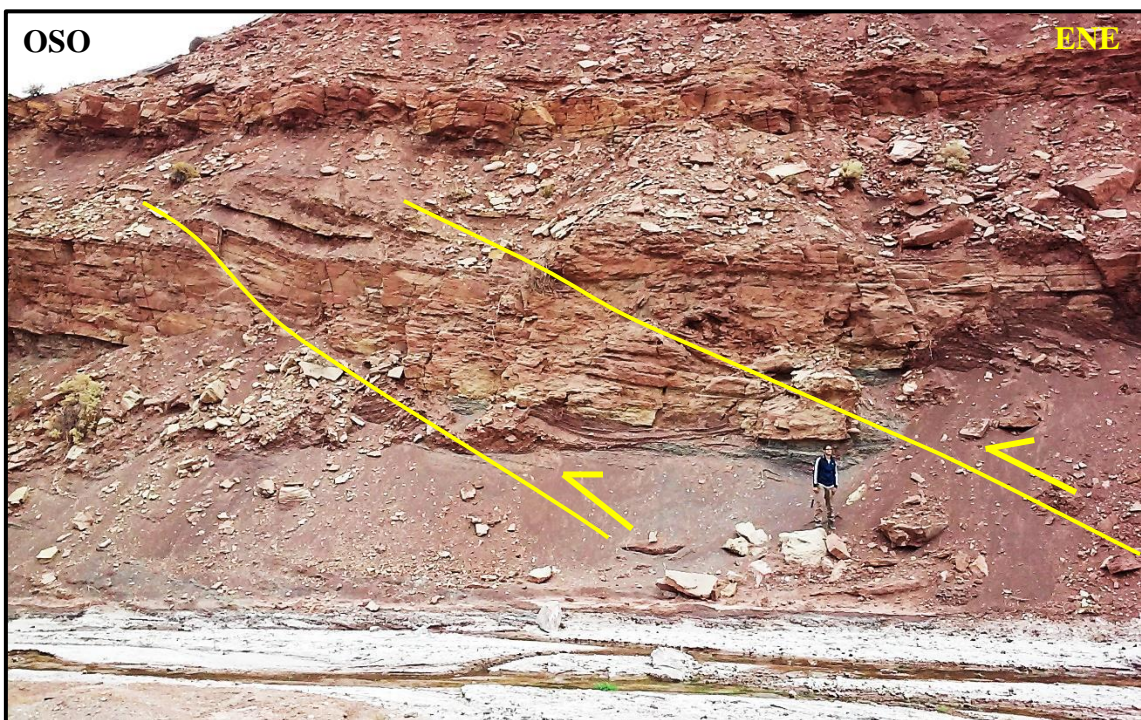


Figura 5.18: Vista al NNO de unas fallas inversas que afectan únicamente los estratos ubicados en la zona de transición entre los miembros Salina y Rincón. Presenta dirección NO, inclinando la del oeste y la del este, 35° y 27° al NE respectivamente. Observarse que el estrato ubicado por encima de las mismas no se encuentra afectado.

Otra estructura encontrada en el sector central del valle, es una falla inversa caracterizada por un marcado cambio de coloración entre el bloque basal y el bloque

colgante (amarillo verdoso y rojo ladrillo respectivamente). Esta falla de actitud $294^{\circ}/29^{\circ}$, genera un alabeo de los estratos a un lado y al otro de la misma, coincidente con los pliegues o braquianticlinales transversales al anticlinal Oeste Cerro Mesa antes mencionados, estando vinculada en parte a la estructuración de los mismos (Fig. 5.19A). El cambio en la coloración tan contrastante podría estar vinculado a alteración hidrotermal (Fig. 5.19B y C). De ser así, todo el valle del arroyo Rincón Salado parece haber estado sometido a procesos hidrotermales intensos ya que la coloración de las rocas en dicho valle es distinta en comparación al resto de los afloramientos de la zona de estudio. Otra característica muy llamativa de esta falla, es la presencia de una faja de cataclasitas, brechas de falla, ubicadas en el bloque colgante, paralela al plano de falla, de aproximadamente 35 cm de espesor (Fig. 5.19B y 5.19C). Presenta clastos muy angulosos a angulosos de 1 a 7 cm de diámetro, inmersos en una fina matriz. Tanto clastos como matriz están compuestos de areniscas del Miembro Rincón. Presenta pliegues internos los cuales sirven como indicadores cinemáticos.

Al este de esta peculiar falla, se encontraron otras tres estructuras. La primera es un pliegue que presenta dirección NO y contiene en su eje fallas inversas que conforman un pequeño pliegue tipo *pop up* (Fig. 5.20). Esta estructura es similar a una “bisagra”, donde el *pop up* representaría un eje transpresivo que cambia la inclinación de la secuencia sedimentaria. Esta estructura involucra estratos basales del Miembro Rincón.

Al oeste de este pliegue tipo bisagra, se observó en primer lugar un pliegue de arrastre y en segundo lugar una falla inversa, las cuales deforman la zona de transición entre los miembros Salina y Rincón. Allí un potente estrato de arenisca se encuentra entre bancos espesos de pelitas y areniscas finas a medianas finamente estratificadas (Fig. 5.21). Por encima del banco superior de pelitas y areniscas, la deformación generada por estas estructuras se atenúa a tal punto que pocos metros arriba ya no se evidencia la continuidad de las fallas o pliegue alguno. Afectan, por lo que se ve en superficie, únicamente la zona de transición, al menos en superficie.

El pliegue de arrastre está generado por una falla inversa que culmina en la mitad del potente estrato de areniscas, generando que el techo quede ligeramente volcado (Fig. 5.21). Con respecto a la falla inversa ubicada al este del pliegue de arrastre, esta se bifurca hacia la base, configurando una estructura tipo *dúplex* limitada por dos fallas inversas montadas entre sí (Fig. 5.21 y 5.22). La cizalla generada por esta falla genera

cierto arrastre o plegamiento en los estratos involucrados.

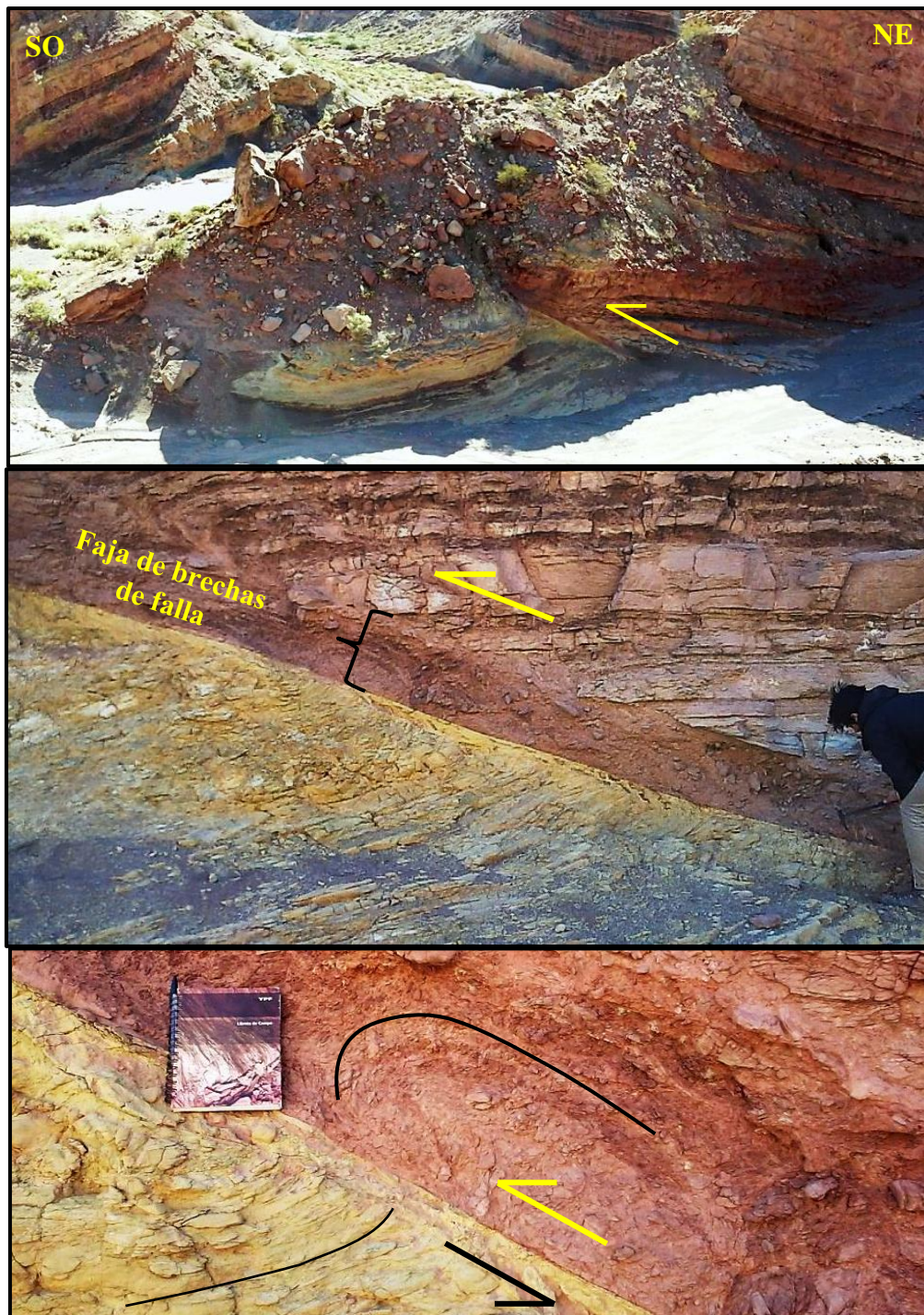


Figura 5.19: A) Vista al NO de la falla inversa ($294^{\circ}/26^{\circ}$) presente en el sector central del valle del arroyo Rincón Salado. B) Detalle de la faja de cataclasitas ubicadas en el bloque colgante de 35 cm de espesor. C) Brechas de falla con plegamientos internos. El bloque basal también está levemente afectado. La orientación de las rocas señaladas con líneas negras indica una rotación levógira producto de la falla.

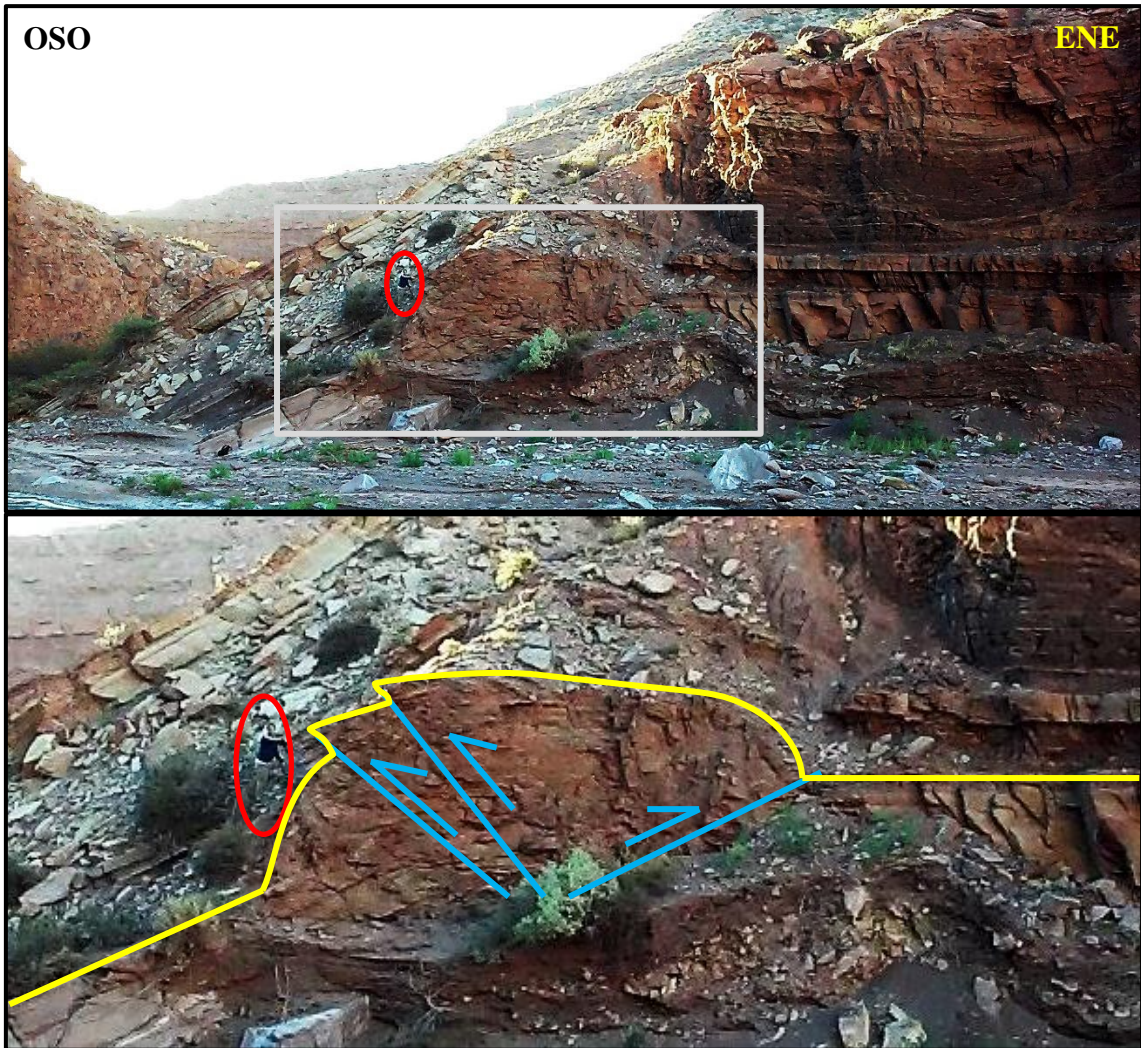


Figura 5.20: A) Vista al NNO de un pliegue ubicado en la ladera septentrional del arroyo Rincón Salado. Presenta engrosamiento en el eje únicamente, determinando una estructura tipo *pop up* asociada a transpresión. En rojo se señala una persona a modo de escala. B) Detalle del recuadro gris señalado en A), con la interpretación de las estructuras internas del *pop up*.

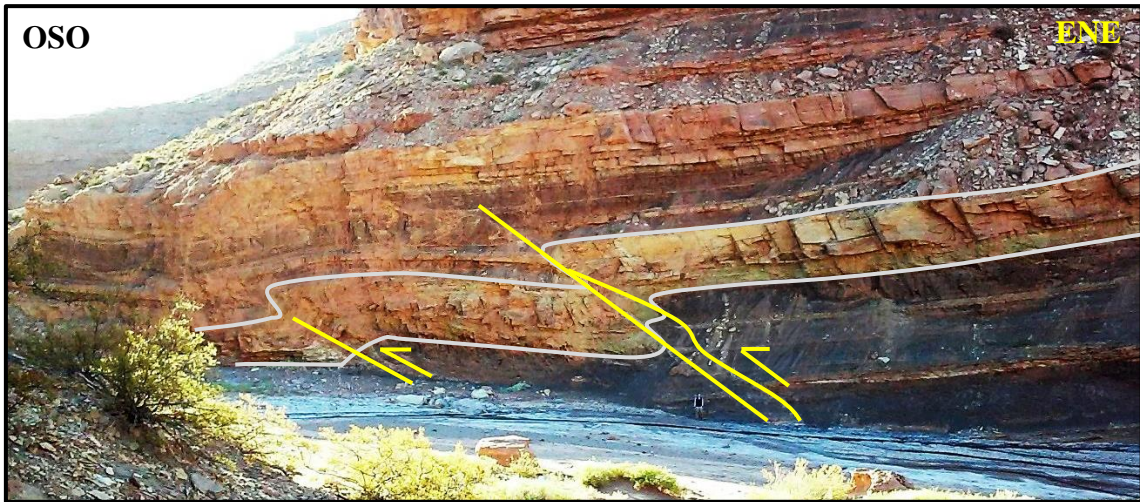


Figura 5.21 Vista panorámica al NNO del pliegue de arrastre vinculado a una falla inversa, ubicado al oeste, y de la falla inversa ubicada al este. Ambas estructuras afectan sólo la zona de transición entre los miembros Salina y Rincón. Las líneas grises marcan la base y techo del estrato de arenisca deformado. El pliegue ubicado al oeste, presenta localmente parte de la charnela volcada ligeramente hacia el oeste.



Figura 5.22: Detalle de la falla inversa oriental exhibida en la figura 5.21 (vista al NO). Nótese como hacia la base presenta una bifurcación que determina un *dúplex*. La cizalla generada por la falla generó cierto arrastre o plegamiento de los estratos deformados. Las rocas que se observan pertenecen a la sección superior del Miembro Salina y parte de la zona de transición con el Miembro Salina.

5.2.2.3.2. Ladera austral del valle del arroyo Rincón Salado

La primera estructura visible al remontar el valle del arroyo Rincón Salado río arriba

hacia el este, es la falla inversa visible en la figura 5.23. Esta falla de dirección N - S e inclinación de 30° al oeste, corta por completo al Miembro Rincón, montando hacia la base sedimentitas del Miembro Salina sobre el mismo. El rechazo verdadero calculado es de 60 m, que descompuesto en vectores, representa 55 m de rechazo horizontal y 24 m de rechazo vertical aproximadamente.

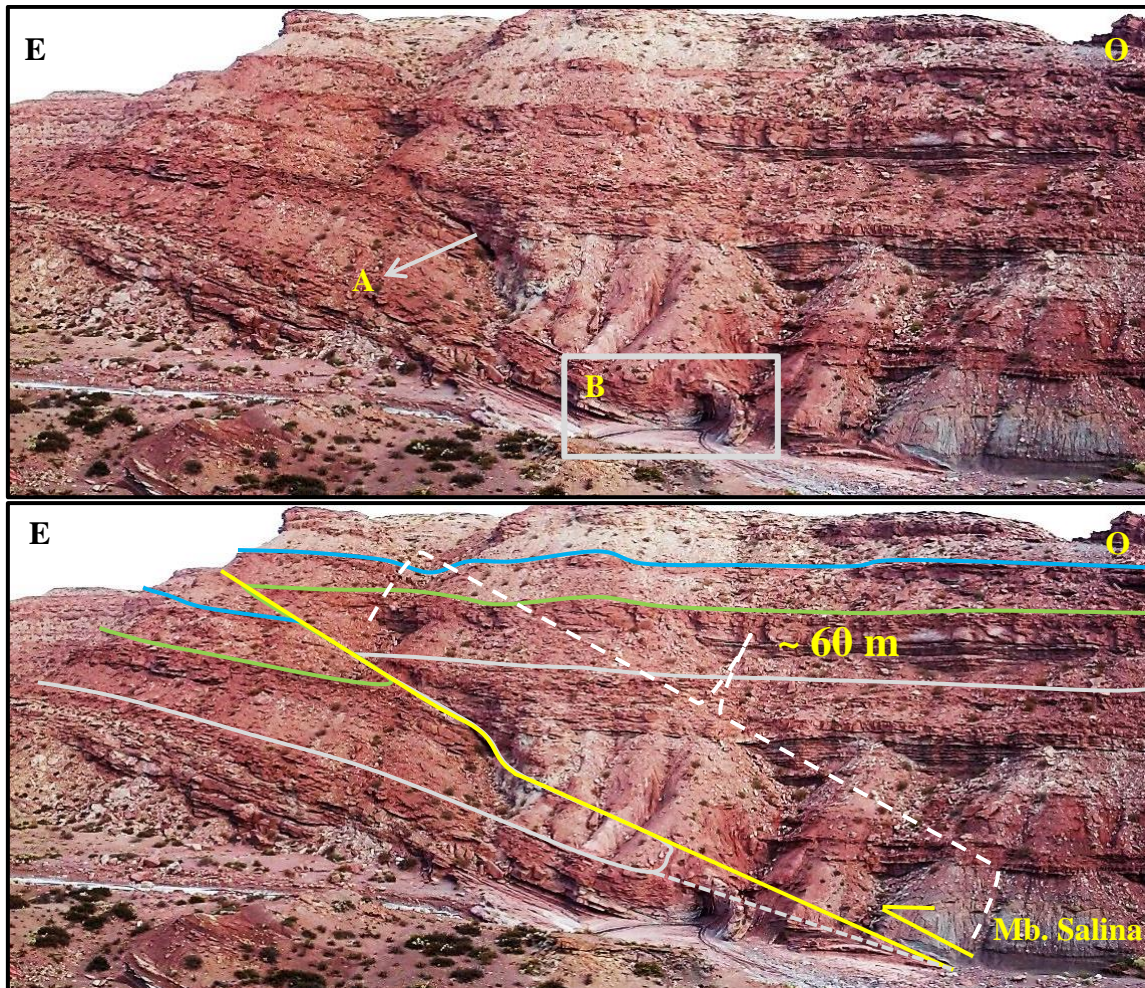


Figura 5.23: Vista al sur de la falla inversa con vergencia oriental ubicada en el sector occidental de la ladera austral del valle del arroyo Rincón Salado. Se marcaron el techo de las principales secuencias de areniscas del Miembro Rincón afectadas por la falla. El rechazo verdadero marcado con corchete blanco es de aproximadamente 60 m (véase escala en figura 5.24). Se señalan con A y B la ubicación de las figuras 5.24 (A y B respectivamente).

En el plano de falla ubicado entre dos secuencias potentes de areniscas, se observó una franja 5 cm de arcillas, de disposición paralela al mismo con coloración castaña clara y oscura. Las zonas oscuras presentan forma de sigmoides alargados de hasta 2 cm de espesor (Fig. 5.24A). Esta franja es interpretada como una cataclasita, jaboncillo o

harina de falla, con fábrica “S - C” (esquistosidad - cizalla), cuyos sigmoides sirven como indicadores cinemáticos (Allmendinger 1989). Este autor comentó que si bien esos son indicadores cinemáticos característicos de zonas con deformación dúctil, también puede encontrárselos en zonas con deformación frágil. En el sector donde se observaron estas estructuras cinemáticas, la falla presenta localmente mayor inclinación ($\sim 45^\circ$). Se interpreta que esta variación es debida a la refracción del plano de falla entre distintas unidades reológicas atravesadas, poniendo en contacto lateral dos potentes secuencias de areniscas de más de 10 m de espesor cada una.

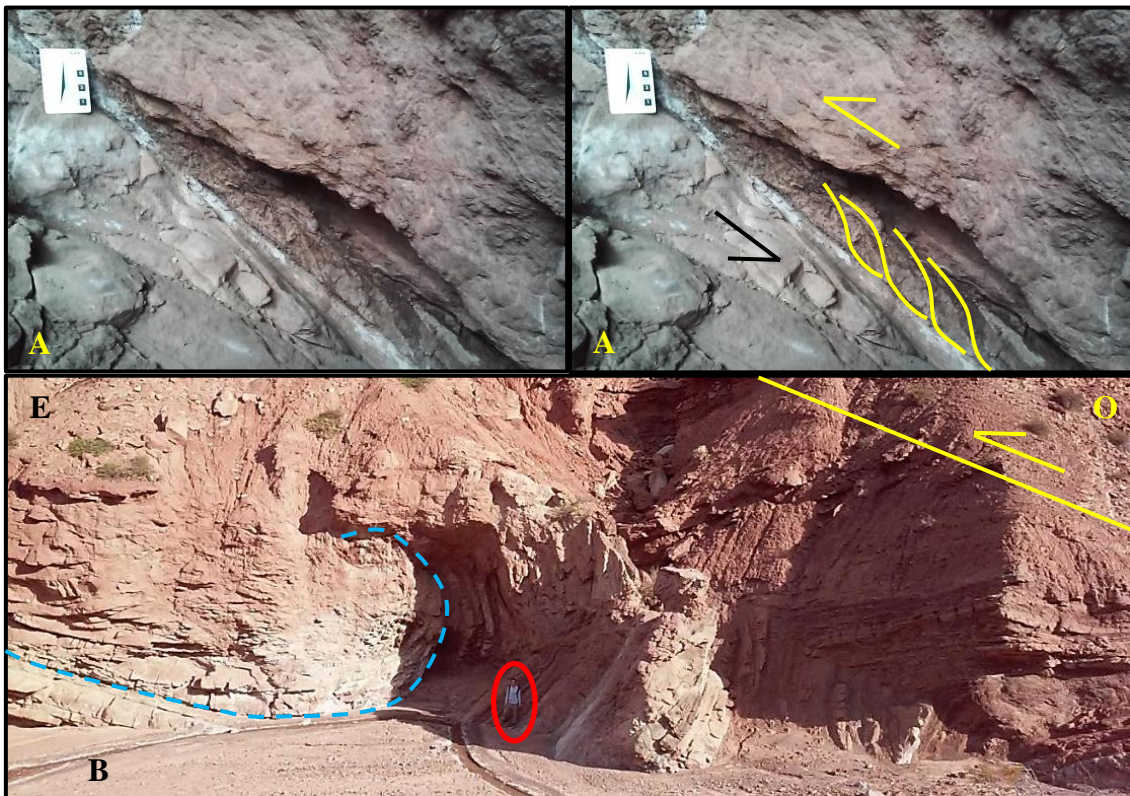


Figura 5.24: A) Imagen de la faja de jaboncillo de falla. A la derecha se interpretó la estructura cinemática correspondiente al plano de falla que aquí presenta en forma localizada una inclinación de aproximadamente 45° . B) Vista al sur del pliegue de arrastre generado en estratos del bloque basal producto de la cizalla asociada a la falla inversa de vergencia oriental marcada en amarillo. En rojo se señala una persona a modo de escala. La presencia de estratos volcados hacia el este dan indicio de la magnitud del rechazo de esta falla. Con línea azul se marcó el techo de un estrato de arenisca deformado.

En el bloque basal se observaron estratos de areniscas volcados hacia el este (Fig. 5.24B). Este pliegue volcado en igual sentido que la vergencia de la falla inversa, es interpretado como un pliegue de arrastre producido en los estratos del bloque basal, pertenecientes a la zona de transición de los miembros Salina y Rincón. La magnitud de

dicho pliegue de arrastre es consistente con la magnitud del rechazo de la falla inversa. Las capas involucradas en este pliegue también rotan horizontalmente al oeste hacia el eje del valle, E - O en ese tramo. Esta rotación levógira es la misma que existe en la ladera septentrional, en la zona del núcleo dislocado del anticlinal partido, constituyendo una evidencia más de la falla de rumbo senestral a lo largo de ese tramo del valle (véase Anexo 2). En base a estas observaciones, se correlaciona la falla inversa comentada con la falla inversa ubicada en el limbo dorsal del anticlinal Partido, estando esta falla dislocada por la falla de rumbo E - O (véase Anexo 2).

Al oeste de la falla inversa, se observó una falla vertical de dirección E - O a OSO, en la cual el bloque septentrional se halla elevado 2 m en comparación al bloque austral (Fig. 5.25). Debido a que esta falla es paralela, y se encuentra muy próxima, a la falla que disloca el anticlinal Partido en sentido E - O, se considera que presenta la misma cinemática horizontal que aquella (desplazamiento senestral). Esta falla afecta los estratos inferiores de la zona de transición entre los miembros Salina y Rincón, sin afectar estratos del Miembro Rincón secuencia arriba.

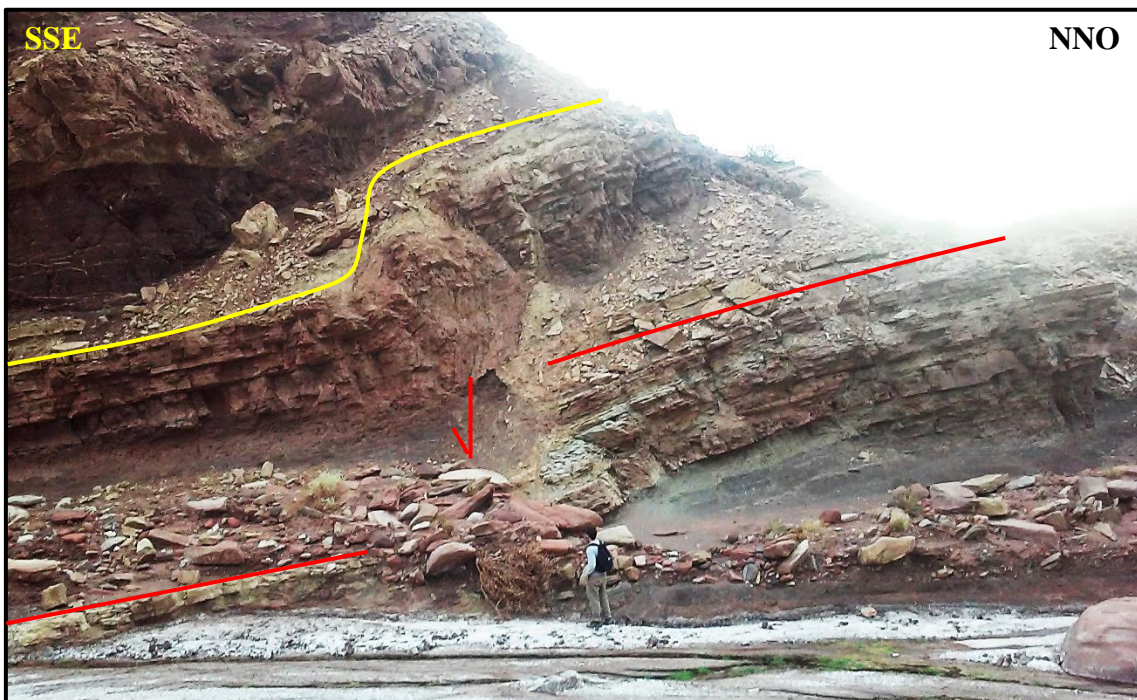


Figura 5.25: Vista al ONO de la falla vertical en la cual el bloque austral se encuentra hundido unos 2 m aproximadamente con respecto al bloque septentrional. En rojo se observa un estrato afectado por la falla vertical. En amarillo se marca un estrato plegado por el arrastre de la falla. Obsérvese la persona a modo de escala. Se infiere que esta falla presenta cizalla horizontal con desplazamiento senestral.

Al este se encontraron numerosas fallas verticales paralelas entre sí. Estas, a diferencia de la descrita anteriormente, presentan dirección NNE a NE, con sus bloques orientales hundidos (Fig. 5.26, 5.27, 5.28). Los rechazos verticales son variables, aumentando considerablemente hacia el este (Fig. 5.29). En la figura 5.30 se observa el rechazo vertical de la falla más oriental. Presenta un rechazo vertical de 12 m aproximadamente, generando que las areniscas del Miembro Rincón del bloque colgante queden hacia el plano de falla densamente fracturadas, aunque sin llegar a perder la continuidad horizontal de los estratos. Estas fallas verticales generan que hacia el este los estratos queden hundidos, levemente alabeados hacia el ONO - NO, en comparación a los estratos horizontales al oeste (Fig. 5.26).

Estas estructuras cortan completamente al Miembro Rincón (Fig. 5.27). Las fallas ubicadas al este presentan un ligero alabeo en hacia el SE, estando ligeramente volcadas (Fig. 5.28). Esto se interpreta como un alabeo producido por interferencia entre estructuras de distinto tipo y distinta orientación (pliegue transversal con dirección NO interfiriendo con estas fallas verticales de dirección NNE (véase Anexo 2).

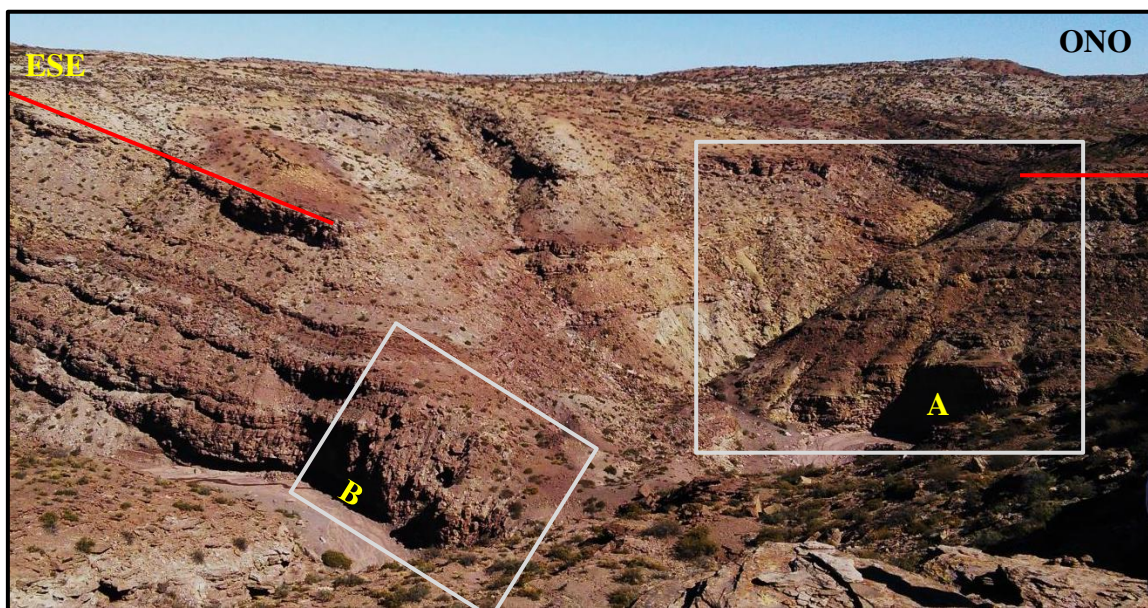


Figura 5.26: Vista al SSO de la ladera sur del valle tipo cañón del arroyo Rincón Salado en su tramo central. Se destaca con recuadros grises las principales estructuras del sector. “A” indica la zona de la figura 5.27, mientras que el recuadro señalado con “B” indica la zona de la figura 5.30. En rojo se marca el techo de un mismo estrato de areniscas del Miembro Rincón, a un lado y al otro del valle de dirección ONO. Representa el estrato más elevados en este sector. Se observa claramente como al este, toda la secuencia se encuentra inclinada se encuentra inclinando hacia el ONO.

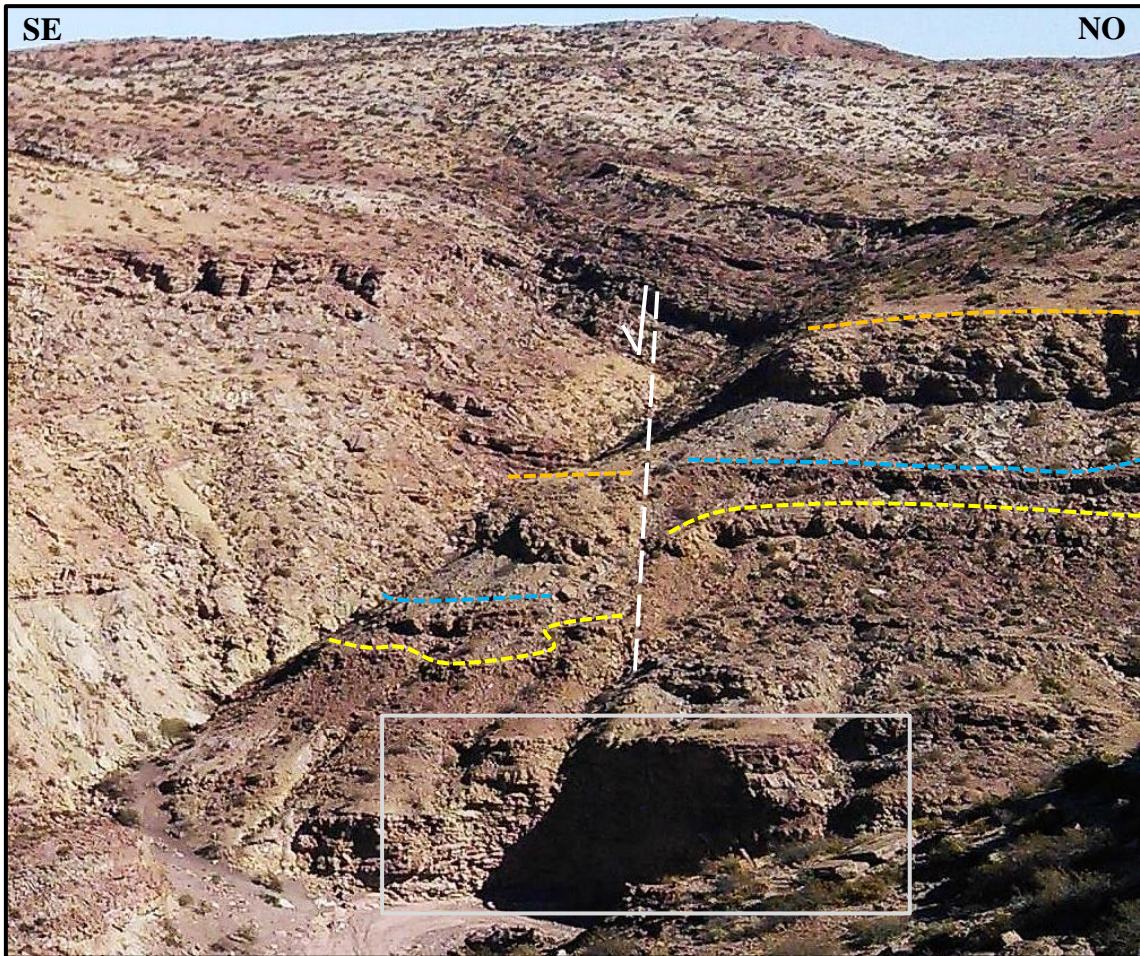


Figura 5.27: Vista al SO en la cual se aprecia una de las fallas verticales señalada con blanco que afectan completamente al Miembro Rincón. Aquí se aprecia bien como afecta los estratos superiores de la unidad señalados con líneas anaranjadas, azules y amarillas. El recuadro gris señala la zona de la figura 5.28.

Al este de las fallas verticales comentadas previamente, se encuentra un depósito de brechas completamente discordante con los estratos subhorizontales del Miembro Rincón en ese sector (Fig. 5.30). Se midió las dimensiones de la misma a lo largo del arroyo Rincón Salado, alcanzando 50 m y 40 m de diámetro en dirección NNO y E - O respectivamente (véase Anexo 2).

El contacto entre la roca de caja y la brecha es neto y discordante en el corte vertical, presentando forma cóncava hacia abajo o abovedada (Fig. 5.31). En esa misma figura se aprecia como los estratos superiores de la roca de caja cubren parcialmente la brecha. En el sector central y septentrional la parte superior de la brecha se encuentra erodada. El espesor vertical medido en la parte más elevada de la brecha es de 23 m.

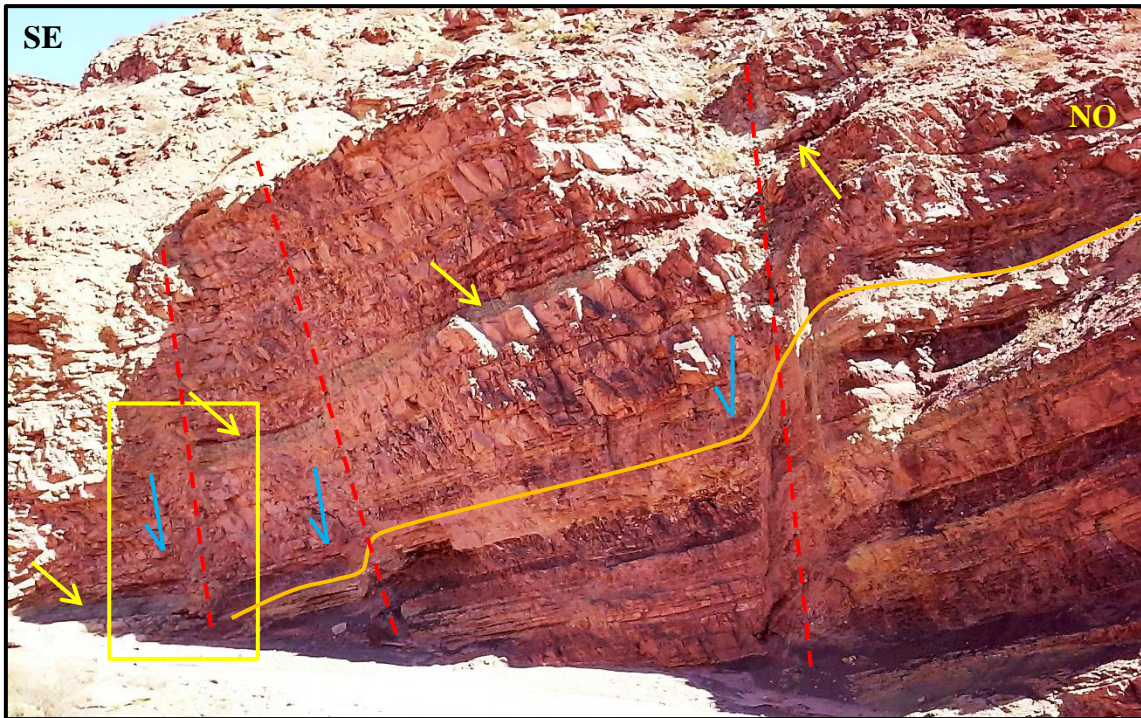


Figura 5.28: Vista al SO de fallas verticales con bloques hundidos al SE, señaladas con flechas azules y líneas rojas. Obsérvese como el estrato verde claro señalado con flechas amarillas esta fracturado por las mismas (estrato guía). La línea anaranjada marca otro estrato para poder complementar la visualización de la deformación debida a estas fallas en las rocas del Miembro Rincón. Obsérvese el alabeo de las fallas debido al pliegue de dirección NO. En amarillo se señala ubicación de la figura 5.29.



Figura 5.29: Falla vertical con bloque hundido al SE señalada con flechas violetas. Nótese el techo del estrato de coloración verdosa señalado a ambos lados de la falla con flechas amarillas. El rechazo vertical es de aproximadamente 12 m. Obsérvese la persona a modo de escala.

Una característica sobresaliente del sector central de la brecha es que allí presenta un cambio notable en la coloración de las rocas que la integran (Fig. 5.31 y 5.32). En base a observaciones, se interpreta que los bloques ubicados hacia el contacto con la roca de caja son principalmente areniscas castañas oscuras del Miembro Rincón, unidad estratigráfica de la roca de caja al sur, mientras que aquellos ubicados hacia el norte son además bloques del Miembro Salina, ya que muchos de ellos están constituidos de pelitas moradas y azuladas de hasta 2 m, litología característica de dicha unidad (Fig. 5.33). En cercanías de donde se observaron los bloques de pelitas, también se apreció un bloque de arenisca cuyo diámetro máximo es cercano a 7 m, resultando ser uno de los más grandes de toda la brecha.

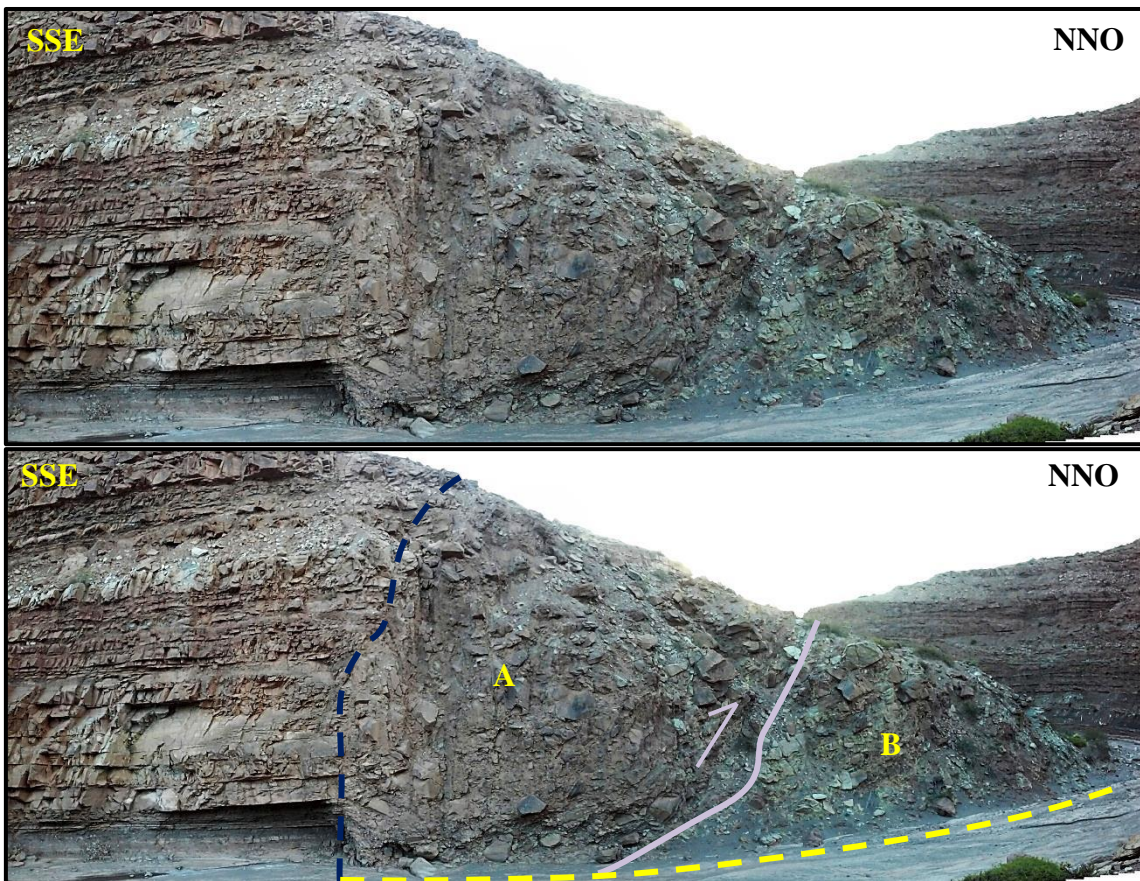


Figura 5.30: Vista al OSO del depósito de brechas. En azul se señala el contacto discordante con la roca de caja. La longitud del depósito a lo largo del valle del arroyo Rincón Salado es de 50 m aproximadamente (línea amarilla), mientras que en dirección vertical presenta un espesor aproximado de 23 m. El sector “A” ubicado está constituido mayormente por rocas del Miembro Rincón, mientras que el sector “B” presenta rocas de los miembros Rincón y Salina, caracterizado por el cambio apreciable en la coloración. La falla inversa señalada en violeta divide estos dos sectores.

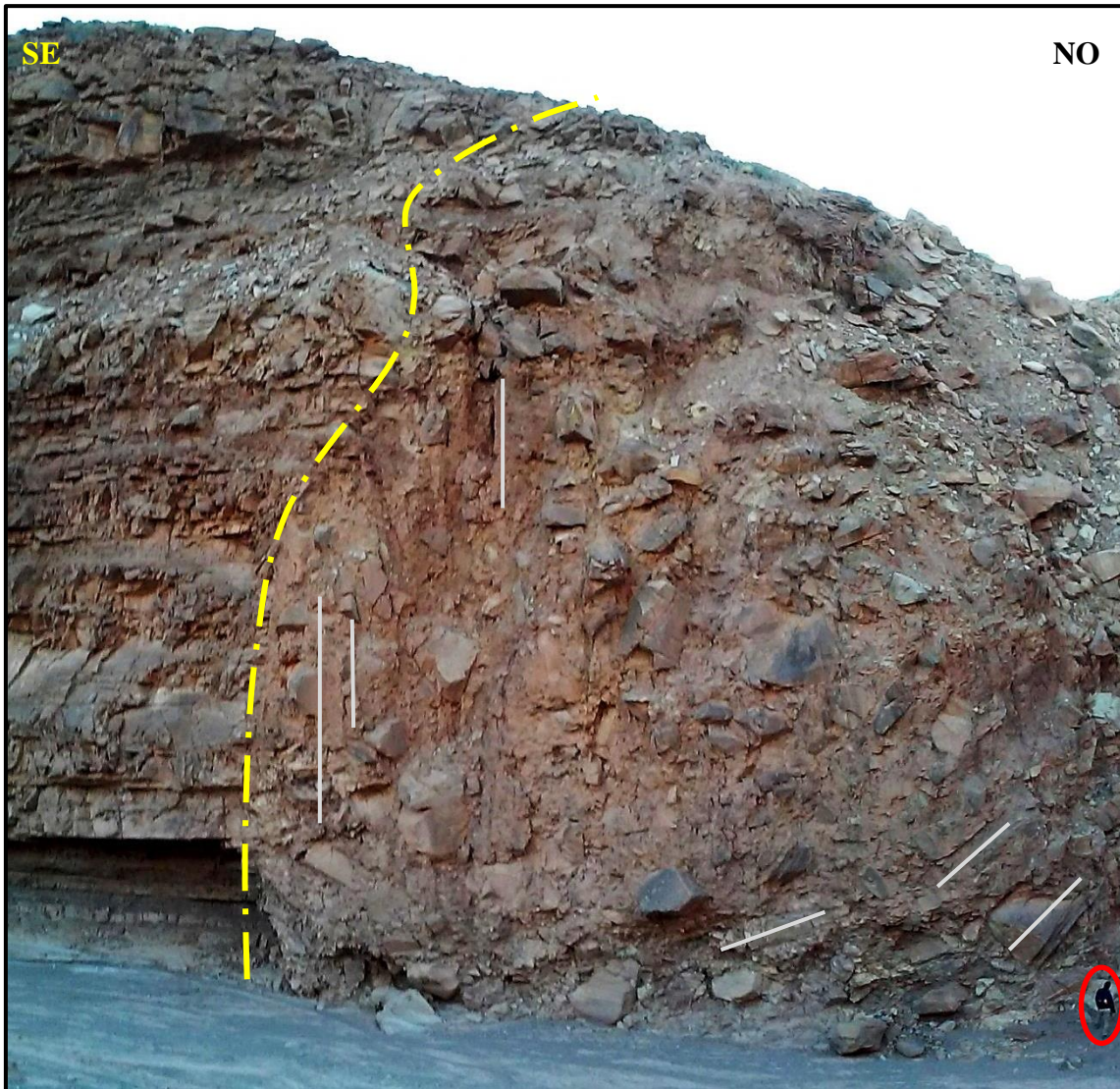


Figura 5.31: Vista al SO de las brechas discordantes con respecto a la sucesión estratigráfica subhorizontal del SE. Representa el sector “A” señalado en la figura 5.30. Presenta allí la misma composición que la roca de caja. En amarillo se señala el contacto neto, el cual presenta una morfología tipo cúpula o semi - bovedada (cóncava hacia abajo) truncada en el sector central por el perfil erosivo del valle. Con líneas grises se señala de orientación de algunos bloques elongados dentro de la brecha.

Observando la disposición espacial de los bloques dentro de la brecha, en particular aquellos con forma elongada, se aprecia como aquellos que están hacia el contacto con la roca de caja se disponen en forma vertical (Fig. 5.31). En cuanto a los que se ubican hacia el sector central, estos rotan progresivamente desde el contacto con la roca de caja hacia el norte, llegando a presentar inclinaciones de hasta 30° hacia el SSE (Fig. 5.31 y 5.32). Este cambio de inclinación se asocia una falla inversa que afecta la brecha, atravesándola completamente en el sector central, generando que los bloques de la misma roten a posiciones paralelas a subparalelas con respecto al plano de falla inferido de

dirección ONO e inclinación de 30° al SSE aproximadamente (Fig. 5.30).

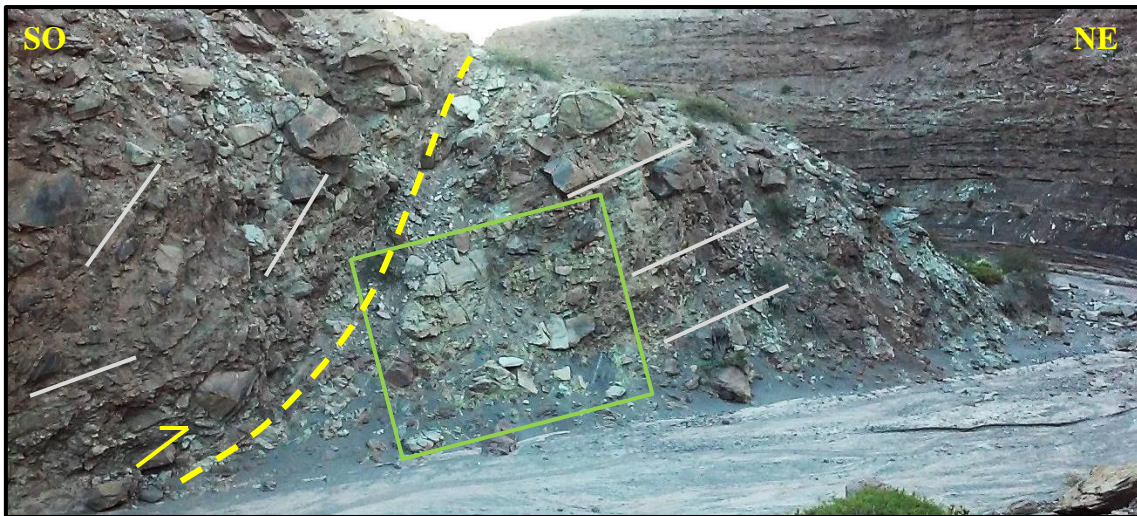


Figura 5.32 : Vista al NO de la falla que corta las brechas señalada en amarillo, montando brechas constituidas principalmente por rocas del Miembro Rincón sobre brechas de composición mixta, que incluyen rocas del Miembro Salina, entre ellas bloques de pelitas. El recuadro verde indica la ubicación de la figura 5.33. Con líneas grises se señala la orientación de bloques elongados.



Figura 5.33: Detalle del recuadro “B” de la figura 5.30, con la composición de la brecha. Contiene bloques de los miembro Salina y Rincón. En amarillo se señala un bloque de arenisca de 6.5 m aproximadamente de diámetro máximo y 2 m de diámetro mínimo, considerado del Miembro Rincón. En rojo se señala un bloque de pelitas de 2 m de diámetro máximo y 1 m de diámetro mínimo, el cual se considera del Miembro Salina.

Al oeste de las brechas se observó un sector donde los estratos del Miembro Rincón y Salina presentan un quiebre en la inclinación (Fig. 5.34). Se trata de una superficie axial con dirección NE, donde los estratos ubicados al oeste presentan inclinaciones de 20°

hacia el ONO en promedio y aquellos ubicados al este son subhorizontales. Esta superficie axial o bisagra acomoda el colapso causado por las fallas subverticales antes descritas. En el Anexo 2 se puede observar que entre las fallas verticales y esta superficie axial existe un bloque hundido o colapsado hacia el ONO, cuya superficie es de 2.5 km² aproximadamente.

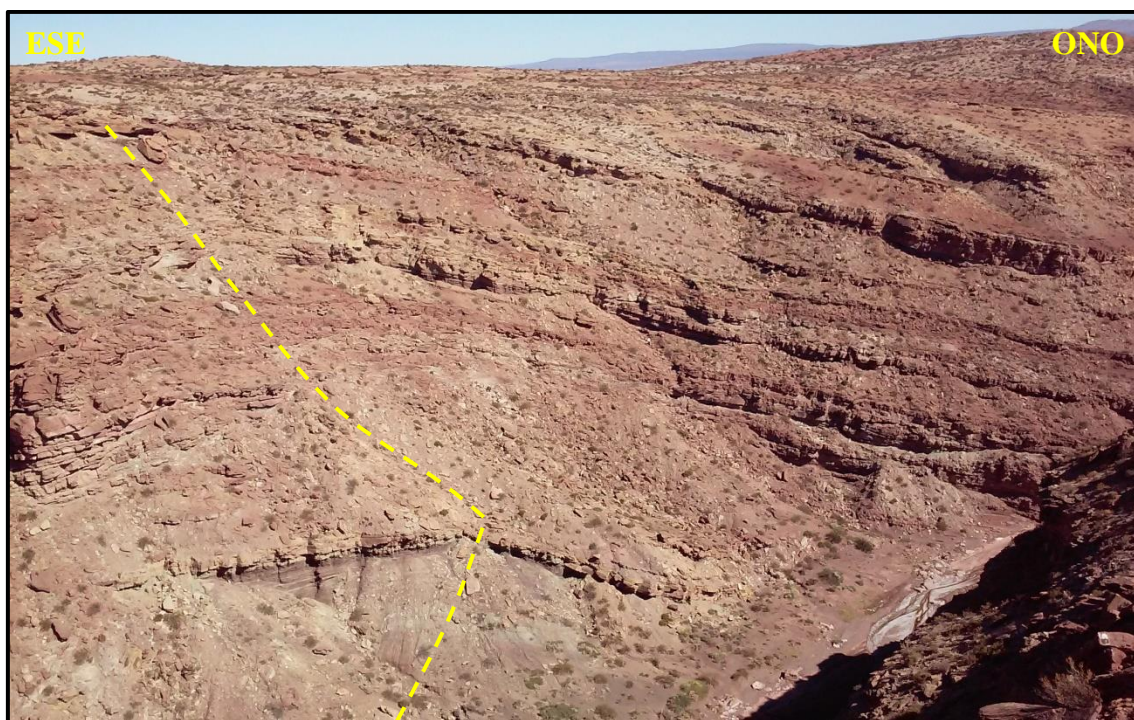


Figura 5.34: Zona de cambio de inclinación en la secuencia estratigráfica subhorizontal ubicada al este (vista al SSO). La traza de la superficie axial marcada con línea amarilla marca el cambio de inclinación a ambos lados. Los estratos occidentales inclinan hacia el ONO. Este cambio está asociado a las fallas verticales ubicadas al oeste.

Finalmente, las últimas estructuras encontradas en el faldeo austral del valle del arroyo Rincón Salado, están ubicadas entre la superficie axial y la cascada del arroyo Rincón Salado (véase Anexo 2). Se trata de fallas inversas presentes en dos sectores. En el primer caso, se trata de una falla inversa cuya actitud es $355^{\circ}/26^{\circ}$ (Fig. 5.35). Al este de esta estructura, en cercanía de la cascada, se observaron tres fallas inversas aproximadamente paralelas exhibidas en la figura 4.9, cuya actitud es en los tres casos $320^{\circ}/65^{\circ}$. Dada la orientación e inclinación se asume que estas últimas fallas presentan cierta componente de desplazamiento de rumbo senestral.



Figura 5.35: Vista al sur de una falla inversa con vergencia occidental en sedimentitas del Miembro Salina, cuya coloración varía de techo a base (rojo oscuro, azul verdoso y violeta respectivamente). La actitud medida en el plano de falla es $355^{\circ}/26^{\circ}$.

5.2.3. Estructuras al oeste del río Neuquén

Estas estructuras fueron analizadas mediante interpretación de imágenes satelitales, teniendo en consideración trabajos como los de Ramos (1981), Cristallini y Allmendinger (2000), Leanza *et al.* (2001), Cobbold y Rossello (2003) y Zamora Valcarce (2006) para poder realizar una caracterización más acabada de las mismas.

Se discriminaron tres ejes sinclinales con dirección N - S, entre la dislocación de Curacó (Rassmuss en Ramos 1981) y el río Neuquén (Fig. 5.36). El primero, ubicado a la latitud de la Isla del Burro (véase Anexo 1), fue relevado parcialmente en su flanco oriental, midiéndose inclinaciones de 8° al oeste en areniscas de la Formación Huincul en el valle del arroyo Rincón Salado, próximo a su desembocadura en el río Neuquén. La trayectoria N - S del río Neuquén allí, pasa aproximadamente por el medio de las crestas sinclinales ubicadas en los laterales. Estos resaltos topográficos positivos están constituidos por rocas de la Formación Candeleros. Como ya se mencionó, las capas ubicadas en la cresta del Portillo La Desolación presentan dirección N - S e inclinan 25° al oeste en promedio. Se interpreta esta estructura como un sinclinal asimétrico ya que presenta mayor inclinación de sus capas al oeste que al este y por la ubicación del depocentro donde se encuentran los afloramientos subhorizontales de la Formación

Cerro Lisandro, unidad más joven del sinclinal, presentando mayor espesor hacia el oeste. La traza del eje sinclinal se halla desplazada al oeste del río Neuquén.

Esta misma geometría asimétrica del sinclinal hacia el oeste, se observó en dos sinclinales ubicados hacia el sur, al sur y al norte de la latitud del cerro Negro respectivamente. Estos dos sinclinales presentan depósitos de la Formación Rincón Bayo en su núcleo. En planta se disponen con una geometría elipsoidal cerrada. Son depocentros o cubetas elongadas en dirección N - S, interrumpidas por altos estructurales horizontales a subhorizontales. El primero de estos altos se ubica inmediatamente al sur de la confluencia del arroyo Pichi Neuquén con el río Neuquén, mientras que el otro se ubica al este del cerro Negro (véase Anexo 1). Otro aspecto llamativo de estos tres sinclinales es que se disponen con escalonamiento derecho.

En la figura 5.36 se marcaron las trazas de los anticlinales que marcan el frente de estructuración del dorso de Los Chihuidos. Estos son de sur a norte el anticlinal Quili Malal - Huacalera, Oeste Cerro Mesa y Huitrín. Al igual que los sinclinales, estos se disponen con escalonamiento derecho, interrumpidos por bajos estructurales donde los estratos se encuentran subhorizontales a horizontales. El sinclinal ubicado al SO del cerro Negro junto con el anticlinal Quili Malal - Huacalera comparten la misma interrupción. Lo mismo sucede al norte con el sinclinal ubicado al oeste del cerro Rincón Bayo junto con el anticlinal Oeste Cerro Mesa. Se trata de un lineamiento NE que corta estos pliegues en superficie. El cuanto al escalonamiento entre el anticlinal Oeste Cerro Mesa y Huitrín, este se ubica al norte de Loma de los Chivos también con dirección NE.

Entre el anticlinal Oeste Cerro Mesa y el sinclinal ubicado al oeste del cerro Rincón Bayo, hay dos estructuras menores presentes a la latitud del cerro Mesa. Son estructuras muy suaves, ubicadas entre el depocentro presente en la zona de Isla del Burro y el cerro Rincón Bayo. Se trata de un anticlinal al oeste y un sinclinal al este, cuya interpretación se hizo en base al endomamiento de los estratos presentes en el cerro Pelado, observable en modelos de elevación digital. También se realizó esa interpretación en base al análisis de la trayectoria de los ríos allí presentes, los cuales delimitan una antifirma de dirección NO con buzamiento doble (véase Anexo 1). En la figura 5.37 se puede observar la disposición espacial de estas estructuras menores y como los ríos de una bajada aluvial que drena al NE, se bifurcan rodeando la estructura

para poder alcanzar el nivel de base constituido por el río Neuquén. Dado que no existe una nomenclatura para estas dos estructuras, se decidió nombrarlos anticlinal Loma Pelada (*nom. nov.*) y sinclinal Rincón Bayo (*nom. nov.*), en referencia a los cerros presentes en los ejes de cada una de las estructuras.

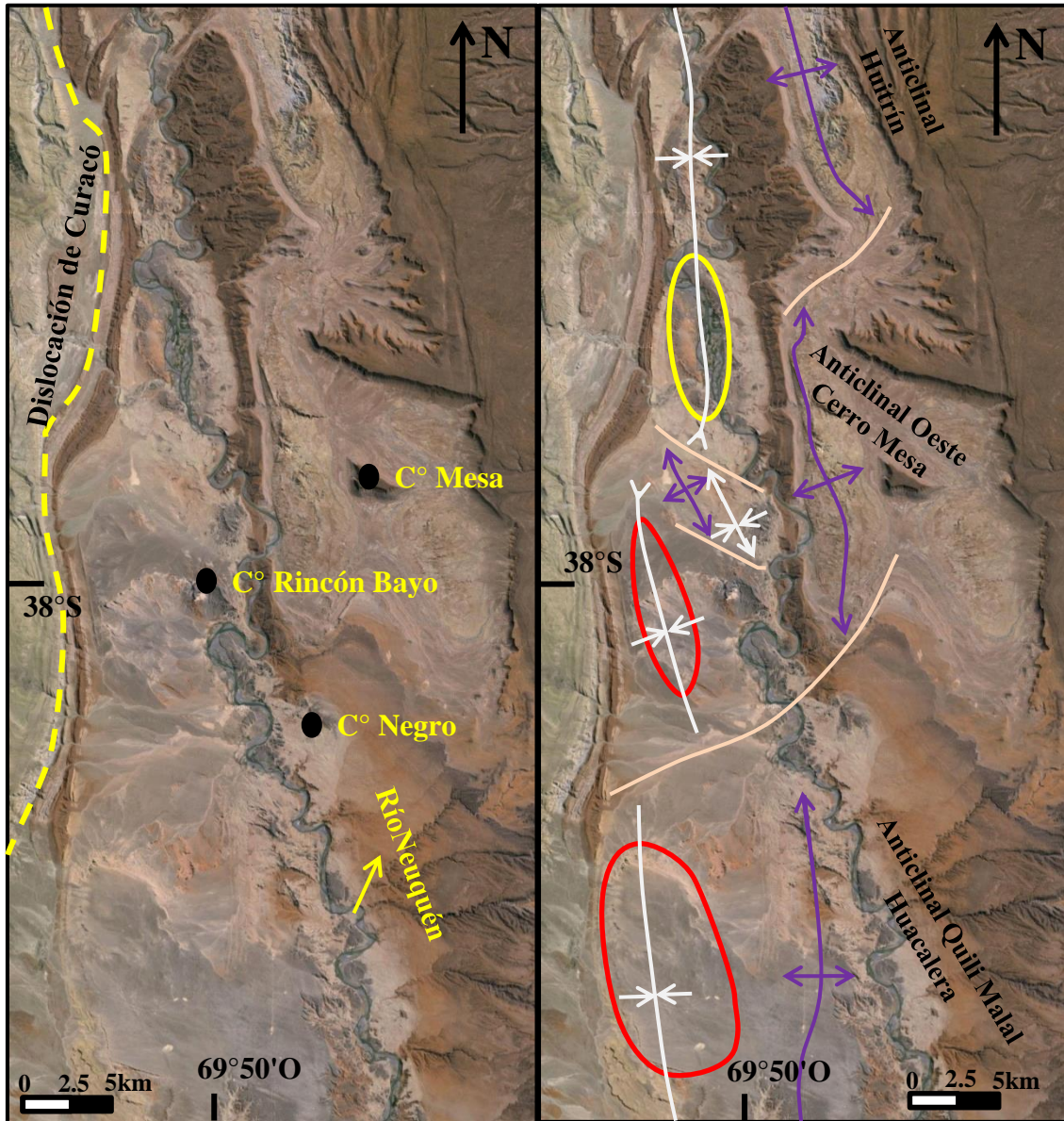


Figura 5.36: Estructuras del sector occidental del dorso de Los Chihuidos. Los elipsoides rojos indican los afloramientos de la Formación Rincón Bayo, determinando cubetas elongadas asimétricas, al igual que lo que se observa en el elipsoide amarillo, el cual señala los afloramientos de la Formación Cerro Lisandro. En blanco están trazados los ejes sinclinales. Las líneas rosadas son sectores de inclinación horizontal a subhorizontal entre los pliegues. En violeta se marcan las trazas de los anticlinales. Obsérvese como al sur y al norte los plegamientos están apareados en conjuntos de sinclinales y anticlinales de oeste a este, con escalonamiento derecho, a excepción de las estructuras menores presentes a la latitud del cerro Mesa.

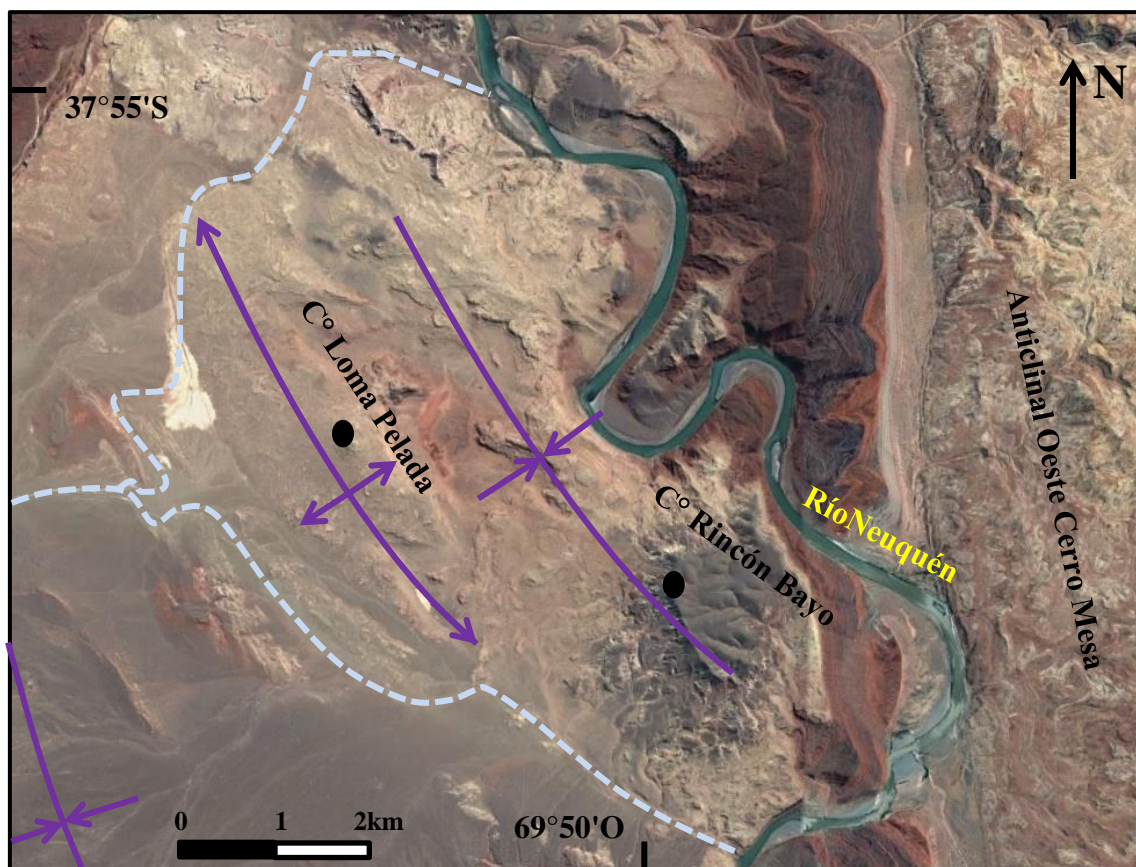


Figura 5.37: Pliegues menores interpretados a partir de evidencias geomorfológicas y mediante la observación de imágenes satelitales y modelos de elevación digital. Obsérvese en línea gris como los ríos de una bajada aluvial rodean la antiforma con eje positivo NO integrada por rocas de la Formación Huincul. Se trata de un braquianticlinical y un braquisinclinal de 6 km de longitud y 2 km de ancho.

5.3. Estructura del subsuelo

Las estructuras del subsuelo de la zona de estudio se interpretaron utilizando sísmicas 2D con direcciones E - O y N - S. Para caracterizarlas apropiadamente, se confeccionaron tres secciones estructurales representativas del área, dos E - O y una N - S, a partir de sísmicas 2D convertidas a profundidad utilizando leyes de velocidades interválicas y datos de pozos de exploración hidrocarburífera del área, para calibrar las adecuadamente las profundidades (véase Anexo 1). Para la conversión de tiempo a profundidad se utilizó el *software* Andino 3D® y para la edición final de las secciones se utilizó Corel Draw®. Las tres secciones estructurales presentan escala 1:1 (escala vertical = escala horizontal).

La complejidad que muestran todas las sísmicas con las que se trabajó, radica en que

presentan ruido (“ruido sísmico”) dispuestos en columnas de hasta 4 km - 5 km de ancho en las sísmicas E - O, las cuales coinciden mayormente con la traza de los anticlinales Chihuido del Medio y Oeste Cerro Mesa. Lo mismo sucede en las sísmicas N - S. Es por este motivo que la caracterización de estructuras superficiales se efectuó rigurosa y detalladamente, y así poder interpretar las estructuras del subsuelo a partir de buen control superficial. Se tuvieron en consideración todas las observaciones y datos de superficie. Dichos modelos estructurales serán comentados en el próximo apartado. En la figura 5.38 está representada la sección y la sísmica de dirección N - S. Cabe destacarse que esta sísmica posee un ligero quiebre en su sector central, presentando una dirección N - S hacia el sur y NNO hacia el norte del mismo.

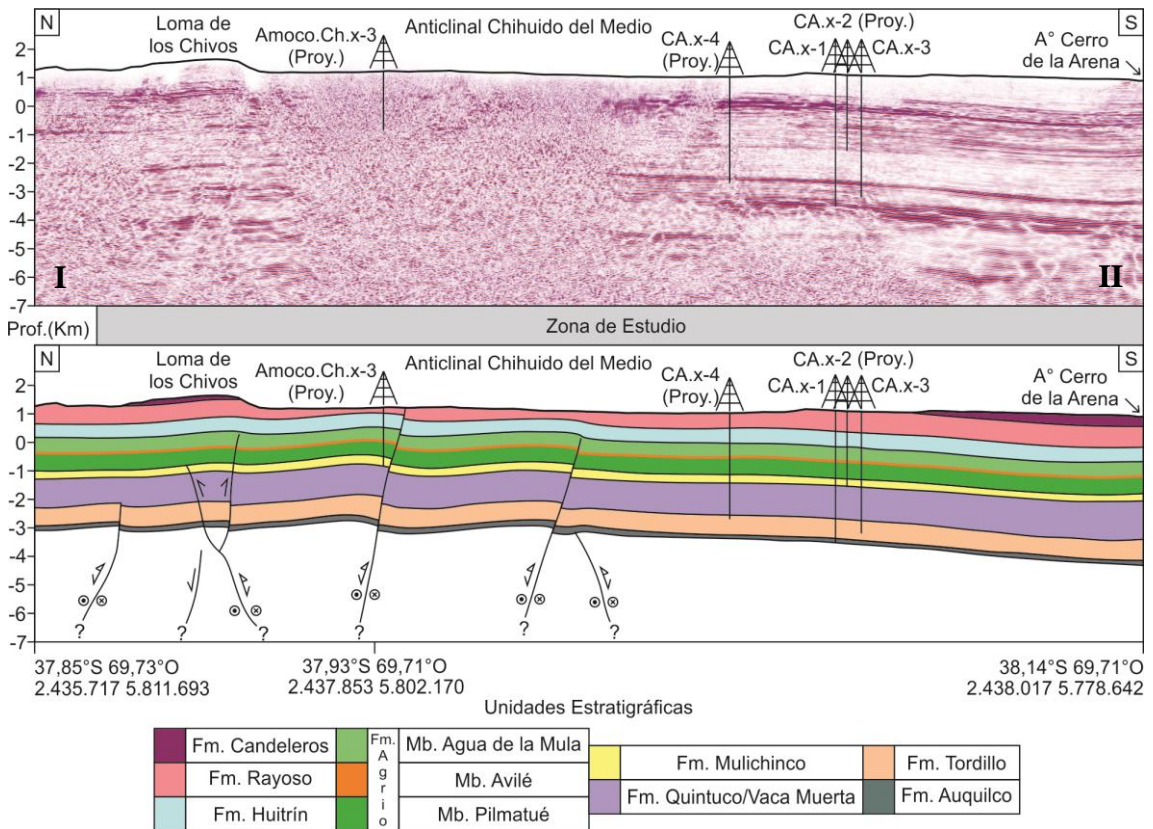


Figura 5.38: Sección estructural N - S. Se indica con las letras I - II en el mapa del Anexo 1. Debajo de las secciones se encuentra el cuadro con las unidades estratigráficas. “Proy.” significa “proyectado”; dado que en dichos casos los pozos no se hallan exactamente sobre la traza de la sección. La falla ubicada debajo del pozo Amoco.Ch.x-3, representa la falla de la zona de transcurrancia del arroyo Rincón Salado.

En la figura 5.39 se representaron las dos secciones estructurales y las respectivas sísmicas E - O. En esta figura y en la 5.38 se señaló la ubicación de la zona de estudio.

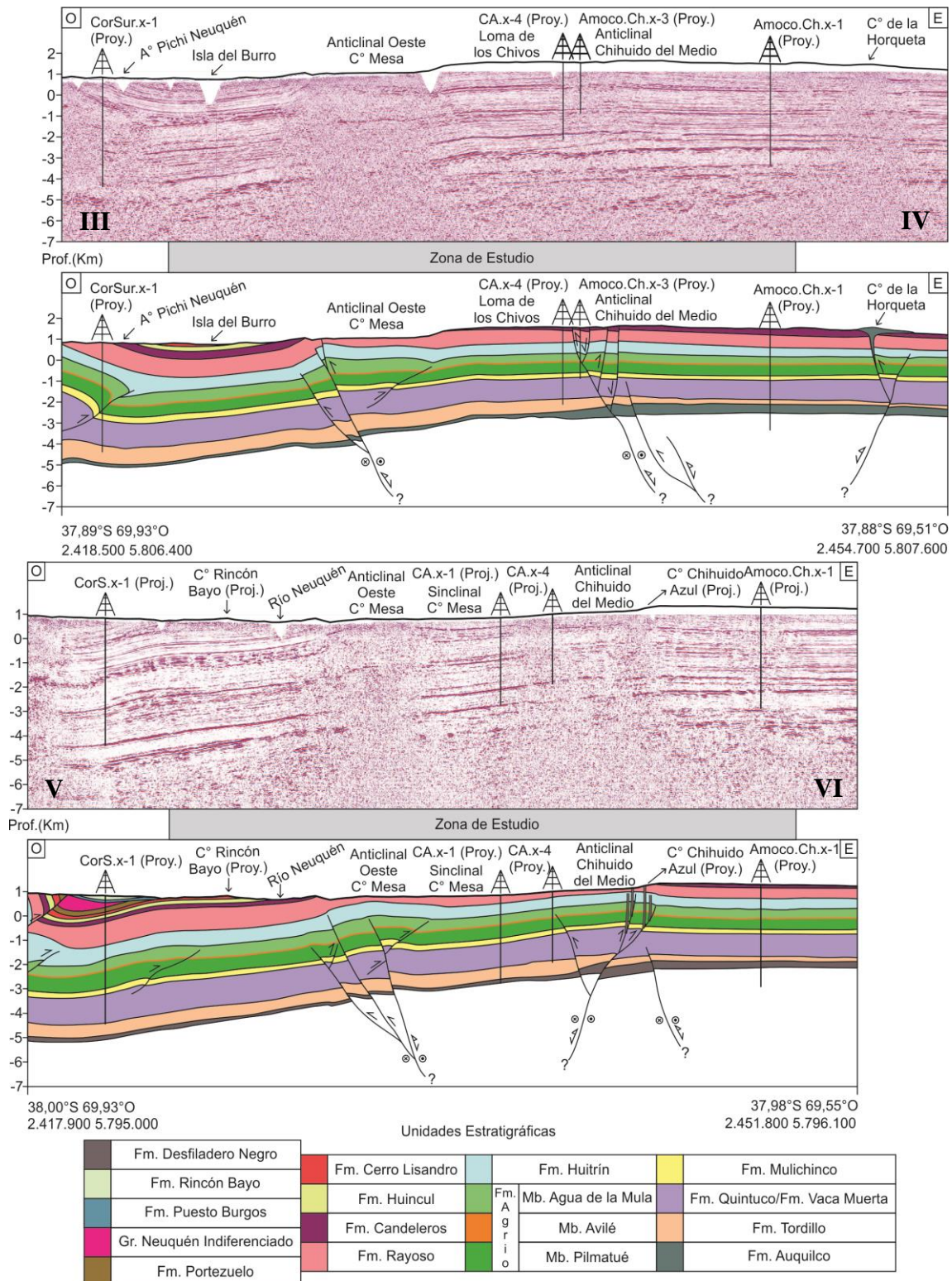


Figura 5.39: Secciones estructurales E - O. Se indica con las letras III - IV y V - VI la ubicación de las secciones en el Anexo I. Debajo de las secciones se encuentra un cuadro con las unidades estratigráficas representadas. "Proy." significa "proyectado"; dado que en dichos casos esos rasgos topográficos y/o pozos, no se hallan exactamente sobre la traza de la sección. Obsérvese como varía de sur a norte la estructura de los anticlinales Oeste Cerro Mesa y Chihuido del Medio.

5.4. Modelos estructurales generados a partir de integración de datos e interpretaciones de estructuras de superficie y subsuelo

A continuación se describirán en forma integral algunos sectores superficiales y del subsuelo que resultan fundamentales para caracterizar la deformación acaecida en la zona de estudio. Estos son el valle del arroyo Rincón Salado, el anticlinal Oeste Cerro Mesa y el flanco oriental del anticlinal Chihuido del Medio.

En cuanto al valle de arroyo Rincón Salado, analizando la distribución espacial y geométrica de todas las estructuras relevadas y cartografiadas (Fig. 5.40 y Anexo 2), se interpreta que la zona del valle del arroyo Rincón Salado es una zona de transcurrencia senestral transpresiva de dirección ONO con geometría sigmoidea en planta, oblicua al anticlinal Oeste Cerro Mesa y con el bloque septentrional elevado (para mayor información sobre este tipo de estructuras asociadas a deformación rotacional con cizallamiento simple, léase Woodcock y Schubert 1994 y David y Reynolds 2011). Esto se concluye a partir de evidencias diagnósticas que soportan tal interpretación. Estas son la presencia de braquianticlinales con ejes sigmoideos a lo largo del valle; algunos pliegues que pueden interpretarse como estructuras en flor positiva (como los de las figuras 5.16 y 5.19) las cuales elevan las rocas al norte valle con respecto a las del sur; las fallas de rumbo de dirección E - O y OSO, de desplazamiento senestral junto con las evidencias de rotaciones levóginas de algunas estructuras con es el caso de la charnela del anticlinal Partido.

La zona de fallas verticales de dirección NNE ubicadas en la ladera austral del valle del arroyo Rincón Salado, se interpreta como una zona de transtensión o relajamiento con desplazamiento dextrógiro, propio de la cinemática y curvatura de la zona de transcurrencia del valle del arroyo Rincón Salado (véase modelo "A" en figura 5.40). Se interpreta que el bloque hundido del sector central del valle ubicado al este de estas fallas, colapsó por fenómenos de tectoquinesis, siendo las brechas evidencias de colapso de la cubierta sedimentaria por disolución de evaporitas debajo de ellas. En la figura 5.41 se elaboró un modelo genético que permite explicar la vinculación entre la estructuración asociada a la zona de transcurrencia del arroyo Rincón Salado y las brechas ubicadas en el sector central de dicho valle, debido a flujo y disolución de evaporitas del Miembro Troncoso Superior y posiblemente niveles evaporíticos del

Miembro Salina. La brecha presente en el anticlinal Partido también se asociaría a fenómenos vinculados con tectoquinesis. Zencich *et al.* (1999) y Escobar (2016) propusieron modelos similares, aplicados a escenarios geotectónicos similares, presentes en otros lugares de la Cuenca Neuquina, donde está afectado el mismo conjunto de rocas que se analizó en este trabajo.

Otra característica observada en el valle del arroyo Rincón Salado es que las pelitas del Miembro Salina respondieron dúctilmente ante la deformación, absorbiendo la misma con numerosas estructuras menores, sin propagarse secuencia arriba en muchos casos. Esta permitiría explicar la presencia de numerosas estructuras que deforman al Miembro Salina y a la zona de transición entre este y el Miembro Rincón, pero sin afectar la cubierta dura y frágil de la unidad superior.

Con respecto al sector oriental del anticlinal Oeste Cerro Mesa, la ligera asimetría del eje del sinclinal Cerro Mesa con su depocentro ubicado hacia la superficie axial presente en el flanco oriental (Fig. 5.4), se pudo observar a su vez en profundidad en varias sísmicas de dirección E - O, en reflectores sísmicos interpretados como Formación Mulichinco. Esto permite proponer la presencia de un anticlinal de dirección N - S, levemente asimétrico hacia el este, estructurado en niveles intermedios de la Formación Vaca Muerta. La falla inversa asociada a este plegamiento de vergencia oriental, culmina próxima a la base del Grupo Bajada del Agrio (véase secciones de la figura 5.38). Este suave pliegue generado a partir de una falla inversa ciega con vergencia oriental, permitiría explicar la superficie axial observada en superficie (Fig. 5.4), la cual presenta mayor expresión hacia el norte.

Como ya se describió en el apartado 5.22 (Fig. 5.3), existe un máximo estructural en el anticlinal Oeste Cerro Mesa. En el sector central del mismo, presenta una dirección NNO a excepción de la zona ubicada al sur del valle del arroyo Rincón Salado. Se interpreta que este máximo coincide con una falla inversa profunda de alto ángulo con vergencia occidental de dirección NNO e inclinación al ENE que afecta el suave pliegue de vergencia oriental antes mencionado que caracteriza el flanco oriental. En la zona ubicada al sur del valle del arroyo Rincón Salado, el máximo presenta una dirección NNE. Esta variación se interpreta como la rotación levógira del máximo generado a partir de interferencia con la zona de transcurrencia del valle del arroyo Rincón Salado de dirección ONO. Dado que en esa zona de transcurrencia, el bloque elevado es el

septentrional, se presume que la dislocación que presenta el anticlinal Partido al NO (Falla Oeste del Anexo 2) es, ni más ni menos, que una expresión superficial de la falla inversa de alto ángulo que estructura el mencionado máximo estructural (véase Anexo 2, Fig. 5.40 y 6.2) .

A lo largo del flanco oriental del anticlinal Chihuido del Medio existen fallas de alto ángulo a verticales que se continúan al norte hasta el anticlinal Huitrín. La presencia de diques volcánicos permite suponer que estas fallas podrían estar vinculadas a zonas de aporte magmático profundo. La presencia de brechas y diques sigmoideos (véase cuadro “B” de la figura 5.40) están dados por una zona de transtensión localizada, de desplazamiento dextrógiro con poco movimiento vertical. La brecha en este contexto puede explicarse como una a brecha de colapso, constituida por areniscas del Miembro Pichi Neuquén, unidad estratigráfica ubicada por encima compuesta mayormente por areniscas de similares características a las constituyentes de las brechas). Si se extrapola este desplazamiento de rumbo dextral a las fallas ubicadas al norte, hacia al este de Loma de los Chivos, se puede integrar todas estas fallas ubicadas al este del anticlinal Chihuido del Medio con una banda de cizalla dextral de dirección NNO de aproximadamente 4 km de ancho. El escalonamiento izquierdo de estas fallas delimita una faja con igual dirección que el máximo estructural del anticlinal Oeste Cerro Mesa. Esta componente de cizalla horizontal presente en esta faja permitiría explicar entre otras cosas la verticalidad de las fallas, delimitando fosas o hemigrábenes paralelos a estructuras compresivas de igual dirección. Cabe destacarse que las fallas asociadas a esta faja de cizalla horizontal, presentan mayor rechazo hacia el norte.

A partir de todas las observaciones, datos e interpretaciones comentadas, se propone que el esfuerzo horizontal máximo ($\sigma_{1\text{Horizontal}}$) responsable de producir las estructuras superficiales y la gran parte de las estructuras de subsuperficiales presentes en la zona de estudio, tuvo una dirección N70°E, actuando entre el Cretácico Tardío y Cenozoico (Fig. 5.39). Este campo de esfuerzos es consistente lo propuesto por Cobbold *et al.* (2007), Guzmán *et al.* (2007, 2011), Zamora Valcarce *et al.* (2009 y 2011).

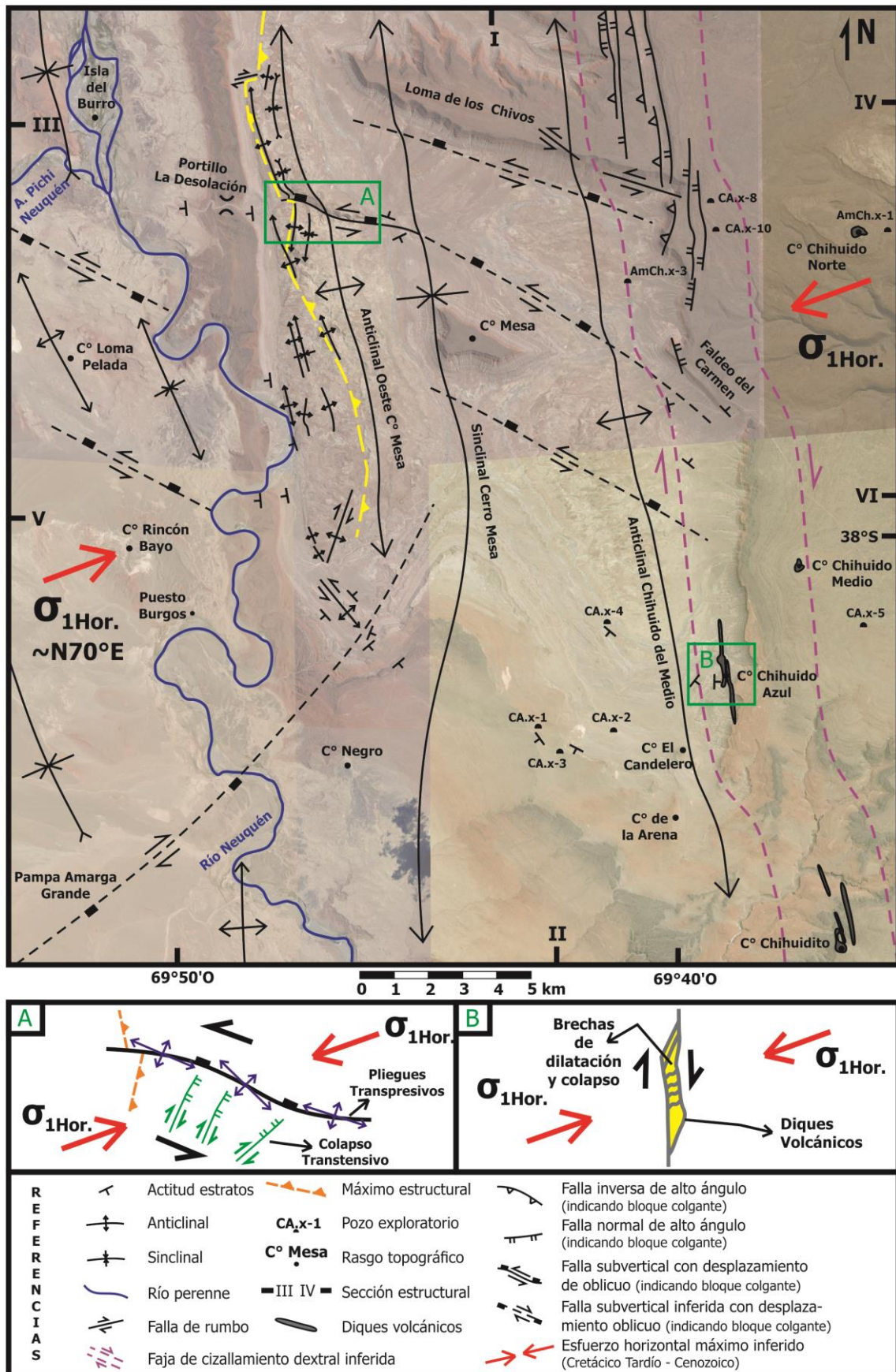


Figura 5.40: Mapa estructural de la zona de estudio.

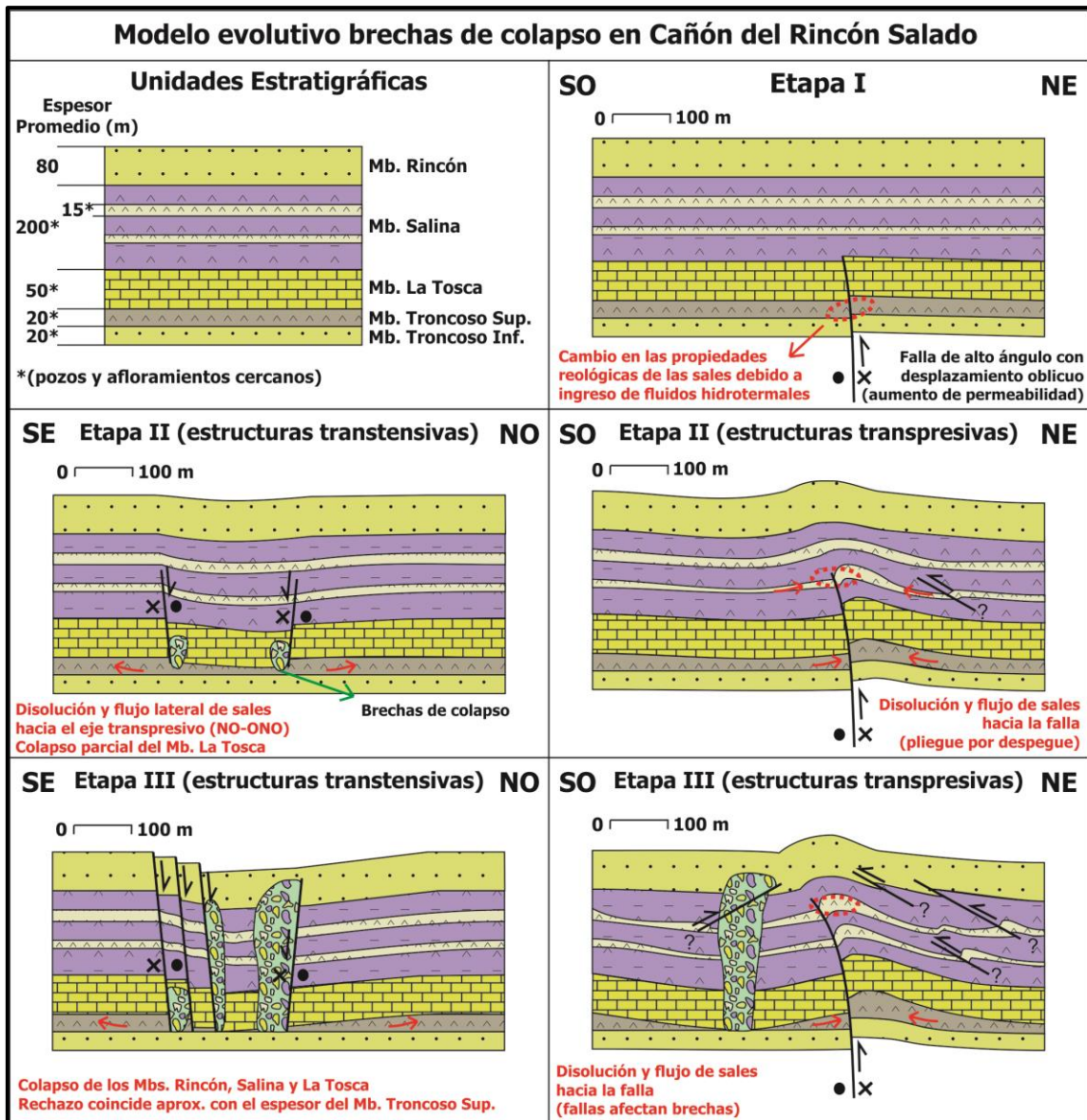


Figura 5.41: Modelo cinemático que describe la génesis de las brechas halladas en el sector central del valle del arroyo Rincón Salado, a partir de estructuras transpresivas y transtensivas vinculadas a la zona de transcurrencia del Arroyo Rincón Salado, asociadas a fenómenos de tectoquinesis. Véase junto con el mapa del Anexo 2 para una mejor comprensión. Basado en Zencich *et al.* (1999).

No se descarta que algunas de las estructuras de inversión tectónica transpresiva responsables de la estructuración del anticlinal Oeste Cerro Mesa o Chihuido del Medio, hayan sido estructuradas previo a la tectónica Andina, ya sea como pliegues transpresivos o estructuras similares de edad Jurásico tardío, tal como propusieron Vergani *et al.* (1995) y Mosquera y Ramos (2006) para distintos sectores de la cuenca. Estos últimos interpretaron estructuras de este tipo en el dorso de Los Chihuidos. Sin embargo, al encontrarse las principales estructuras en zonas de ruido sísmico, no se

puede observar con claridad si existen evidencias de este tipo de estructuración en sedimentitas de la Formación Vaca Muerta. Zamora Valcarce *et al.* (2011) mencionó la presencia de relaciones de *onlap* contra una posible estructura, en estratos de esa unidad en una sísmica ubicada en la zona del cerro Mocho, al oeste de la zona de estudio.

Por último, se realizó un mapa de las anisotropías de basamento, interpretadas a partir de lineamientos comentados a lo largo de este capítulo tanto al este como al oeste del río Neuquén. Las estructuras de basamento ilustradas en la figura 5.42 representan grábenes, hemigrábenes y zonas de transferencia de edad Triásico tardío - Jurásico temprano. Para ello se tuvieron en cuenta los trabajos realizados por Cristallini *et al.* (2006, 2009) sobre estructuras de este intervalo temporal, localizadas al este de la zona de estudio en el denominado Engolfamiento Neuquino.

A continuación, se propone una posible evolución temporal de las estructuras mencionadas a lo largo de este capítulo durante el intervalo Cretácico tardío - Cenozoico. Esta evolución se limita a explicar únicamente las principales estructuras de la zona de estudio.

En primer lugar, se estructuraron pliegues de menor orden como los observados en el flanco occidental y sector central del anticlinal Oeste Cerro Mesa. En esta etapa se produjo un engrosamiento del Grupo Bajada del Agrio de este a oeste, principalmente en la Formación Huitrín, generado a partir de fallas y pliegues despegados en evaporitas del Miembro Troncoso Superior y posiblemente del Miembro Salina (Fig. 5.39).

Posteriormente, hubo otro pulso de estructuración más profunda que produjo plegamientos de mayor orden. Durante este intervalo se generaron anticlinales despegados en niveles intermedios de la Formación Vaca Muerta que afectaron las estructuras del pulso anterior. Se trata del anticlinal ubicado entre el pozo Cor.Sur.x-1 y el cerro Rincón Bayo y del anticlinal Oeste Cerro Mesa, en su estructuración inicial (Fig. 5.38, sección V - VI). Este último representaría la última estructura de la propagación hacia el este de esta etapa de deformación, al menos a los 38°S de latitud.

Por último, la deformación involucró niveles aún más profundos, estructurando la zona de estudio en forma de piel gruesa mediante la reactivación selectiva de anisotropías de basamento, interpretadas como grábenes, hemigrábenes y zonas de transferencia de edad Triásico tardío - Jurásico temprano. Esta reactivación produjo una inversión

tectónica oblicua de dichas anisotropías, con mayor grado de estructuración hacia el oeste del dorso de Los Chihuidos, afectando los plegamientos de los pulsos previos. Esto se interpretó a partir de evidencias superficiales como la zona de transcurrencia arroyo Rincón Salado y la Falla Oeste - máximo estructural, y evidencias de subsuelo observables en reflectores interpretados como Formación Mulichinco en sísmicas E - O. El grado de oblicuidad de las anisotropías respecto del esfuerzo horizontal máximo, condicionó la evolución cinemática de la inversión tectónica. Aquellas anisotropías de dirección NNO se reactivaron mediante movimientos verticales en mayor proporción que horizontales, mientras que aquellas de dirección NO y NE, se reactivaron mediante movimientos horizontales en mayor proporción que verticales. En esta etapa se generó la estructuración final del sector centro - occidental del dorso de Los Chihuidos.

Con respecto a los lineamientos o altos - bajos estructurales descritos en el apartado 5.3, responsables de los escalonamientos visibles en las estructuras ubicadas entre la dislocación de Curacó y los pliegues occidentales del dorso de Los Chihuidos, se interpreta que los lineamientos de dirección NE representan zonas de transferencias precuayan reactivadas transcurrentemente, que controlaron la inversión transpresiva de los hemigrábenes NNE. En el caso el anticlinal Oeste Cerro Mesa, estos lineamientos controlaron la estructuración final del mismo tanto al sur como al norte.

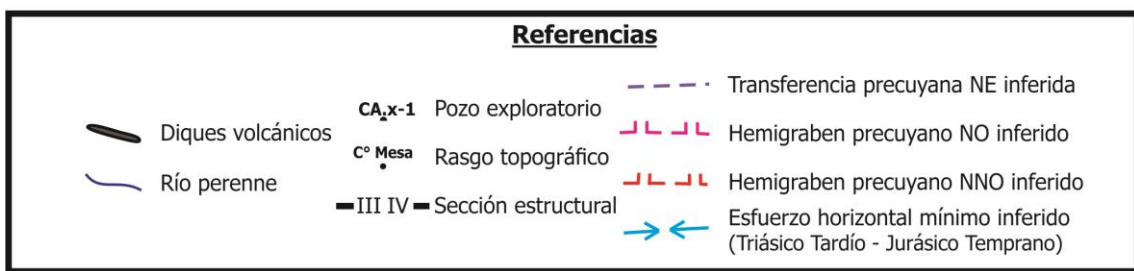
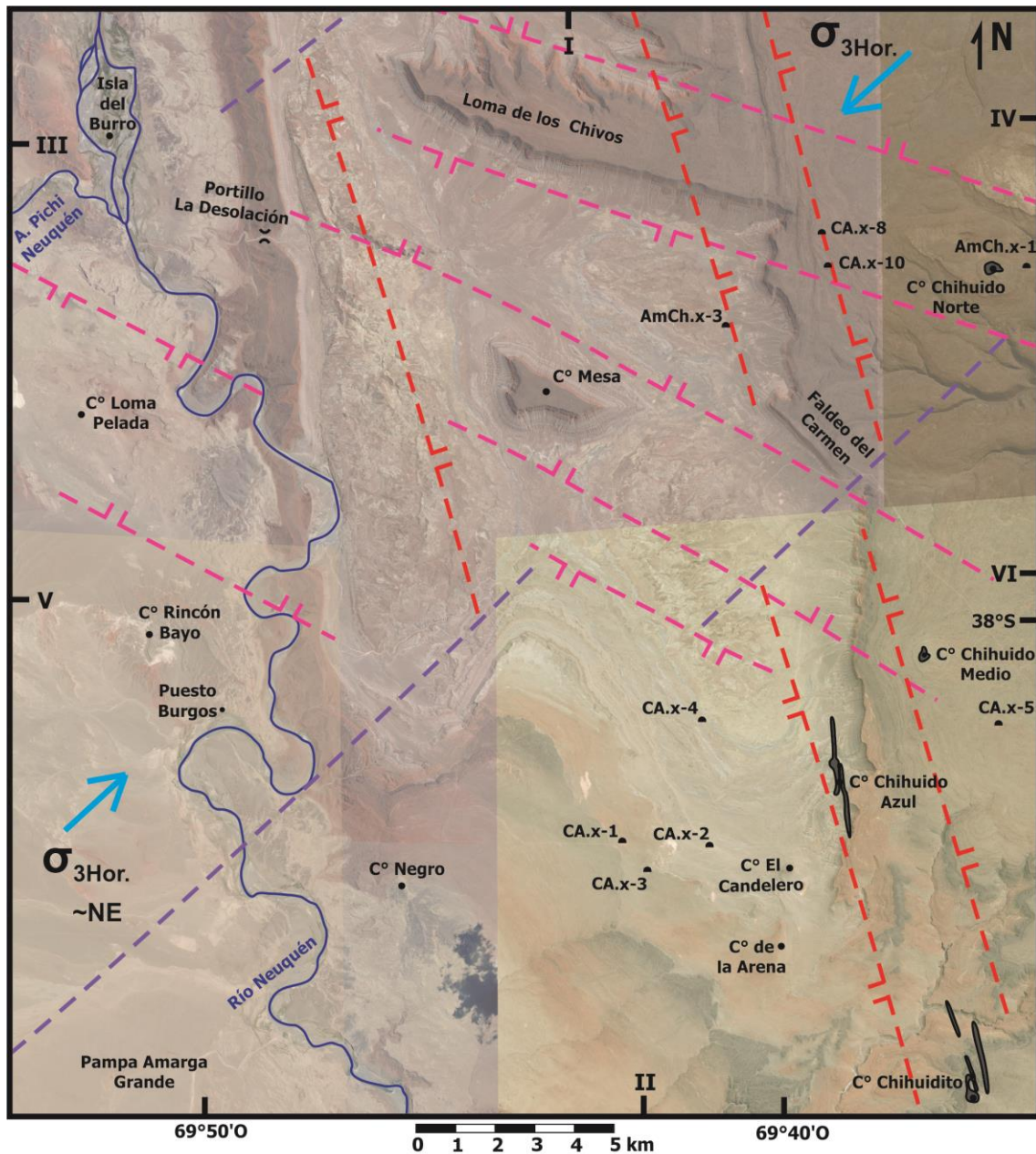


Figura 5.42: Interpretación de anisotropías del basamento de la zona de estudio. Se destacan grábenes, hemigrábenes y zonas de transferencia precuanyanos del Triásico tardío - Jurásico temprano.

6. Geomorfología

6.1. Generalidades

El dorso de Los Chihuidos es una morfoestructura constituida por una amplia antiforma ubicada entre la faja plegada y corrida del Agrio y el Engolfamiento Neuquino (Fauqué en Ardolino *et al.* 1996). El nombre de esta sierra se debe la presencia de tres cerros testigo denominados Chihuido Norte (1388 m), Chihuido del Medio (1470 m) y Chihuido Sur (1264 m), ubicados aproximadamente en el eje de la misma (Moreno y Pujol Ferre, 1962). El término “chihuido” deriva de *chihuiu*, adaptación araucana de una palabra quichua, referida a un cerro pequeño, aislado y en punta que sobresale en un relieve plano (Groeber 1926 en Ramos 1981).

El relieve del dorso de Los Chihuidos es asimétrico, tanto en sentido latitudinal como longitudinal. En el perfil topográfico E - O comprendido entre el campamento base, ubicado en la costa del río Neuquén, y el arroyo Carranza a la misma latitud (Fig. 6.1), se aprecia una antiforma de 60 km de ancho y 1000 m de amplitud aproximadamente. Hacia el este presenta una inclinación muy suave, de 1° a 2°, mientras que hacia el oeste, la inclinación es sólo un par de grados más en promedio (2° - 4°). Al igual que el relieve, la estructura interna de este anticlinorio también es asimétrica longitudinalmente, presentando en afloramientos de la zona de estudio inclinaciones de hasta 28° en el flanco occidental (anticlinal Oeste Cerro Mesa) e inclinaciones de hasta 10° en el flanco oriental (anticlinal Chihuido del Medio). El perfil NNO - SSE, calculado entre la localidad de Paso de los Indios al sur y sierra de Huantraico al norte (Fig. 6.1), exhibe un sutil buzamiento de la morfoestructura hacia el SSE.

La divisoria de aguas axial del dorso de Los Chihuidos presenta una dirección NNO. En la zona de estudio la trayectoria de esta divisoria pasa de sur a norte, al oeste del pozo exploratorio CA.x-5, por el cerro Chihuido del Medio, al este del Faldeo del Carmen y al este de la zona de fallas normales (Fig. 6.2; véase Anexo 1). Al oeste de esta divisoria principal el río Neuquén constituye el nivel de base local, mientras que hacia el este, la cuenca endorreica del bajo de Añelo constituye el nivel de base de casi la totalidad de los cursos fluviales que drenan el flanco oriental del dorso.

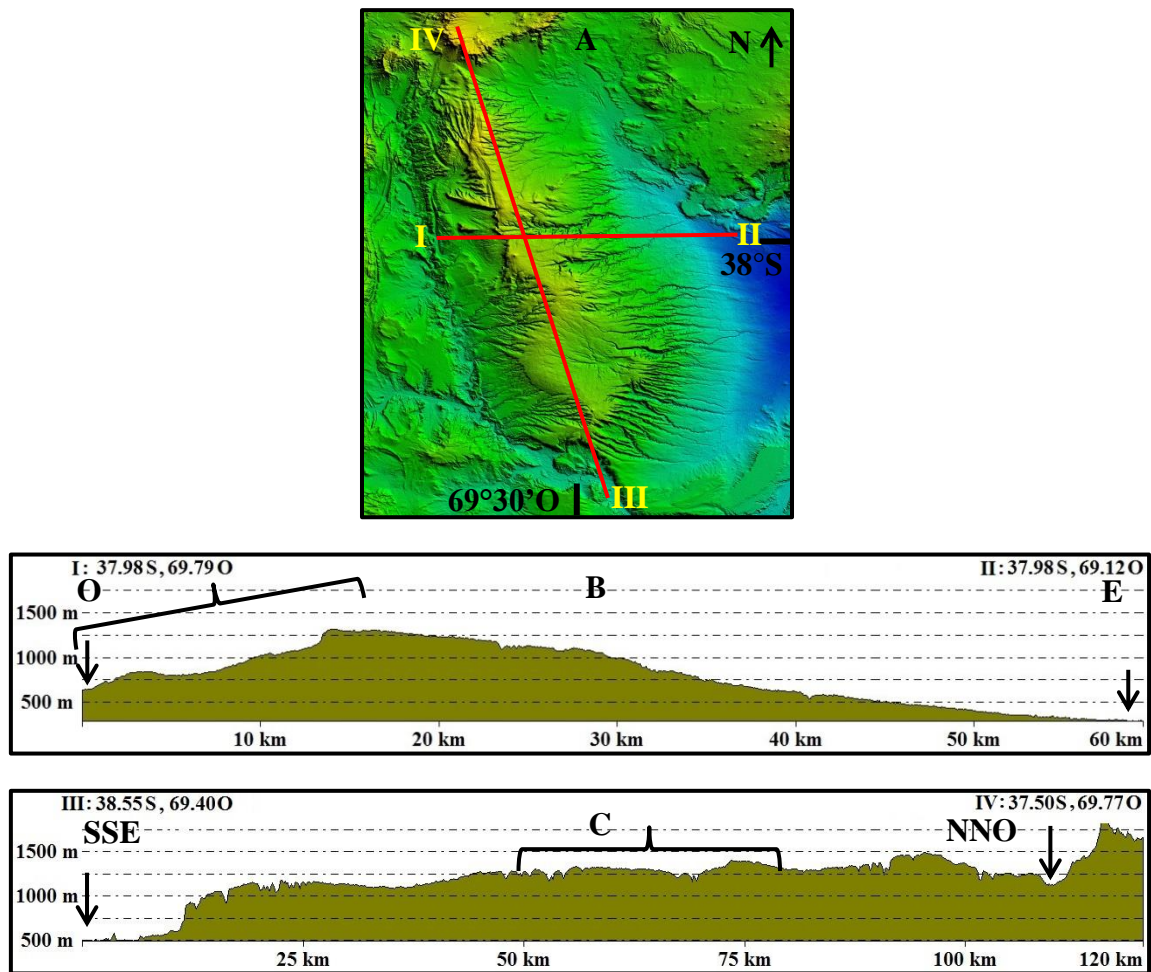


Figura 6.1: A) Modelo de elevación digital ASTER GDEM (ASTER GDEM es un producto de METI y NASA) señalando los perfiles topográficos calculados. B) Perfil topográfico E - O (38°S). [escala vertical = 5 x escala horizontal]. Las flechas negras señalan al oeste el río Neuquén y al este el arroyo Carranza. En corchete se delimita la zona de estudio. C) Perfil topográfico NNO - SSE. [escala vertical = 10 x escala horizontal]. Las flechas señalan al SSE la localidad de Paso de los Indios, contigua al río Neuquén, y al NNO la ruta provincial 7, lugar donde intersecta aproximadamente el lineamiento Cortaderas. El resalto topográfico positivo al NNO del lineamiento Cortaderas corresponde a la sierra de Huantraico. En corchete se delimita la zona de estudio.

El clima de la región es semiárido, con precipitaciones medias que oscilan entre 200 mm y 300 mm anuales y temperaturas que promedian los 11°C y 12°C anuales, con mínimas de hasta -10°C y máximas de hasta 40°C (Ramos 1981). La vegetación es arbustiva, compuesta principalmente de jarillas y alpatacos. En algunos sectores de la costa del río Neuquén se observaron árboles como sauces, molles, chañares y álamos.

Los rasgos topográficos sobresalientes de la zona de estudio, además de los cerros Chihuido Norte y Chihuido del Medio, son los cerros Mesa (1303 m), Loma de los

Chivos (1271m), Chihuidito (1202 m), Rincón Bayo (869 m), Negro (849 m) y Loma Pelada (819 m). Otros de menor elevación con respecto al paisaje circundante son los cerros: Chihuido Azul (1085 m), El Candelero (1093 m) y de la Arena (1074 m).

El río Neuquén es un río alóctono de hábito meandriforme (Fig. 6.2) que presenta claras evidencias de rejuvenecimiento, en particular en su tramo NNO, caracterizado por meandros encajonados, numerosos depósitos aterrazados y una planicie de inundación confinada. Existen resaltos topográficos en los perfiles de los tributarios, como por ejemplo la cascada de 15 m del arroyo Rincón Salado en el núcleo del anticlinal Oeste Cerro Mesa, siendo esta una clara evidencia de erosión retrocedente.

Hay sectores del tramo NNO en los cuales este río presenta un hábito anastomosado. Estos son al este de Balsa Huitrín y en la zona de Isla del Burro (Fig. 6.2). Se interpreta que este cambio de hábito se debe en ambos casos a dos factores; el lecho rocoso lábil que atraviesa constituido por arcilitas de la Formación Cerro Lisandro; y el control estructural presente en esos sectores (valle sinclinal). El ancho del sector horizontal a subhorizontal del sinclinal parece condicionar el ancho de la planicie de inundación en los casos en que se desarrolla este hábito. Podría decirse que en este contexto de rejuvenecimiento fluvial, el río Neuquén presenta meandros encajonados donde el lecho rocoso es resistente, y un hábito anastomosado con desarrollo de una planicie de inundación más amplia (1,5 a 2 km) donde el lecho rocoso es lábil y atraviesa además valles sinclinales axialmente.

Estas evidencias de rejuvenecimiento fluvial son consistentes con el análisis de terrazas fluviales realizado por Messenger *et al.* (2010). Estos asociaron las variaciones en el nivel de base del río Neuquén a pulsos compresivos de edad pliocena - holocena en los anticlinales Cerro Negro, Chihuido Sur y Añelo.

El tipo de paisaje presente en la zona de estudio es compuesto, generado por procesos exógenos de tipo fluvial, gravitacional, eólico y kárstico, y endógenos de tipo volcánico y tectónico, y de carácter policíclico. A continuación se describirán distintos paisajes reconocidos en el sector central y oriental de la zona de estudio, al este del río Neuquén.

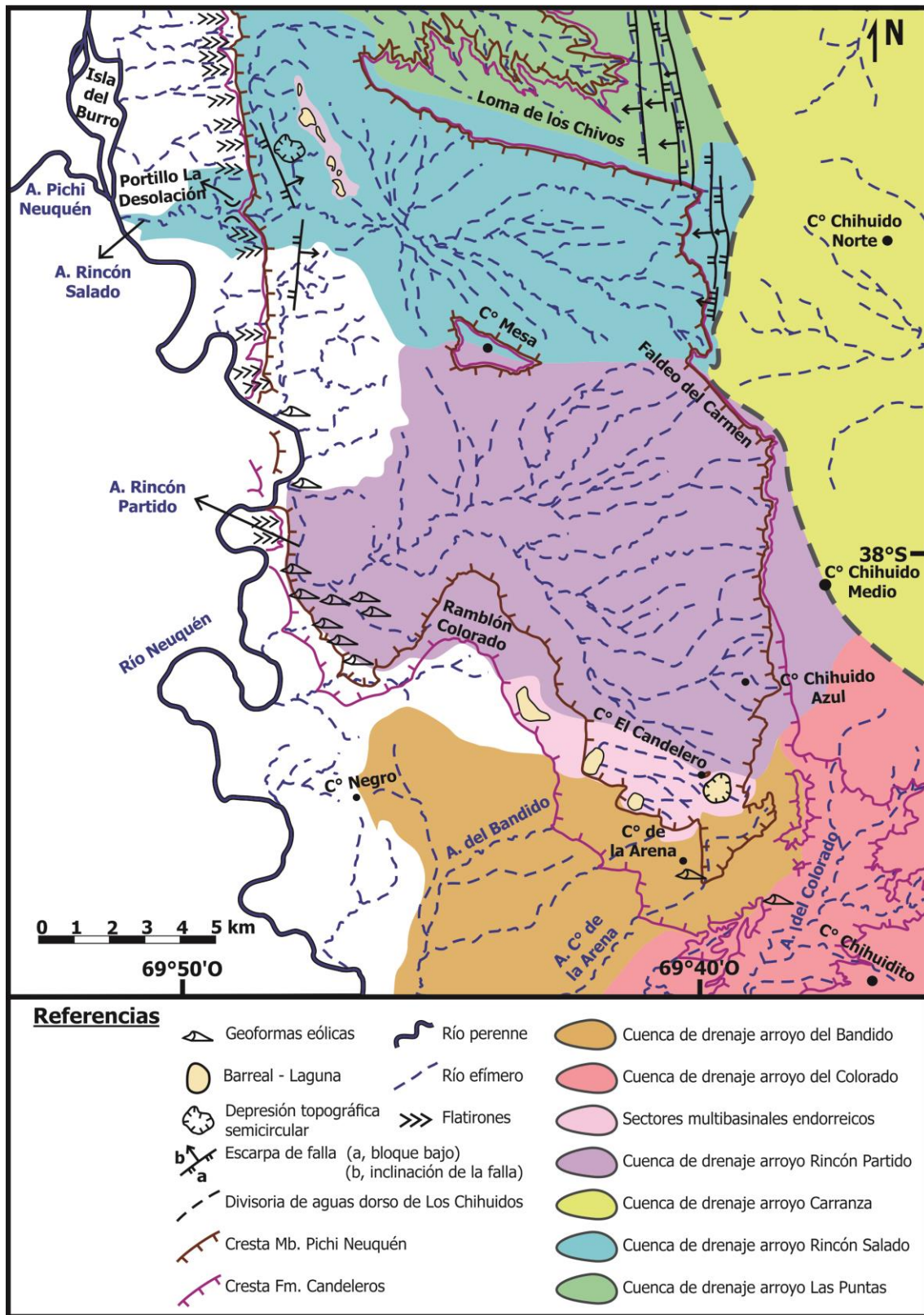


Figura 6.2: Mapa geomorfológico - hidrográfico del sector central y oriental de la zona de estudio. Se encuentran representadas las principales cuencas fluviales ubicadas al este del río Neuquén, así como también algunas geofomas características de la zona.

6.2. Paisaje de crestas, cuevas y depresiones que conforman ventanas erosivas e inversión del relieve en zonas plegadas

Este tipo de paisaje se ubica entre el río Neuquén y la divisoria de aguas principal del dorso de Los Chihuidos. Se trata de una región con inversión del relieve en zonas con suaves pliegues (Ramos 1981), caracterizado por crestas, cuevas y depresiones (Fauqué en Ardolino *et al.* 1996) conformando lo que González Díaz y Di Tommaso (2011) denominaron “ventana de erosión”, dentro de la categoría que clasificaron como “paisajes con nulo o escaso control estructural”. El nombre asignado a este paisaje hace referencia a la conjunción de esas nomenclaturas, ya que resumen apropiadamente el paisaje existente en el sector centro - occidental del dorso de Los Chihuidos. Se interpreta este paisaje como una depresión con límites irregulares generada por la coalescencia lateral de valles fluviales que drenan al oeste hacia el río Neuquén, rodeada de crestas rectas a lobuladas escalonadas constituidas por psefitas y psamitas del Miembro Pichi Neuquén y de la Formación Candeleros (Fig. 6.2).

El hecho de que la ladera occidental del dorso de Los Chihuidos se haya erosionado con mayor intensidad que la oriental puede asociarse a dos factores; la mencionada asimetría de la morfoestructura con relieve y actitud de los estratos con mayor inclinación al oeste; y la proximidad y tipo de niveles de base a cada lado.

Otro factor condicionante de la evolución de este paisaje constituye la alternancia de bancos duros y blandos en la secuencia sedimentaria. Tanto el proceso fluvial como gravitacional representan los procesos que tienen mayor injerencia en el modelado de este tipo de paisaje.

A continuación se describirá sucintamente la interpretación realizada sobre la evolución de este paisaje. El flanco occidental comenzó a erosionarse de forma similar a lo que sucede actualmente en el sector oriental del dorso de Los Chihuidos. El drenaje del flanco oeste denudó la resistente cubierta psefítica - psamítica que conforman crestas escalonadas hasta alcanzar las sedimentitas lábiles del Miembro Quili Malal, particularmente donde los valles segmentaban los anticlinales N - S. Sucedió esto, la erosión socavó rápidamente las sedimentitas hasta alcanzar el techo de las areniscas tenaces del Miembro Rincón, piso estructural actual de la inversión del relieve.

Alcanzado ese piso los estrechos valles de posible trayectoria E - O, controlados por la pendiente regional al oeste, comenzaron a expandirse lateralmente en vez de profundizarse, generando amplios valles que desventraron los anticlinales Chihuido del Medio y Oeste Cerro Mesa, como es el caso del valle del arroyo Rincón Salado. De esta manera se pudo haber generado el actual paisaje de crestas escalonadas, cuevas empinadas y duros núcleos branquianticlinales ubicados el sector central de la depresión topográfica, limitada por elevados interfluvios con dirección NO parcialmente erodados. Fauqué en Ardolino *et al.* (1996) describió una evolución similar en los paisajes de “cárceles” presentes en el sector oriental del dorso, donde la erosión diferencial en las sedimentitas del Miembro Quili Malal provocó en algunos casos tal ampliación lateral de las quebradas (valles tipo cañón), que se erosionaron interfluvios entre cañadones contiguos. Podría decirse que en el flanco oriental la evolución del paisaje está actualmente en una etapa juvenil, mientras que en el occidental el paisaje se encuentra en una etapa madura.

El cerro Loma de los Chivos constituye un elevado interfluvio entre la cuenca del arroyo Rincón Salado y la cuenca del arroyo Las Puntas (Fig. 6.2). El cerro Mesa representa un relicto erosivo del elevado interfluvio que existió entre las cuencas de los arroyos Rincón Salado y Rincón Partido (Fig. 6.2), constituyendo lo que podría considerarse un relieve aislado que sobresale en una llanura subhorizontal o *inselberg* dentro de la ventana de erosión.

Ramos (1981) y González Díaz y Di Tommaso (2011) plantearon que este tipo de paisaje presenta escaso a nulo control estructural. El primero consideró además que la erosión retrocedente en forma paralela al eje del dorso, observable en la cresta escalonada de dirección NNO ubicada al este del anticlinal Chihuido del Medio, es típica de un retroceso sin control estructural, vinculada únicamente con la erosión de las cabeceras de los arroyos, combinado con fenómenos de remoción en masa. Esta observación realizada por Ramos (1981) permitiría caracterizar satisfactoriamente la evolución de la cuenca del arroyo Las Puntas (Fig. 6.2) pero no la de las cuencas de drenaje ubicadas al sur de Loma de los Chivos. La interpretación realizada por Fauqué (en Ardolino *et al.* 1996) permitiría explicar en parte lo que sucede al sur de Loma de los Chivos. Este autor planteó que el retroceso paralelo de la mencionada saliente se debe a un control estructural litológico, dado por la presencia de un banco duro

subhorizontal que forma la cara libre de la pendiente, el cual corona una alternancia de bancos blandos y duros también subhorizontales.

Si bien la ventana erosiva se encuentra a grandes rasgos limitada en una franja de crestas lobuladas de dirección NNO, cuando se analiza en detalle algunos sectores, se pueden observar llamativos lineamientos oblicuos a esta franja, donde suelen predominar crestas llamativamente rectas. Estos son el lineamiento ONO del faldeo austral de Loma de los Chivos; los lineamientos NO del faldeo septentrional del cerro Mesa y del Faldeo del Carmen; y el lineamiento NE de la cresta escalonada ubicada al oeste de Ramblón Colorado, ubicado donde se halla la mina María Teresa. Estos lineamientos son interpretados como fallas profundas subverticales de desplazamiento oblicuo con poco rechazo en superficie. A pesar de tener poco rechazo superficial, una mínima dislocación vertical en la sucesión estratigráfica puede condicionar sustancialmente la evolución del relieve, sobre todo si alternan bancos duros y blandos, generando una erosión retrocedente paralela al plano de falla. Es por ello que se propone que además del control estructural litológico mencionado por Fauqué (en Ardolino *et al.* 1996), existen controles estructurales tectónicos que condicionan la evolución y geometría de esta ventana erosiva, en particular al sur de Loma de los Chivos.

Actualmente las principales cuencas tributarias del río Neuquén que continúan expandiendo esta ventana erosiva son las de los arroyos Rincón Partido, Rincón Salado, al sur y al norte del cerro Mesa respectivamente, y la del arroyo Las Puntas, ubicada al norte de Loma de los Chivos (Fig. 6.2). Simultáneamente actúan procesos de remoción en masa como caídas de rocas, deslizamientos rotacionales y flujos, en toda la periferia de este paisaje. Las cuencas de los arroyos del Bandido y del Colorado atraviesan mayormente un lecho rocoso constituido por sedimentitas resistentes de la Formación Candeleros y Pichi Neuquén (Fig. 6.2). Los únicos arroyos de estas cuencas que están actualmente erodando rocas ubicadas por debajo de esta cubierta resistente, son los arroyos del cerro Arena y del Colorado. Este último, en el tramo al norte del cerro Chihuidito, constituye un claro ejemplo de un valle tipo cañón, profundo y angosto, que se encuentra erodando sedimentitas del Miembro Quili Malal, configurando lo que suele denominarse una “cárcel”.

La cuenca del arroyo Rincón Salado presenta en sus nacientes un diseño rectangular

angular a subdendrítico de textura mediana controlado por fallas de dirección NO y diaclasas de dirección ENE (Fig. 6.2). En el trayecto que atraviesa sedimentitas del Miembro Quili Malal en el sinclinal Cerro Mesa, la cuenca presenta un diseño subdendrítico de textura mediana a fina. Hacia el límite oriental del núcleo del anticlinal Oeste Cerro Mesa, los ríos convergen en uno solo dando lugar al profundo valle tipo cañón del arroyo Rincón Salado, el cual atraviesa transversalmente dicha estructura. En el sector NE de este anticlinal, la charnela del mismo es prácticamente horizontal. Allí se aprecia un diseño multibasinal con presencia de pequeñas lagunas con escasa a nula conexión entre sí. En cuanto al sector occidental del anticlinal, el drenaje presenta un diseño enrejado dirigido de textura mediana, donde la mitad austral drena directamente al río Neuquén y la mitad septentrional drena hacia el arroyo Rincón Salado. Inmediatamente al oeste del núcleo duro constituido por rocas del Miembro Rincón, se encuentra un profundo valle N - S limitado al oeste por una elevada cresta. Este valle se encuentra interrumpido por el Portillo La Desolación, lugar donde el arroyo Rincón Salado atraviesa la secuencia homoclinal con estratos de dirección N - S e inclinaciones de 25°. Una característica a destacar del faldeo occidental de la cresta sinclinal es la presencia de flatirones triangulares a trapezoidales labrados en rocas de la Formación Candeleros (Fig. 5.3B).

La cuenca del arroyo Rincón Partido presenta un diseño paralelo de textura mediana en sus nacientes. Este tipo de diseño responde a un control topográfico, debido a que el flanco occidental del anticlinal Chihuido del Medio sólo inclina unos grados más en la misma dirección que la pendiente, suavemente inclinada al SO. Hacia el sinclinal Cerro Mesa y en el sector austral del anticlinal Oeste Cerro Mesa, el diseño es enrejado recurvado de textura mediana, controlado por el buzamiento hacia el sur del tren estructural compuesto por el anticlinal Chihuido del Medio, sinclinal Cerro Mesa y anticlinal Oeste Cerro Mesa (Fig. 6.2).

El cerro El Candelero comprende una divisoria de aguas local dentro de la ventana erosiva. Los ríos ubicados hacia el sur, correspondientes a la cuenca del arroyo del Bandido y del Colorado, presentan un diseño dendrítico a subparalelo, pinado donde los ríos atraviesan rocas de la Formación Candeleros, de textura gruesa (Fig. 6.2).

En cuanto a la cuenca del arroyo Las Puntas, ubicada mayormente al norte de la zona de

estudio, presenta un diseño dendrítico a subdendrítico de textura mediana.

6.3. Paisaje de planicie estructural suavemente inclinada

Al este de la divisoria de aguas principal del dorso de Los Chihuidos, el paisaje presenta características contrastantes con respecto a lo que se observa al este. Tanto Ramos (1981) como Fauqué (en Ardolino *et al.* 1996) describieron el mismo como una planicie estructural de suave inclinación hacia el este. González Díaz y Di Tommaso (2011) denominaron a este paisaje “remanentes de planicies estructurales, litológicamente controladas por denudación y exposición de un banco resistente de la sucesión mesozoica”, dentro de la categoría que denominaron “paisajes con control estructural dominante”.

Se trata de una planicie estructural integrada principalmente por psefitas y psamitas de la Formación Candeleros y en menor medida por psamitas de la Formación Huinul. Este tipo de paisaje presenta un perfil aterrazado o escalonado, caracterizado por extensas mesas asociadas a geoformas menores como mesillas y montes testigo, condicionado por la alternancia de bancos duros y blandos dentro de las unidades mencionadas (González Díaz y Di Tommaso 2011).

Los ríos ubicados al este del Faldeo del Carmen y al norte de cerro Chihuido Norte forman parte de la cuenca hidrográfica del arroyo Carranza (Fig. 6.2). En lo que respecta a la zona de estudio, los ríos de la cabecera de esa cuenca presentan un diseño dendrítico de textura gruesa.

6.4. Morfogenia kárstica

En el sector norte del anticlinal Oeste Cerro Mesa se halla una llamativa depresión topográfica semicircular en medio del eje del sinclinal Central, de 650 m de diámetro aproximadamente, interpretada como una geoforma kárstica (Fig. 6.2). Esta geoforma podría estar asociada a la disolución de sales del Miembro Troncoso Superior generada a partir del ingreso fluidos hidrotermales profundos producto de un aumento en la permeabilidad de las rocas debido al fracturamiento asociado a la zona de transcurrencia del arroyo Rincón Salado y a la Falla Oeste (Fig. 6.2; véase Anexo 2) . Esta disolución de sales habría provocado el colapso de las rocas carbonáticas del Miembro La Tosca

(Fig. 5.41) así como el hundimiento de las rocas suprayacentes, pertenecientes a los miembros Salina y Rincón. Olea *et al.* (2011) describieron geoformas similares en sísmicas 3D del área Cañadón Amarillo, ubicado al NNE de la zona de estudio, en el límite entre las provincias del Neuquén y Mendoza. Plantearon que estas zonas de desplomes circulares con brechas de colapso, de diámetros similares a la observada en la zona de estudio, están asociadas a lineamientos tectónicos ENE. Como ya se mencionó en los apartados 5.2.2.3 y 5.4, la presencia de brechas de colapso asociadas a la zona de transcurrencia del arroyo Rincón Salado representan una evidencia sustancial de morfogenia kárstica - pseudokárstica controlada por fenómenos tectónicos. Si bien estas no constituyen geoformas reconocibles en planta, la depresión presente al norte de las mismas podría estar vinculada a fenómenos similares de mayor magnitud.

En la figura 6.2 también se destaca otra depresión semicircular ubicada al SO del cerro El Candelero. Dado que está situada justo en la zona de fracturas verticales donde se emplazaron los diques de la Formación Desfiladero Negro del cerro Chihuido Azul, no se descarta que esa geoforma esté asociada a procesos kársticos - pseudokársticos vinculados con fenómenos transtensivos.

6.5. Morfogenia eólica

Las geoformas eólicas se hallan en sectores aislados de la zona de estudio. Se observaron dunas ascendentes de crestas sinuosas a barjanoides de hasta 2 m de altura en el sector oeste de la nariz austral del anticlinal buzante Oeste Cerro Mesa (Fig. 6.2). También se reconocieron dunas ascendentes en algunos sectores de la costa oeste del río Neuquén. Al SE del cerro de la Arena se fotointerpretaron dunas de crestas sinuosa a recta también de carácter ascendente.

Estas dunas ascendentes, que remontan cuestras inclusive hasta el pie de algunas crestas en ciertos casos, se generan debido a los patrones de circulación ascendentes - descendentes del viento dentro de la depresión topográfica que es la ventana de erosión, encontrándose generalmente a sotavento de las cuestras que inclinan al este. En el campamento base y a 2,5 km al norte del mismo se reconocieron dunas aisladas en sectores elevados de la planicie de inundación del río Neuquén. La fracción clástica psamítica presente en la planicie de inundación constituye el área aporte de estas dunas.

La zona con diseño fluvial multicuenal endorreico ubicada en el sector occidental de la nariz austral del anticlinal Chihuido del Medio (Fig. 6.2), se caracteriza por presentar bajos topográficos elongados con dirección ONO. Estos bajos se interpretan como pequeñas cuencas endorreicas sometidas a deflación, controladas por la inclinación de la secuencia estratigráfica, limitadas al sur por salientes o pequeñas crestas conformadas por bancos duros de la Formación Candeleros o del Miembro Pichi Neuquén, los cuales inclinan suavemente hacia el S - SO.

6.6. Morfogenia endógena

En el sector oriental de la zona de estudio, existen varios intrusivos volcánicos de la Formación Desfiladero Negro. Las volcanitas de esta unidad presentan mayor resistencia a la erosión que las sedimentitas que constituyen la roca de caja. Por esta razón generan resaltos topográficos tal como sucede en los cerros Chihuido Norte, Chihuido del Medio, Chihuidito y Chihuido Azul. Los tres primeros conforman cerros testigos o chihuidos coronados por diques de corta extensión, lo cual les otorga un aspecto de cerro cónico, mientras que las brechas y diques volcánicos presentes en el cerro Chihuido Azul constituyen un pequeño espinazo con dirección N - S de 800 m aproximadamente.

Con respecto a geoformas vinculadas a procesos endógenos tectónicos, se destacan las escarpas de fallas subverticales a verticales ubicadas en el sector NE de la zona de estudio (Fig. 6.2). Otro tipo de geoformas pueden apreciarse en el perfil topográfico del núcleo del anticlinal Oeste Cerro Mesa. Allí afloran sedimentitas tenaces del Miembro Rincón. Dado que esta cubierta dura está incipientemente erosionada, pueden apreciarse muy bien la geometría de los pliegues menores descritos en el apartado 5.2.2.1. Podría decirse que gran parte de la topografía coincide con estas estructuras menores, sobre todo hacia la mitad occidental del anticlinal. Allí también se destaca hacia el norte la escarpa de falla de la Falla Oeste, de dirección NNO al norte del valle del arroyo Rincón Salado y NNE al sur del mismo, la cual segmenta la charnela del anticlinal Partido (Fig. 6.2). Si bien no existe un nombre para este tipo de paisaje, podría denominarse informalmente “Paisaje de pliegues exhumados controlado por denudación y exposición de un banco resistente”.

7. Conclusiones

Los principales aportes de este trabajo constituyen en primer lugar las descripciones estructurales del sector central del anticlinal Oeste Cerro Mesa en el valle del arroyo Rincón Salado, las cuales no habían sido documentadas previamente. El relevamiento y caracterización de fallas, pliegues, cataclasitas, brechas, diaclasas y diques, incluye muchas estructuras que no habían sido documentadas hasta el momento. Otro aporte constituye el nuevo afloramiento encontrado del Miembro Salina de la Formación Huitrín del Grupo Bajada del Agrio en el valle del arroyo Rincón Salado. Este representa el afloramiento de la Formación Huitrín ubicado al este del río Neuquén más austral de toda la Cuenca Neuquina documentado hasta el momento. Se realizó un análisis estratigráfico de las distintas unidades aflorantes, describiendo las principales características de cada una así como las relaciones de contacto entre ellas. La discusión sobre esquemas estratigráficos previos que agrupan distintas unidades sedimentarias cretácicas de la zona de estudio fue profundizada, optando por aquellos esquemas más apropiados para caracterizar las unidades litoestratigráficas de esta región.

Otro aporte es la realización de dos mapas geológicos, uno de toda la zona de estudio a escala 1:100.000, con mapeo de los miembros presentes en las formaciones del Grupo Bajada del Agrio y con control de campo en zonas no relevadas, y otro de escala 1:10.000 de la zona central del anticlinal Oeste Cerro Mesa. También se realizó una descripción detallada de las geoformas presentes en la zona de estudio y se discutió sobre distintas hipótesis evolutivas del paisaje de la región.

La interpretación de la zona de transcurrencia del valle del arroyo Rincón Salado, en base a una detallada caracterización estructural, es un aporte que amplía el conocimiento sobre la evolución de las estructuras del sector occidental de dorso de Los Chihuidos. Representa una evidencia de la influencia de anisotropías de basamento involucradas en la deformación. Se elaboraron tres secciones estructurales en base a la información de superficie y subsuelo, y se confeccionó un mapa estructural a partir del cual se dedujo la dirección del esfuerzo principal máximo horizontal responsable de la deformación de la zona de estudio durante el Cretácico tardío - Cenozoico. A su vez, en este análisis se interpretó la disposición geográfica de las estructuras precuyanas que controlaron la evolución estructural final de piel gruesa. Con respecto a las brechas encontradas en el valle del arroyo Rincón Salado, se propuso un nuevo esquema.

8. Bibliografía

Allmendinger, R. W. 1989. Notes on Fault Slip Analysis. Department of Geological Sciences, Cornell University, Ithaca. 59 p.

Antonietti, C., Gorustovich, S., Valdiviezo, A., Benítez, A. y Saucedo, P. 1984. Geología y metalogénesis de los depósitos uraníferos de Argentina. Geología y Metalogénesis de los depósitos y manifestaciones uraníferos de Sudamérica, Actas de una reunión de un grupo de trabajo organizada por el Organismo Internacional de Energía Atómica y celebrada durante el 8° Congreso Geológico Argentino en San Luis, Argentina, del 21 al 23 de Septiembre de 1981, Organismo Internacional de Energía Atómica: 49-86, Vienna.

Ardolino, A., Franchi, M., Fauqué, L., Danieli, J. C., Vallés, J. M., Impiccini, A., Pettinari, G., Casé, A. M., Cortés, J. M., Náñez, C., Concheyro, A., Molina, A. L. 1996. Geología y Recursos Minerales del Departamento Añelo, Provincia del Neuquén, República Argentina. Escala 1:200.000. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Anales 25, Buenos Aires.

Arregui, C., Carbone, O. y Leanza, H. A. 2011. Contexto tectosedimentario. 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 29-36, Neuquén.

Barrio, C. A. 1990. Late Cretaceous-Early Tertiary sedimentation in a semi-arid foreland basin (Neuquén Basin, western Argentina). *Sedimentary Geology*, 66: 255-275.

Belluco, A., Diez, J., Antonietti, C., Achen, H. y Valerdi, C. 1974. Los depósitos uraníferos de las provincias de Mendoza y Neuquén. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 35-53, Villa Carlos Paz, Córdoba.

Bracaccini, O. I. 1970. Rasgos tectónicos de las acumulaciones mesozoicas en las provincias de Mendoza y Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25 (2), 275-284.

Burns, M. W., Jordan, T. E., Copeland, P. y Kelley, S. A. 2006. The case for extensional tectonics in the Oligocene-Miocene Southern Andes as recorded in the Cura

Mallín Basin (36°-38°S). En Kay, S.M., y Ramos, V.A. (eds.) Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat): Geological Society of America Special Paper 407: 163-184, doi: 10.1130/2006.2407(08).

Cazau, L. B. y Uliana, M. A. 1973. El Cretácico superior continental de la cuenca Neuquina. 5° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 131-163, Villa Carlos Paz, Córdoba.

Cevallos, M. F., Giusiano, A. E., Franchini, M., Rainoldi, A. L., Martínez, R. S., Carbone, O. C. y Alaimo, A. A. 2014. Evidencias de migración terciaria de hidrocarburos en el dorso de los chihuidos, cuenca neuquina, Argentina. 9° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, p. 133-153, Mendoza.

Cobbold, P. R. y Rossello, E. A. 2003. Aptian to recent compressional deformation, foothills of the Neuquén Basin, Argentina. *Marine and Petroleum Geology* 20: 429-443.

Cobbold, P. R., Diraison, M. y Rossello, E. A. 1999. Bitumen veins and Eocene transpression, Neuquén Basin, Argentina. *Tectonophysics* 314: 423-442.

Cobbold, P. R., Rossello, E. A. y Marques, F. O. 2006. Compressional growth strata of the late Oligocene to Miocene age in the Loncopué and Catán-Lil intermontane basins, Neuquén Province, Argentina (37°-40°S). 9° Simposio Bolivariano. Petroleum Exploration in the Subandean Basins, September 24-27, Cartagena, Colombia.

Cobbold, P. R., Rossello, E. A., Pierrick, R., Arriagada, C., Gómez, L. A. y Lima, C. 2007. Distribution, timing, and causes of Andean deformation across South America. En Ries, A. C., Butler, R. W. H. y Graham, R. H. (eds.) Deformation of the Continental Crust: The Legacy of Mike Coward. Geological Society of London, Special Publications, 272: 321-343, London.

Cobbold, P. R., Rossello, E. A. y Marques, F. O., 2008. Where is the evidence for Oligocene rifting in the Andes? Is it in the Loncopué Basin of Argentina? 7° International Symposium on Andean Geodynamics, extended abstracts: 148-151, Nice.

Código Argentino de Estratigrafía 1992. Asociación Geológica Argentina, Serie B (Didáctica y Complementaria) 20, 1-64, Buenos Aires.

Comínguez, A. H. y Franzese, J. R. 2005. The deep seismic structure of the central Neuquén Basin, Argentina. 6th International Symposium on Andean Geodynamics, Extended abstracts: 178-181, Barcelona.

Corbella, H., Novas, F. E., Apesteguía, S y Leanza, H. 2004. First fission-track age for the dinosaur-bearing Neuquén Group (Upper Cretaceous), Neuquén Basin, Argentina. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales* 6 (2): 227-232, Buenos Aires.

Cristallini, E. O. y Allmendinger, R. W. 2000. Estructura de la Faja Plegada del Agrio, Provincia del Neuquén. Informe inédito Repsol-YPF.

Cristallini, E. O., Bottesi, G., Gavarrino, A., Rodríguez, L., Tomezzoli, R. y Comeron, R. 2006. Synrift geometry of the Neuquén Basin in northeastern Neuquén Province, Argentina. En Kay, S.M., y Ramos, V.A. (eds.) *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat): Geological Society of America Special Paper 407: 147-161*, doi: 10.1130/2006.2407(07).

Cristallini, E. O., Tomezzoli, R., Pando, G., Gazzera, C., Martínez, J. M., Quiroga, J., Buhler, M., Bechis, F., Barredo, S. y Zambrano, O. 2009. Controles precuyanos en la estructura de la cuenca neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65 (2): 248-264.

Davis, G. H., Reynolds, S. J. y Kluth, C. F. 2011. *Structural geology of rocks and regions*. 3rd Edition, 839 p., John Wiley and Sons.

de Ferrariis, C. 1968. El Cretácico del norte de la Patagonia. 3° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 1: 121-144, Buenos Aires.

Del Vo, A. J. C. y Davids, N. C. 1962. Aspectos salientes de las concentraciones uraníferas de chihuido del medio, Departamento de Añelo (Provincia de Neuquén). 1° Jornadas Geológicas Argentinas. *Anales* 3: 91-101, Buenos Aires.

Digregorio, J. H. 1978. Estratigrafía de las acumulaciones mesozoicas. 7° Congreso Geológico Argentino, Relatorio, 37-65, Neuquén.

Digregorio, J. H. y Uliana, M. A. 1980. Cuenca Neuquina. 2° Simposio de Geología

Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias, 2: 985-1032, Córdoba.

Digregorio, R. E., Gulisano, C. A., Gutiérrez, Pliemling A. R. y Minniti, S. A. 1984. Esquema de la evolución geodinámica de la cuenca neuquina y sus implicancias paleogeográficas. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 147-162, San Carlos de Bariloche.

Di Paola, E. C. y Marchese H. G. 1970. Relaciones litoestratigráficas entre las Formaciones Rayoso, Candeleros y Huincul, Provincia de Neuquén, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 25 (1): 111-120.

Eisner, P. N. 1991. Tectonostratigraphic evolution of Neuquén Basin, Argentina. Master of arts thesis, Rice University, 54p., Houston.

Escobar, R. I. 2016. Geología y génesis de las mineralizaciones barítico-celestínicas asociadas a la secuencia cretácica entre las localidades de Bajada del Agrio y Chos Malal, Provincia del Neuquén. Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La Plata (inédita), 207 p., La Plata.

Fernández Carro, A. 1949. Noticia preliminar sobre la extensión de la cuenca de deposición de los Estratos con Dinosaurios en el norte del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 4 (3): 235-238.

Fossa Mancini, E., Feruglio, E. y Yussen de Campana, J. C. 1938. Una Reunión de geólogos de YPF y el problema de la Terminología estratigráfica. Boletín de Informaciones Petroleras, 15 (171): 31-95, Buenos Aires.

Folguera, A., Zapata, T. y Ramos, V. A. 2006. Late Cenozoic extension and the evolution of the Neuquén Andes. En Kay, S.M., y Ramos, V.A. (eds.) Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat): Geological Society of America Special Paper 407: 267-285, doi: 10.1130/2006.2407(12).

Folguera, A., Bottesi, G., Zapata, T. y Ramos, V. A. 2008. Crustal collapse in the Andean backarc since 2 Ma: Tremen volcanic plateau, Southern Central Andes (36°40'-37°30'S). Tectonophysics 459: 140-160.

Franzese, J. R. y Spalletti, L. A. 2001. Late Triassic-early Jurassic continental extension

in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 257-270.

Freytes, E. 1970. Levantamiento geológico de la zona situada entre Los Chihuidos y el Auca Mahuida. Informe inédito YPF.

Gabriele, N. A. 1993. Sales de Potasio de la Formación Huitrín (Cretácico inferior), Provincias de Mendoza y Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 47 (3): 305-316.

Gabriele, N. A. 1999. Cuenca Potásica Huitriana, Neuquén. En Zappettini E. O. (ed.) *Recursos Minerales de la República Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales SEGEMAR, Anales 35: 1083-1089, Buenos Aires.

Gabriele, N. A. 2016. Evapofacies del miembro Troncoso superior de la formación Huitrín (Cretácico inferior, cuenca neuquina, Argentina): paleoambientes, evolución y controles. *Latin American Journal of Sedimentology and basin analysis*. Volumen 23 (1): 35-69.

Galland, O., Hallot, E., Cobbold, P. R., Ruffet, G. y de Brémond d'Ars J. 2005. Coeval volcanic activity and tectonic shortening, Tromen volcano, Neuquén Province, Argentina. 6° International Symposium on Andean Geodynamics, extended abstracts: 293-296, Barcelona.

Galland, O., Hallot, E., Cobbold, P. R., Ruffet, G. y de Brémond d'Ars J. 2007. Volcanism in a compressional Andean setting: A structural and geochronological study of Tromen volcano (Neuquén Province, Argentina). *Tectonics* 26, TC2014, doi: 10.1029/2006TC002011.

Garrido, A. C. 2010. Estratigrafía del Grupo Neuquén, Cretácico Superior de la Cuenca Neuquina (Argentina): nueva propuesta de ordenamiento litoestratigráfico. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales* 12 (2): 122-177, Buenos Aires.

Garrido, A., Kramarz, A., Forasiepi, A. y Bond, M. 2012. Estratigrafía, mamíferos fósiles y edad de las secuencias volcanosedimentarias eoceno-miocenas de la sierra de Huantraico-sierra Negra y cerro Villegas (Provincia del Neuquén, Argentina). *Andean Geology* 39 (3): 482-510.

Giambiagi, L., Tunik, M., Barredo, S., Bechis, F., Ghiglione, M., Alvarez, P. y Drosina, M. 2009. Cinemática de apertura del sector norte de la cuenca neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 65 (2): 278-292, Buenos Aires.

González Díaz, E. F. y Di Tommaso, I. 2011. Geomorfología. 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 421-438, Neuquén.

Groeber, P. 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. *Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología*, 58: 1-109, Buenos Aires.

Groeber, P. 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70, 1. Hoja Chos Malal. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 3 (1): 177-208, Buenos Aires.

Groeber, P. 1955. Anotaciones sobre Cretácico, Supracretácico, Paleoceno, Eoceno y Cuaternario. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 10 (4): 234-261.

Gulisano, C. A. 1981. El ciclo cuyano en el norte de Neuquén y sur de Mendoza. 8° Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 579-592, San Luis.

Gulisano, C. A. y Gutiérrez Pliemling, A. R. 1995. The Jurassic of the Neuquén Basin a) Neuquén Province. Field Guide. Secretaría de Minería de la Nación y Asociación Geológica Argentina, Serie E, N° 2. 111 p. Buenos Aires.

Guzmán, C., Cristallini, E. O. y Bottesi, G. 2007. Contemporary stress orientations in the Andean retroarco between 34°S and 39°S from borehole breakout analysis. *Tectonics* 26, TC3016, 13p.

Guzmán, C. Cristallini, E. O. García, V., Yagupsky, D. L. y Bechis F. 2011. Evolución del campo de esfuerzos horizontal desde el Eoceno a la actualidad en la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 68 (4): 542-554.

Herrero Ducloux, A. 1946. Contribución al conocimiento geológico del Neuquén extraandino. *Boletín de Informaciones Petroleras*. XIII (266): pp: 245-281, Buenos Aires.

Herrero Ducloux, A. 1947. Los depósitos terrestres del Cretácico medio y superior del Neuquén y sur de Mendoza. *Boletín de Informaciones Petroleras*. XXIV 271: pp: 171-

178, Buenos Aires.

Holmberg, E. 1975. Descripción Geológica de la Hoja 32 c, Buta Ranquil, Provincias del Neuquén y Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 152, Buenos Aires.

Holmberg, E. y Núñez, E. 1971. Reconocimiento geológico - económico en el área salinífera de Huitrín - Prov. del Neuquén. 1° Simposio Nacional de Geología Económica, Actas 1: 267-275, San Juan.

Howell, J. A., Schwarz, E., Spalletti, L. A. y Veiga, G. D. 2005. The Neuquén Basin: an overview. En Veiga, G. D., Spalletti, L. A., Howell, J. A. & Schwarz, E. (eds.) The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics. Geological Society of London, Special Publications, 252: 1-14.

Huyghe, D., Nivière, B. y Bonnel, C. 2015. Geomorphologic evidence for Plio-Quaternary shortening in the southern Neuquén basin. *Terranova* 27 (6): 426-432.

Jordan, T. E., Burns, M. W., Veiga, R., Pángaro, F., Copeland, P., Kelley, S. y Mpodozis, C. 2001. Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: A mid-Cenozoic trigger for the Andes. *Tectonics* 20 (3): 308-324.

Kay, S. M. 2001. Tertiary to recent magmatism and tectonics of the Neuquén basin between 36.5°S and 38°S latitude. Informe inédito Repsol-YPF

Kay, S. M. y Copeland, P. 2006. Early to middle Miocene backarc magmas of the Neuquén Basin: Geochemical consequences of slab shallowing and the westward drift of South America. En Kay, S.M., y Ramos, V.A. (eds.) Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat): Geological Society of America Special Paper 407: 185-213, doi: 10.1130/2006.2407(09).

Keidel, J. 1925. Sobre la estructura tectónica de las capas petrolíferas en el oriente del territorio del Neuquén. Dirección General de Minería y Geología, Publicación 4: 5-67, Buenos Aires.

Leanza, H. A. 2003. Las sedimentitas huirianas y rayosianas (Cretácico Inferior) en el

ámbito central y meridional de la cuenca Neuquina, Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Serie Contribuciones Técnicas, Geología 2, 31p., Buenos Aires.

Leanza, H. A. 2005. Las principales discordancias del Jurásico Superior y el Cretácico de la Cuenca Neuquina. Anales de la Academia Nacionales de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales 57: 147-155, Buenos Aires.

Leanza, H. A. 2009. Las principales discordancias del Mesozoico de la Cuenca Neuquina según observaciones de superficie. Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales 11 (2): 145-184, Buenos Aires.

Leanza, H. A. y Hugo, C. A. 1995. Revisión estratigráfica del Cretácico Inferior continental en el ámbito sudoriental de la Cuenca Neuquina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 50 (1-4): 30-32, Buenos Aires.

Leanza, H. A., Hugo, C. A., Repol, D., González, R., Danieli, J. C. y Lizuain, A. 2001. Hoja geológica 3969-I - Zapala, Provincia de Neuquén. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR. Boletín 275: 1-128. Buenos Aires.

Legarreta, L. 1985. Análisis estratigráfico de la formación Huitrín (Cretácico Inferior), Provincia de Mendoza. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires (inérita), 197p., Buenos Aires.

Legarreta, L. y Gulisano, C. A. 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la cuenca neuquina (Triásico Superior - Terciario Inferior). En Chebli, G. A. y Spalletti, L. A. (Eds.) Cuencas Sedimentarias Argentinas. Serie de Correlación Geológica 6: 221-243, Tucumán.

Legarreta, L. y Uliana M. A. 1999. El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la Cuenca Neuquina. En Caminos R. (ed.) Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR. Anales 29: 399-432, Buenos Aires.

Linares, E., Toubes, R. O. y Larumbe, F. 1965. Volborthita, $\text{Cu}_3(\text{VO}_4)_2 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$, de Chihuido del Medio (Prov. de Neuquén). Acta Geológica Lilloana 6: 169-176.

Llambías, E. J. y Sato, A. M. 2011. Ciclo gondwánico: la provincia magmática Choiyoi

en Neuquén. 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 53-62, Neuquén.

Llambías, E. J., Leanza, H. A. y Carbone, O. 2007. Evolución tectono-magmática durante el Pérmico al Jurásico Temprano en la Cordillera del Viento (37°05'S - 37°15'S): nuevas evidencias geológicas y geoquímicas del inicio de la cuenca neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 62 (2): 217-235, Buenos Aires.

Lyons, W. A. 1987. Geología y estructura de las Salinas de Huitrín, Provincia de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 42 (1-2): 122-142, Buenos Aires.

Marcón, V. C. 1971. Levantamiento geológico en las zonas de Chihuido Sur y Buena Esperanza (Provincia de Neuquén). Informe inédito YPF.

Marcón, V. C. 1975. Geología del Cerro Villegas (Pcia. Neuquén) con especial mención del terciario. 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 4: 209-225, Buenos Aires.

Méndez, V., Zanettini, J. C. y Zappettini, E. O. 1995. Geología y Metalogénesis del Orógeno Andino Central, República Argentina. Secretaría de Minería de la Nación y Dirección Nacional del Servicio Geológico, Anales 23, 190p., Buenos Aires.

Messenger, G., Nivière, B., Martinod, J., Lacan, P. y Xavier, J. 2010. Geomorphic evidence for Plio-Quaternary compression in the Andean foothills of the southern Neuquén Basin, Argentina. *Tectonics* 29, TC4003, 18p.

Messenger, G., Nivière, B., Lacan, P., Hervouët, Y. y Xavier, J. 2013. Plio-Quaternary thin-skinned tectonics along the crustal front flexure of the southern Central Andes: a record of regional stress regime or of local tectonic-driven gravitational processes? *International Journal of Earth Sciences* 103 (3): 929-951.

Moreno, G. E. y Pujol Ferre, R. M. J. 1962. Las manifestaciones uraníferas conocidas en la provincia de Neuquén. 1° Jornadas Geológicas Argentinas. Anales 3: 219-231, Buenos Aires.

Mosquera, A. y Ramos, V. A. 2006. Intraplate deformation in the Neuquén Embayment. En Kay, S.M., y Ramos, V.A. (eds.) *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat): Geological*

Society of America Special Paper 407: 91-123, doi: 10.1130/2006.2407(05).

Musacchio, E. y Vallati, P. 2000. La regresión del Barremiano-Aptiano en Bajada del Agrio, Neuquén (Argentina). 9° Congreso Geológico Chileno, Actas 2: 230-234, Puerto Varas.

Nivière, B., Messenger, G., Carretier, S. y Lacan, P. 2013. Geomorphic expression of the southern Central Andes forebulge (37°S, Argentina). *Terra Nova*, 25: 361-367.

Olea, G., Suárez, M. y Valenzuela, M. 2011. El Miembro La Tosca de la Formación Huitrín (Cretácico Temprano). 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 199-203, Neuquén.

Orchuela, I. A. y Ploszkiewicz, J. V. 1984. La Cuenca Neuquina. 9° Congreso Geológico Argentino, Relatorio I (7): 163-188, San Carlos de Bariloche.

Orchuela, I. A., Arteaga, M. y Palade, S. E. 1989. Reservorios en rocas ígneas de yacimientos gasíferos en Cuenca Neuquina. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 3° Época, 6(18): 114-124, Buenos Aires.

Padula, E. L. 1950. Observaciones geológicas de la parte norte de la línea estructural de los chihuidos. Anticlinales Chihuido del Medio y Oeste C° Mesa. Informe inédito YPF.

Ponce, J. J., Zavala, C., Marteau, V. y Drittanti, D. 2002. Análisis estratigráfico y modelo depositacional para la Formación Rayoso (Cretácico Inferior) en la Cuenca Neuquina, Provincia del Neuquén. 15° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 716-721, El Calafate.

Pozzo, A. 1956. Informe geológico del chihuido del sud y zonas adyacentes (Prov. De Neuquén). Informe inédito YPF.

Rainoldi, A. L. 2015. Alteración regional de las sedimentitas cretácicas en la dorsal de Huincul y en el dorso de los Chihuidos. Su relación con la mineralización de Cu y con los hidrocarburos, Neuquén. Tesis doctoral. Universidad Nacional del Sur. 251 pp. Bahía Blanca.

Ramos, V. A. 1975. Los ciclos sedimentarios y la bio-rhexistasia en el control de las manifestaciones cupríferas del Neuquén extraandino. 2° Congreso Iberoamericano de

Geología Económica, Actas 5: 373-394, Buenos Aires.

Ramos, V. A. 1978. Estructura. 7° Congreso Geológico Argentino, Relatorio, 99-118, Neuquén.

Ramos, V. A. 1981. Descripción geológica de la hoja 33 c, Los Chihuidos Norte. Provincia del Neuquén. Servicio Geológico Nacional. Boletín 182: 1-103. Buenos Aires.

Ramos, V. A. 1999a. Las provincias geológicas del territorio Argentino. En Caminos R. (ed.) Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR. Anales 29: 41-96, Buenos Aires.

Ramos, V. A. 1999b. Evolución tectónica de la Argentina. En Caminos R. (ed.) Geología Argentina. Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR. Anales 29: 715-784, Buenos Aires.

Ramos, V.A. y Barbieri, M. 1988, El volcanismo Cenozoico de Huantraico: Edad y relaciones isotópicas iniciales, provincia de Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 43 (2): 210-223, Buenos Aires.

Ramos, V. A. y Kay, S. M. 2006. Overview of the tectonic evolution of the southern Central Andes of Mendoza and Neuquén (35°-39°S latitude). En Kay, S.M., y Ramos, V.A. (eds.) Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat): Geological Society of America Special Paper 407: 1-17, doi: 10.1130/2006.2407(01).

Ramos, V. A., Folguera, A. y García Morabito, E. 2011a. Las provincias geológicas del Neuquén. 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 317-326, Neuquén.

Ramos, V. A., Mosquera, A., Folguera, A. y García Morabito, E. 2011b. Evolución tectónica de los Andes y del Engolfamiento Neuquino adyacente. 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 335-348, Neuquén.

Repol, D. G. 2006. Structural Geology and Tectonics in the southern extent of the Agrio Fold and Thrust Belt, Neuquén Basin, Argentina. Master of science thesis. University of Calgary (inérita), 175p., Alberta.

Rodríguez, M. F. 2011. El Grupo Malargüe (Cretácico Tardío-Paleógeno Temprano) en la Cuenca Neuquina. 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 245-264, Neuquén.

Rojas, G. E. 1999. Distrito uranífero Los Chihuidos - Las Cárceles, Neuquén. En Zappettini, E. O. (ed.) Recursos Minerales de la República Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, SEGEMAR, Anales 35: 1143-1146, Buenos Aires.

Rojas, G. E. 2011. Recursos Nucleares. 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 821-824, Neuquén.

Rojas Vera, E. A., Folguera, A., Zamora Valcarce, G., Giménez, M., Ruiz, F., Martínez, P., Bottesi, G. y Ramos, V. A. 2010. Neogene to Quaternary extensional reactivation of a fold and thrust belt: The Agrio belt in Southern Central Andes and its relation to the Loncopué trough (38°-39°S). *Tectonophysics* 492: 279-294.

Rojas Vera, E. A., Sellés, D., Folguera, A., Giménez, M., Ruíz, F., Orts, D., Zamora Valcarce, G., Martínez, P., Bechis, F. y Ramos, V. A. 2014. The Origin of the Loncopué Trough in the retroarc of the Southern Central Andes from field, geophysical and geochemical data. *Tectonophysics* 637: 1-19.

Rojas Vera, E.A., Mescua, J., Folguera, A., Becker, T.P., Sagripanti, L., Fennell, L. Orts, D. y Ramos, V.A. 2015. Evolution of the Chos Malal and Agrio fold and thrust belts, Andes of Neuquén: Insights from structural analysis and apatite fission track dating. *Journal of South American Earth Sciences* 64 (2): 418-433.

Rojas Vera, E.A., Orts, D. L., Folguera, A., Zamora Valcarce, G., Bottesi, G., Fennell, L., Chiachiarelli, F. y Ramos, V. A. 2016. The transitional zone between the Southern Central and Northern Patagonian Andes (36-39°S). En A. Folguera *et al.* (eds.), *Growth of the Southern Andes*, Springer Earth System Sciences, p. 99-114.

Rubinstein, N. y Zappettini, E. O. 1990. El Cenozoico del sector sudoriental de la sierra de Huantraico, Provincia de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 45 (1-2): 120-128.

Sánchez, M. L. y Asurmendi, E. 2014. Modelo de depósito de la Formación Cerro Lisandro: lóbulos de desembocadura y deltas de tipo Gilbert. Cretácico superior, región central de cuenca Neuquina, Argentina. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 31

(2): 141-162.

Sánchez, M. L. y Asurmendi, E. 2015. Stratigraphy and sedimentology of the terminal fan of Candeleros Formation (Neuquén Group), Lower Cretaceous, Neuquén Basin, Provinces of Neuquén and Mendoza, Argentina. *Andean Geology* 42 (3): 329-348.

Sigismondi, M. E. 2012. Estudio de la deformación litosférica de la cuenca Neuquina: estructura termal, datos de gravedad y sísmica de reflexión. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires (inédita), 381p., Buenos Aires.

Stipanovic, P. N., Rodrigo, F., Baulies, O. L. y Martinez C. G. 1968. Las Formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 32 (2): 67-98.

Stipanovic, P. N., Rodrigo, F. 1970. El diastrofismo Eo y Mesocretácico en Argentina y Chile, con referencia a los Movimientos Jurásicos de la Patagonia. 4° Jornadas Geológicas Argentinas, Actas 2: 337-352, Buenos Aires.

Tibaldi A., 2008. Contractional tectonics and magma paths in volcanoes. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 176: 291-301.

Toubes, R. O., Rinaldi, C. A. y Coco, L. A. 1978. Yacimientos de minerales radiactivos. 7° Congreso Geológico Argentino, Relatorio, 241-249, Neuquén.

Tunik, M., Folguera, A., Naipauer, M., Pimentel, M. y Ramos, V. A. 2010. Early uplift and orogenic deformation in the Neuquén Basin: Constraints on the Andean uplift from U - Pb and Hf isotopic data of detrital zircons. *Tectonophysics* 489: 258-273.

Ugarte, F. R. E. 1976. Teoría de la fracturación de un yacimiento fisurado de hidrocarburos (Aguada San Roque) Provincia de Neuquén. 6° Congreso Geológico Argentino, Actas (1): 307-317, Bahía Blanca.

Uliana, M. A. y Legarreta, L. 1993. Hydrocarbons habitat in a Triassic-to-Cretaceous Sub-Andean setting: Neuquén Basin, Argentina. *Journal of Petroleum Geology* 16 (4): 397-420.

Uliana, M. A., Dellape, D. A. y Pando, G. A. 1975a. Distribución y génesis de las sedimentitas rayosianas (Cretácico inferior de las Provincias de Neuquén y Mendoza,

República Argentina). 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 1: 151-176, Buenos Aires.

Uliana, M. A., Dellape, D. A. y Pando, G. A. 1975b. Estratigrafía de las sedimentitas rayosianas (Cretácico inferior de las Provincias de Neuquén y Mendoza). 2° Congreso Iberoamericano de Geología Económica, Actas 1: 177-196, Buenos Aires.

Vallati, P. 1996. Palinología de la "Arenisca Rincón" (Grupo Huitrín - Rayoso), Cretácico Inferior de la Cuenca Neuquina. 13° Congreso Geológico Argentino y 3° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 5: 77-92, Buenos Aires.

Vallati, S. V. 2006. Las primeras angiospermas en el Cretácico de la Cuenca Neuquina (centro oeste de Argentina): aspectos geológicos relacionados. Revista Brasileira de Paleontología 9 (1): 83-92.

Vergani, G. D., Tankard, A. J., Belotti, H. J. y Welsink H. J. 1995. Tectonic Evolution and Paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina, en A. J. Tankard, R. Suárez S. y H. J. Welsink, Petroleum basins of South America, AAPG Memoir 62: 383-402.

Vergani, G., Gómez, J. C., Gobbo, E., Apreda, D. 2002. Reconocimiento estratigráfico en base al procesamiento digital de imágenes de alta resolución en la zona de Pampa Tril, Neuquén, Argentina. Su correlación al subsuelo. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas (archivos electrónicos): 6p. Mar del Plata

Volkheimer, W. 1978. Microfloras fósiles. 7° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 193-207, Neuquén.

Volkheimer, W. y Salas, A. 1976. Estudio Palinológico de la Formación Huitrín, Cretácico de la Cuenca Neuquina, en su localidad tipo. 6° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 433-453, Bahía Blanca.

Volkheimer, W., Quattrocchio, M., Salas, A. y Sepúlveda, E. 1976. Caracterización palinológica de Formaciones del Jurásico Superior y Cretácico Inferior de la Cuenca Neuquina (República Argentina). 6° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 593-608, Bahía Blanca.

Weaver, C. E. 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central

Argentina. University of Washington Memoirs 1, 595p., Seattle.

Wichmann, R. 1927. Los estratos con dinosaurios y su techo en el este del Territorio del Neuquén. Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología, Publicación 32, 22 p., Buenos Aires.

Woodcock, N. H. y Schubert, C. 1994. Continental strike-slip tectonics. En Hancock, P. L. (ed.) Continental Tectonics, Pergamon Press, Oxford, pp. 251-263.

Zamora Valcarce, G. 2006. Estructura y cinemática de la faja plegada y corrida del Agrio, Cuenca Neuquina. Tesis Doctoral, Universidad de Buenos Aires (inérita), 302 p., Buenos Aires.

Zamora Valcarce, G., Zapata, T., del Pino, D. y Ansa, A. 2006. Structural evolution and magmatic characteristics of the Agrio fold - and - thrust belt. En Kay, S.M. y Ramos, V.A. (eds.) Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat): Geological Society of America Special Paper 407: 125-145, doi: 10.1130/2006.2407(06).

Zamora Valcarce, G., Rapallini, A. E. y Spagnuolo, C. M. 2007. Reactivación de estructuras cretácicas durante la deformación miocena, faja plegada y corrida del agrio, Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 62 (2): 299-307.

Zamora Valcarce, G., Zapata, T., Ramos, V. A., Rodríguez, F. y Bernardo, L. M. 2009. Evolución tectónica del frente andino en Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina 65 (1): 192-203.

Zamora Valcarce, G., Zapata, T. y Ramos, V. A. 2011. La faja plegada y corrida del Agrio. 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 367-374, Neuquén.

Zapata, T. y Folguera, A. 2005. Tectonic evolution of the Andean Fold and Thrust Belt of the southern Neuquén Basin, Argentina. En Veiga, G. D., Spalletti, L. A., Howell, J.A. y Schwarz, E. (eds.) The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics. Geological Society of London, Special Publications 252: 37-56, London.

Zavala, C. y Ponce, J. J. 2011. La Formación Rayoso (Cretácico temprano) en la cuenca

neuquina. 18° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 205-222, Neuquén.

Zavala, C., Ponce, J. J. y Marteau, V. 2001. Origin, sequence stratigraphy and hydrocarbon potential of the Rayoso Formation (Aptian - Albian) in the central Neuquén Basin (Argentina). AAPG Hedberg Conference: "New Technologies and New Play Concepts in Latin America", November 5-9, 2001, Mendoza, Argentina.

Zavala, C., Ponce, J. J., Arcuri, M., Drittanti, D., Freije, H. y Asensio, M. 2006. Ancient lacustrine hyperpycnites: a depositional model from a case study in the Rayoso Formation (Cretaceous) of west-central Argentina. *Journal of Sedimentary Research* 76: 41-59.

Zencich, S., Brisson, I., Dzelalija, F., Galarza, A. y Marteau, M. 1999. Características del Miembro La Tosca - Fm. Huitrín - en el subsuelo de Paso Bardas Norte. Cuenca Neuquina. 4° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos. Actas 2: 825-841. Mar del Plata.

9. Anexos

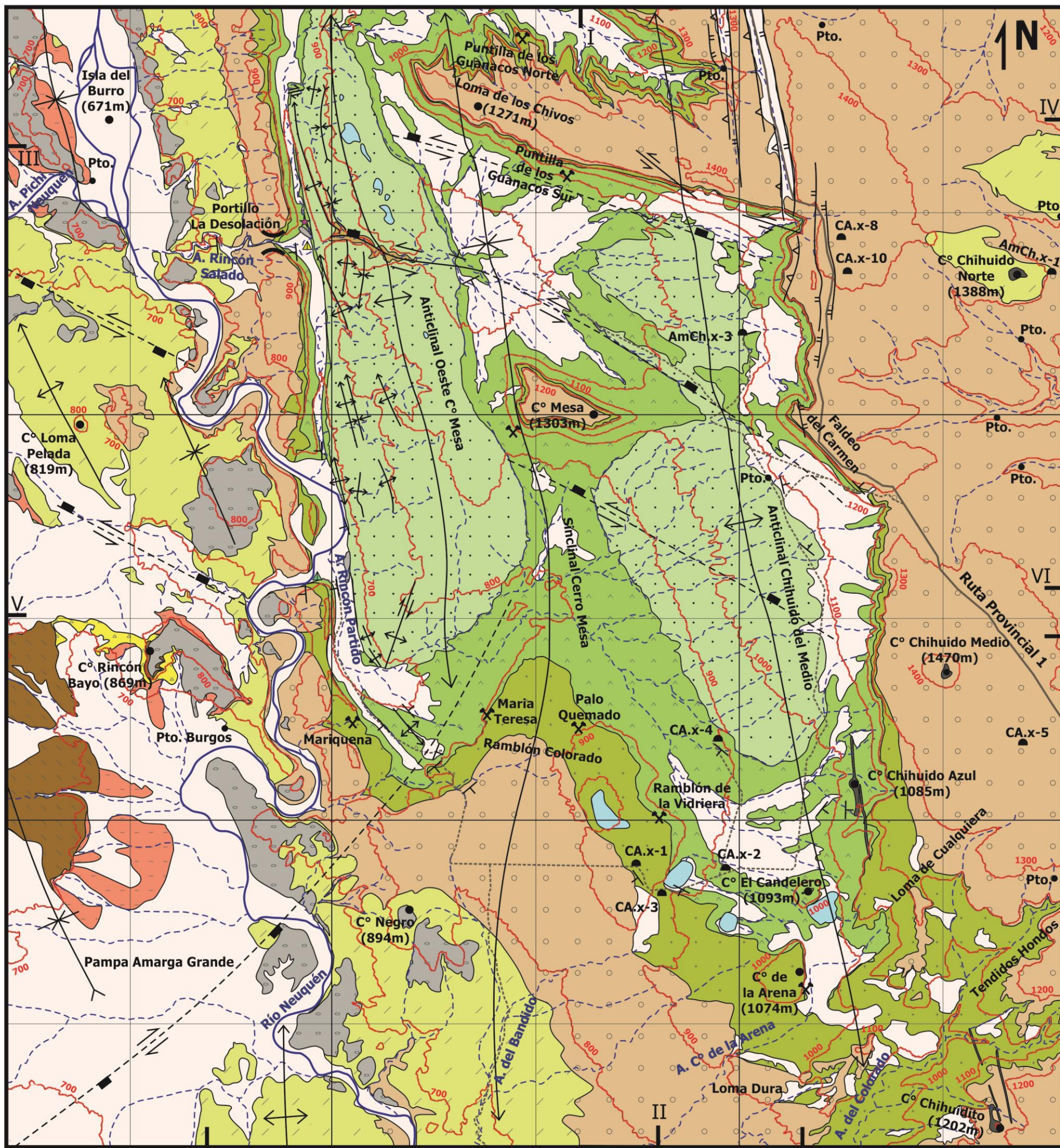
9.1. Mapa geológico Los Chihuidos Centro - Oeste

9.2. Mapa geológico Cañón del Rincón Salado

Mapa Geológico Los Chihuidos Centro - Oeste

Autor: Dalmiro Zolezzi Mir

Año: 2017



Referencias

Cuadro estratigráfico

Era	Periodo	Época	Edad	Unidades litoestratigráficas		
Cenozoico	Cuaternario	Holo-ceno		Depósitos aluviales, fluviales, coluviales, eólicos, de remoción en masa		
		Pleistoceno	Sup.	Depósitos de terrazas indiferenciadas del río Neuquén		
	Neógeno	Mioceno	Sup.	Fm. Desfiladero Negro		
			Medio	Fm. Rincón Bayo		
			Inf.	Fm. Puesto Burgos		
	Paleógeno	Oligoceno	Superior			
Mesozoico	Cretácico	Superior	Cenomaniano	Gr. Neuquén	Fm. Cerro Lisandro	
				Sbgr. Río Neuquén	Fm. Huincul	
			Sbgr. Río Limay	Fm. Candeleros		
		Inferior	Albiano	Gr. Bajada del Agrio	Mb. Cañadón de la Zorra & Mb. Pichi Neuquén	
					Fm. Rayoso	
			Aptiano		Mb. Quili Malal	
			Mb. Rincón		Fm. Huitrín	
			Mb. Salina			

Símbolos

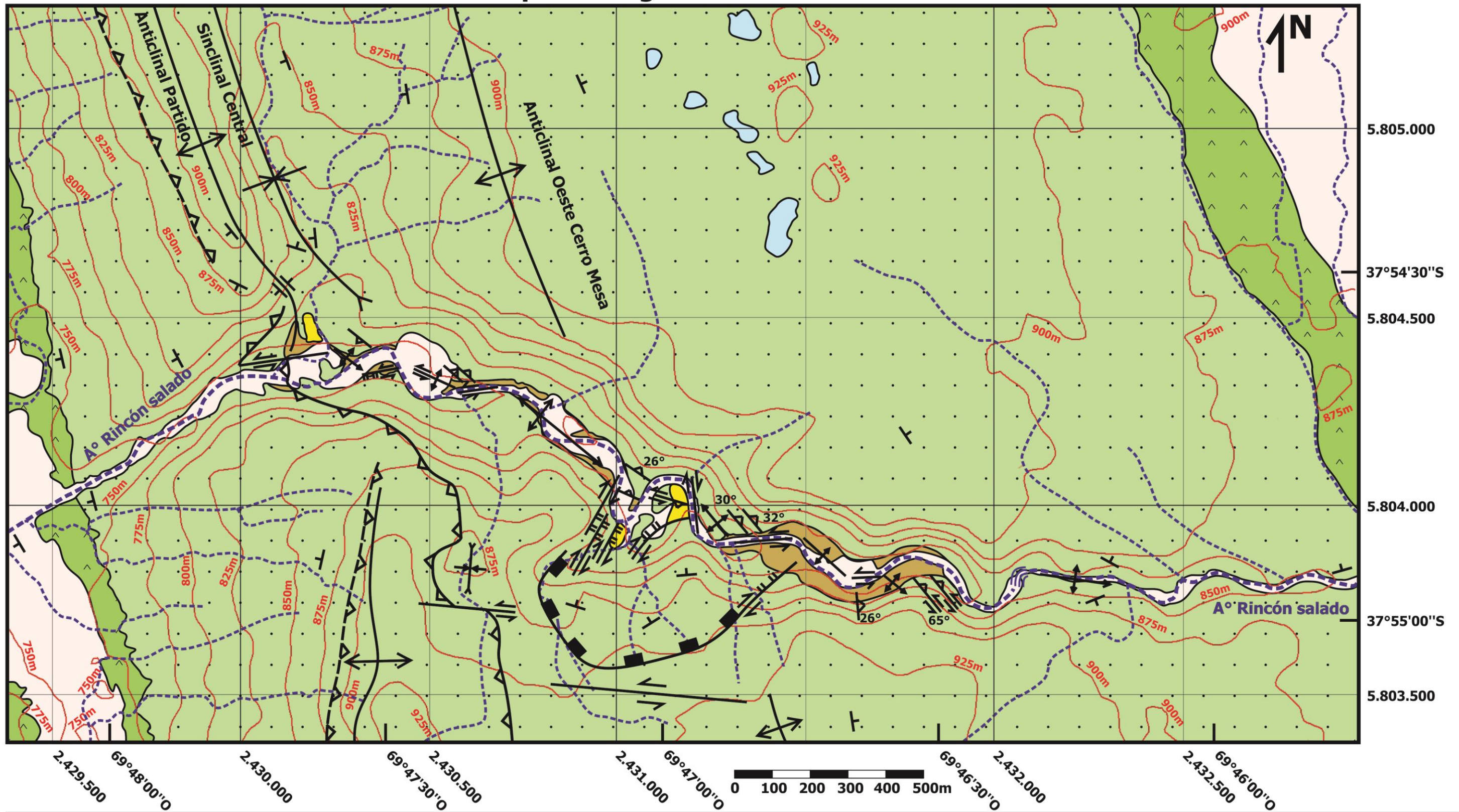
- Ruta provincial 1
- Camino - huella
- Mina
- Pozo exploratorio
- Rasgo topográfico
- Río perenne
- Río efímero
- Campamento base
- Campamento provisorio
- Laguna - barreal
- Anticlinal
- Sinclinal
- Falla inversa de alto ángulo (indicando bloque colgante)
- Falla normal de alto ángulo (indicando bloque colgante)
- Falla subvertical con desplazamiento de oblicuo (indicando bloque colgante)
- Falla subvertical inferida con desplazamiento oblicuo (indicando bloque colgante)
- Perfil sedimentológico
- Portillo (abra)
- Actitud de estratos
- Sección estructural

Datos técnicos

Datum: Campo Inchauspe 1969
 Proyección: Gauss Kruger Argentina
 Equidistancia: 100m

24°25' 69°50'0" 24°30' 0 1 2 3 4 5 km 24°40' 69°40'0" 24°45'

Mapa Geológico Cañón del Rincón Salado



R E F E R E N C I A S

Cuadro estratigráfico

Era	Período	Época	Edad	Unidades litoestratigráficas	
Ceno-zoico	Cuater-nario	Holoceno		Depósitos fluviales, aluviales, eólicos y de remoción en masa	
Mesozoico	Cretácico	Inferior	Albiano	Gr. Bajada del Agrio	Mb. Quili Malal
					Fm. Rayoso
					Mb. Rincón
				Fm. Huitrín	Mb. Salina

Símbolos

	Anticlinal		Falla inversa de alto ángulo con desplazamiento de rumbo		Falla Oeste	Datum: Campo Inchauspe Argentina (1969)
	Sinclinal		Falla normal de alto ángulo con desplazamiento de rumbo		Brechas	Proyección: Gauss Kruger Argentina
	Falla de rumbo		Pliegue transpresivo		Río efímero	Equidistancia: 25m
	Falla inversa		Bloque hundido		Laguna	Autor: Dalmiro Zolezzi Mir
			Actitud de estratos		Cascada	Año: 2017