



UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR

TESIS DE DOCTOR EN GEOLOGÍA

Evolución tectónica de las estructuras andinas en la región del río

Neuquén ($\sim 37^{\circ}20'$ L.S), faja corrida y plegada de

Chos Malal, provincia de Neuquén.

NATALIA PAOLA SÁNCHEZ

BAHÍA BLANCA

ARGENTINA

2015

PREFACIO

Esta Tesis se presenta como parte de los requisitos para optar al grado académico de Doctor en Geología, de la Universidad Nacional del Sur y no ha sido presentada previamente para la obtención de otro título en esta Universidad u otras. La misma contiene los resultados obtenidos en investigaciones llevadas a cabo en la cátedra de Geología Estructural, dependiente del Departamento de Geología durante el período comprendido entre el 15 de junio de 2010 y el 9 de diciembre de 2014, bajo la dirección de los Dres. Luis Vicente Dimieri (Profesor Asociado del Dpto. de Geología de la UNS e Investigador Independiente del CONICET) y Martín Miguel Turienzo (Asistente Simple del Dpto. de Geología de la UNS – Investigador Asistente del CONICET).

Natalia Paola Sánchez

9 de diciembre de 2014

Departamento de Geología

UNIVERSIDAD NACIONAL DEL SUR

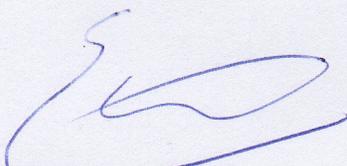
ACTA DE LA DEFENSA ORAL DE TESIS DOCTORAL

En la ciudad de Bahía Blanca, a los 27 días del mes de febrero de 2015, siendo las 11:00 hs en el Departamento de Geología de la Universidad Nacional del Sur, se reúne el jurado designado por la Secretaría de Estudios de Postgrado y Educación Continua, para dictaminar sobre la defensa oral del trabajo de Tesis Doctoral realizado por la Licenciada en Ciencias Geológicas Natalia Sánchez, bajo la dirección de los Dres. Luis Dimieri y Martín Turienzo sobre el tema: "Evolución tectónica de las estructuras andinas en la región del río Neuquén (~37°20' L.S), faja corrida y plegada de Chos Malal, provincia de Neuquén".-----

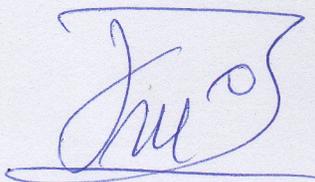
El jurado integrado por los Dres. **Ernesto Cristallini**, **Juan Rafael Franzese** y **Carlos Zavala** considera que la tesis presenta una organización interna consistente. Las ideas son claras y están expresadas adecuadamente. Se destaca la excelente claridad del material gráfico. La bibliografía consultada es completa y está actualizada. Las conclusiones obtenidas constituyen un aporte significativo al conocimiento de la evolución estructural de la faja corrida y plegada de Chos Malal, con implicancias para el desarrollo económico de la región. La defensa oral fue efectuada correctamente con una exposición clara, apoyada por material gráfico de excelente calidad.-----

Por estas razones, los miembros del jurado coinciden en calificar a este trabajo de Tesis Doctoral como 10 (SOBRESALIENTE) recomendando a la Secretaría General de Estudios de Postgrado y Educación Continua que expida el título académico de Doctor en Geología de la Universidad Nacional del Sur, a la Lic. Natalia Sanchez (DNI: 32.867.792); se recomienda asimismo la publicación de los resultados de esta tesis.-----

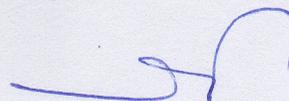
Siendo las 11:15 hs. se da por finalizada la labor del jurado.-----



Dr. Ernesto Cristallini



Dr. Juan Rafael Franzese



Dr. Carlos Zavala

“La felicidad es solo real cuando es compartida”

A los de siempre, Hugo, Lidia, Diego y Daniela

Agradecimientos

“Las palabras nunca alcanzan cuando lo que se tiene que decir desborda el alma”

J. Cortázar

En primer lugar quiero agradecer a mis directores de tesis, mis guías. A Luis y a Martín por acompañarme en este proceso, por trabajar seriamente, con compromiso, por transmitirme su pasión por la geología. Por permitirme trabajar en un marco de confianza y libertad. En particular, a Luis gracias por su serenidad, su optimismo, su sabiduría, su humildad. Por estar siempre presente, no sólo en lo laboral, sino por tener las palabras justas para cada momento. A Martín por alentarme a superar cada obstáculo, por creer en mí, por compartir su conocimiento, por su paciencia, por sus sugerencias siempre tan apropiadas.

Al Departamento de Geología- Universidad Nacional del Sur y al CONICET-INGEOSUR por darme la posibilidad de poder desempeñar mis trabajos en su sede y por otorgarme el financiamiento para poder realizar estos estudios de doctorado que hoy estoy finalizando.

A los jurados, Ernesto Cristallini y Juan Franseze, que aceptaron ser parte de la finalización de esta tesis, cuyos comentarios y sugerencias contribuyeron a mejorar a la misma.

A la Subsecretaría de Minería e Hidrocarburos de la Provincia de Neuquén, que nos brindó la información sísmica y de pozos del área de estudio.

A Tibu, Joaco, Fer y Cande por acompañarme en las tareas de campo y trabajar a la par.

A Isabelle, por los seis meses vividos en Canadá. Por abrirme las puertas a su lugar de trabajo y hacerme sentir como en casa. Por brindarme su conocimiento, por su paciencia, por sus ganas de superación constante, por enseñarme a rescatar lo positivo de cada cosa, de cada momento.

A Sergio, Fer, Luis, Martín, Marina, Vane, Cele, Cris por compartir el día a día. Me siento afortunada de poder trabajar con este grupo formado por excelentes profesionales pero por sobre todas las cosas por ser excelentes personas.

A Vane y a Cele, por compartir tantas lindas horas, por ser mis compañeras de oficina y mis amigas incondicionales.

A mis amigos, a todos ellos, que afortunadamente son muchos y buenos! Gracias por estar siempre, a los que están más lejos, a los que están más cerca, tenerlos como amigos es una caricia para el alma.

A mis abuelos, por ser mi ejemplo, mis guías, por cuidarme siempre.

A mi amor, Martín, por su apoyo incondicional, por acompañarme en todo este camino, por su ayuda, por su aliento, por su amor. Gracias nada más y nada menos por hacerme inmensamente feliz.

A mi familia, por ser mi cable a tierra. Por enseñarme la importancia de alcanzar los logros con trabajo, con sacrificio, con responsabilidad, con dedicación. Por estar siempre, por creer en mí, por su infinito amor. Todo lo que soy lo soy por ustedes, gracias a ustedes. No tengo palabras para expresarles cuánto los amo, son el viento que todo empuja...

“Da siempre de ti lo mejor, y lo mejor vendrá”

Madre Teresa de Calcuta

Natalia Sánchez

Bahía Blanca, 26 de febrero de 2015



Evolución tectónica de las estructuras andinas en la región del río Neuquén ($\sim 37^{\circ}20' L.S$), faja corrida y plegada de Chos Malal, provincia de Neuquén.

Tesis doctoral de la Licenciada Natalia Sánchez

Director: Luis Dimieri

Co-director: Martín Turienzo



<i>Resumen</i>	6
<i>Abstract</i>	7
1) Introducción	8
1.1. Ubicación del área	8
1.2. Objetivos	10
1.3. Metodología	11
2) Marco geológico	14
2.1. Antecedentes del área	14
2.2. Marco Geotectónico	16
3) Estratigrafía	24
3.1. Basamento pre-jurásico	25
3.2. Relleno Sedimentario	26
3.2.1. Ciclo PreCuyano	27
3.2.2. Grupo Cuyo.....	28
3.2.2.1. Caliza Chachil	29
3.2.2.2. Formación Los Molles.....	29
3.2.2.3 Formación Tábanos	30
3.2.3 Grupo Lotena	31
3.2.3.1 Formación Lotena - Formación La Manga.....	32
3.2.3.2 Formación Auquilco	33
3.2.4 Grupo Mendoza.....	34
3.2.4.1. Formación Tordillo.....	34
3.2.4.2 Formación Vaca Muerta	36
3.2.4.3 Formación Mulichinco	37
3.2.4.4. Formación Agrio.....	39
3.2.5. Grupo Rayoso/ Bajada del Agrio	42
3.2.5.1. Formación Huitrín.....	42

3.2.5.2. Formación Rayoso	45
3.2.6. Grupo Neuquén.....	46
3.3. Cobertura Cenozoica	46
3.3.1. Magmatismo Paleógeno	46
3.3.2. Volcanismo plio-cuaternario	48
3.3.3. Depósitos glaciarios	49
4) Estructuras del área de estudio	50
4.1. Zona de basamento ascendido.....	51
4.2. Zona de deformación de la cubierta sedimentaria	53
4.2.1. Estructuras de segundo orden.....	53
4.2.1.1. Retrocorrimiento El Alamito	54
4.2.1.2. Sinclinal Mayal- Anticlinal Mayal.....	56
4.2.1.3. Sinclinal Cañada Seca	59
4.2.1.4. Anticlinal y Sinclinal Cerro Negro.....	60
4.2.1.5. Anticlinal-Sinclinal Chos Malal.....	62
4.2.1.6. Anticlinal Las Máquinas.....	63
4.2.1.7. Sinclinal y Anticlinal Codo del Curí Leuvú	64
4.2.1.8. Anticlinal y sinclinal Tilhué oeste	65
4.2.1.9. Anticlinal Tilhué.....	66
4.2.2. Estructuras de tercer y cuarto orden	67
4.2.2.1 Sección A-A'	69
4.2.2.2 Sección B-B'	74
4.2.2.3. Sección C-C'	76
4.2.2.4. Estructuras de menor orden localizadas entre el anticlinal y sinclinal Mayal.....	80
4.2.2.5. Anticlinal Cañada Seca	81
4.2.2.6. Retrocorrimiento Chacay Melehue- Sinclinal Chacay Melehue.....	81
4.2.2.7. Estructuras de menor orden presentes entre los anticlinales Chos Malal y Las Máquinas.....	82
4.2.2.8. Sinclinal y Anticlinal Chapúa	82

4.2.2.8. Estructuras de Arroyo Blanco.....	83
5) Fundamentos para la construcción de las secciones estructurales.....	85
5.1. Conceptos básicos de las secciones balanceadas	85
5.2. Fajas corridas y plegadas	86
5.3. Participación del basamento en la deformación	90
5.4. Inversión tectónica.....	97
5.5. Generación de nuevos corrimientos.....	101
5.6. Discusión del mecanismo mediante el cual participa el basamento en la deformación.	102
5.7. Profundidad del nivel de despegue	106
6) Secciones estructurales balanceadas.....	108
6.1. Perfiles reconstituidos.....	108
6.1.1 Perfil 1	108
6.1.2. Perfil 2	113
6.1.3. Perfil 3	117
6.1.4. Perfil 4	120
6.2. Continuidad de las estructuras a lo largo del rumbo.....	125
6.3. Discusión acerca de los valores de acortamientos obtenidos.....	128
7) Edad de la Deformación.....	130
7.1. Antecedentes principales del área	130
7.2. Termocronología de baja temperatura- Trazas de fisión en apatitos	131
7.2.1. Metodología	131
7.2.2. Preparación de las muestras	133
7.3. Resultados	136
7.3.1. Edades obtenidas.....	136
7.3.2. Composición química de los granos.....	140
7.3.2.1. Parámetro cinético Dpar.....	141

7.3.2.2. Análisis con microsonda de los granos	146
7.3. Reflectancia de la Vitrinita.....	152
7.4. Discusión de las edades obtenidas	155
8) Evolución cinemática de las estructuras	160
8.1. Estructuras de primer y segundo orden.....	160
8.2. Evolución cinemática de las estructuras de tercer y cuarto orden.	166
8.3. Modelo estructural propuesto	169
9) Conclusiones	173
Bibliografía	176
Apéndice 1	195
Mapa Geológico del área de estudio escala 1:50.000	195
Apéndice 2-Perfil 1	196
Apéndice 3-Perfil 2	197
Apéndice 4-Perfil 3	198
Apéndice 5-Perfil 4	199
Apéndice 6	200
Datos de trazas de fisión y análisis químicos de los granos con microsonda.....	200

Resumen

La faja corrida y plegada de Chos Malal se localiza al noroeste de la provincia de Neuquén e involucra más de 4.500 metros de sedimentos los cuales fueron depositados en la cuenca neuquina y posteriormente deformados durante la orogenia andina. En base a un detallado trabajo de campo se reconstruyó la geometría de las estructuras a lo largo de 4 perfiles E-O de 40 km de longitud, en los cuales se diferencian dos sectores: uno con la participación del basamento en la deformación y otro con deformación de la cubierta sedimentaria. La Cordillera del Viento es una gran cuña que involucra el basamento pre-jurásico y a los Grupos Cuyo y Lotena, hasta alcanzar los niveles de yeso de la Formación Auquilco, los cuales constituyen un primer nivel de despegue dentro de la cubierta sedimentaria. Se propone que este despegue se ubica en un nivel más profundo que lo propuesto por otros autores en base al retrocorrimiento del Retrocorrimiento El Alamito, el cual cabalga parte de la Formación Tordillo sobre la Formación Vaca Muerta. A partir de la interpretación de las líneas sísmicas se reconocieron e interpretaron tres escamas tectónicas que involucran al basamento para la sección localizada más al norte, la cual coincide con las mayores alturas observadas de la Cordillera del Viento y dos cuñas para las tres secciones restantes. La restitución de las estructuras desarrolladas en la cubierta sedimentaria permitió calcular un acortamiento de 15,7 km (28,1%), 15,7 (28,1%), 14,85 (27%) y 14,12 (26,23%) respectivamente para cada una de las secciones evidenciando que toda la región de la faja plegada estudiada ha sufrido una contracción relativamente homogénea.

La deformación en el área habría estado relacionada inicialmente a un pulso compresivo Cretácico Tardío- Eoceno, pero la mayor parte de la deformación se habría producido durante otro importante pulso acontecido durante el Mioceno, tal como lo evidencia los análisis de trazas de fisión en apatito.

Palabras Claves: *Orogenia andina, Deformación de piel gruesa y fina, evolución cinemática, Cordillera del Viento, Trazas de fisión en apatitos.*

Abstract

The Chos Malal fold-thrust belt is located in northwestern Neuquén province and includes more than 4500 meters of sediments that belong to the Neuquén Basin and were deformed during the Andean orogeny. Based in detailed field work, we reconstruct the geometry of the structures along four E-O profiles with two different sectors: one with the basement participation in the deformation and the other with the deformation in the sedimentary cover. The Cordillera del Viento is a huge basement wedge that involves paleozoics rocks and the Lotena and Cuyo Groups, and reach the beds of Auquilco Formation, which represents the first significant detachment level in the cover. This detachment, localized on a more deep level than those proposed by other authors, is strongly suggested by the Alamito Backthrust, which overthrusts part of the Tordillo Formation over the Vaca Muerta Formation. From the interpretation of seismic lines two more wedges were recognized in depth for the first section, this is agreement with the higher elevations in this sector, and an additional wedge in the three remaining sections. The restitution of the structures developed in the sedimentary cover allowed us to calculate of 15.7 km (28.1%), 15.7 km (28.31), 14.85 km (27%) y 14.12 km (26.23%) of shortening respectively for each of the sections.

The deformation in the area have been related to compressive event during Late Cretaceous, but also other important pulse occurred during the Miocene, as evidenced by the analysis of fission tracks in apatites.

Keywords: *Andean Orogen, thin and thick deformation, kinematic evolution, Cordillera del Viento, fission tracks in apatites*

1) Introducción

1.1. Ubicación del área

El área de estudio se ubica en la región noroeste de provincia de Neuquén, aproximadamente entre los 37°10' y 37°25' de latitud sur y los 70°15' y 70°30' de longitud oeste, en un sector que se extiende principalmente hacia el noroeste de la localidad de Chos Malal.

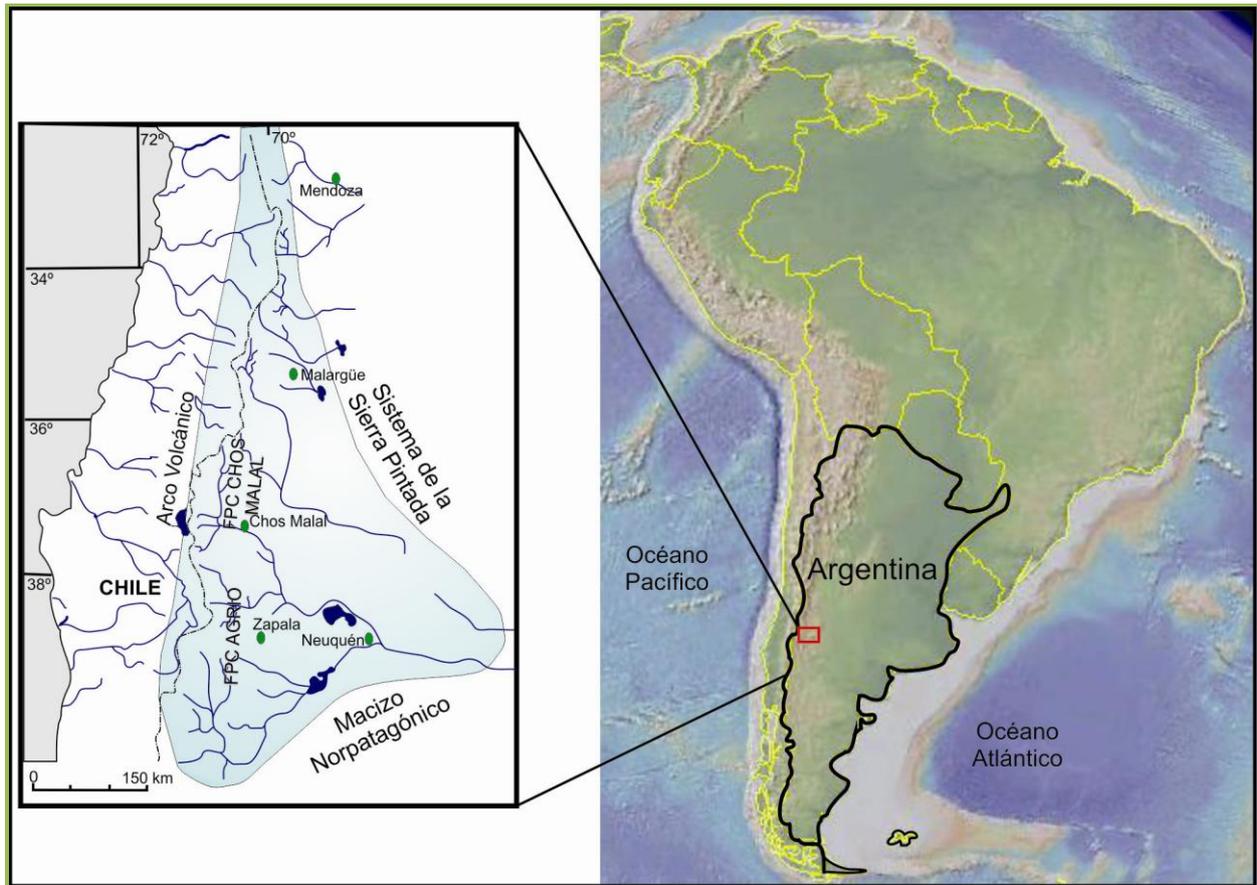


Figura 1.1- Localización del área de estudio en la Cuenca Neuquina.

La zona de interés se encuentra al norte del río Neuquén limitada hacia el oeste por la Cordillera del Viento y hacia el este por el Volcán Tromen (Fig. 1.2). Dicha región es conocida como la faja corrida y plegada de Chos Malal (Kozlowski *et al.*, 1996) y corresponde a la continuidad sur de la Cordillera Principal (Yrigoyen, 1979), siendo una zona de gran interés por formar parte de la Cuenca Neuquina, la principal productora de hidrocarburos de la Argentina (Fig. 1.1).

El área relevada abarca una superficie aproximada de 250 km². Las vías de acceso a la misma son varias siendo el principal acceso a la localidad de Chos Malal la ruta

nacional 40 y la ruta nacional 43 la que conecta a Andacollo (Fig. 1.2). Por otro lado, también existen caminos secundarios como los que se dirigen hacia la localidad de Tricao Malal y diferentes caminos vecinales.

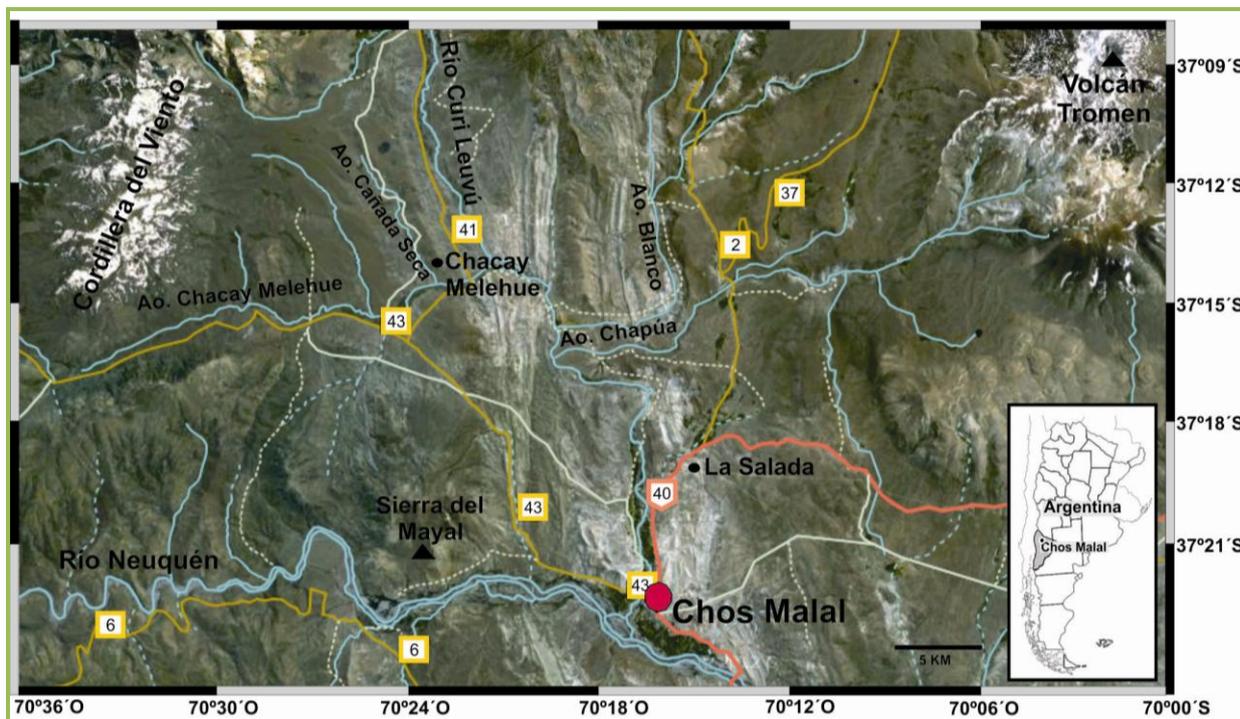


Figura 1.2- Área de estudio con la ubicación de los rasgos morfológicos más importantes.

El rasgo geomorfológico más característico dentro del área de estudio es la Cordillera del Viento, ubicada al oeste de la región, dispuesta meridionalmente y con alturas que alcanzan hasta 3.000 metros. Hacia el este empieza la secuencia plegada formando cadenas de menor altura también con una disposición general norte sur. Se destacan tres cerros formados por rocas intrusivas, el Cerro Negro (2.535 m) al sur de Tricao Malal, el cerro Mayal (1.975 m) situado en la margen izquierda del río Neuquén. Al sur del cerro Mayal se encuentra el cerro Caicayén (2.320 m), situado inmediatamente al sur del río Neuquén. El rasgo topográfico más elevado es el volcán Tromen, con 3.978 msnm, localizado en el sector oriental del área de estudio.

El clima de la región es cálido y seco en verano, con transición a un otoño subtemplado seco húmedo, mientras que la primavera es templada cálida y muy seca. Dichas características permiten visitar la zona casi en todas las épocas del año y la gran aridez favorece la exposición de las estructuras y rocas de la Cuenca Neuquina, lo cual hace de esta región un sitio ideal para el estudio de la geología cordillerana.

1.2. Objetivos

El principal objetivo de esta investigación es estudiar las estructuras que integran la faja corrida y plegada de Chos Malal en la región cordillerana del río Neuquén, aproximadamente entre los 37°10' y 37°25' de latitud sur y los 70°15' y 70°30' de longitud oeste, en un sector que se extiende principalmente hacia el noroeste de la localidad de Chos Malal.

En el área de estudio se localizan una gran cantidad de estructuras tectónicas, las cuales involucran tanto al basamento como a la cubierta sedimentaria. El entendimiento de estas estructuras representa un importante aporte para la comprensión de la configuración orogénica de los Andes, dado al interés científico y económico que despierta el área estudiada. Por esta razón, será de fundamental importancia realizar la caracterización geométrica de las estructuras más representativas de área y construir secciones balanceadas que aseguren su viabilidad. Las secciones estructurales serán analizadas en un contexto más regional con el objetivo de comprender la relación existente entre la deformación de las rocas sedimentarias y las estructuras de basamento, y de esta forma se podrá caracterizar el estilo estructural del área.

Por otro lado, para alcanzar un mayor entendimiento del estilo estructural, así como también lograr un mayor conocimiento de la edad de la deformación de la faja corrida y plegada de Chos Malal, se analizarán los resultados obtenidos a partir del estudio de muestras con el método de trazas de fisión en apatitos. La datación a partir de trazas de fisión en apatitos (AFTA) constituye uno de los principales métodos de termocronología de baja temperatura. En la actualidad, los estudios de AFTA son usados para reconstruir la historia termal a temperaturas inferiores a los 100-150°C, tales como las que encontramos en los niveles de la corteza superior o en las fajas corridas y plegadas. A partir de dicho análisis se espera poder proponer la evolución estructural y térmica de la región y determinar el tiempo de formación de las principales estructuras de este cinturón orogénico. Así mismo, se intentará relacionar las estructuras estudiadas con las edades obtenidas con el fin de proponer una secuencia de deformación para las estructuras que conforman dicho orógeno, así como también intentar diferenciar cual fue la importancia relativa de los diferentes pulsos de deformación que afectaron a este sector de los Andes neuquinos.

El cumplimiento de los objetivos planteados es de importancia dado el gran interés que despierta la faja corrida y plegada de Chos Malal desde el punto de vista científico, por formar parte de uno de los principales cordones montañosos, y desde el punto de vista económico por el gran número de yacimientos de hidrocarburos presentes en la zona, por lo cual los avances obtenidos en la presente tesis doctoral son una importante contribución al conocimiento y entendimiento del área.

1.3. Metodología

En una primera etapa se realizó un exhaustivo análisis bibliográfico de la información geológica disponible tanto de la estratigrafía como también de los diferentes modelos e interpretaciones estructurales y tectónicas realizadas particularmente en el área de Chos Malal.

Se realizaron cuatro extensas campañas de relevamiento geológico al área, en las cuales se recopiló una abundante información de campo, poniendo énfasis en la toma de datos estructurales (buzamiento de capas, fallas y pliegues, estructuras menores, fracturas, estrías, etc.). Toda la información fue colectada a través de más de 900 puntos de medición, posicionados mediante GPS (Fig. 1.3), los cuales, junto con el análisis de la información preexistente y la ayuda de imágenes satelitales georeferenciadas, permitieron elaborar un mapa geológico de escala 1:50.000. El mismo se realizó con el programa ArcGis 10.2 (ArcMap 10.2).

Se eligieron cuatro transectas de orientación aproximada este- oeste, de 40 kilómetros de extensión, separadas aproximadamente 5 kilómetros entre sí, las cuales atraviesan las principales estructuras geológicas del área. Sobre las mismas, considerando los datos de superficie junto con la información sísmica disponible y datos de perforaciones, se confeccionaron cuatro cortes estructurales balanceados. Cada uno de los cortes fue restituido mediante la técnica de conservación de la longitud de las líneas con el fin de asegurar la viabilidad geométrica de las interpretaciones y calcular los acortamientos tectónicos.

Para la reconstrucción e interpretación de las estructuras se tuvieron en cuenta los principales modelos geométricos y cinemáticos de pliegues relacionados a fallas (Suppe, 1985; Suppe y Medwedeff, 1990; Jamison, 1987; Erslev, 1991; Mitra, 1990; Narr y Suppe 1994; Allmendinger, 1998; entre otros). Entre ellos se destacan los modelos de

plegamiento por flexión (Suppe, 1983) y por propagación de falla (Suppe y Medwedeff, 1990) así como el plegamiento por propagación con cizalla triangular o *trishear* (Erslev, 1991), para lo cual se dispone de programas específicos (*Trishear* de Allmendinger, 1999; Pliegues 2D de Cristallini 2002-2004 y Move 2D, 3D, 4D de Midland Valley 2009) que permiten la construcción y restitución de las estructuras.

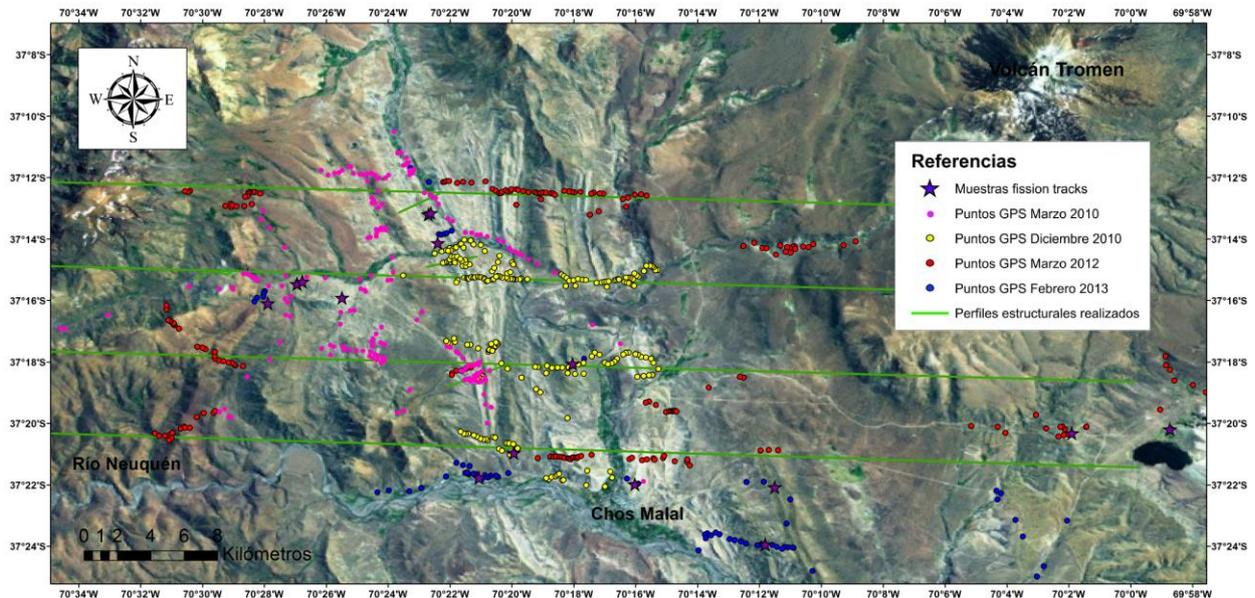


Figura 1.3- Puntos GPS tomados en las cuatro campañas realizadas, localización de las muestras de AFTA y ubicación de las secciones estructurales construidas.

Se analizaron los diferentes modelos existentes para el estudio de estructuras tectónicas tanto de piel fina como de piel gruesa. Para el estudio de las estructuras que involucran al basamento se consideraron, además de algunos de los autores previamente citados, las contribuciones de Narr y Suppe 1994, McConell 1994, Mitra y Mount 1998, y se elaboraron modelos cinemáticos propios y/o se continuaron y profundizaron las interpretaciones realizadas por el grupo de investigación en los últimos años en diferentes sectores de la Cordillera Principal (Dimieri *et al.*, 1993; Dimieri, 1992, 1997; Dimieri *et al.*, 2005; Fortunatti 2009; Turienzo y Dimieri 2005 a, b, c; Turienzo 2009, Turienzo, 2010; Turienzo *et al.*, 2012; entre otros). Íntimamente vinculado con la configuración geométrica de las estructuras está el estudio de su evolución cinemática la cual implica el conocimiento o la interpretación del desarrollo temporal, al menos relativo, entre las mismas. En relación a esto último, se analizó especialmente la relación existente entre la formación de las estructuras mayores que involucran al

basamento y la deformación observada en las rocas de la cubierta sedimentaria, contemplando la interacción entre mecanismos tales como la inversión de fallas normales y la generación de nuevas fallas en el basamento, a fin de desarrollar un modelo tectónico-estructural evolutivo para este sector de los Andes.

Finalmente, para poder cumplir con los objetivos de esta tesis, se recolectaron 20 muestras de areniscas pertenecientes a diferentes formaciones que conforman la columna estratigráfica de la Cuenca Neuquina, las cuales fueron procesadas en los laboratorios de la UNS y analizados y estudiados en la Universidad de Dalhousie, Canadá, bajo la supervisión de la Doctora Isabelle Coutand. Estas muestras fueron datadas mediante el método de trazas de fisión en apatitos y conjuntamente se realizó el análisis composicional de los granos estudiados con microsonda. La metodología específica de esta técnica se encuentra descrita en detalle en el apartado 7.2.1.

2) Marco geológico

2.1. Antecedentes del área

La zona norte de Neuquén ha despertado un gran interés desde el punto de vista económico, así como también científico, desde que se realizaron los primeros estudios hacia finales del siglo XIX. Los antecedentes de la región son numerosos debido a que la misma forma parte de la Cuenca Neuquina, la principal cuenca productora de petróleo del país. En el año 1885 Avé Lallement publicó en los Anales de la Sociedad Científica las primeras descripciones geográficas y mineras del sur de Mendoza y Neuquén descubriendo la existencia de rocas jurásicas en la provincia de Neuquén. Bodenbender realizó aportes fundamentales en una primera publicación en el año 1889, luego de haber visitado el cerro Tromen, el Fortín Chos Malal y otros lugares, quedando registrados en un mapa topográfico. Años más tarde, sus publicaciones estuvieron relacionadas a la descripción de las rocas eruptivas de la zona dentro de las cuales menciona los basaltos y dolerita del Volcán Tromen. En 1882, en el Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, hace mención de haber encontrado capas jurásicas fosilíferas, como también areniscas coloradas y capas margosas con calizas del Cretácico. De esta forma nació el interés por conocer los afloramientos mesozoicos, el cual continúa vigente hasta la actualidad debido a la gran importancia de la Cuenca Neuquina desde el punto de vista científico y económico.

Entre los años 1910- 1946 Keidel, Groeber y Leanza hacen su contribución al conocimiento de la zona mediante el estudio de amonites pertenecientes al kimmeridgiano. Keidel también realizó observaciones de las unidades jurásicas y cretácicas en las inmediaciones del arroyo Chacay Melehue con las cuales confeccionó un mapa escala 1:100.000, aunque el mismo sólo fue utilizado para uso interno de la Dirección de minas. Herrero Ducloux (1946, 1948) también contribuyó al conocimiento de los estratos Jurásicos de la Cuenca Neuquina.

Los estudios más detallados de la región fueron realizados por Groeber, quien fue un extraordinario geólogo que realizaría grandes aportes al conocimiento de los ciclos andinos de sedimentación y orogénesis de la provincia de Neuquén. En 1929 publicó "Líneas fundamentales de la Geología de Neuquén", aunque su principal contribución llegaría años más tarde en su publicación "*Las observaciones geológicas a lo largo del*

meridiano 70° (1946, 1947) la cual consistió de una serie de mapas que cubren la parte sur de la provincia de Mendoza y parte del norte de Neuquén, dentro de los cuales se encuentra la Hoja de Chos Malal. Su aporte fue fundamental ya que estableció las principales unidades de la Cordillera, basadas en los grandes ciclos sedimentarios, magmáticos y diastróficos que les dieran su origen. Así mismo, utilizó una nomenclatura estratigráfica local que perduró por años, la que en algunos casos se mantiene hasta la actualidad. Los términos Choيلولitense, Mendociano, Huitriniano, Mollelitense y Palaocolitense fueron introducidos por él.

A partir de los años 30, se inicia una nueva etapa del conocimiento de la geología de Neuquén. Hasta este momento se conocía la secuencia estratigráfica de las regiones cordilleranas y extraandina. También había información de las distintas transgresiones y el mecanismo estructural del ascenso de la cordillera. En los años posteriores se acumula una gran cantidad de información, de índole estratigráfica y estructural, que abre las puertas al desarrollo de la actividad petrolera. Dado el interés económico de la región, durante la década del cincuenta, los levantamientos geológicos en el área llevados a cabo por Yacimientos Petrolíferos Fiscales (YPF) se suceden de forma ininterrumpida. Paralelamente, la región cordillerana era estudiada por la Dirección de Minas. Algunos de los geólogos que hicieron su contribución fueron Lambert (1945, 1946), en el oeste de Zapala y en las nacientes de Catan Lil; y Zöllner y Amos (1973) quienes realizaron un importante aporte con la publicación de la Hoja Geológica 32b, Chos Malal en escala 1:200.000, la cual sigue vigente hasta la actualidad.

De este modo, hacia finales de los cincuenta existía una gran cantidad de información y un avance en el conocimiento respecto a la estratigrafía, los principales ciclos sedimentarios y sus variaciones faciales, información de subsuelo, datos paleontológicos, entre otros.

Los estudios realizados con posterioridad a este período contribuyeron a profundizar y mejorar la comprensión del área. Desde el punto de vista de la estratigrafía secuencial es de destacar el aporte de Gulisano *et al.* (1984), Legarreta y Gulisano (1989) y la guía de campo "El Jurásico de la Cuenca Neuquina" de Gulisano- Gutiérrez Pleimling (1994), en la cual se hace una recopilación de la estratigrafía y tectónica de la cuenca neuquina.

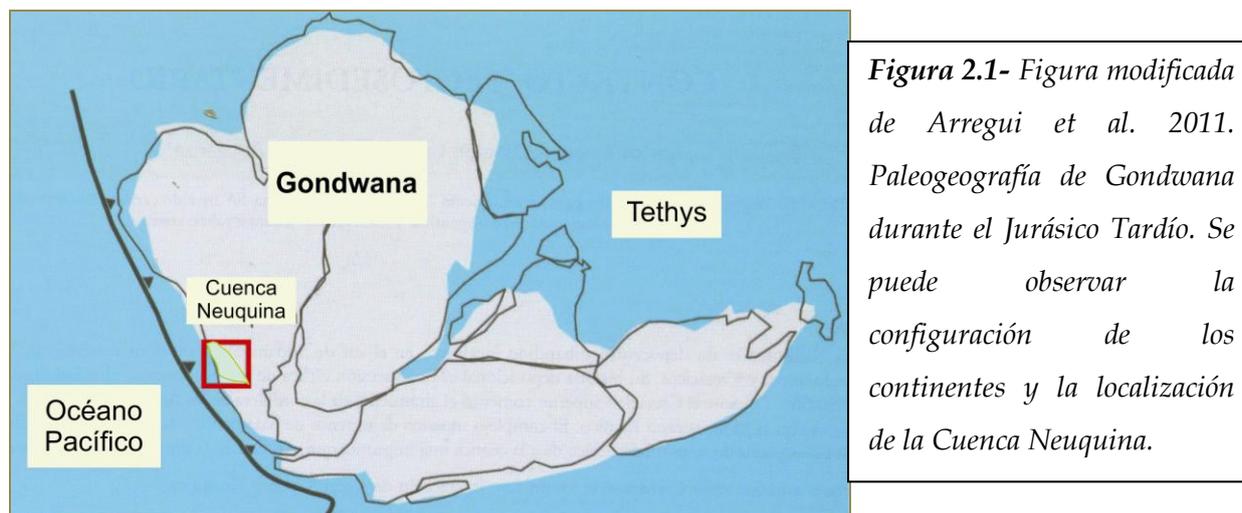
Los primeros estudios estructurales de la región fueron estuvieron a cargo de Braccini (1964, 1970) quien analizó los controles tectónicos de las Acumulaciones Mesozoicas, debido a la presencia de altos estructurales preliásicos, definiendo como elementos morfoestructurales a la Dorsal de la Cordillera del Viento y el Macizo del Tromen. Ramos (1978) incluye también a la Fosa de Chos Malal, definida más tarde como la Faja corrida y plegada de Chos Malal (Kozlowski *et al.*, 1996). Otros estudios regionales, que realizan un análisis tectónico, son los de Ramos y Barbieri (1988), Vergani *et al.* (1995), Ramos, (2004), Ramos y Folguera (2005), Zamora y Zapata (2005), Folguera *et al.* (2007, 2008), Zamora Valcarce (2009), entre otros.

En los últimos años se ha realizado un importante avance en el conocimiento del área, aunque muchos de esos estudios se han focalizado en las estructuras de deformación plio- cuaternarias en las proximidades del Volcán Tromen (Galland *et al.*, 2007; Messenger *et al.*, 2010; Gianni *et al.*, 2012; Sagripanti *et al.*, 2012) y a las estructuras extensionales jurásicas en la Cordillera del Viento (Fennel *et al.*, 2012; Giacosa *et al.*, 2014; Sagripanti *et al.*, 2014). Los trabajos que realizan un análisis estructural en la faja corrida y plegada de Chos Malal son de carácter regional pudiendo mencionar los aportes de Kozlowski *et al.* (1996, 1998), Chaveau *et al.* (1996), Zapata *et al.* (1999, 2002), Both y Coward (1996), Cobbold *et al.* (1999), Kozlowski *et al.* (1996, 1998), Nocioni (1996); Folguera *et al.* (2007) y recientemente Rojas Vera *et al.* (2014). Recientes contribuciones de nuestro grupo de investigación se focalizan en el análisis detallado de la geometría y cinemática de algunas estructuras en la faja corrida y plegada (FPC) de Chos Malal (Sánchez *et al.*, 2014; Turienzo *et al.*, 2014).

2.2. Marco Geotectónico

Diversos ciclos geotectónicos han actuado a lo largo del tiempo geológico, los cuales dieron lugar a la configuración actual del área estudiada. Tres ciclos orogénicos han afectado a la región: el ciclo Chánico y Gondwánico durante el Paleozoico y el ciclo andino durante el Mesozoico y Cenozoico. Cada ciclo se encuentra separado entre sí por importantes discordancias limitando rocas con diferente grado de deformación y metamorfismo (Leanza, 2009; Giacosa *et al.*, 2014). Durante el Devónico Tardío al Carbonífero Temprano aconteció el ciclo geotectónico chánico, el cual afecta a las rocas silúricas- devónicas de la Formación Guaraco (Llambías *et al.*, 2007; Zanettini *et al.*, 2012;

Giacosa *et al.*, 2014). A continuación de este ciclo tectónico se inicia el ciclo orogénico gondwánico como resultado del desmembramiento del súper continente Gondwana (Fig. 2.1), durante el lapso comprendido entre el Pérmico Temprano y el Jurásico Temprano (Ramos *et al.*, 2011). El cinturón orogénico Gondwánico puede ser considerado como un orógeno de tipo andino, donde la mayor parte de la deformación ocurre en condiciones no metamórficas, mientras que el metamorfismo se concentra cerca de la fosa, en el prisma de acreción (Rebolledo y Charrier, 1994; Wilner *et al.*, 2009). Este ciclo geotectónico se caracterizó también por su intenso magmatismo y su persistencia en el tiempo, desarrollados en dos pulsos representados por asociaciones plutónicas-volcánicas (Llambías, 1999). El primer pulso tuvo lugar en el Carbonífero compuesto principalmente por rocas de composición intermedia con características calcoalcalinas, tales como granodioritas, tonalitas, andesitas y dacitas. Luego de este evento, ocurrió una importante fase diastrófica, producto de un cambio del régimen tectónico de extensional a compresional asociado a un periodo de horizontalización de la placa (Ramos, 1988). Esta fase orogénica es conocida como San Rafael y generó un intenso plegamiento y fallamiento a causa de la rápida migración hacia el este de la deformación y del arco magmático originada por este régimen de subducción horizontal. Así mismo, es la responsable de la discordancia angular que separa las rocas volcánicas permo-triásicas de las unidades carboníferas tardías- pérmicas tempranas. A continuación, un período de relajación de esfuerzos, asociado al colapso de la orogenia gondwánica, se extendió hasta el Triásico temprano (Ramos *et al.*, 2011; Giacosa *et al.*, 2014). Durante este período se desarrolló el segundo pulso magmático, considerado como equivalente a la provincia volcánica-plutónica Choiyoi (Llambías, 1986; Llambías y Sato 1995; Suárez y De la Cruz, 1997; Sato *et al.*, 2008), con rocas de composiciones intermedias y ácidas, con un importante volumen de rocas riolíticas.



El Triásico también fue un período caracterizado por un importante régimen extensional generalizado asociado con la desintegración de Pangea. No existe un consenso general para explicar el inicio de esta etapa, la que posiblemente sea el resultado de la superposición de diferentes procesos. Algunos de los modelos propuestos para explicar la evolución tectónica de este sector andino durante el intervalo Pérmico- Jurásico inferior son: **a-** el desmembramiento del supercontinente Gondwana (Uliana *et al.*, 1988); **b-** el colapso gravitatorio del orógeno Gondwánico (Kay *et al.*, 1989); **c-** el pasaje a un segmento de subducción con alto ángulo (Ramos y Folguera, 2005; Ramos y Folguera, 2009), **d-** el desarrollo de una provincia ígnea gigante que registra transición de un ambiente orogénico a anorogénico (Kay *et al.*, 1989; Mpodozis y Ramos, 1989; Llambías y Sato, 1995), **e-** la formación de cuencas extensionales atribuidas a diferentes mecanismos de formación, desde sin-rifts intracontinentales a cuencas marginales (Charrier, 1979; Franzese y Spalletti, 2001; Franzese *et al.*, 2003; D’elia *et al.*, 2012; entre otros), **f-** el desarrollo del arco magmático andino a partir del Jurásico Inferior (Mpodozis y Ramos, 2008; Ramos, 2009). La Cuenca Neuquina fue originada en el Triásico Superior como resultado de este período de extensión intracontinental (Franzese y Spalletti, 2001). Se trata de una cuenca ensiálica iniciada por procesos acaecidos en el margen occidental de Gondwana (Uliana *et al.*, 1989; Legarreta y Uliana, 1996; Franzese y Spalletti, 2001). El inicio de esta cuenca se encuentra ligado a los procesos extensionales de intraplaca que generaron una serie de cuencas sedimentarias de retroarco a lo largo del margen pacífico, y cuencas extensionales o trastensionales en la región cratónica interna (Franzese y Spalletti,

2001). Estos depocentros presentan geometría de hemigraben (Uliana, *et al.*, 1989; Legarreta y Uliana, 1996; Vergani *et al.*, 1995) y la mayoría de ellos muestran actividad magmática contemporánea (Franzese y Spalletti, 2001). La presencia de discontinuidades y discordancias dentro de los depocentros ha sido identificada por varios autores, indicando periodos de reactivación tectónica durante la evolución de los hemigrabenes, las cuales controlaron la asimetría y la distribución de los ambientes depositacionales y sus facies (Franzese y Spalletti, 2001; Franzese *et al.*, 2006; Franzese *et al.*, 2007).

A partir del Triásico Tardío alto- Jurásico Temprano, finaliza la etapa de sin-rift (Fig. 2.2) y se instaura un régimen de subducción en el margen occidental de Gondwana con un angosto arco magmático y la presencia de una serie de cuencas extensionales de retroarco (Charrier, 1979, 2002; Uliana y Biddle, 1988; Legarreta y Uliana, 1991; Franzese y Spalletti, 2001; Ramos y Folguera, 2005; Howel, 2005). Se ha podido reconstruir el sistema extensional preservado en la Cordillera del Viento donde durante la formación de hemigrabenes se ha registrado la presencia de yacimientos de hierro bandeado. La edad de este episodio de retroarco obtenida mediante U/Pb SHRIMP en circones es de 185,2 Ma (Zappetini y Dalponte, 2010), la cual indicaría una edad pleinsbaquiana para el inicio de la subducción a estas latitudes.

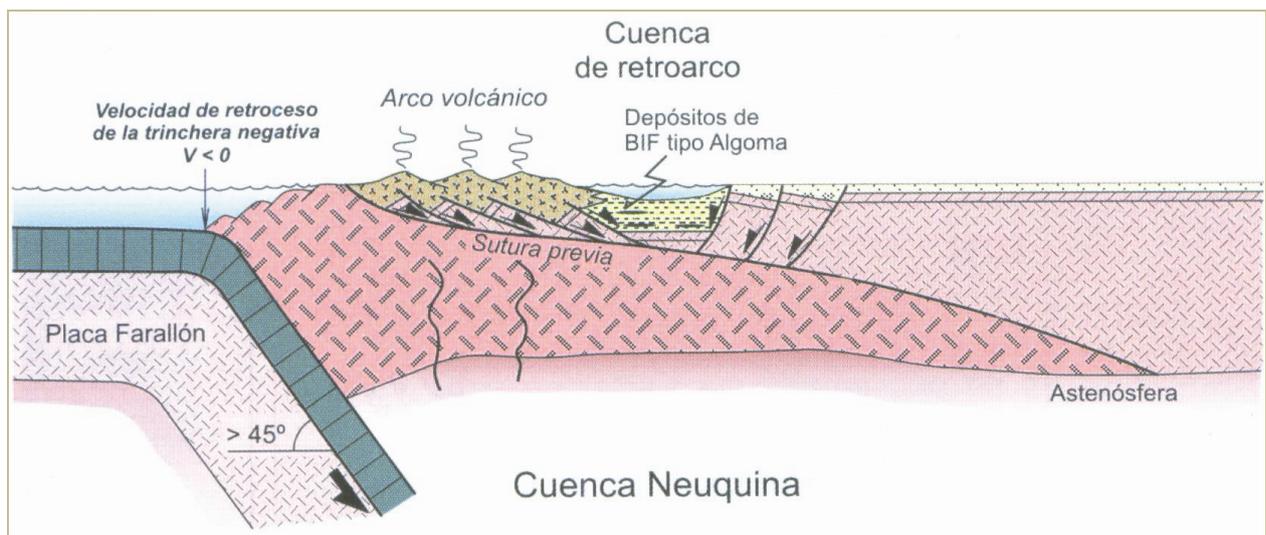


Figura 2.2- Marco tectónico propuesto por Ramos *et al.* (2011), en el que se caracteriza el inicio de la subducción durante el Jurásico inferior a un régimen extensional controlado por el movimiento absoluto hacia el este de la placa cabalgante.

Desde el Jurásico Temprano hasta el Cretácico Tardío la extensión está vinculada a la subsidencia térmica generalizada (Turic *et al.*, 1987), y evoluciona como una cuenca de retroarco conectada al Océano Pacífico que fue rellenada con más de 2000 metros de sedimentos marinos y continentales. Para el Cretácico superior alto se produce la desvinculación de la cuenca con el océano Pacífico y comienza la continentalización de la misma, desarrollándose como una cuenca de antepaís vinculada a la carga tectónica o bien al propio peso del arco volcánico (Ramos, 1993; Vergani *et al.*, 1995; Franzese *et al.*, 2003) y contemporáneamente se produce la acumulación del Grupo Neuquén.

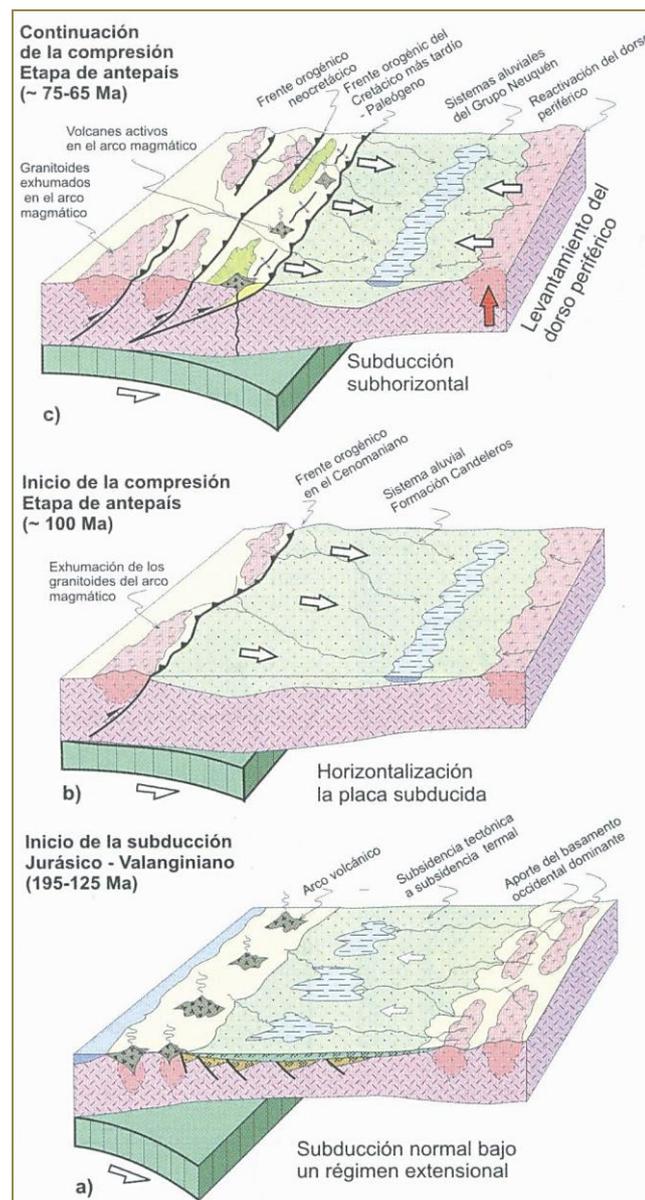


Figura 2.3- Variaciones en el sistema de subducción propuesta por Ramos y Folguera (2005). Nótese que el inicio de la deformación propuesto se encuentra alrededor de los 100 Ma.

El levantamiento del área, se habría iniciado durante el Cenomaniano temprano (98,6 Ma y 88 Ma) de acuerdo a los resultados obtenidos del estudio de zircones detríticos y trazas de fisión pertenecientes a la Formación Candeleros del Grupo Neuquén (Tunik *et al.*, 2010). Hacia finales del Cretácico se depositan los sedimentos marinos y continentales del Grupo Malargüe marcando la culminación del Ciclo Riográndico (Legarreta y Gulisano, 1989) y el inicio de la deformación de la Cuenca Neuquina (Fig. 2.3).

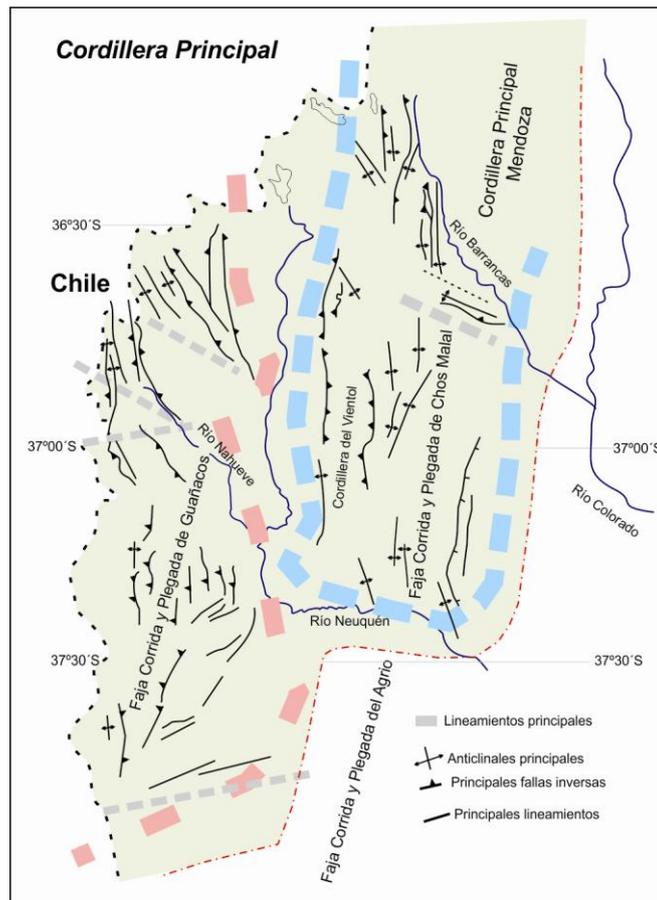


Figura 2.4- Figura modificada de Folguera *et al.* (2011), se observa la Cordillera Principal de Neuquén y las diferentes FPC incluyendo la de Chos Malal.

Según algunos autores la deformación de la cuenca se produjo a partir de diversas fases diastróficas vinculadas a variaciones en el ángulo de subducción de la placa (Fig. 2.3), las que controlan la posición del arco volcánico y por ende la distribución de volcánicas (Folguera *et al.*, 2002; Ramos y Folguera, 2005; Kay *et al.*, 2006; Zamora Valcarce *et al.*, 2006; Folguera *et al.*, 2007; García Guzmán y Cristallini, 2009; Folguera y Ramos, 2011; Folguera *et al.*, 2012; Rojas Vera *et al.*, 2014). Por otro lado, otros autores asocian estos pulsos de deformación a una compresión continua desde el Cretácico

Tardío en respuesta a cambios en la orientación de la convergencia y velocidad de subducción de la placa (Cobbold y Rossello, 2003), con sedimentos cenozoicos acumulados en una cuenca compresional o transpresional de antepaís (Cobbold *et al.*, 1999, 2008) y magmatismo emplazado en un ambiente tectónico compresivo (Galland *et al.*, 2007; Güerer *et al.*, 2012).

La subducción de la placa Nazca por debajo de la placa Sudamericana, con una dirección de convergencia de aproximadamente OSO-ENE, ha sido la responsable de la configuración actual de la Cordillera de los Andes, y por lo tanto de la formación de las diferentes fajas corridas y plegadas que la integran entre las cuales se encuentra la faja corrida y plegada de Chos Malal (Fig. 2.4). La misma fue dividida por Ramos (1978) en tres dominios: un sector interno con la participación del basamento en la deformación; un dominio externo de deformación de la cubierta sedimentaria y un sector sin deformar o antepaís (Fig. 2.5). Este cinturón orogénico se habría configurado durante tres pulsos de compresivos de deformación. El primero de ellos ocurrió durante el Cretácico Tardío, el segundo tuvo lugar en el Paleoceno y el último durante el Mioceno Medio a Temprano (Kozłowski *et al.*, 1996, 1998; Cobbold y Rossello, 2003; Silvestro y Atencio, 2009; Tunik *et al.*, 2010; Orts *et al.*, 2012; entre otros).

Estructuras cuaternarias diversas han sido observadas en la región, lo cual evidencia que la orogenia Andina continúa siendo activa en el área, si bien está en actual discusión cual es el régimen tectónico que opera localmente. Entre las posibles hipótesis, se ha propuesto la existencia de un régimen extensivo en base a la observación de fallas normales en las proximidades del volcán Tromen (Folguera *et al.*, 2008; Gianni *et al.*, 2012). Alternativamente, Galland *et al.* (2007) y Messenger *et al.* (2010) sugieren una tectónica local bajo un campo de esfuerzos compresivos a partir de plegamiento y fracturación observado en las coladas provenientes del volcán Tromen y elevación de las terrazas del río Neuquén. Una tercera interpretación evalúa la coexistencia de ambos tipos de estructuras proponiendo desplazamientos laterales y un cierto grado de partición de la deformación (Backé *et al.*, 2006; Sagripanti *et al.*, 2012).

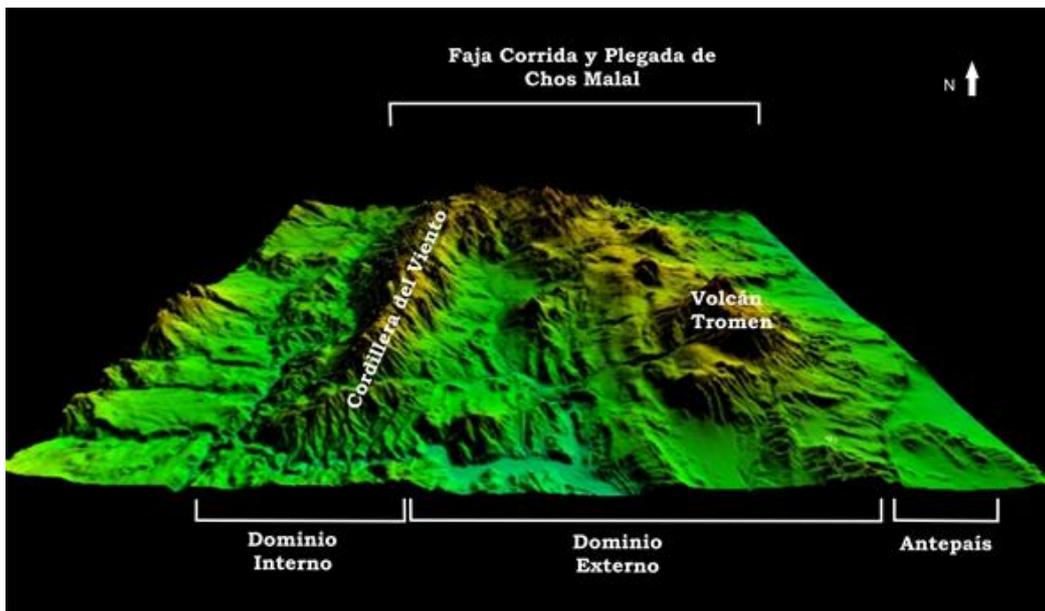


Figura 2.5- Imagen DEM de los diferentes dominios reconocidos para la FPC de Chos Malal, propuestos por Ramos (1978).

3) Estratigrafía

La región de Chos Malal constituyó uno de los principales depocentros de la cuenca neuquina y por lo tanto las unidades allí expuestas presentan un notable desarrollo. En este sector más de 7000 metros de sedimentos fueron acumulados desde el Triásico tardío hasta la actualidad. Según Legarreta- Gulisano (1989) la Cuenca Neuquina se puede dividir en tres grandes secciones: basamento prejurásico, relleno sedimentario mesozoico, cobertura vulcano-sedimentaria cenozoica.

Era	Período	Época/edad	Ma	Formación	Grupo	Evento tectónico	
Cenozoico	Cuaternario	Holoceno	0			Subsistencia diferencial Subsistencia térmica Extensión	
		Pleistoceno	0,01				
		Plioceno	1,8				
		Mioceno	5,3	Intrusivos volcánicos y clásticos sinorogénicos			
	Paleógeno		Oligoceno	23,8			
			Eoceno	33,7	Hiatus		
			Paleoceno	55			
			Maastrichtiano	65,5	Pircala		Grupo Malargüe
			Campaniano	70,6	Roca		
			Cretácico	Superior	Santoniano		83,5
Coniaciano	85,8	Río Colorado					
Turoniano	89,3	Río Neuquén					
Cenomaniano	93,5	Río Limay					
Inferior	Albiano	99,6			Rayoso	Grupo Rayoso	
	Aptiano	112			Huitrín		
	Barremiano	125		Agrio	Grupo Mendoza		
	Hauteriviano	130		Mulichinco			
	Valanginiano	136		Vaca Muerta + Quintuco			
	Berriasiano	140					
Tithoniano	146						
Kimmeridgiano	151						
Jurásico	Superior	Oxfordiano	156	Tordillo	Grupo Lotena		
		Calloviano	161	Auquílco			
			161	La Manga			
		Medio	Bathoniano	165	Tábanos	Grupo Cuyo	
			Bajociano	168			
	Aaleniano		172	Los Molles			
	Toarciano		176	Chachil			
	Pleinsbaquiano		183	La Primavera			
	Triásico	Superior		190	Milla Michicó	Ciclo Precuyano	
				197			
Medio			199,6				
			245	Cordillera del Viento			
			251				
			251				
Paleozoico	Pérmico		251	La Premia	Complejo volcánico plutónico Huingancó		
			251	Gr. Huingancó			
	Carbonífero		299	Huaraco	Grupo Andacollo		
		299	Arroyo del Torreón				

Figura 3.1- Cuadro tectonoestratigráfico con las principales unidades de la región. Basado en Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1995; Leanza, 2003, 2009; Leanza et al., 2005, 2013; Cristallini et al., 2009; Llambías et al., 2007; Tunik et al., 2010).

3.1. Basamento pre-jurásico

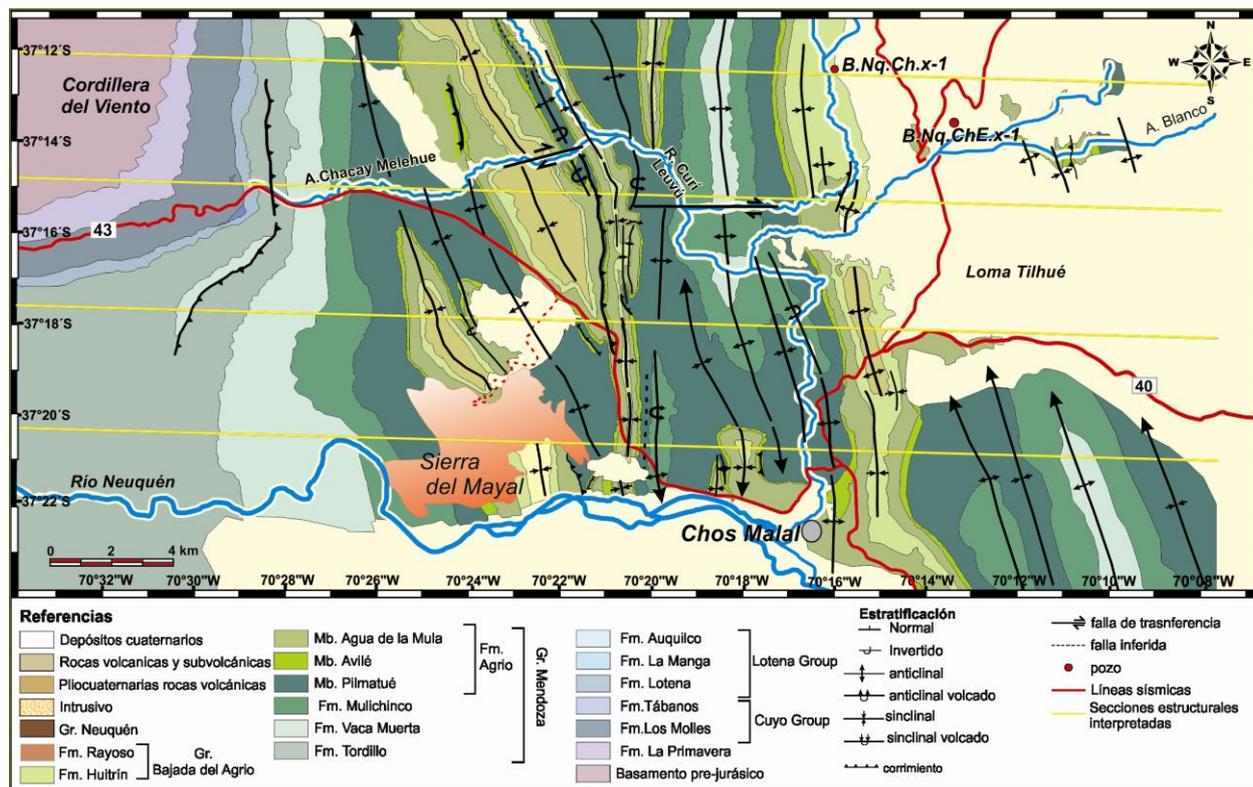


Figura 3.2- Mapa geológico simplificado del área de estudio.

Las rocas más antiguas presentes en el área de estudio se encuentran aflorantes en la Cordillera del Viento (Fig. 3.2). En este estudio se considerará la estratigrafía propuesta por Llambías *et al.* (2007) para la región sur de la Cordillera del Viento. La unidad estratigráfica más antigua, se encuentra en el flanco noroeste de la Cordillera del Viento, fuera del área de estudio. Son rocas metasedimentarias agrupadas en la Formación Guaraco Norte de edad Devónica Superior (Giacosa *et al.*, 2014). En discordancia angular se encuentra el Grupo Andacollo (Digregorio, 1972) de edad Carbónica Superior, asignada a través de fósiles marinos. Este grupo está constituido por las Formaciones Arroyo del Torreón y Huaraco presentes en el flanco oeste de la Cordillera del Viento. La primera está integrada por tobas y coladas riolíticas, que pasan hacia arriba a areniscas cuarzosas y a sedimentitas marinas pelíticas. La Formación Huaraco está compuesta por aproximadamente 700 metros de lutitas y limolitas verde oscuro a negro con intercalaciones de bancos de areniscas con fósiles marinos (Llambías *et al.*, 2007). Zirrones ígneos de domos riolíticos, intruidos en las ignimbritas de la parte inferior de la Formación Arroyo del Torreón tienen una edad de 327.9 ± 2.0 Ma (U-Pb SHRIMP, Suárez *et al.*, 2008). También, fueron datadas riolitas

interdigitadas, las cuales poseen una edad de 326 ± 3 Ma (U-Pb SHRIMP, Hervé *et al.*, 2013), es decir que se le puede asignar una edad Carbonífera Temprano a esta unidad (Fig. 3.1).

A continuación, discordantemente se encuentran las rocas del Complejo volcánico-Plutónico Huingancó (Llambías *et al.*, 2007). Las mismas también se hallan aflorantes en el sector occidental de la Cordillera del Viento. Este Complejo está formado por las rocas extrusivas de la Formación La Premio (Mendez *et al.*, 1995) y las unidades intrusivas del Granito Huingancó (Digregorio, 1972). La Formación la Premio consiste principalmente de ignimbritas oscuras dacíticas-riolíticas, con depósitos de conglomerados y areniscas subordinados, de acuerdo a Suarez esta unidad podría alcanzar los 1000 metros de espesor (Fig. 3.3). Por otro lado, el Granito Huingancó esta conformado por grupo de plutones que abarca un rango desde granodioritas a monzogranitos, con domos riolíticos subvolcánicos. Este complejo que abarca desde el Pérmico al Triásico Inferior forma parte de un importante evento magmático, plutónico y volcánico, correlacionable al ciclo Choiyoi (Llambías *et al.*, 1993, 2007).



Figura 3.3- Rocas ígneas del basamento pre-jurásico. **a-** Roca piroclástica, **b-** Típico afloramiento de coladas volcánicas aflorantes al este de la Cordillera del Viento.

3.2. Relleno Sedimentario

El relleno sedimentario tuvo lugar principalmente durante el Jurásico y el Cretácico, con una sucesión predominantemente clástica que alcanza los 7000 metros (Vergani *et al.*, 1995). La sedimentación en la Cuenca Neuquina está representada por sucesivos ciclos de acumulaciones marinas y continentales mesozoicas que se inician con los

depósitos del Ciclo Precuyano, y continúan con los depósitos de los Grupos Cuyo, Lotena, Mendoza, Rayoso y Neuquén (Legarreta y Gulisano, 1989).

3.2.1. Ciclo PreCuyano

El término “Precuyano” fue utilizado por primera vez por Gulisano (1981) para referirse informalmente a un conjunto de rocas sedimentarias y piroclásticas del Jurásico Inferior que se desarrollaban entre el basamento y las sedimentitas del Ciclo Cuyano (Gulisano, 1981). Las mismas se definieron con geometría marcadamente irregular, de tipo cuña y espesores que alcanzan los 1000 m. Posteriormente Gulisano *et al.*, (1984) en el marco de un estudio de estratigrafía secuencial desarrollado para la secuencia jurásica del oeste de la provincia del Neuquén, lo definieron como Ciclo Precuyano.

El ciclo precuyano según Gulisano *et al.* (1984) comprende a la Formación Cordillera del Viento (Leanza *et al.*, 2005) formada por mantos de brechas y lavas andesíticas con escasas andesitas de edad Triásico medio a Superior. Esta formación se depositó sobre una extensa superficie de erosión labrada sobre el Complejo Huingancó, estando relacionado al régimen tectónico extensional generador de numerosos rifts y precursor del desmembramiento de Gondwana y del inicio del ciclo Ándico. Discordantemente se encuentra la Formación Milla Michicó (Freytes, 1969). Sus afloramientos contornean el flanco oriental de la Cordillera del Viento (Fig. 3.1). La Formación Milla Michicó está constituida por lavas basálticas o basalto andesíticas (Llambías *et al.*, 2007). Los depósitos pertenecientes a este ciclo representan un estadio de relleno inicial de la cuenca en la etapa de incipiente conformación. Tal proceso está íntimamente ligado a un evento de distensión regional asociado a un fuerte vulcanismo (Gulisano *et al.*, 1984).

La última unidad que integra el Ciclo Precuyano es la Formación La Primavera (Suarez y de la Cruz, 1997) o también conocida como Unidad indiferenciada (Gulisano-Gutiérrez Pleimling, 1994). Tiene sus mejores exposiciones en las proximidades del arroyo Chacay Melehue donde alcanza los 400 metros de espesor (Llambías *et al.*, 2007; Leanza *et al.*, 2013). Sus depósitos se apoyan discordantemente sobre la Formación Milla Michicó y son cubiertos en aparente concordancia por las calizas de la Formación Chachil (Leanza *et al.*, 2013). Corresponde a una sucesión volcánoclastica con fósiles marinos que denotan la presencia de aguas someras, sugiriendo que la sedimentación

estaba fuertemente influenciada por una tectónica extensional. Suárez *et al.* (2008) proveen una edad SHRIMP de $183 \pm 1,3$ Ma para esta unidad. En el área de estudio la Formación La Primavera fue observada al este de la Cordillera del Viento como bancos resistentes a la erosión compuestos de depósitos de conglomerados matriz sostén y matriz sabulítica (Figs. 3.2 y 3.4). La composición de los clastos es cuarzosa y también se reconocieron clastos tabulares de pizarras. Además de los niveles conglomerádicos se observaron bancos blanquecinos de hasta 2 metros de espesor, tobáceos, ricos en restos de bivalvos (Fig. 3.4). Intercalados con los anteriores, se observan niveles de arena gruesa y brechas con clastos angulosos de pizarras.



Figura 3.4. *a-Fósiles marinos de edad pleinsbaquiana tardía de la Formación La Primavera a la izquierda, b-Depósitos tobáceos de la Formación la Primavera. Estos depósitos se atribuyen a la etapa correspondiente al sin-rift.*

3.2.2. Grupo Cuyo

(Groeber, 1946; Stipanovic *et al.*, 1968)

A continuación de los depósitos del Precuyano, se produce una expansión de la cuenca la cual coincide con un largo período de subsidencia, durante el cual comienza una importante sedimentación marina evidenciada por la depositación del Grupo Cuyo (Groeber, 1946; Gulisano, 1981; Gulisano y Pando, 1981; Gulisano *et al.*, 1984; Leanza, 2009; Arregui *et al.*, 2011).

El Grupo Cuyo en el área de estudio está integrado por tres unidades: la Caliza Chachil, Los Molles y Tábanos, las cuales corresponden al Ciclo Cuyano de Groeber (1946).

3.2.2.1. *Caliza Chachil*

(Weaver, 1942)

Esta unidad sobreyace sobre la Formación La Primavera y es cubierta por las pelitas anóxicas de la Formación Los Molles. Son bancos de calizas grises con intercalaciones tobáceas, de edad Pleinsbaquiano Temprano a (185.7 ± 0.4 Ma) a Toarciano Temprano (182.3 ± 0.4 Ma). Estas edades corresponden a dataciones U/Pb realizadas recientemente en los zircones presentes en el material tobáceo (Leanza *et al.*, 2013). Sobre la base de estas nuevas evidencias, se considera a la Caliza Chachil como un importante marcador estratigráfico del inicio del Grupo Cuyo, la cual representa un episodio instantáneo de inundación casi generalizada en Gondwana occidental. Esta unidad marca el inicio del Grupo Cuyo, seguido de la generalizada depositación de las pelitas negras. Por consiguiente, estas calizas pueden ser consideradas como el sello natural del Ciclo Precuyano (Leanza *et al.*, 2013).

3.2.2.2. *Formación Los Molles*

(Weaver 1931)

Dicha unidad aflora en el flanco oriental de la Cordillera del Viento, comprendida entre los depósitos de la Caliza Chachil y la Formación Tábanos (Figs. 3.1 y 3.2). El pasaje respecto a la primera es transicional. Presenta alrededor de 800 metros de espesor de pelitas negras con alto contenido orgánico intercaladas con bancos arenosos, depositadas en un régimen turbidítico (Fig. 3.5.a). Es frecuente la presencia de niveles ricos en amonoides y bivalvos. La edad de esta formación fue determinada a partir de su contenido de amonites desde el Toarciano al Caloviano Inferior (Riccardi, 1993; Gulisano y Gutiérrez Pleimling, 1995).

Las capas se encuentran buzantes hacia el este, aunque dado a el comportamiento incompetente de las pelitas es muy frecuente observar repliegues y fallas menores (Fig. 3.5. b y c).

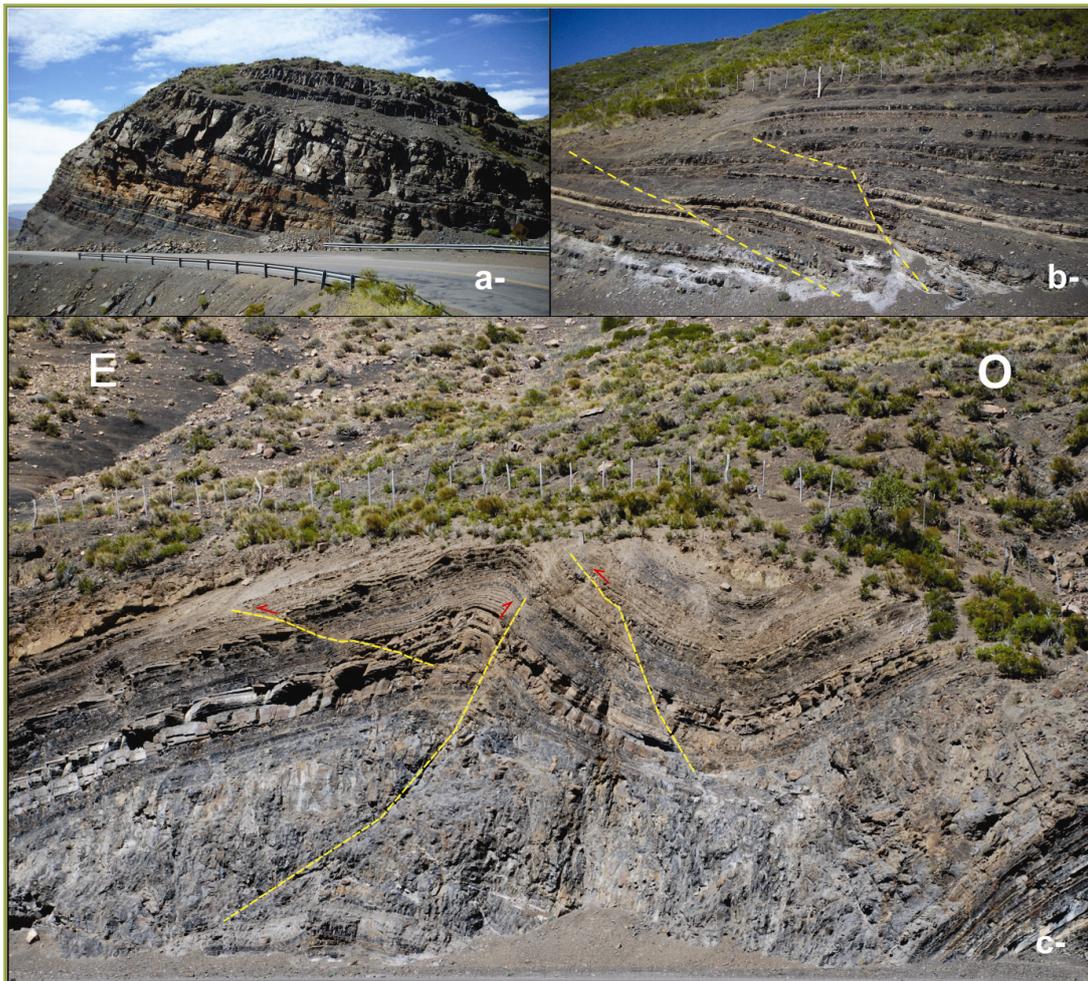


Figura 3. 5. *a-Intercalaciones de pelitas y areniscas, turbidíticas de la Formación Los Molles sobre la ruta que se dirige a la localidad de Andacollo, b- Corrimientos de escala menor, c- Pliegue por propagación de falla el cual es afectado en su limbo trasero por una segunda falla. El sinclinal se encuentra afectado por un “out of syncline thrust”*

3.2.2.3 Formación Tábanos

(Stipanovic, 1966; Dellapé *et al.*, 1979)

Esta formación aflora en el sector oeste del área, en el flanco oriental de la Cordillera del Viento, continuando con la disposición homoclinal buzante hacia el este (Fig. 3.2). Los afloramientos son discontinuos de norte a sur. Se apoya sobre la Formación los Molles y es cubierto discordantemente por la Formación Lotena, por lo que su edad queda acotada al Caloviano medio.

Está constituida por calizas estromatolíticas, yeso nodular y laminado y anhidrita de color gris blanquecino (Fig. 3.6). En muchos casos el yeso se halla reemplazado por calcita. Presenta una fábrica tabular y una laminación ondulada e irregular; es frecuente

observar textura brechosa y una apariencia rugosa. El espesor es variable, entre 5 a 15 metros (Fig. 3.6.a).

Estas evaporitas estarían confinadas a la zona de talud y centro de cuenca en condiciones hipersalinas (Legarreta y Uliana, 1999). Las mismas representan un estadio final de acumulación donde se verifica la restricción del ambiente marino, aunque sin pérdida total de conexión con el mar abierto, asociado a un momento de déficit de suministro clástico (Gulisano *et al.*, 1984).

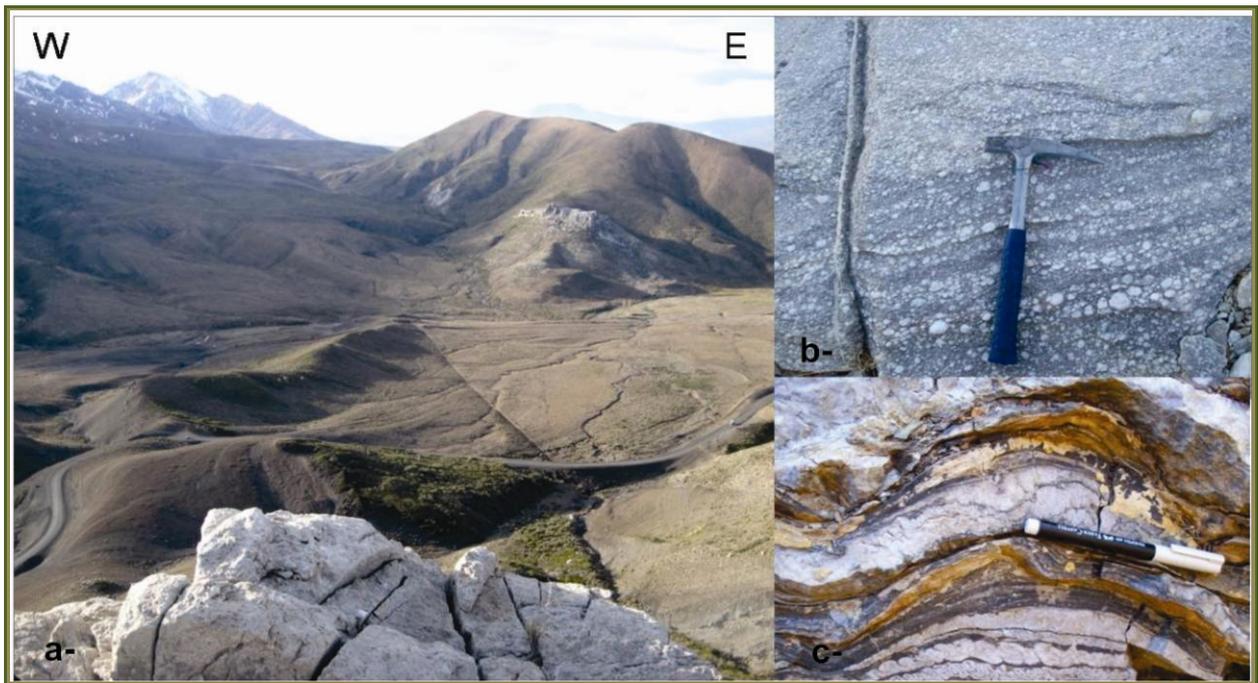


Figura 3.6. *a-* Afloramientos de la Formación Tábanos sobre la ruta que se dirige a la localidad de Andacollo, *b-* Textura típica de yeso nodular, *c-* Pliegues ptigmáticos.

3.2.3 Grupo Lotena

(Legarreta y Gulisano, 1989)

Este grupo está integrado por las Formaciones Lotena, La Manga y Auquilco. Corresponden al Loteniano- Chacayano dentro del ciclo “Jurásico” (Groeber *et al.*, 1953). Estas están constituidas por depósitos de distinta composición, desde materiales silicoclásticos de variada granulometría hasta carbonáticos y evaporíticos (Fig. 3.7). El Grupo Lotena se encuentra limitado en techo y base por dos discordancias que las separa de los Grupos Cuyo y Mendoza respectivamente (Gulisano *et al.*, 1984).



Figura 3.7- Afloramientos del Grupo, la totalidad del Grupo Lotena y hacia el techo las areniscas de la Formación Tordillo. Todas las capas se encuentran en secuencia normal buzantes hacia el Sur.

Las tres unidades afloran en el sector oeste del área estudiada, en la ladera oriental de la Cordillera del Viento buzantes hacia el este, con afloramientos que se disponen en franjas elongadas norte-sur. Hacia el sur el rumbo varía, bordeando a la Cordillera del Viento (Fig. 3.2).

3.2.3.1 Formación Lotena - Formación La Manga

(Weaver, 1931- Stipanovic, 1965)

La Formación Lotena fue definida por primera vez por Weaver (1931) y la Formación La Manga por Stipanovic (1965). La Formación Lotena suprayace sobre la Formación Tábanos y su edad es Caloviano medio- inferior determinada a partir de amonites (Fig. 3.8). Es una unidad clástica, compuesta por bancos de conglomerados compuestos por clastos de cuarzo y vulcanitas grises, y areniscas fluviales en la base, que pasan a areniscas finas con estratificación cruzada, limolitas y pelitas marinas laminadas hacia el techo de tonalidades pardo amarillentas a verdosas.



Figura 3.8. *a-* Areniscas típicas de la Formación Lotena con su clásica tonalidad amarillenta, *b-* Por encima se observan las calizas de la Formación La Manga.

El espesor en la zona de Chacay Melehue es de 150 metros. Estos depósitos son sucedidos por sedimentos carbonáticos, que pasan en forma gradual a sedimentos clásticos, generalmente pelíticos y finalmente terminan en una secuencia homogénea de calizas depositadas en una plataforma carbonática de la Formación La Manga aflorantes al este de la Cordillera del Viento hacia el sur del Arroyo Chacay Melehue (Gulisano *et al.*, 1984). El espesor de las calizas es de 15 a 30 metros.

3.2.3.2 Formación Auquilco

(Schiller, 1912 y Weaver, 1931)

El Yeso Principal o Formación Auquilco fue nombrada por primera vez por Schiller (1912) quien la describió como una sucesión evaporítica blanquecina de hasta 400 m de espesor. En su desarrollo característico predominan los depósitos de anhidrita en estratos de hábito nodular formados por diagénesis temprana en medios subácueos o subaéreos. Los componentes subordinados incluyen carbonatos esquelético-pelletoidales y abultamientos de caliza criptoalgácea afectada por brechamiento. En la zona de Chacay Melehue se compone de bancos bien definidos de calizas, bien cristalizadas, en parte yesíferas, con abundantes pliegues internos con espesores reducidos que no sobrepasan los 20-25 metros, siendo las potencias comunes de 5 a 10 metros (Stipanovic, 1965).

Estos depósitos evaporíticos fueron interpretados como un evento de desecación de la cuenca luego de la depositación de las calizas marinas de La Manga, pasando a

conformar una cuenca evaporítica aislada. La Formación Auquilco se habría desarrollado en un cuerpo de aguas someras e hipersalinas vinculadas de manera restringida con el Océano Pacífico, lo que habría producido cambios relativos del nivel del nivel de base dentro del depocentro (Legarreta, 2002).

3.2.4 Grupo Mendoza

(Stipanovic *et al.*, 1968)

Este grupo definido por Stipanovic *et al.* (1968) está integrado por las Formaciones Tordillo, Vaca Muerta- Quintuco, Mulichinco y Agrio. Corresponde a los ciclos Tordillense y Mendociano de Groeber (1946) y forma parte del ciclo Ándico indicado por el mismo autor. En la región comprendida entre la Cordillera del Viento y el Volcán Tromen el mismo se encuentra bien representado. Los afloramientos se inician al oeste del área de estudio continuando la secuencia homoclinal con las Formaciones Tordillo y Vaca Muerta. Hacia el este del cerro La Parva, las unidades de este grupo afloran en una gran extensión afectados por los pliegues y corrimientos que conforman la faja corrida y plegada de Chos Malal.

3.2.4.1. Formación Tordillo

(Stipanovic, 1966)

Esta Formación fue definida por Groeber (1946) como Tordillense. En el área de estudio la Formación Tordillo aflora en el área de Chacay Melehue y en la región de Pampa Tril, fuera del área de estudio (Figs. 3.9 y 3.10).



Figura 3.9- Areniscas rojizas de la Formación Tordillo aflorantes al oeste del Cerro Mayal, al norte del río Neuquén. Debido a su alta resistencia a la erosión respecto a las unidades aledañas, la Formación Tordillo forma comúnmente serranías o cordones de un importante relieve.

Esta unidad es predominantemente clástica y en la región de Chacay Melehue posee un espesor estimado entre 600 y 900 metros (Leanza *et al.*, 1977; Gulisano *et al.*, 1994). En el área la Formación Tordillo sobreyace a la Formación Auquilco. Está formada por gruesos bancos de conglomerados con clastos de rocas volcánicas, areniscas con estratificación entrecruzada e intercalaciones de arcilitas gris verdosas. Esta unidad presenta las clásicas tonalidades pardas rojizas. En esta localidad, los depósitos fueron adjudicados a sistemas fluviales tipo *braided* con esporádicos episodios de inundación (Gulisano *et al.*, 1994).

Las variaciones litológicas y granométricas pueden ser interpretadas como el desarrollo de litofacies controladas por la ubicación y distribución de las áreas de aporte (Fig. 3.9). Es así como en el oeste los depósitos conglomerádicos son de importancia, pasando a predominar las areniscas y pelitas hacia el este (Leanza *et al.*, 1977). Estudios recientes de U/Pb realizados en zircones detríticos de la Formación Tordillo mostraron una estimación de la edad máxima de depositación para esta unidad de 144 Ma (Naipauer *et al.*, 2014)

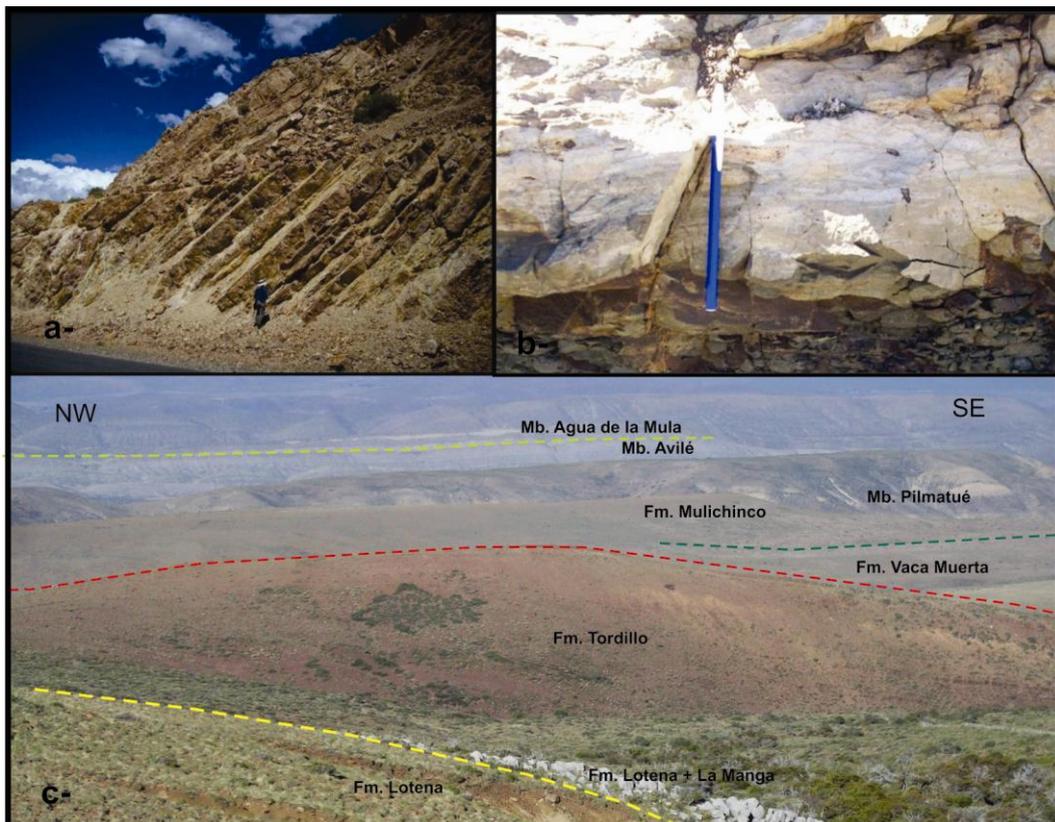


Figura 3.10. *a-* Afloramiento de la Formación Tordillo camino hacia la localidad de Andacollo, *b-* Areniscas tobáceas, *c-* Fotografía panorámica del Grupo Lotena y del Grupo Mendoza en la ladera oriental de la Cordillera del Viento.

3.2.4.2 Formación Vaca Muerta

(Weaver, 1931)

Esta unidad ha sido muy estudiada en el ámbito de toda la cuenca neuquina dado a su importancia como roca generadora de hidrocarburos. La misma fue definida por Weaver (1931) para referirse al conjunto de pelitas negras y calizas, portadoras de una rica fauna amonitífera, en la sierra de Vaca Muerta en la provincia de Neuquén. La misma yace concordantemente sobre la Formación Tordillo, y la relación con la Formación Mulichinco también es de concordancia. En este estudio se considerara a la Formaciones Vaca Muerta- Quintuco (Weaver, 1931) en su conjunto, dado que el pasaje entre las mismas es transicional, y muchas veces indiferenciables salvo por su contenido fosilíferos, tal como lo propuso Leanza (1973) al extender la Formación Vaca Muerta hasta la base de la Formación Mulichinco.

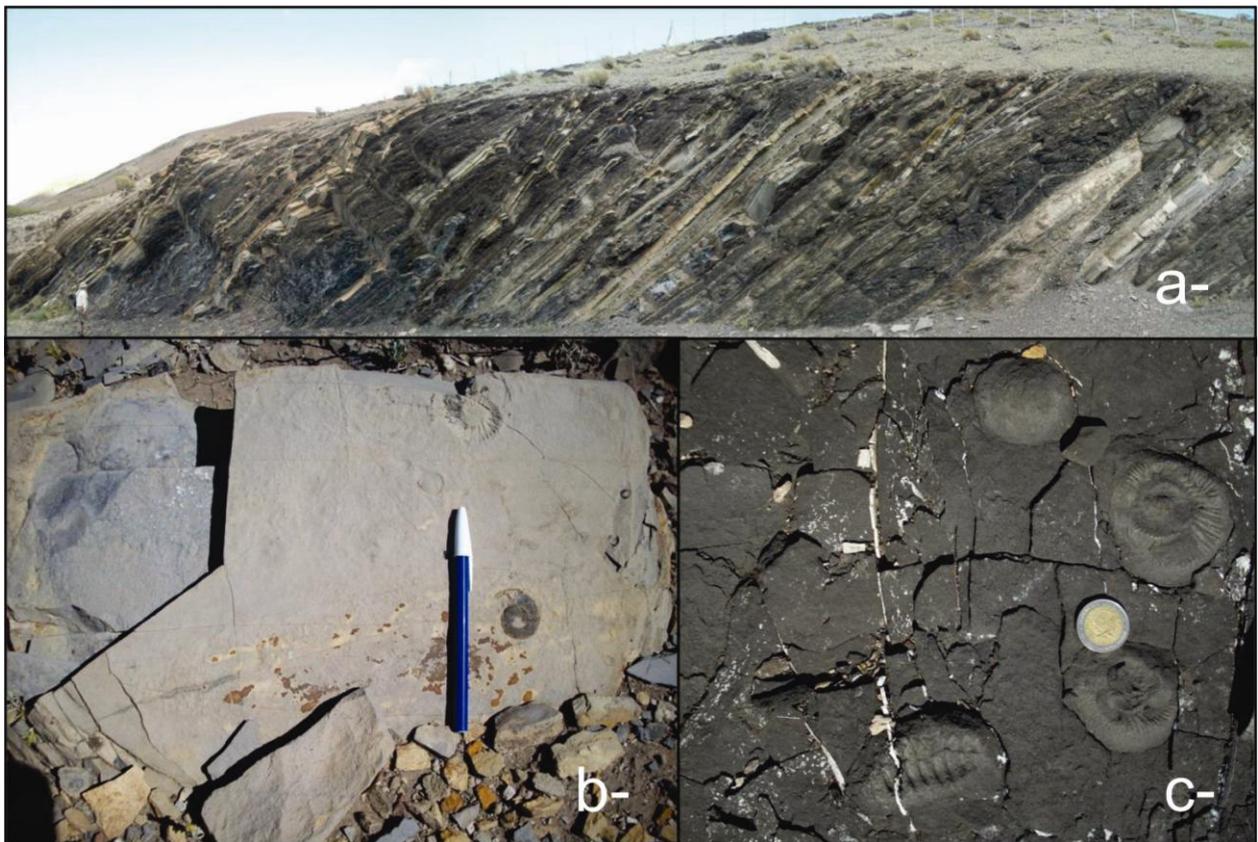


Figura 3.11. *a-* Afloramiento de la Formación Vaca Muerta. Se caracteriza por la alternancia de pelitas negras y margas, **b y c-** Fósiles principalmente de amonites presentes en las pelitas negras de la Formación Vaca Muerta.

Esta unidad jurásica tardía está caracterizada por importantes espesores de pelitas negras ricas en materia orgánica, bien laminadas, con intercalaciones de calizas, arcilitas y limolitas arcillosas (Fig. 3.11.a). En algunos sitios se observan bancos lenticulares de areniscas finas y muy finas. Suelen intercalarse bancos de calizas arcillosas, esqueléticas. Presenta niveles con abundantes amonoideos, los que muchas veces se encuentran dentro de concreciones calcáreas (Figs. 3.11. a y b). Esta alternancia de margas y arcilitas calcáreas ricas en materia orgánica de ambiente marino, son el resultado de un periodo de máxima transgresión y mar alto (Legarreta y Uliana, 1991). Dicha alternancia litológica responde a ciclos de dilución y productividad posiblemente influenciados por cambios climáticos. Los ciclos de dilución estarían vinculados con un mayor aporte clástico desde las áreas continentales, en tanto que los ciclos de productividad podrían reflejar fluctuaciones de temperatura y nutrientes, relacionadas con la producción biogénica en zonas superficiales. En general el ambiente de sedimentación de estas pelitas indican un ambiente anóxico, de interior de cuenca a plataforma externa (Legarreta y Uliana, 1991, 1996; Spalletti *et al.*, 1999; Concheyro *et al.*, 2006; Kietzmann *et al.*, 2008). Esta unidad es portadora de una gran cantidad de fauna marina, como amonites, en base a los cuales se determinó una edad Tithoniana a Valanginiana inferior (Leanza *et al.*, 1977; Kietzmann y Vennari, 2013).

Los afloramientos de esta unidad se encuentran en el flanco oriental de la Cordillera del Viento, y en el núcleo del anticlinal de Las Máquinas. Más hacia el este, las rocas de esta unidad también fueron reconocidas en el pozo Chapúa este x-1 formando parte de las estructuras de plegamiento en subsuelo. El espesor de la misma es de alrededor de 700 metros.

3.2.4.3 Formación Mulichinco

(Weaver, 1931)

Esta unidad fue definida por Weaver (1931) para designar al conjunto de areniscas, conglomerados y areniscas calcáreas con fósiles comprendido entre la Formación Vaca Muerta y la Formación Agrio. Transicionalmente a las pelitas de la Formación Vaca Muerta se depositó esta Formación de edad Valanginiana tardía (Leanza, 1973; Gulisano *et al.*, 1984).

Esta unidad está compuesta por aproximadamente 500 metros de conglomerados, areniscas y limolitas (Fig. 3.12). Los paquetes más arenosos presentan estratificación entrecruzada y lenticular (Figs. 3.12. a y c). Son frecuentes las intercalaciones de calizas y bancos ricos en bivalvos, gastrópodos y corales, los cuales junto con trazas de vertebrados marinos (Fig. 3.13), sugieren un ambiente marino somero para el área de interés (Rodríguez *et al.*, 2007; Pazos, 2009) o fluvio-lacustres a marino marginales (Zavala *et al.*, 2000). El pasaje de esta unidad con la Formación Mulichinco también es transicional, como lo refleja la mayor frecuencia de niveles calcáreos fosilíferos hacia el techo de esta Formación.

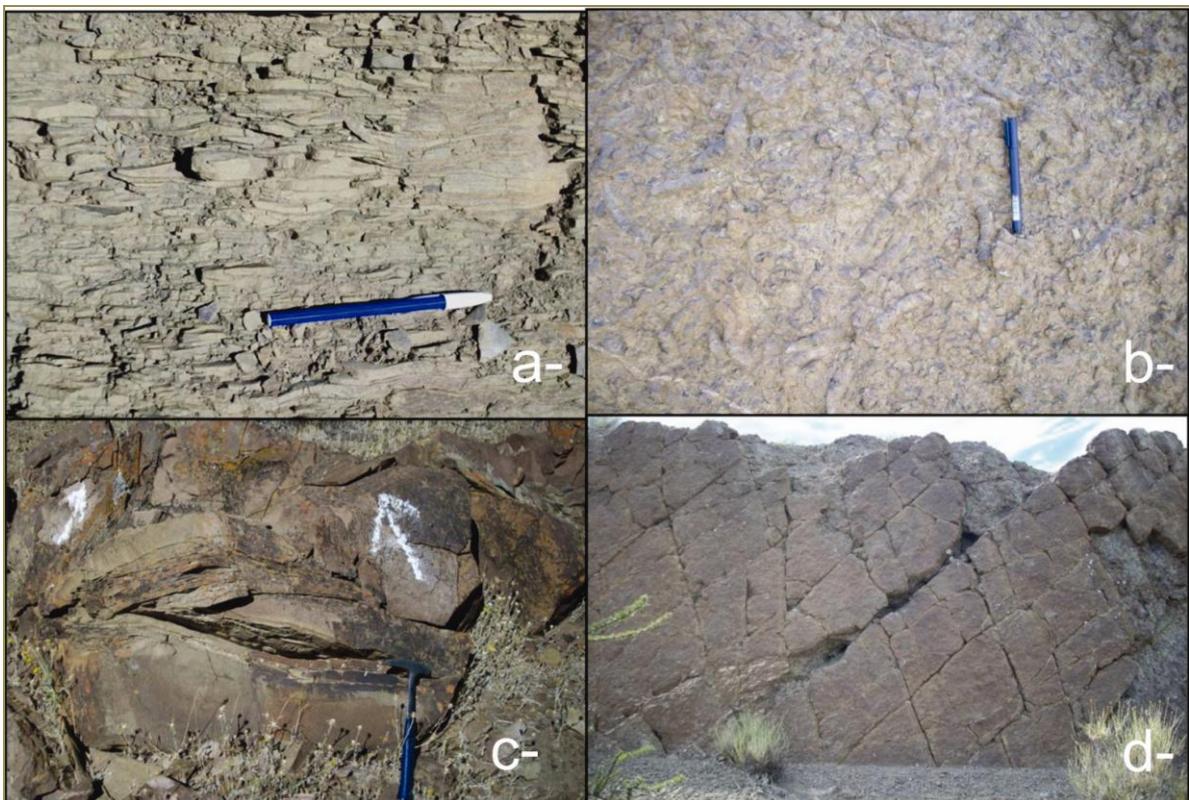


Figura 3.12- La Formación Mulichinco presenta una gran variedad de litologías en el área de estudio, **a-** areniscas con estructuras sedimentarias, **b-** coquinas, y niveles pelíticos hacia la Formación Agrío, **c-** bancos lenticulares, **d-** el desarrollo de diaclasas es muy notorio en los bancos de coquinas de la Formación Mulichinco.



Figura 3.13- La Formación Mulichinco presenta un alto contenido fosilífero entre los que se reconocen *Trigonias sp.*, *Turriteleas sp.*, bivalvos, amonites entre otros. Las capas con mayor contenido fosilífero se encuentran en la transición con la Formación Agrio.

3.2.4.4. Formación Agrio

(Weaver, 1931)

Esta Formación fue definida por Weaver (1931) en la provincia de Neuquén y es una de las unidades más potentes y mejor expuestas en la región. Clásicamente se la dividió en tres Miembros conocidos como Miembro Agrio inferior, Miembro Avilé y Miembro Agrio superior (Legarreta y Gulisano, 1989). Posteriormente, Leanza y Hugo (2001) propusieron los nombres de Miembro Pilmatué, Miembro Avilé y Miembro Agua de la Mula. En el área de estudio esta unidad se encuentra ampliamente representada desde el cerro de la Parva hacia el este y es posible diferenciar sus tres miembros (Fig. 3.14).



Figura 3.14- Vista del cerro de La Parva en el cual se observa el Miembro Pilmatué de la Formación Agrio, y por encima las areniscas verdosas del Miembro Avilé perteneciente a la misma Formación.

El pasaje de esta Formación respecto de la Formación Mulichinco es de forma transicional. El Miembro Pilmatué, en los alrededores de Chos Malal, está constituido por 650 metros de una sucesión marina de lutitas grises y fangolitas marinas, finamente laminadas, con abundante contenido fosilífero que incluye amonites, gastrópodos, bivalvos, briozoos, corales, entre otros (Aguirre-Urreta *et al.*, 2011). También presenta intercalaciones de bancos de calizas, frecuentemente son delgados de entre 20-30 centímetros.

Este Miembro fue depositado en un ambiente de *shoreface*-plataforma influido por tormentas, mientras que las intercalaciones delgadas de bancos de calizas representan una serie de secuencias de somerización (Spalletti *et al.*, 2001). En el terreno se observaron 600 metros de esta unidad mientras que en los datos del registro del pozo Chapúa x-1 se midió un espesor mínimo de 522 metros, debido a que no se atraviesa el contacto entre la Formación Agrio y la Formación Mulichinco.

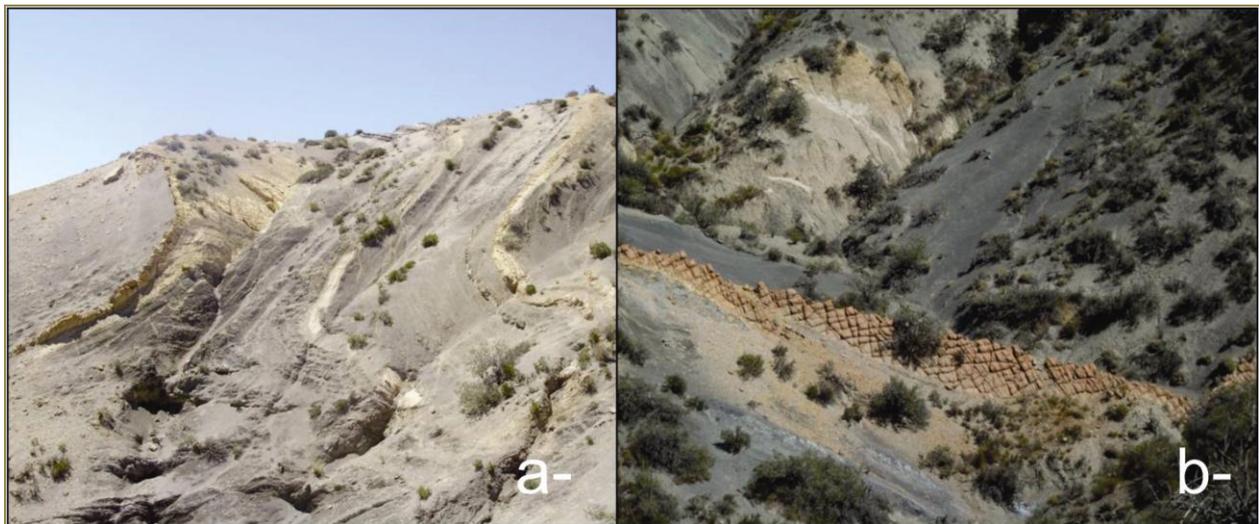


Figura 3.15- El Miembro Pilmatué de la Formación Agrio presenta extensos afloramientos en esta región **a-** En muchos casos las pelitas se observan deformadas, **b-** es muy frecuente la presencia de bancos de calizas sobresalientes en el terreno que presentan una capa exterior de óxidos de hierro confiriéndole un color anaranjado tan característico.

Los bancos arenosos presentan estructuras sedimentarias tales como estratificación cruzada y laminar. También son frecuentes las intercalaciones de bancos de arenas finas a muy finas y niveles pelíticos gris oscuros-verdosos. En la base de este Miembro se observan intraclastos de pelitas, los que indican el carácter erosivo del agente que los

depositó. También, en los bancos arenosos se encuentran concreciones altamente silicificadas (Figs. 3.16 y 3.17 a-d).

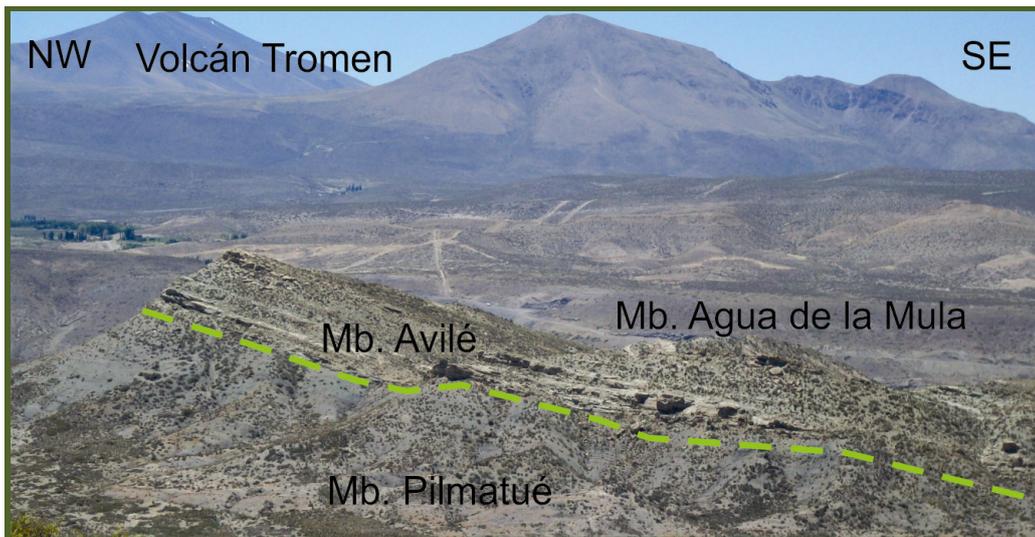


Figura 3.16- Se observa un clásico afloramiento de las areniscas verdosas del Miembro Avilé. Forman crestones resistentes en el terreno, contrastando con el Miembro Inferior y Superior constituidos mayoritariamente por pelitas. Al fondo de la fotografía se observa uno de los rasgos topográficos más conspicuos de la región, el volcán Tromen.

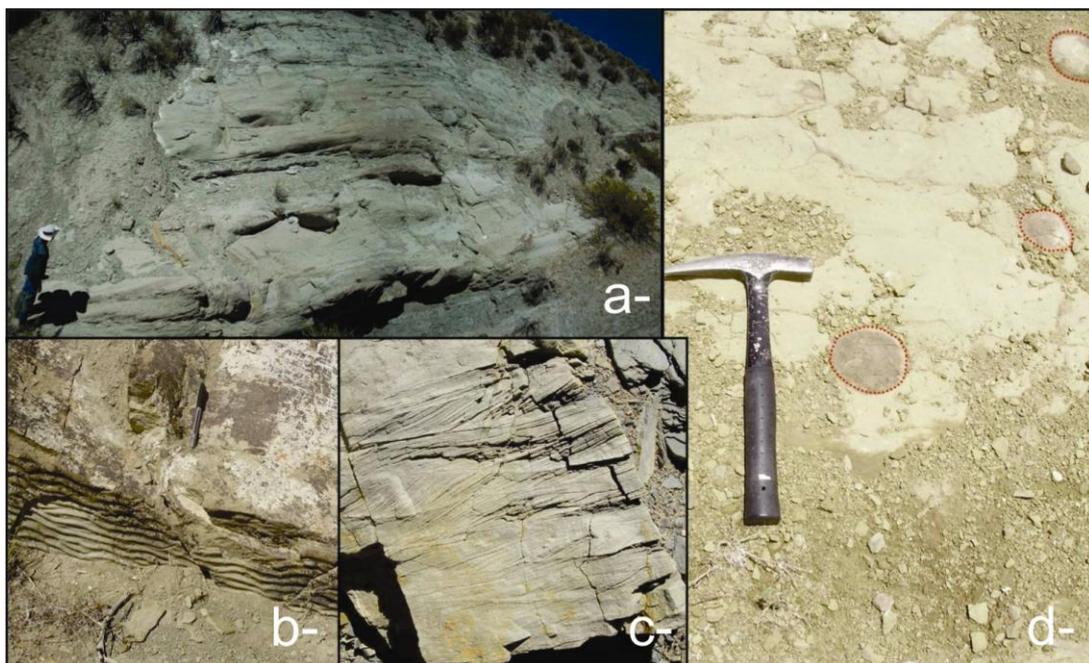


Figura 3.17- Se observan las diferentes estructuras reconocidas en el Miembro Avilé, tales como **a-** estratificación, **b-** ondulitas, **c-** estratificación entrecruzada, **d-** nódulos silicificados.

Por encima del Miembro Avilé se encuentra el Miembro Agua de la Mula, de menor espesor que el Miembro Pilmatué, de alrededor 250 metros en las cercanías del Arroyo

Chapúa (Fig. 3.17 a y b). Este Miembro evidencia una importante transgresión, la cual dio lugar a la acumulación en su base de pelitas negras, margas y calizas subordinadas, depositadas en un ambiente marino (Lazo, 2007), el cual hacia el tope evoluciona a un ambiente marino marginal con depósitos de lutitas negras intercaladas con limolitas y areniscas (Fernández y Pazos, 2012).

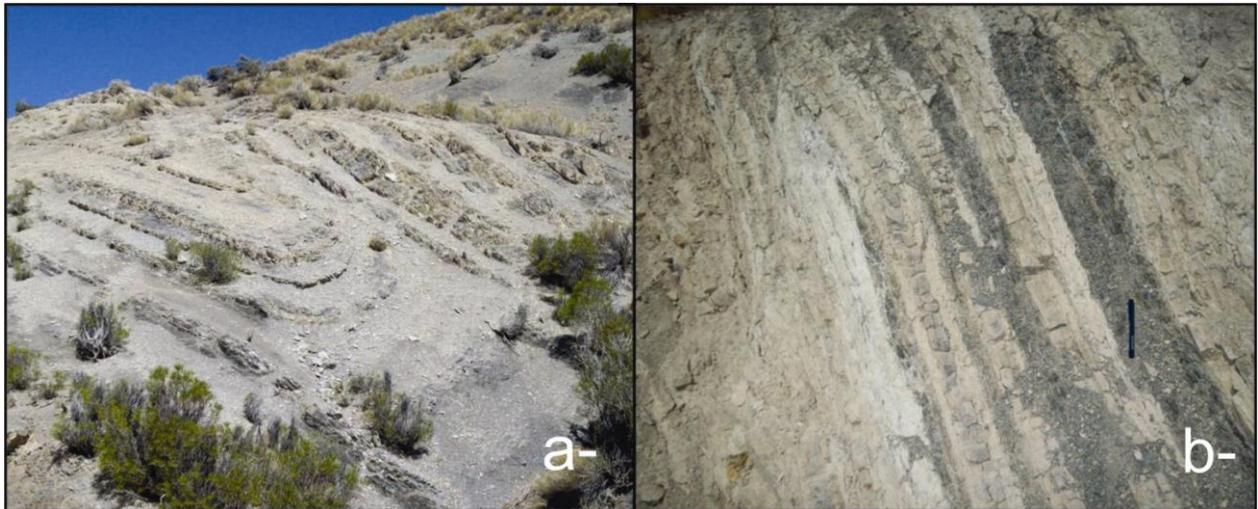


Figura 3.18- a y b- Afloramiento del Miembro Agua de la Mula de la Formación Agrio. Esta Formación está constituida por niveles pelíticos, los cuales frecuentemente están afectados por plegamiento relacionado a fallamiento.

3.2.5. Grupo Rayoso/ Bajada del Agrio

El Grupo Rayoso está constituido por las Formaciones Huitrín y Rayoso (Uliana *et al.*, 1995 y Legarreta y Gulisano, 1989). En la actualidad este Grupo también se lo conoce con el nombre de Bajada del Agrio (Mendez, *et al.*, 1995) considerando la nomenclatura del Código Estratigráfico Argentino (1993).

3.2.5.1. Formación Huitrín

(Groeber 1946, 1947)

Fue definida por Groeber (1946, 1947) como el Huitriniano o yeso de transición, formada por cuatro miembros: Miembro Chorreado; Miembro Troncoso, Miembro La Tosca y Miembro La Salina (Cervera y Leanza, 2009). En el área estudiada los cuatro miembros se encuentran bien representados y por su litología muchas veces son utilizados como estratos guías. Los afloramientos más occidentales se encuentran en franjas elongadas norte- sur a la altura del Cerro Mayal. También fueron observados en

el área de las Máquinas, en la región de la salada, camino hacia Caepe Malal y en la zona del codo del arroyo Chapúa (Fig. 3.19).

El miembro Chorreado (Fig. 19.a) se apoya concordantemente sobre las pelitas y calizas de la Formación Agrio. Son calizas pardas amarillentas masivas, oquerosas, muchas veces silicificadas, de reducido espesor, de algunos metros (Fig. 19. a. b).

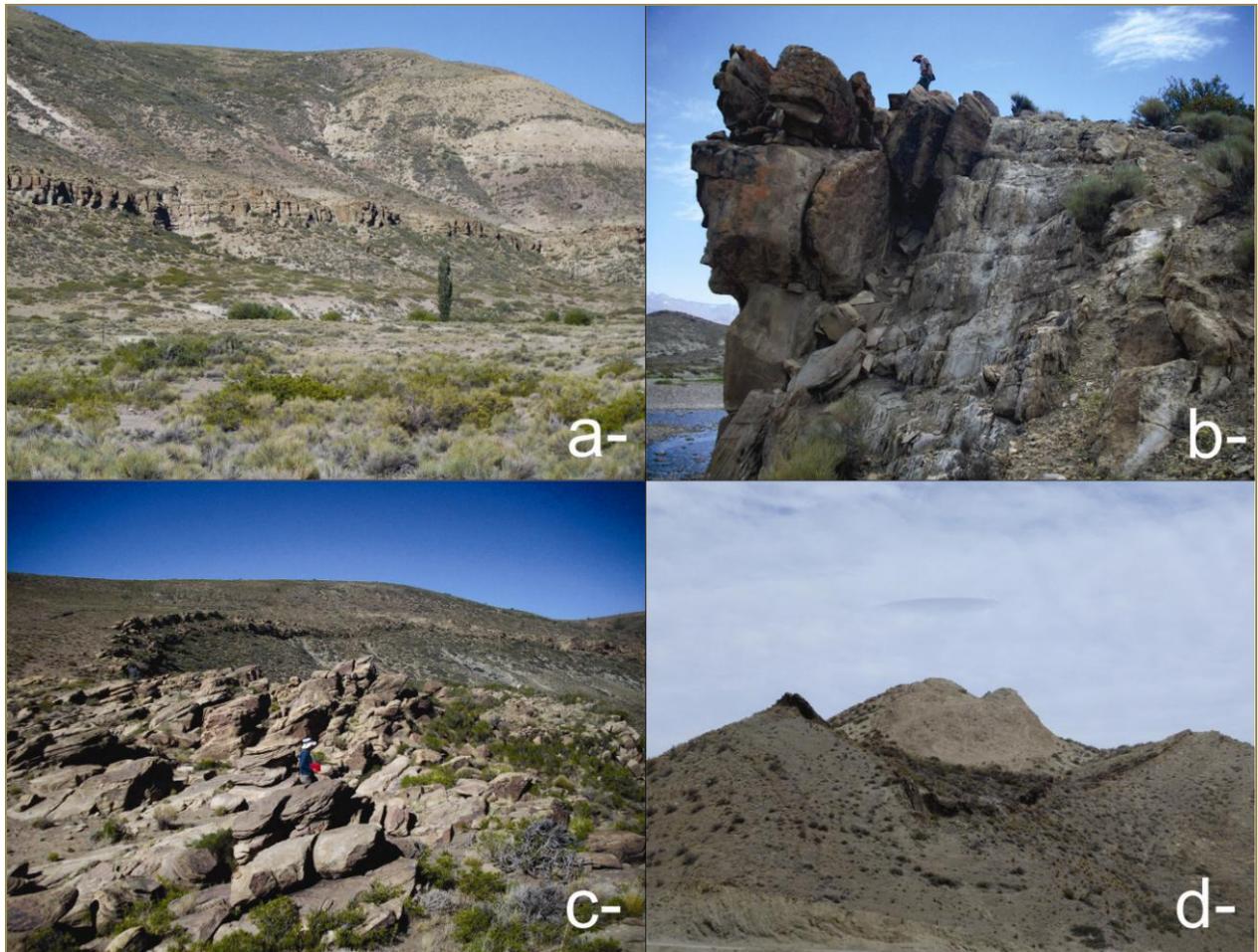


Figura 3.19- Los afloramientos de la Formación Huitrín presentan un aspecto característico, donde resaltan las areniscas en la base del Miembro Troncoso cubiertas por potentes niveles evaporíticos acumulados al tope de dicho miembro, frecuentemente preservados en el núcleo de los principales sinclinales de la región. **a-** Se observa la Formación Huitrín y por encima los estratos de la Formación Rayoso, **b-** Areniscas del Miembro Troncoso, con la clásica tonalidad parda con un alto grado de buzamiento, **c-** Areniscas del Miembro Troncoso cerrando la charnela de un sinclinal, **d-** Miembro Troncoso en los flancos del sinclinal y en el núcleo las evaporitas del Miembro Troncoso.

El miembro Troncoso inferior (Fig. 3.20.a) se apoya concordantemente sobre las pelitas y calizas de la Formación Agrio. Son areniscas pardas amarillentas de grano fino a medio, con intercalaciones pelíticas verdosas. Los bancos arenosos presentan

estratificación en artesa y paralela (Fig. 3.20.b). Por encima de estos depósitos, en algunos casos, se encuentra el Miembro Troncoso superior, constituido por depósitos de yeso, areniscas finas y limolitas verdosas; sobre los que se depositan las calizas dolomíticas del Miembro La Tosca (Fig. 3.20.c). Finalmente se encuentran areniscas finas, limolitas y arcilitas varicolores yesíferas del Miembro Salina.

Los depósitos de este Grupo se inician con un episodio de inundación que permitió la acumulación de las calizas del Miembro Chorreado, en un ambiente marino somero. Por otro lado, el miembro Troncoso inferior constituye depósitos arenosos dominados por facies eólicas (Legarreta, 1985; Veiga y Rossi, 1992). La naturaleza evaporítica del Miembro Troncoso Superior representa una transgresión bajo un régimen hipersalino (Legarreta y Uliana, 1991) que culminan con los depósitos de la Caliza La Tosca la cual es consecuencia de la condición de climax de ese evento de inundación que ocurrió hacia el Aptiano tardío-Albiano Temprano.

La edad de este Grupo está dada en base a la edad de la Formación Agrio, mientras que el límite superior fue acotado al Albiano medio de acuerdo al estudio de microflora (Volkheimer, 1978).

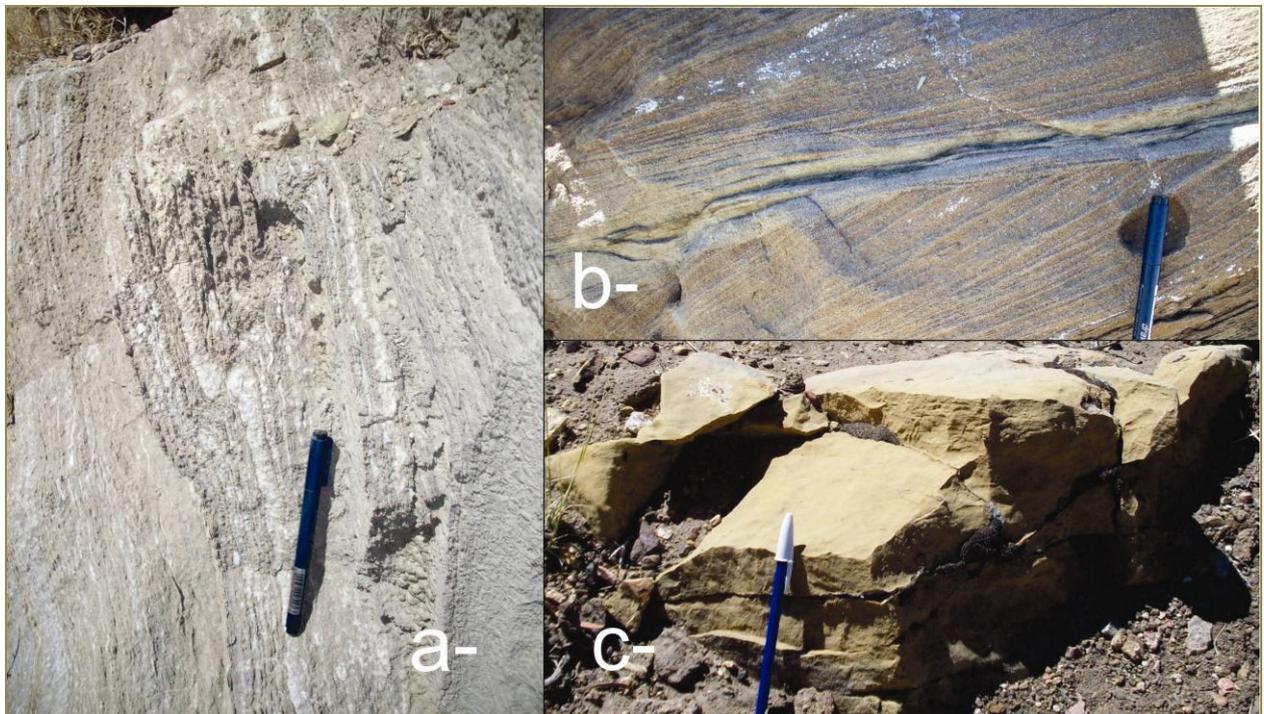


Figura 20. *a-*Miembro Troncoso superior, *b-* areniscas con estratificación paralela del Miembro Troncoso Inferior de la Formación Huitrín, *c-*calizas masivas del Miembro La Tosca

3.2.5.2. Formación Rayoso

La Formación Rayoso corresponde a una unidad clástico-evaporítica acumulada en un medio predominantemente continental, depositada durante el Cretácico temprano de la Cuenca Neuquina y marca la desconexión de la misma con el Océano Pacífico (Fig. 3.21).

En el área de estudio esta Formación aflora en los núcleos de los sinclinales, como por ejemplo en la región del Arroyo Chapúa. Presenta las clásicas tonalidades rojizas, pardas, verdosas, lo que la hace muy distintiva en el terreno. La Formación Rayoso apoya en contacto abrupto determinado por la discordancia Intra-aptiana (Leanza, 2003) sobre los bancos calcáreos de la Formación Huitrín (Mb. La Tosca) y es cubierta discordantemente por Formación Candeleros del Grupo Neuquén

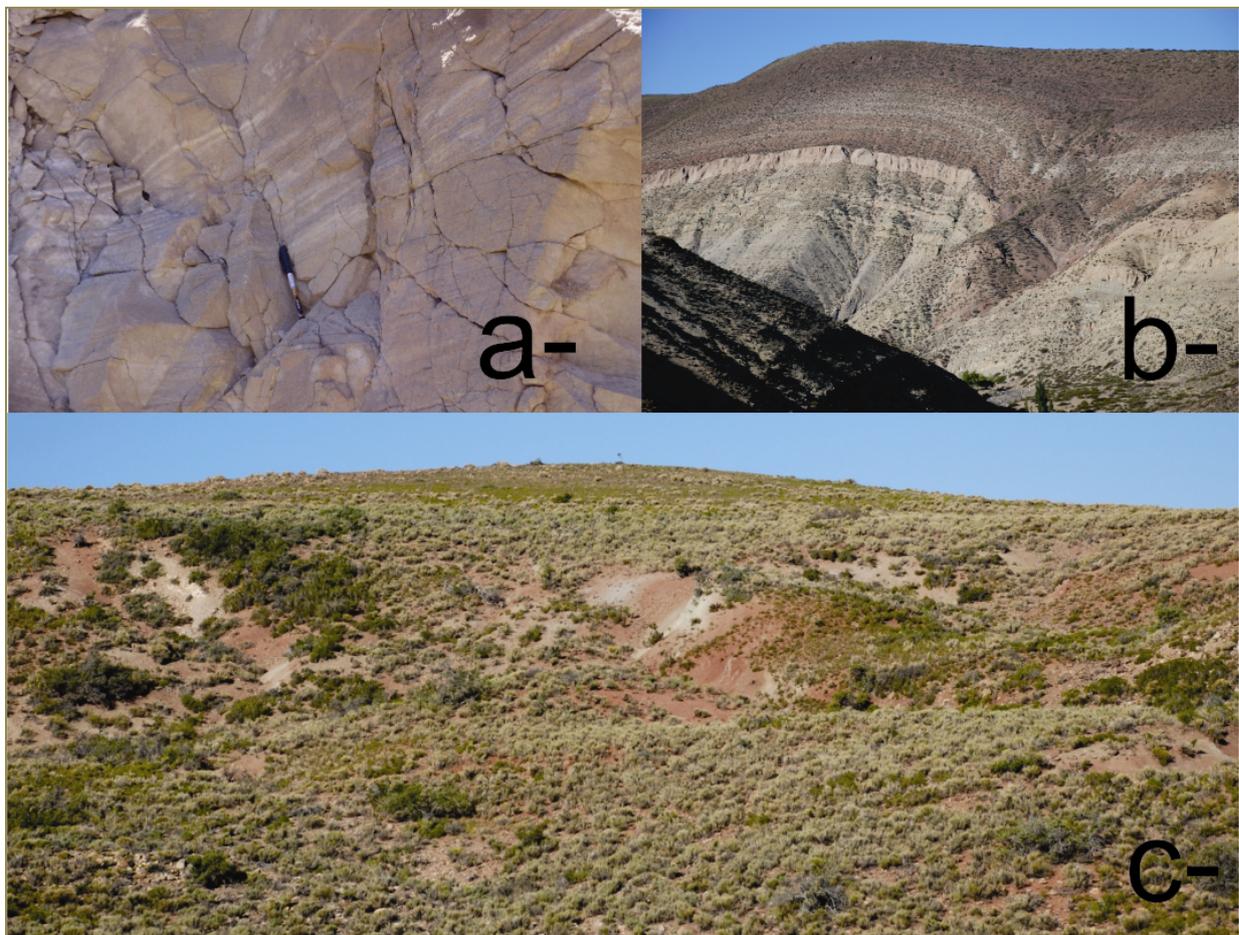


Figura 3.21- a-c. La Formación Rayoso, se caracteriza por el afloramiento de areniscas, limolitas, fangolitas y arcilitas de tonalidades rojizas, violáceas, pardas, lo que contribuye a su identificación. Esta Formación presenta su mayor expresión en el área del Arroyo Chapúa.

Los espesores máximos medidos para esta unidad superan los 1000 m (Groeber, 1946, 1953; Herrero Ducloux, 1946; Zöllner y Amos, 1973; Uliana *et al.*, 1975; Legarreta, 1985). Internamente se compone por pelitas, areniscas medias a finas y, en menor medida, niveles evaporíticos, que han sido relacionados con sistemas fluviales efímeros con extensos barreales y llanuras de inundación asociadas (Uliana *et al.*, 1975). Otros autores, por su parte, refieren este sistema a canales del tipo meandriforme relacionados con planicies de fango afectadas por acción de marea (Legarreta, 1985) o ambientes lacustres, donde la ciclicidad y el alto ordenamiento interno estarían dominados por las fluctuaciones climáticas (Ponce, *et al.*, 2002).

3.2.6. Grupo Neuquén

(Stipanovic *et al.*, 1968)

El Grupo Neuquén, también conocido como “estratos con dinosaurios”, ha sido definido como una sucesión de depósitos continentales del Cretácico Superior, limitados en su base por la discordancia Patagónica (Keidel, 1917; Leanza, 2009) y en su techo por la discordancia Huantraiuca (Mendez *et al.*, 1995)

El Grupo Neuquén constituye una secuencia de 1200 metros de espesor máximo (Cazau y Uliana, 1973). Dicho Grupo está integrado por una sucesión de capas rojas compuestas por la alternancia de areniscas, fangolitas y grauvacas; con una baja participación de conglomerados. Genéticamente estos depósitos son vinculados a un origen predominantemente fluvial, con intercalaciones de depósitos eólicos y lacustres someros (Cazau y Uliana, 1973).

Los afloramientos de este grupo se extienden desde Tricao Malal hasta el norte del arroyo Blanco y en los sinclinales más importantes al este del río Curi Leuvú y arroyo Rahueco.

3.3. Cobertura Cenozoica

3.3.1. Magmatismo Paleógeno

Diversos grupos de rocas ígneas afloran en la región asociados a diferentes pulsos magmáticos cenozoicos. Por un lado, afloran las rocas de la serie andesítica infraterciaria o Mollilitense de Groeber (1946). Más tarde, se propuso la denominación de Grupo Naunauco para agrupar a estas rocas pertenecientes al cinturón cretácico

tardío- paleógeno, previamente conocidas como Grupo Molle (Nullo *et al.*, 2002). Este nombre proviene del Grupo Naunauco, definido por Zamora Valcarce (2007) para describir a estas rocas ígneas de esta edad en el norte Neuquén. Este Grupo consta de dos formaciones: Colipilli (Llambías y Rapela 1989), que agrupa a los cuerpos intrusivos y facies extrusivas subordinadas y Cayanta (Rapela y Llambías 1985), integrada por rocas extrusivas y cuerpos subvolcánicos alojados en ellas. Las andesitas y pórfidos anfibolíticos de los cerros Mayal y Caycayén se incluyen dentro de este Grupo (Figs. 3.22 y 3.23).



Figura 3.22- Cerro Caycayen, uno de los intrusivos eocenos aflorantes al sur del área de estudio

El Cerro Caycayen, localizado al sur del río Neuquén, es un conjunto de sills y lacolitos de composición andesítica a diorítica. Este cuerpo fue datado por el método K/Ar en anfíbol, como Eoceno y tiene una edad de $44,7 \pm 2,2$. (Llambías y Rapela 1989, Kay *et al.*, 2006). Por otra parte, la edad, Ar/Ar en roca total, obtenida para el sill andesítico del Mayal es eocena tardía, $39,7 \pm 0,2$ Ma, (Cobbold y Rossello, 2003). Además de las rocas del Grupo Naunauco, cerca del área también afloran las rocas ígneas que componen al Cerro Negro, las que corresponden un segundo pulso magmático (Kay *et al.*, 2006). Estudios recientes, de U/Pb en zircones de diques andesíticos y filones de este intrusivo, brindan una edad miocena tardía de 11,7 Ma (Kay *et al.*, 2006) y 11 Ma (Gurer *et al.*, 2012).



Figura 3.22- Intrusivo que forma parte de la Sierra del Mayal, típica vista de este intrusivo eoceno.

Estos cuerpos se encuentran asociados a diferentes pulsos de deformación, si bien no existe un consenso respecto a la edad de los mismos. Para Cobbold *et al.* (1999) la deformación tendría una edad paleocena a eocena temprana, mientras que para Leanza *et al.* (2006) sería Cretácico Tardío- Eoceno. Así mismo, un pulso de edad miocena es propuesto a partir de observaciones en el terreno y las dataciones del Cerro Negro.

3.3.2. Volcanismo plio-cuaternario

Las rocas resultantes de este volcanismo se conocen como agrupamiento volcánico Tromen- Tilhué y están asociadas con la actividad del volcán cerro Negro del Tromen y del reciente Volcán Tromen, el cual tiene una morfología de volcán estromboliano (Fig. 3.23). Las mismas son coladas de composición silíceo andesítica que se encuentran aflorantes en el Volcán Tromen, en la Loma Tilhué, en las márgenes del Arroyo Chapúa, Arroyo Blanco, Río Curí Leuvú, cubriendo a las rocas de edad mesozoica. Estas coladas se depositaron en varios episodios entre los 2, $27 \pm 0,10$ Ma y los $0,04 \pm 0,04$ Ma (Galland *et al.*, 2007).

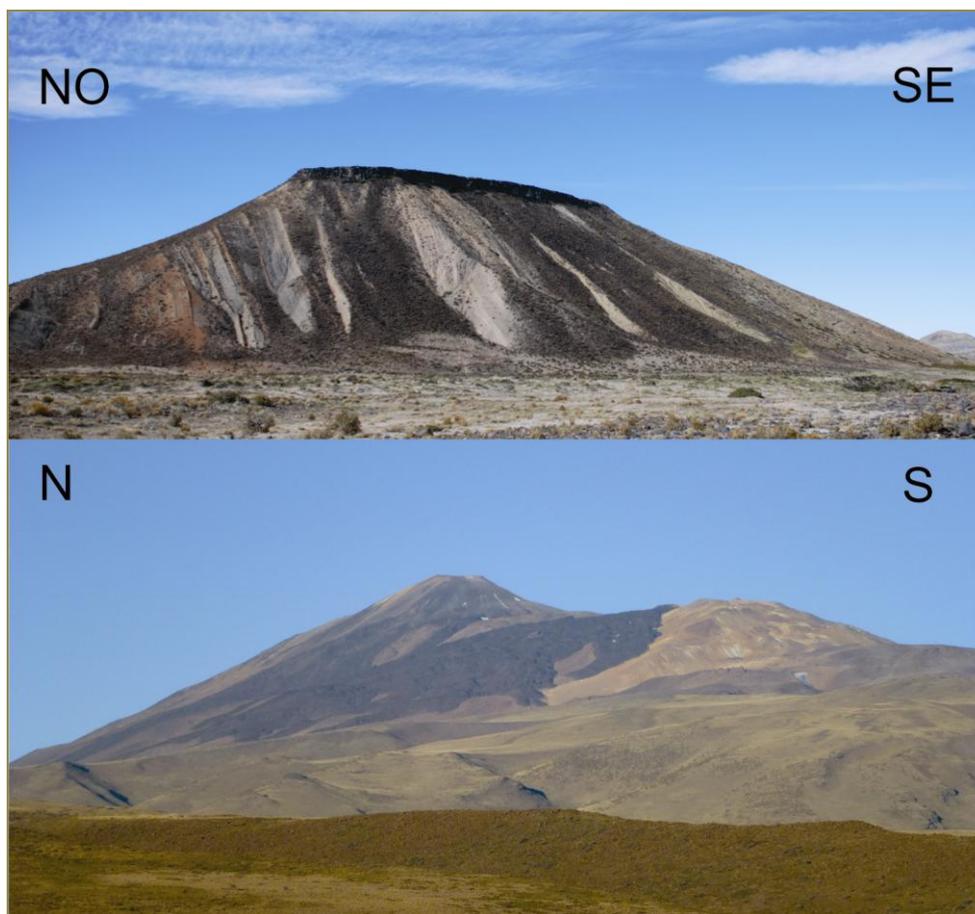


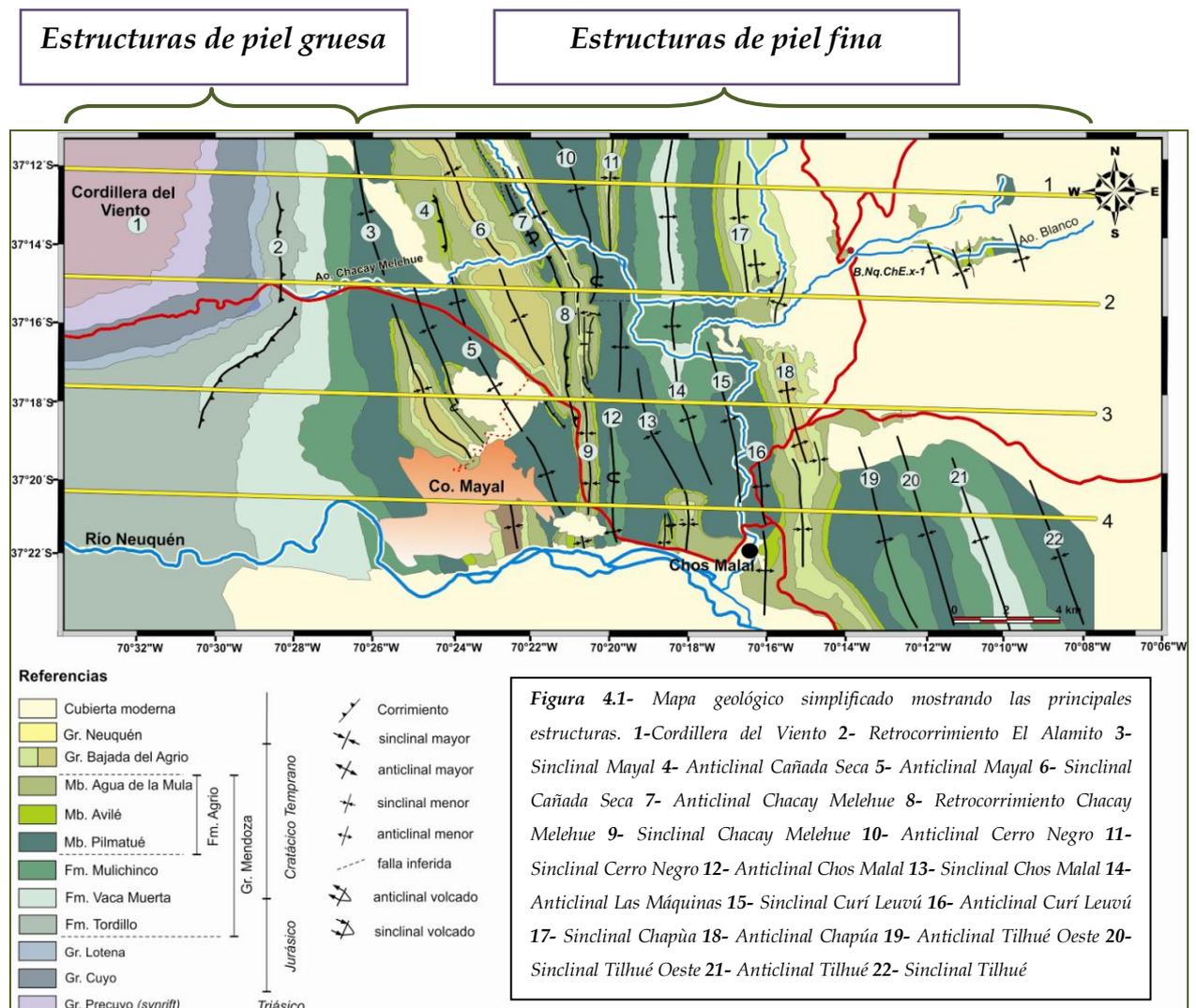
Figura 3.23- Coladas neógenas cubriendo los depósitos de las formaciones Agrio y Mulichinco en la región del Curí Leuvú. En la foto inferior, coladas del Volcán Tromen.

3.3.3. Depósitos glaciarios

Estos depósitos se encuentran a ambos lados del camino que une Chos Malal con Tricao Malal (Zöllner y Amos, 1973). Algunos de los depósitos más frecuentes son depósitos morénicos los que se caracterizan por la distribución caótica de sus clastos, los cuales presentan una película de carbonato de calcio.

4) Estructuras del área de estudio

El relevamiento de campo realizado en la región consistió en la toma de puntos con GPS, en aquellos sitios donde se observó algún cambio relacionado con la estructura o el contacto entre diferentes unidades. En cada uno de los puntos se realizó una descripción de la litología, así como también se efectuaron varias mediciones de rumbo y buzamiento. Los datos obtenidos fueron volcados a una base digital sobre imágenes satelitales y el modelo de elevación digital (DEM) de 30 metros de resolución, lo cual permitió la elaboración del mapa geológico. Se seleccionó el área con mayor densidad de información para construir cuatro perfiles de datos, en base a los cuales se realizó la reconstrucción de las estructuras en profundidad siguiendo los modelos geométricos clásicos de pliegues relacionados a fallas. Los cuatro perfiles reconstruidos tienen una extensión de 40 kilómetros y una orientación aproximadamente este- oeste, separados entre sí 5 kilómetros (ver localización en figura 4.1).



La faja corrida y plegada de Chos Malal se caracteriza por la participación del basamento pre-jurásico en la deformación y por el desarrollo de una zona de deformación de piel fina. Estas dos zonas quedan bien diferenciadas en las cuatro secciones estructurales realizadas, las que se denominan: Zona de basamento ascendido y Zona de deformación de la cubierta sedimentaria. Dentro de esta última zona pueden así mismo identificarse diferentes subzonas, de acuerdo al orden de las estructuras que las integran, es decir estructuras que tienen diferentes escalas en función de la profundidad a la que se localiza el despegue al que se asocian.

En este capítulo sólo se hará una descripción de las características observadas en el campo, las cuales permitieron reconocer cada una de las estructuras interpretadas en los perfiles. La interpretación de estas dos zonas se encuentra detallada en los capítulos siguientes de Geometría de las estructuras observadas y Secciones balanceadas.

4.1. Zona de basamento ascendido

La participación del basamento en la faja corrida y plegada de Chos Malal queda evidenciada por el afloramiento de rocas pre-jurásicas en una gran estructura anticlinal, de orientación aproximada norte-sur, que da lugar a la Cordillera del Viento (Fig. 4.1). Este notable rasgo morfoestructural, característico del noroeste neuquino, alcanza alturas que varían entre los 2000 a 3000 metros (Figs. 4.2 y 4.3). En el extremo oeste de los perfiles 1 y 2 afloran rocas del basamento, mientras que en los perfiles más australes, debido al hundimiento hacia el sur del anticlinal, dichas rocas se encuentran en profundidad. El flanco oriental de esta estructura presenta buzamientos en el orden de los 45°- 30° E en el perfil norte, disminuyendo progresivamente de ángulo hacia el sur donde las capas buzan en el orden de los 25° hacia el este. Como se detallará en los capítulos 5 y 6, esta estructura fue interpretada como la parte frontal de una gran cuña de basamento en concordancia con el modelo propuesto por Kozłowski *et al.* (1996). El flanco occidental de la estructura de la Cordillera del Viento no se haya expuesto de un modo completo debido a la presencia de extensos afloramientos de rocas volcánicas cenozoicas que cubren al basamento, y puede interpretarse alternativamente como la parte trasera de un gran pliegue por flexión de falla (Kozłowski *et al.*, 1996) o como desplazado hacia el oeste mediante retrocorrimientos (Zapata *et al.*, 1999).

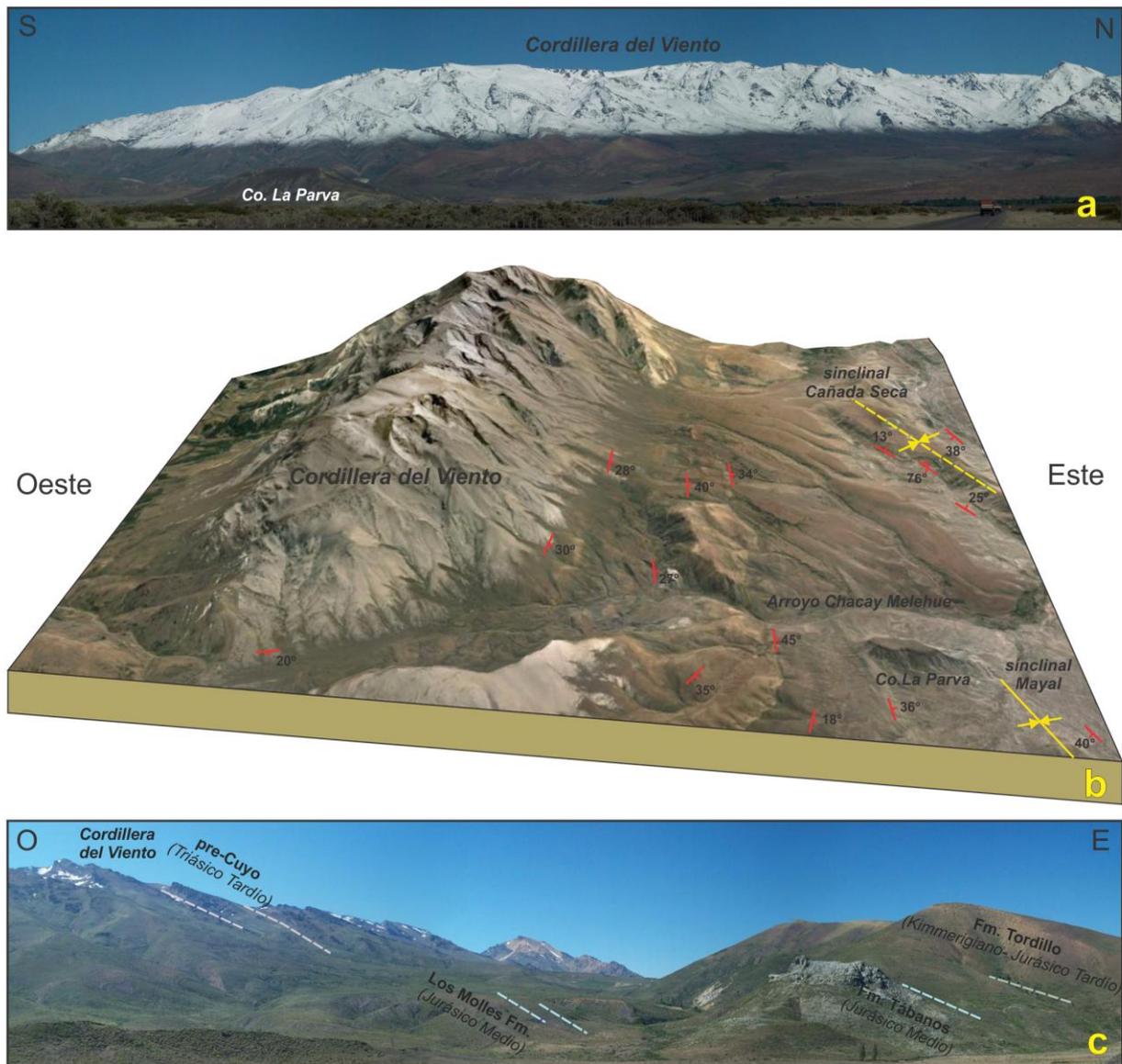


Figura 4.2- Foto panorámica del flanco oriental de la estructura de basamento de la Cordillera del Viento. La estructura se hunde hacia el sur en el flanco este afloran rocas de los Grupos Cuyo, Lotena y Mendoza con buzamientos moderados hacia el este configurando un amplio homoclinal.

Las unidades sedimentarias adosadas al frente de la cuña de basamento en el flanco oriental de la Cordillera del Viento, incluyen rocas que integran el Grupo Cuyo hasta rocas pertenecientes al Grupo Mendoza. Todas estas unidades se disponen en fajas submeridianas buzantes entre 25° y 45° hacia el antepaís, las cuales hacia el sur de la Cordillera del Viento cambian su orientación siguiendo el contorno antiformal de la estructura, con buzamientos hacia el SE y S. El ancho de afloramiento de las unidades que se disponen en el flanco oriental de la cuña es menor en el sector norte que el observado hacia el sur, en relación con la disminución del ángulo de buzamiento de las

capas medidos en esa dirección. La Formación Los Molles, debido a la litología pelítica dominante, desarrolla repliegues internos y fallamiento menor visible a escala de afloramiento. Como se detallará más adelante, en las secciones interpretadas dicha cuña se inserta en las evaporitas de la Formación Auquilco transmitiendo el desplazamiento necesario para generar parte de las estructuras de piel fina descritas a continuación.



Figura 4.3- Foto panorámica del flanco oriental de la estructura de basamento de la Cordillera del Viento. En primer plano se observan las rocas del Grupo Mendoza, buzantes hacia el este.

4.2. Zona de deformación de la cubierta sedimentaria

4.2.1. Estructuras de segundo orden

Hacia el este de la estructura de basamento de la Cordillera del Viento fueron mapeados una serie de anticlinales y sinclinales de menor longitud de onda y gran continuidad a lo largo del rumbo, lo cual permitió interpretarlos como estructuras de piel fina, es decir que no involucran al basamento en la deformación, cuya descripción se realizará a continuación (Fig. 4.1).

4.2.1.1. Retrocorrimiento El Alamito

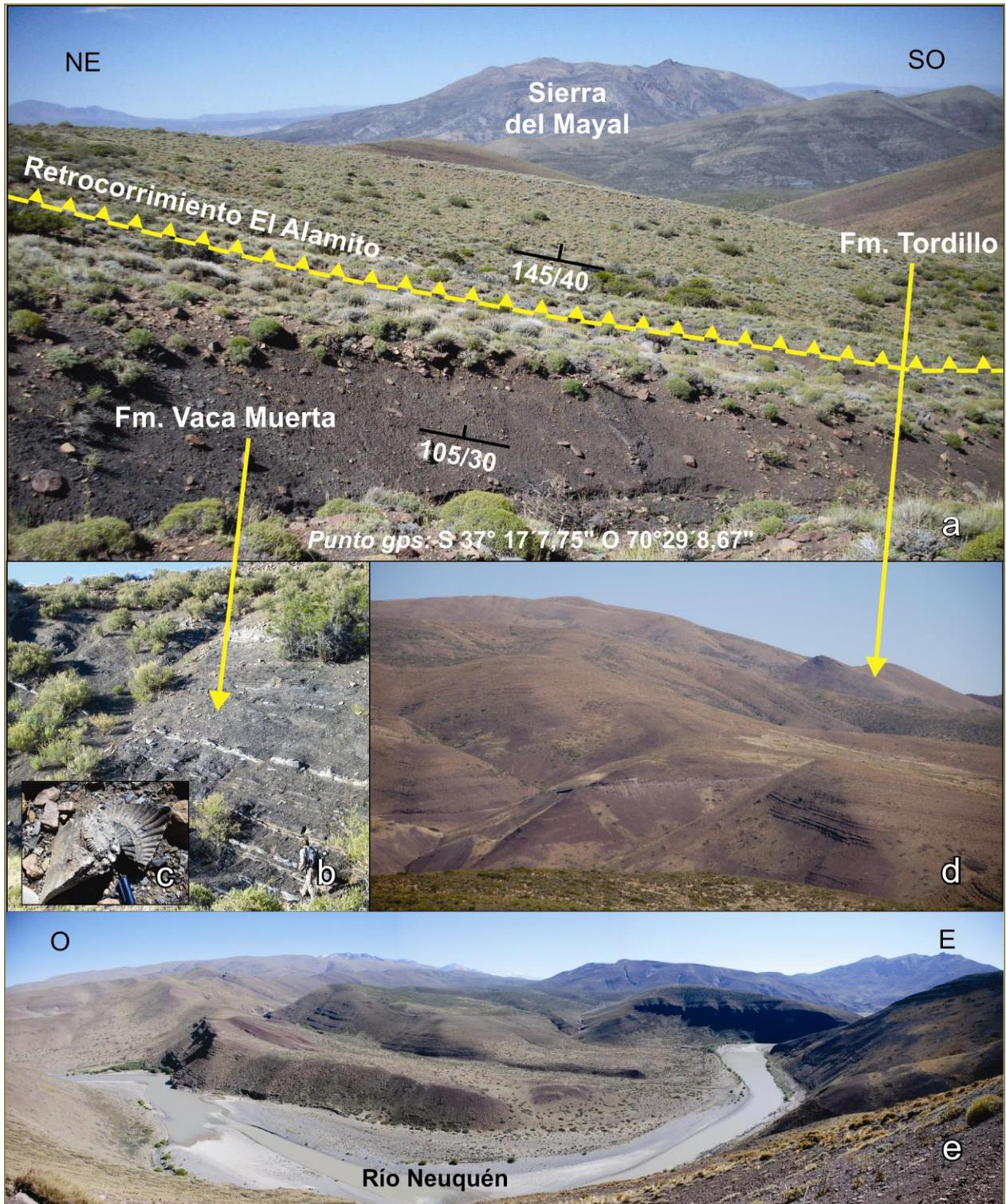


Figura 4.4.a- Contacto entre la Formaciones Vaca Muerta y Tordillo, ambas buzantes hacia el este, entre las cuales se desarrolla el retrocorrimiento Los Alamitos, **b y c-** Afloramiento de la Formación Vaca Muerta y sus amonites, **d-** Afloramiento de la Formación Tordillo, **e-** Estratos plegados de la Formación Tordillo, en el sector sur del área de estudio, al norte del río Neuquén.

El retrocorrimiento El Alamito es la primer estructura de segundo orden reconocida en el campo. La misma fue identificada con gran claridad en el terreno a la latitud del perfil 3 (Fig. 4. 1 y Apéndice 1), en donde en secuencia normal sobre la Formación Tordillo (Fig. 4.4), se observaron 100 metros de pelitas oscuras ricas en amonites correspondientes a la Formación Vaca Muerta, por encima de las cuales se hallaron nuevamente areniscas rojizas de la Formación Tordillo, con estructuras sedimentarias que indican una posición normal. Esta alternancia litológica y con todos los estratos buzantes al ESE, permitió interpretar la existencia de un corrimiento buzante al este (Fig. 4.4.b), de rumbo N-NE, que cabalga a la Formación Tordillo sobre una parte de la Formación Vaca Muerta (retrocorrimiento El Alamito, Fig. 4.4.a). El afloramiento de la Formación Vaca Muerta y el retrocorrimiento que eleva la Formación Tordillo, que no han sido cartografiados en los mapas existentes del área, permiten inferir un nivel de despegue infrayacente, posiblemente localizado a lo largo de las evaporitas de la Formación Auquilco. Así mismo su identificación, es muy importante dado que el espesor de la Formación Tordillo puede ser sobreestimado si no se consideran las diferentes estructuras internas que afectan dicha unidad, y sólo se tuviera en cuenta el ancho patrón de afloramiento que presenta fundamentalmente hacia el sur del área de estudio. En los perfiles 2 y 3, el retrocorrimiento El Alamito se observa con mayor claridad por su expresión en el terreno. En los perfiles norte y sur, en cambio, se pudo inferir su presencia por el desarrollo de un tren de pliegues cuyos ejes presentaban un rumbo coincidente con el retrocorrimiento en cuestión (Fig. 4.4. d). En el perfil norte esta estructura es más simple, representada por un anticlinal vergente al oeste afectando internamente a las areniscas de la Formación Tordillo (Fig. 4.5. a). En este sector los pliegues descriptos tienen una orientación norte- sur, y en ninguno de los casos se encuentran las capas en posición invertida, aunque se observa una leve tendencia de vergencia hacia el oeste. Con respecto al perfil más austral, se reconocieron cuatro anticlinales y sus respectivos sinclinales, de rumbo NNE, que repliegan las capas de la Formación Tordillo. Estos pliegues se extienden hacia el sur y forman suaves ondulaciones en los extensos afloramientos rojizos de la Formación Tordillo en el valle del Río Neuquén, observadas desde el camino que se dirige a la localidad de El Cholar, fuera del área de estudio (Fig. 4.5.b).

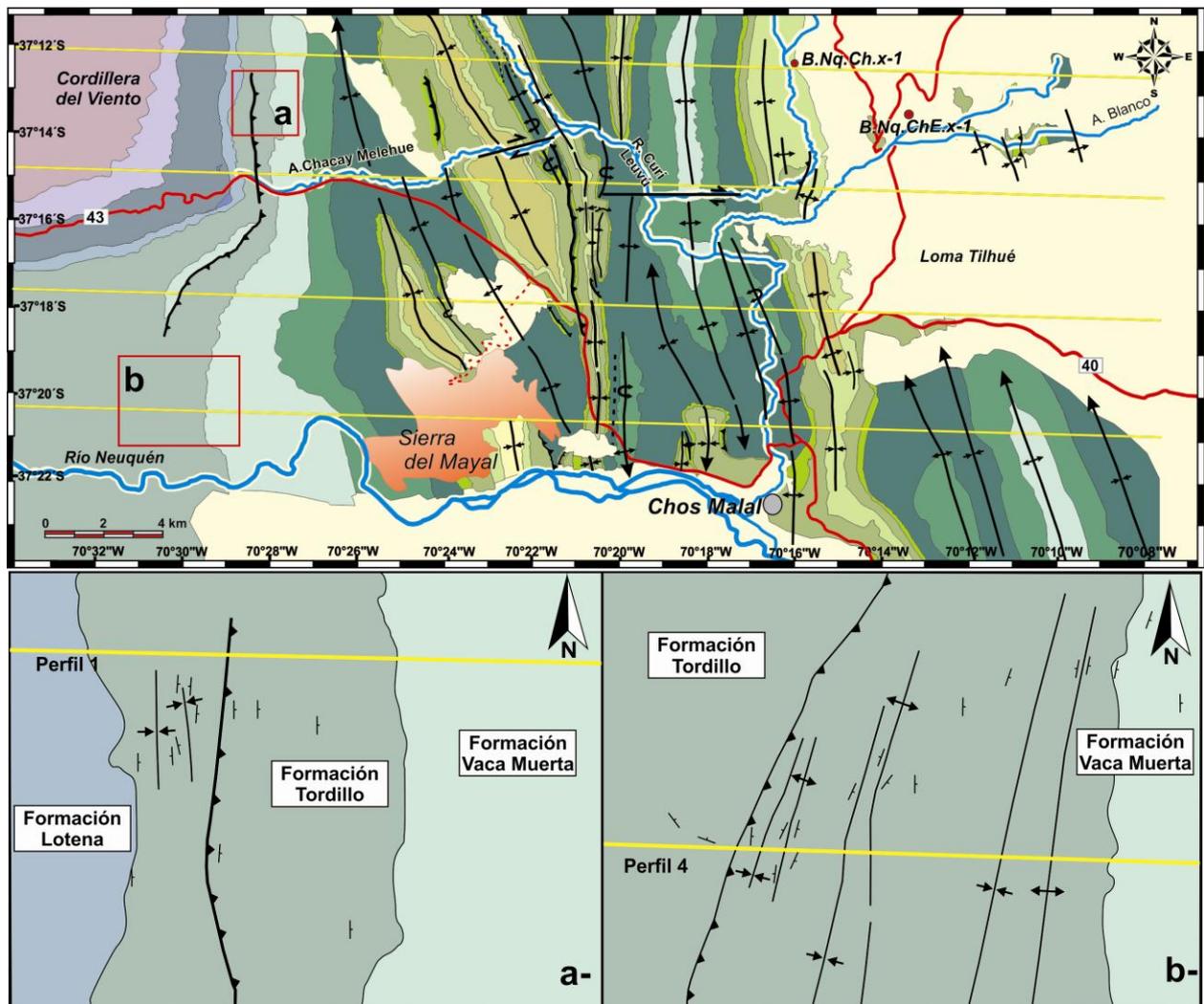


Figura 4.5. a- Mapa con la localización de pliegues que afectan a la Formación Tordillo. a y b- Mapa en detalle de los pliegues observados a la altura de los perfiles 1 y 4 respectivamente y del retrocorrimiento El Alamito.

4.2.1.2. Sinclinal Mayal- Anticlinal Mayal

A la altura de la sierra del Mayal se encuentra un notable sinclinal bien representado en los perfiles 3 y 4 que marca el límite entre la zona con participación del basamento en la deformación y la zona con estructuras desarrolladas en la cubierta sedimentaria. Dicho sinclinal posee un rumbo NNO y un eje buzante al S, el cual involucra en sus flancos a la Formación Agrio y en su núcleo alberga a la Formación Huitrín (Figs. 4.1 y 4.6). El limbo occidental presenta buzamientos entre 30- 45° E, mientras que el limbo oriental muchas veces se encuentra en posición rebatida, en relación a la existencia de pliegues de menor escala y repeticiones del Miembro Avilé que le confieren una mayor complejidad a la estructura en este sector. Hacia el norte, este pliegue no se encuentra tan bien representado en superficie y solo se observa la

secuencia homoclinal que conforman las Formaciones Vaca Muerta, Mulichinco y la Formación Agrio, todas ellas buzantes alrededor de 25° hacia el este.

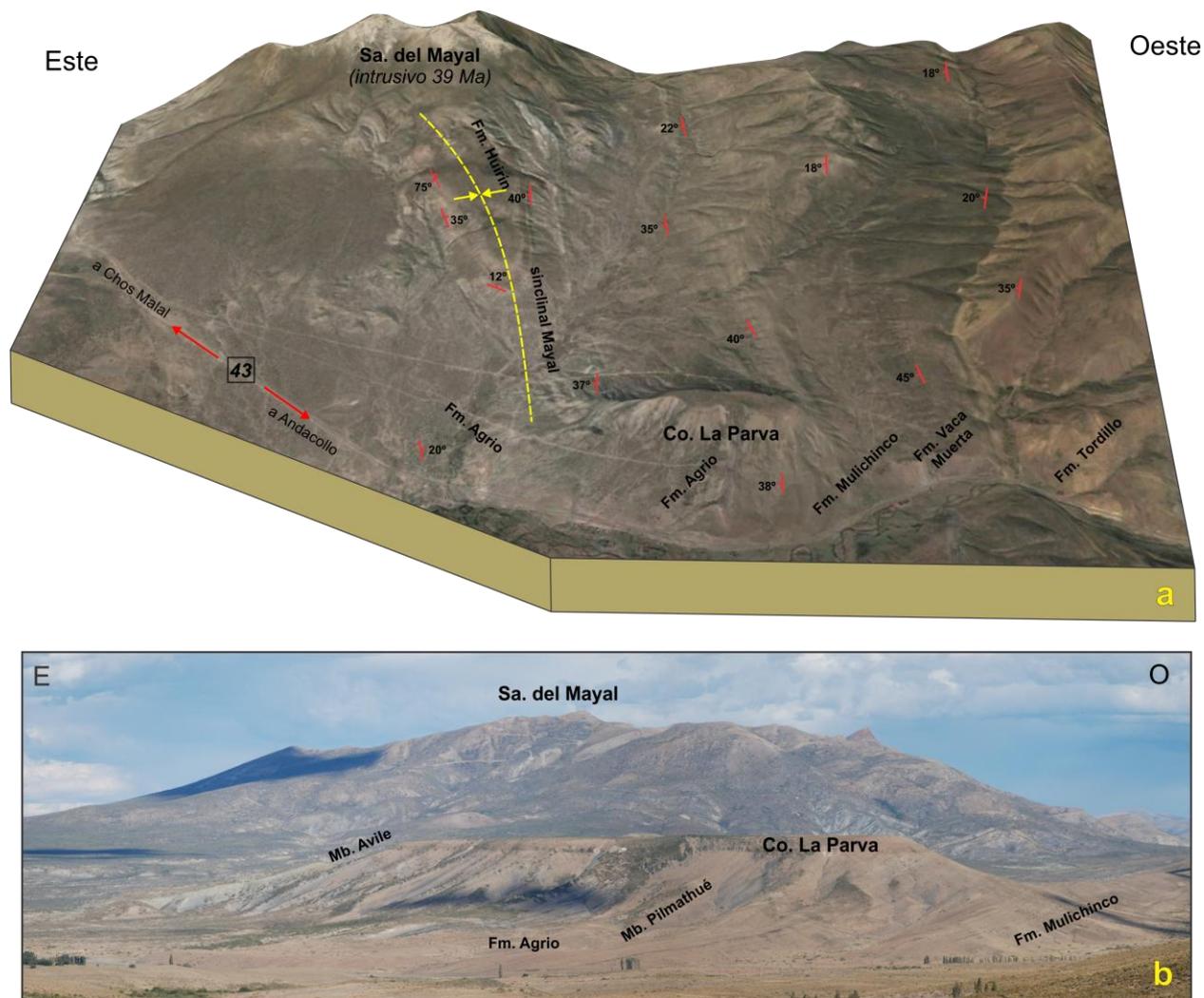


Figura 4.6.a- Vista hacia el sur de las rocas intrusivas que conforman la Sierra del Mayal. Estas rocas Eocenas están localizadas en el núcleo del sinclinal Mayal (39,7 Ma., Cobbold y Rossello, 2003). **b-** Vista del Cerro de la Parva, donde afloran las rocas del Gr. Mendoza constituyendo el limbo oeste del sinclinal Mayal.

Hacia el sur, el eje de este pliegue presenta una notable inflexión y se encuentra desplazado hacia el antepaís al norte del río Neuquén (Fig. 4.1). Esta curvatura está vinculada posiblemente a la posterior intrusión del cuerpo eoceno que forma la sierra del Mayal, evidenciando una fase compresiva anterior a la intrusión del mismo, es decir pre-eocena (ver Capítulo 7- Edad de la Deformación). En el sector sur de la zona de estudio, se observa un amplio anticlinal denominado Mayal, el cual se caracteriza por

hospedar en su núcleo a las pelitas negras del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio. Hacia el norte esta estructura, va perdiendo expresión para dar lugar a pliegues de menor longitud de onda, hasta desaparecer al norte del Arroyo Chacay Melehue. Este pliegue presenta vergencia hacia el este, con su limbo trasero buzante alrededor de 26° hacia el oeste y su limbo frontal buzante 79° hacia el este sin llegar a rebatirse. Hacia el sur la continuidad de este pliegue no es muy clara y al igual que el sinclinal su eje se encuentra desplazado por el intrusivo Mayal (Fig. 4.7).

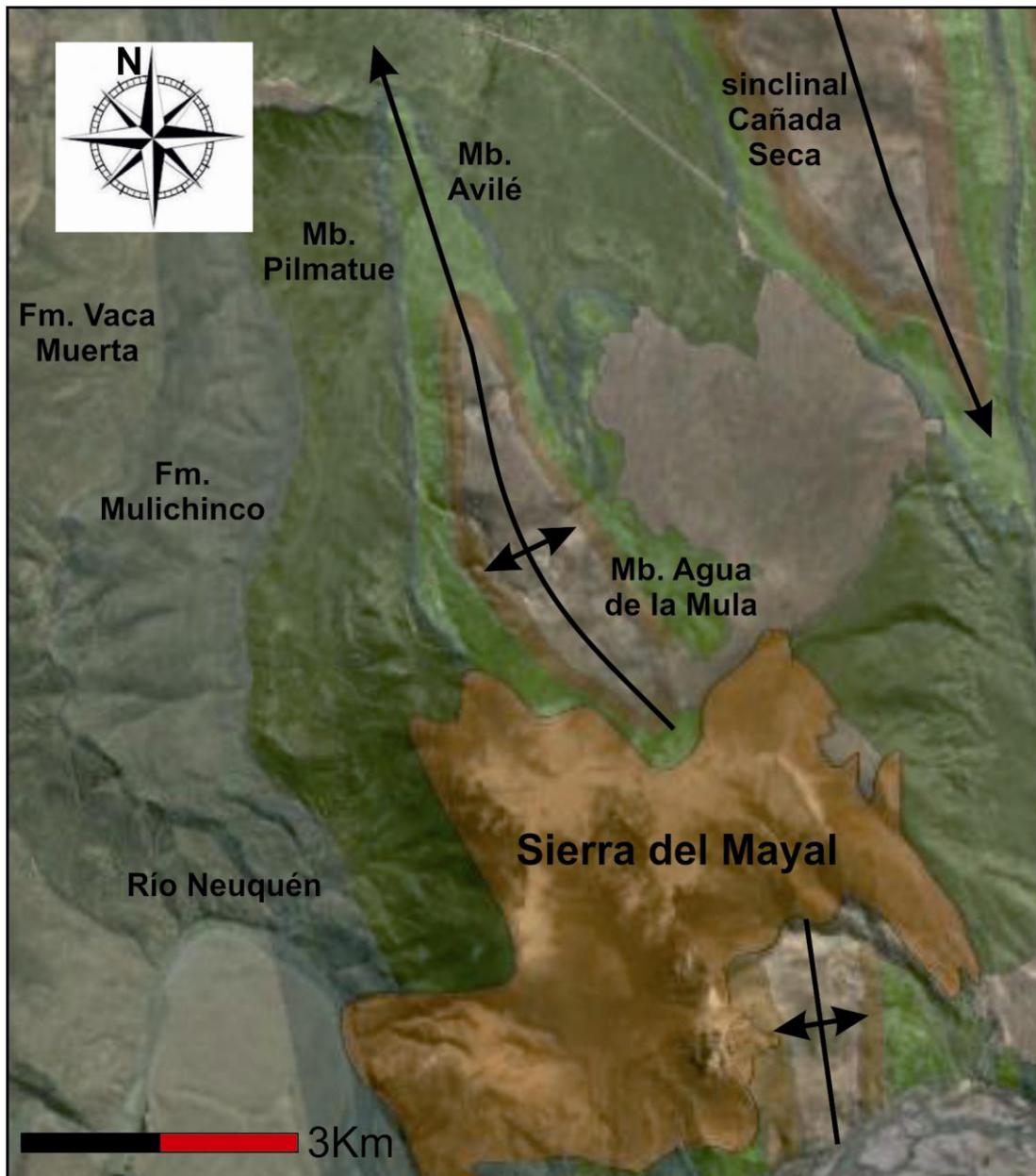


Figura 4.7- Vista en planta del sinclinal Mayal, el cual presenta su eje afectado por el intrusivo eoceno.

4.2.1.3. Sinclinal Cañada Seca

El sinclinal Cañada Seca, al igual que el anticlinal homónimo, presenta una orientación NNO y una extensión, de más de 20 km a lo largo del rumbo, alcanzando un ancho máximo de aproximadamente 4 kilómetros a lo largo de la sección 2 (Figs. 4.1 y 4.8). La geometría de este amplio pliegue es remarcada con claridad por el afloramiento de la Formación Huitrín en sus limbos y extensos afloramientos de la Formación Rayoso en su núcleo parcialmente cubiertos por depósitos glaciarios cuaternarios. Este pliegue presenta para ambos limbos buzamientos de entre 30° a 50°, sólo próximos a alguna zona de complejidad estructural pueden observarse rebatidos. El eje de este pliegue, a la altura de la zona de confluencia entre el arroyo Chacay Melehue y el arroyo Cañada seca, se encuentra desplazado por una falla de desgarre o *tear fault* con cinemática dextral. Hacia el sur, este pliegue involucra a los Miembros Agua de la Mula y Avilé de la Formación Agrío y se desarrolla con una menor longitud de onda. En este sector el eje de este pliegue se encuentra desplazado posiblemente como consecuencia de la intrusión del Cerro Mayal. En el limbo trasero del sinclinal Cañada Seca, en las secciones 3 y 4, se observa una imbricación que involucra al Miembro Avilé y al Miembro Pilmatué; y al Miembro Agua de la Mula y Avilé respectivamente. Estas estructuras de orden menor serán explicadas con mayor detalle en el apartado de estructuras de tercer y cuarto orden.

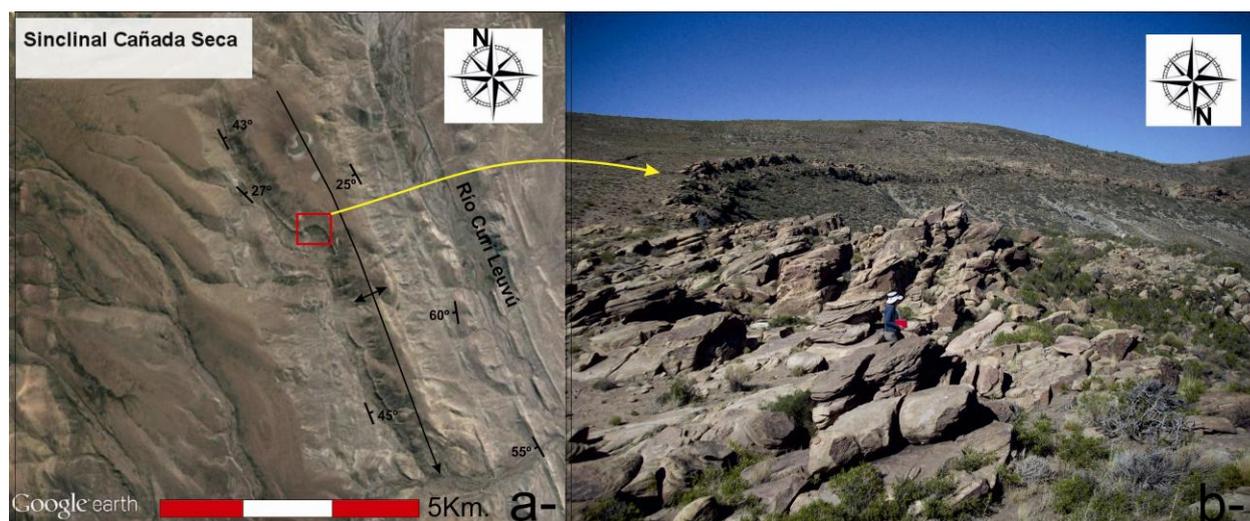


Figura 4.8.a.- Vista en planta del sinclinal Cañada Seca, el cual presenta una gran continuidad a lo largo del rumbo, **b-** y una notable expresión debido a el afloramiento de la Formación Huitrín en sus flancos.

4.2.1.4. Anticlinal y Sinclinal Cerro Negro

Al igual que todas las estructuras de segundo orden, este anticlinal tiene como nivel de despegue las evaporitas de la Formación Auquilco e involucra a las formaciones suprayacentes del Grupo Mendoza. En superficie se observa un amplio anticlinal vergente al este con rumbo NNO. El limbo trasero presenta mayores inclinaciones y localmente buzamientos del orden de los 60° O mientras que el limbo frontal se encuentra invertido (Fig. 4.9). Al sur del río Curí Leuvú, se observa la culminación de este pliegue pero con características algo diferentes. En primer lugar este anticlinal presenta vergencia opuesta, es decir hacia el oeste, con el limbo frontal rebatido y buzante unos 80° E, mientras que el limbo posterior buza alrededor de 30° E y en posición normal. Este cambio de vergencia del plegamiento, hacia el este al norte y hacia el oeste al sur, ocurriría mediante una falla transcurrente dextral localizada a lo largo del arroyo Chacay Melehue (Fig. 4.1). Dicha falla es interpretada como falla tipo desgarre (*tear fault*) y también ocasiona un cambio marcado en la vergencia de las estructuras de tercer orden en la zona de Chacay Melehue (Turienzo *et al.*, 2014), como se detallará más adelante. Por otro lado, el eje de este pliegue con vergencia occidental, hacia el sur se halla desplazado por otra una falla de rumbo este- oeste de tipo dextral, la cual se alinea a lo largo de un tramo marcadamente recto del arroyo Chapúa. Más al sur, dicho pliegue pierde expresión y expone secuencias más jóvenes como los Miembros Avilé y Agua de la Mula y a la Formación Huitrín, hasta desaparecer al norte del perfil 3. En dicho sector se observa como las pelitas del Miembro Pilmatué se encuentran sobrecorridas por encima de los miembros superiores de la Formación Agrio e incluso de la Formación Huitrín. El corrimiento que produce esta repetición tiene rumbo NNO y el plano de falla buzante al ENE. El anticlinal Cerro Negro tiene su máximo desarrollo en la región norte del área de estudio, donde visto en mapa alcanza un ancho mayor a los 4 km, pero debido a que las rocas expuestas son principalmente pelitas de la formación Agrio dicha estructura no produce un relieve topográfico destacable. Por el contrario, el sinclinal Cerro Negro ubicado inmediatamente al este, genera una importante elevación en el terreno ya que es principalmente contorneado por los bancos arenosos del Miembro Avilé (Fig. 4.9).

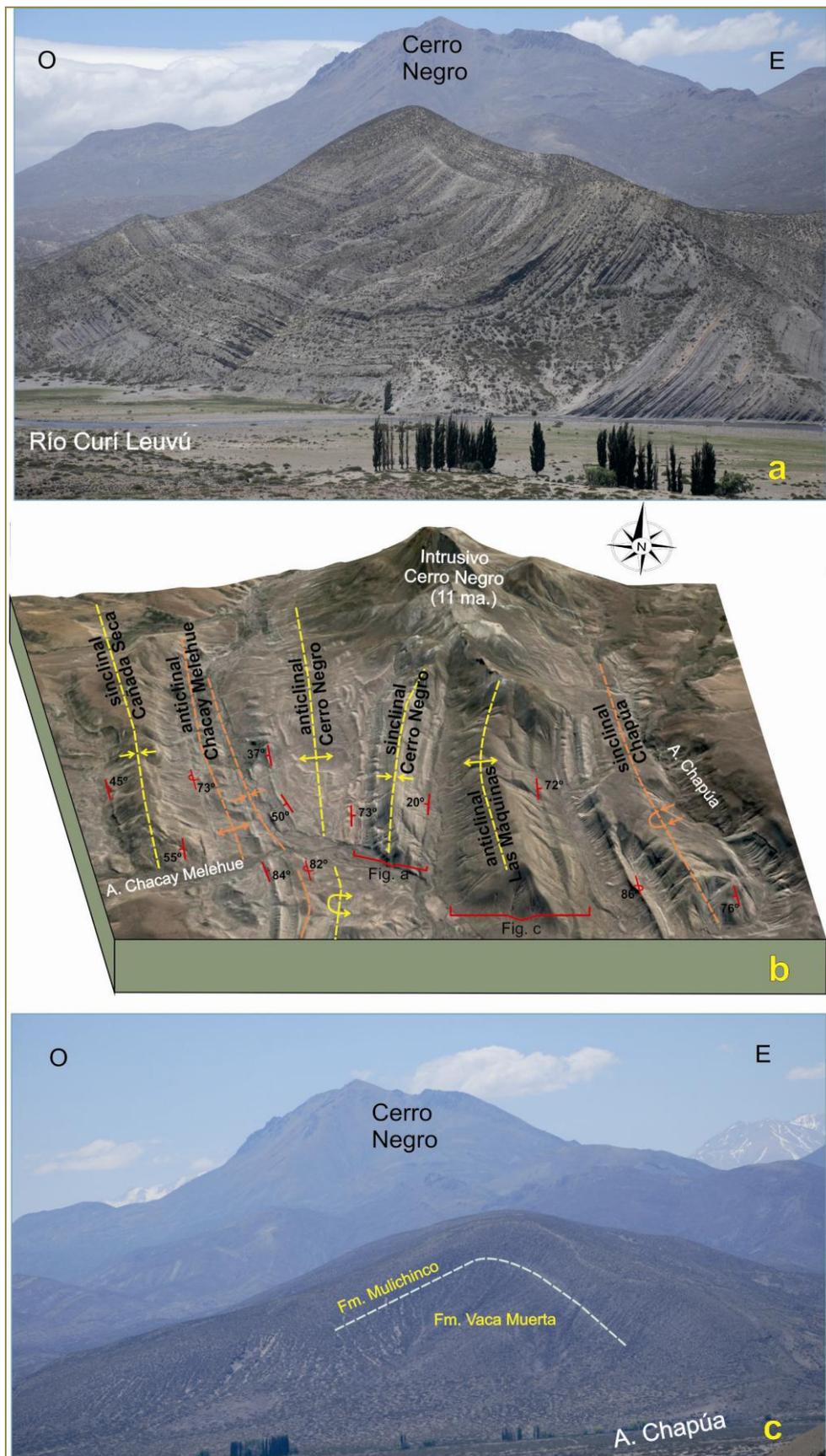


Figura 4.9- Vista hacia el norte de una de las principales estructuras entre las secciones 1 y 2. **a-** Sinclinal Cerro Negro. **b-** Vista desde el Google Earth donde se observa la expresión topográfica de los pliegues mapeados. **c-** Fotografía panorámica del anticlinal Las Máquinas.

En el núcleo de este pliegue aflora la Formación Huitrín y las limolitas y areniscas de la Formación Rayoso. Este sinclinal presenta un marcado rumbo N-S y se caracteriza por ser un pliegue con ambos limbos altamente buzantes y al igual que el anticlinal homónimo va perdiendo expresión hacia el sur hasta desaparecer a la latitud del perfil 2.

4.2.1.5. Anticlinal-Sinclinal Chos Malal

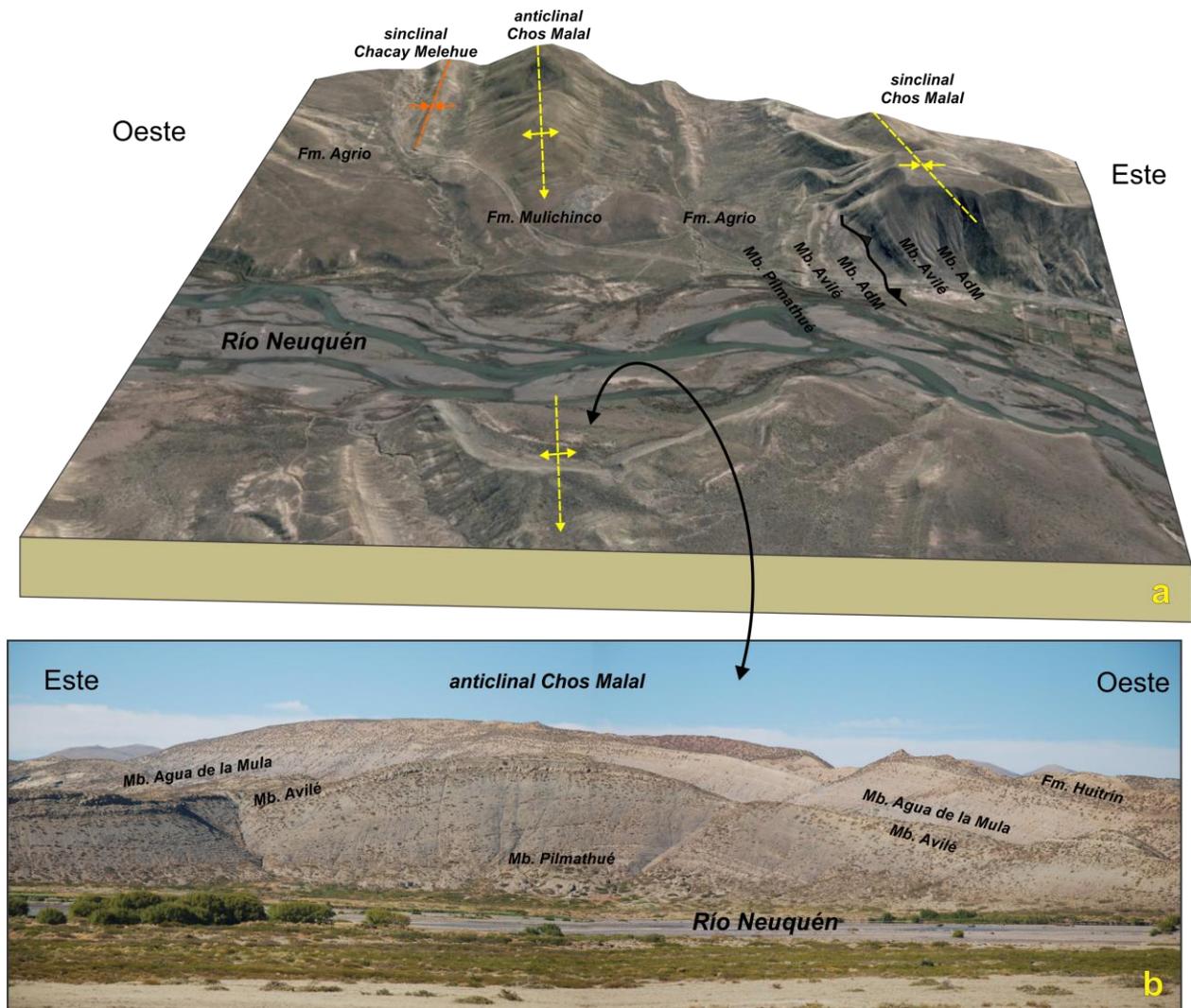


Figura 4.10.a.-Imagen en 3D tomada del Google Earth de una de las estructuras localizada en el perfil 4. La Formación Mulichinco es expuesta en su núcleo produciendo un importante relieve. **b-** El anticlinal Chos Malal presenta vergencia hacia el sur, dirección en la cual afloran las unidades más jóvenes de la Formación Agrio.

Al noroeste de la localidad de Chos Malal, sobre la ruta provincial 43 que se dirige hacia Andacollo (Fig. 4.1), se observa un notorio plegamiento que afecta a las

Formaciones Mulichinco y Agrio (Fig. 4.10.a). Dicho plegamiento se desarrolla muy bien en el sector sur del área de estudio, en donde el anticlinal Chos Malal posee un rumbo meridional y vergencia hacia el oeste, evidenciado por una mayor inclinación de su flanco occidental, desde los 56° O aumentando progresivamente hacia el sur hasta llegar a invertirse. El limbo frontal de este pliegue se encuentra notoriamente adelgazado, observándose en el campo un reducido espesor del Miembro Pilmatué. Hacia el este, las rocas del Miembro Inferior de la Formación Agrio forman un amplio sinclinal, de orientación NNO, con buzamientos moderados en ambos flancos. Este sinclinal cobra notoriedad hacia el sur, donde en su núcleo se preservan unidades más jóvenes, incluyendo las areniscas y evaporitas de la Formación Huitrín (Fig. 4.10.b).

4.2.1.6. Anticlinal Las Máquinas

Esta estructura localizada en el centro del área de estudio es sin duda una de las estructuras más notorias de toda la zona con deformación de piel fina en la faja corrida y plegada de Chos Malal. Este pliegue de escala kilométrica, se extiende hacia el norte del arroyo Chapúa por más de 15 kilómetros en sentido norte-sur con una importante expresión topográfica (4.9.c). Este destacable relieve se debe principalmente a que en sus flancos afloran las rocas arenosas de la Formación Mulichinco, mientras que en su núcleo se preservan las pelitas negras de la Formación Vaca Muerta (Fig. 4.11.a). El anticlinal Las Máquinas (Kozłowski *et al.*, 1996), posee una orientación general norte-sur y un buzamiento de alto ángulo en ambos flancos. Pese a esto último, numerosos datos relevados en el terreno sobre la Formación Agrio en su limbo oriental, en diferentes zonas a lo largo del rumbo del pliegue, indican una posición invertida que permite apreciar una vergencia hacia el este. Este pliegue fue descrito como un pliegue isoclinal con culminación concéntrica, "tipo Churriaca" (Herrero Ducloux, 1946).

Hacia el norte el anticlinal es cubierto por vulcanitas cenozoicas mientras que hacia el sur, próximo a la localidad de Chos Malal, evidencia un hundimiento y cierre que permite la exposición de unidades estratigráficamente más jóvenes. Hacia el sur, el anticlinal Las Máquinas pierde expresión, y en el extremo austral del área de estudio se presenta como un pliegue amplio, con limbos poco buzantes exponiendo en su núcleo a los diferentes Miembros de la Formación Agrio.

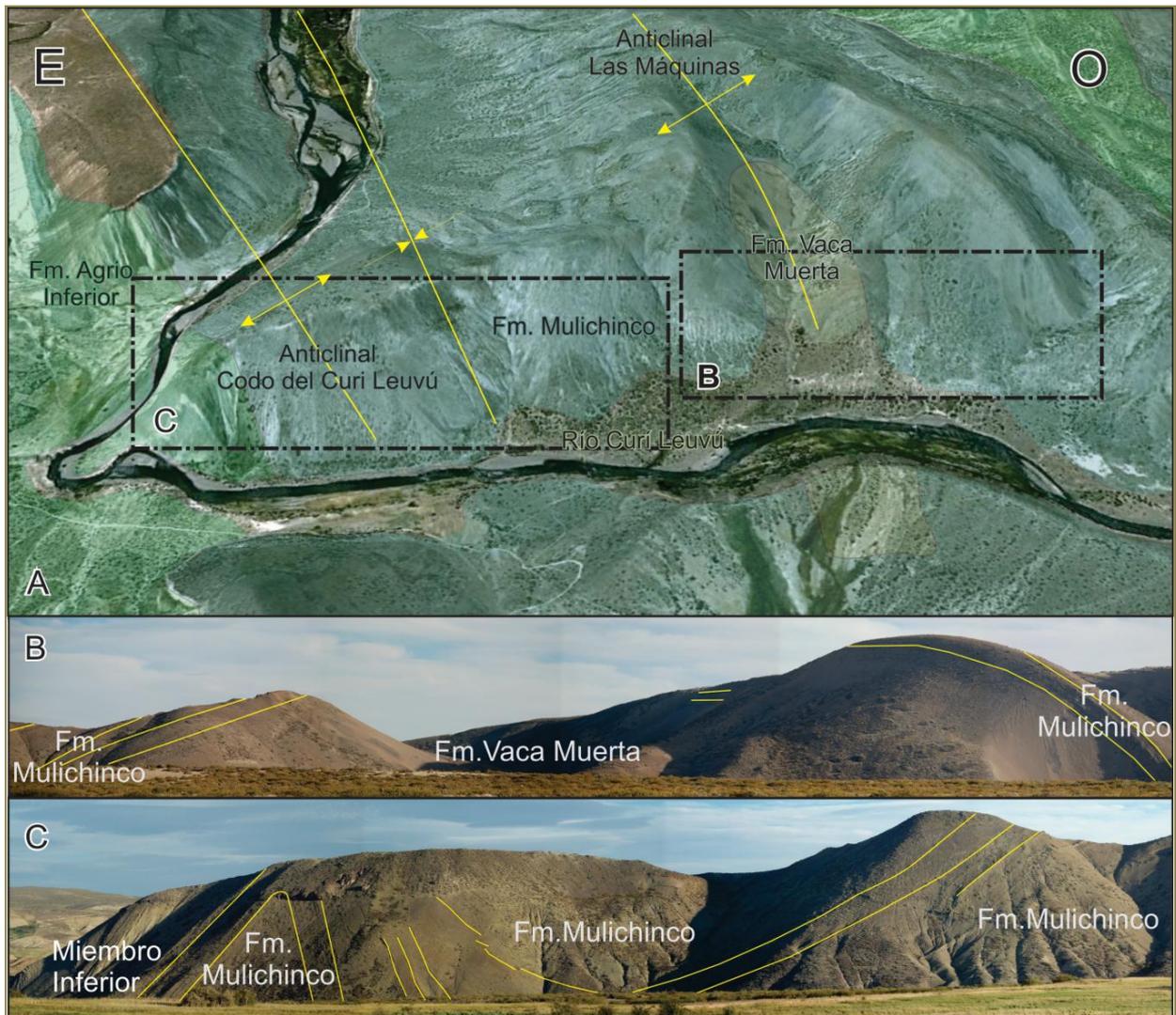


Figura 4.11.a- Vista en planta del anticlinal Las Máquinas, en cuyo núcleo afloran pelitas negras de la Formación Vaca Muerta, **b-** Fotografía panorámica del anticlinal Las Máquinas, **c-** Fotografía panorámica del anticlinal y sinclinal Codo del Curí Leuvú.

4.2.1.7. Sinclinal y Anticlinal Codo del Curí Leuvú

En la región donde el río Curí Leuvú cambia repentinamente la dirección de su curso de E-O a N-S, se encuentra un sinclinal y un anticlinal claramente visibles por los estratos plegados de la Formación Mulichinco (Fig. 4.11.c). Localmente estos pliegues poseen un eje de rumbo NNO (Fig. 4.1), los cuales hacia el sur se vuelven submeridianos, paralelos al curso del río. Tanto el sinclinal como el anticlinal culminan abruptamente hacia el norte, ya que no se encuentran desarrollados en el valle del arroyo Chapúa (Fig. 4.1) mientras que se hunden gradualmente hacia el sur donde aflora la Formación Agrio. En el codo del río Curí Leuvú el sinclinal presenta una

geometría amplia y redondeada mientras que el anticlinal es apretado con charnela angulosa, ambos cubiertos en discordancia angular por coladas basálticas modernas (Fig. 4.12). Los buzamientos medidos en los flancos del anticlinal, entre 30° y 45° en el limbo trasero y desde 70° hasta llegar a invertirse por completo en el limbo frontal, indican una marcada vergencia hacia el este (Fig. 4.1). En la ciudad de Chos Malal este pliegue expone a las areniscas del Miembro Avilé y presenta sus limbos en posición normal.

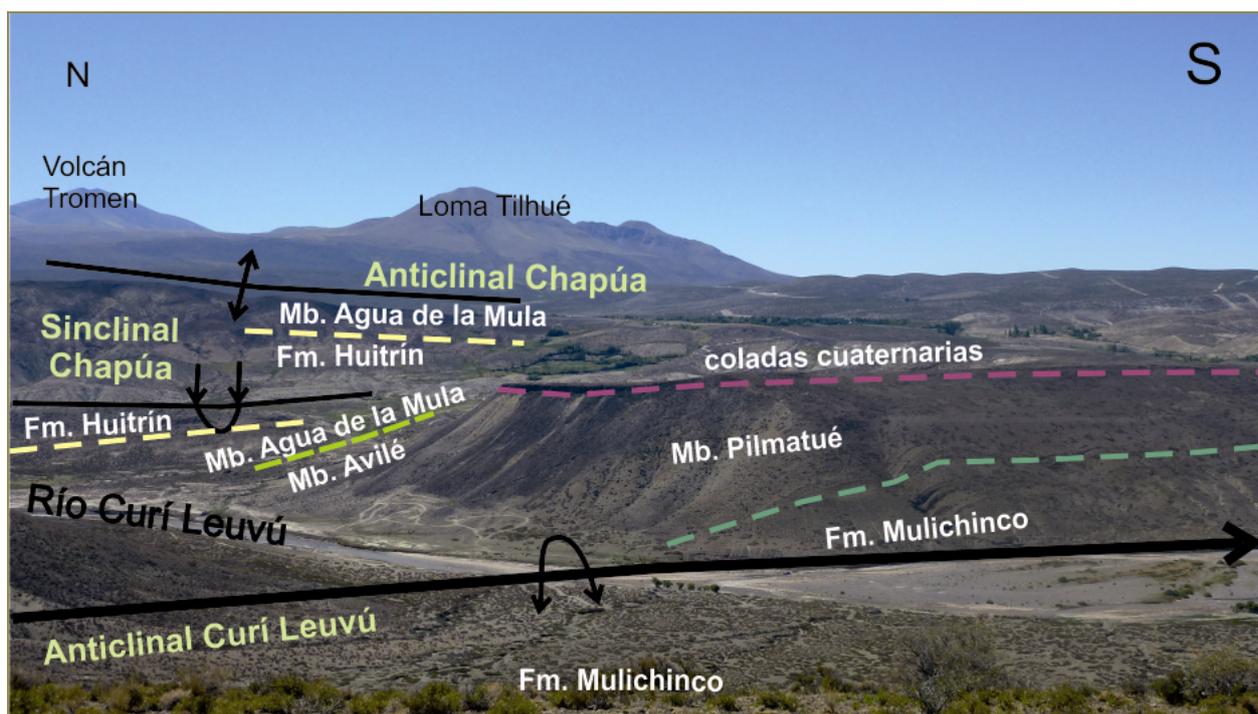


Figura 4.12- Fotografía tomada hacia el este en las margenes del Río Curí Leuvú. Se observa el Anticlinal Curí Leuvú vergente al este, cuyo limbo frontal se haya cubierto en discordancia por las coladas cuaternarias. Hacia el fondo de la foto se reconoce el sinclinal y anticlinal Chapúa.

4.2.1.8. Anticlinal y sinclinal Tilhué oeste

Al este de la ruta 40 y al norte del río Neuquén se observa un notorio anticlinal y sinclinal de rumbo NNO que a la altura del perfil 3 y 4 exponen a las rocas pelíticas del Miembro Pilmatué de la Formación Agrío (Fig. 4.1). El eje de estos pliegues se hunde hacia el norte, dirección hacia la cual afloran las rocas más jóvenes del Miembro Agua de la Mula y la Formación Huitrín. Hacia el sur en cambio, en el núcleo del anticlinal aflora la Formación Mulichinco. El anticlinal Tilhué oeste es un pliegue asimétrico, con

vergencia al oeste (Fig. 4.13), en el cual los valores de buzamiento de su limbo frontal son muy altos ($70-88^\circ$), aunque sin llegar a invertirse. El sinclinal Tilhué oeste, en todo este sector, es muy apretado y sólo involucra a las rocas del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio. Estos pliegues fueron descritos por Kozłowski *et al.* (1996) como de tipo Chorriaca (Herrero Ducloux, 1946), es decir pliegues kilométricos, isoclinales con flancos abruptos, los cuales involucran la totalidad del Grupo Mendoza.

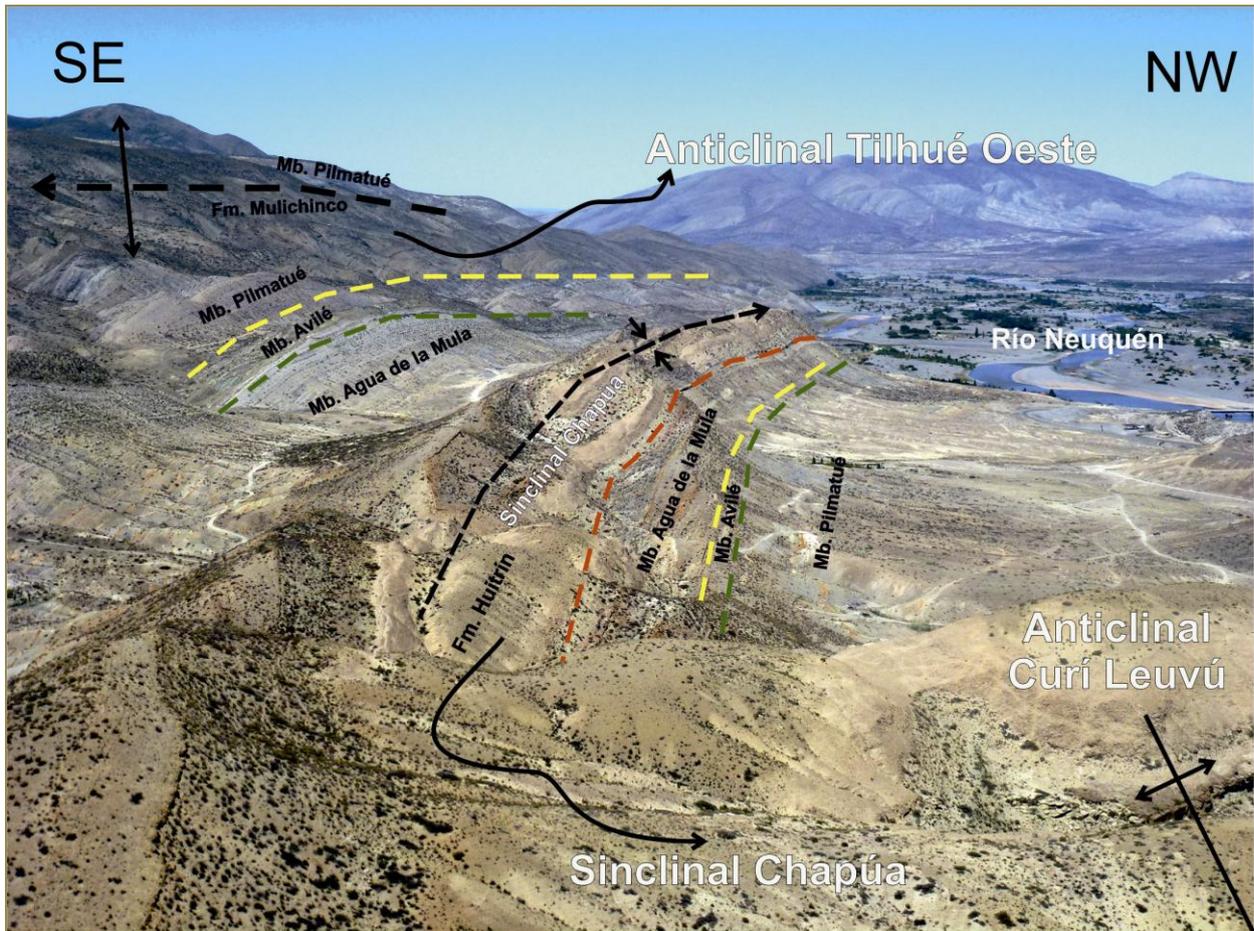


Figura 4.13- Al SE de Chos Malal se observa el Sinclinal Chapúa con una muy buena exposición del yeso de la Formación Huitrín en su núcleo. Hacia el este se observa el anticlinal Tilhué Oeste elevando las areniscas de la Formación Mulichinco.

4.2.1.9. Anticlinal Tilhué

En la zona de la Loma Tilhué, un notable rasgo geomorfológico se desarrolla al este de Chos Malal, donde se observa una serie de estratos de la Formación Mulichinco buzantes al oeste que forman marcados crestones de orientación NNO (Fig. 4.1). Aunque a lo largo del perfil 4 los afloramientos son cubiertos por depósitos modernos y

coladas provenientes del Volcán Tromen, los datos estructurales relevados más al sur permitieron reconocer que este crestón de la Formación Mulichinco forma parte del limbo trasero de un anticlinal con vergencia al este y que involucra a todo el Grupo Mendoza. En una reciente sección estructural construida al sur de Chos Malal en base a datos de campo y subsuelo (Lebinson *et al.*, 2014) se muestra que el núcleo de dicho anticlinal es cortado por un corrimiento fuera de secuencia que hace aflorar capas de la Formación Vaca Muerta. Estos pliegues presentan un rumbo NO y no pudieron ser reconocidos en superficie en los perfiles construidos más al norte. El anticlinal Tilhué es el último pliegue importante de segundo orden aflorante en la zona de estudio. Unos kilómetros hacia el este, a lo largo de la ruta 40, se reconocen una serie de pliegues suaves involucrando a la Formación Mulichinco que han sido elevados en el dorso de una gran estructura de basamento en profundidad, la cual no han sido objeto de análisis en este estudio.

4.2.2. Estructuras de tercer y cuarto orden

Estructuras de orden menor que evidencian niveles de despegue más someros dentro de la secuencia sedimentaria fueron interpretadas en toda el área de estudio, aunque, cabe destacar su presencia a lo largo de una franja, de orientación aproximada N-S, ubicada entre los sinclinales Cañada Seca y Chacay Melehue (Figs. 4.1 y 4.13). Estas estructuras de menor orden fueron mencionadas por Kozlowski *et al.* (1996), con un despegue basal localizado en las pelitas del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio, mientras que la compleja geometría y cinemática de este sistema fue recientemente interpretada por el grupo de geología estructural de la UNS (Turienzo *et al.*, 2014). Estas estructuras de orden menor se hallan asociadas a las estructuras de segundo orden, afectando sus limbos e incrementando su complejidad.

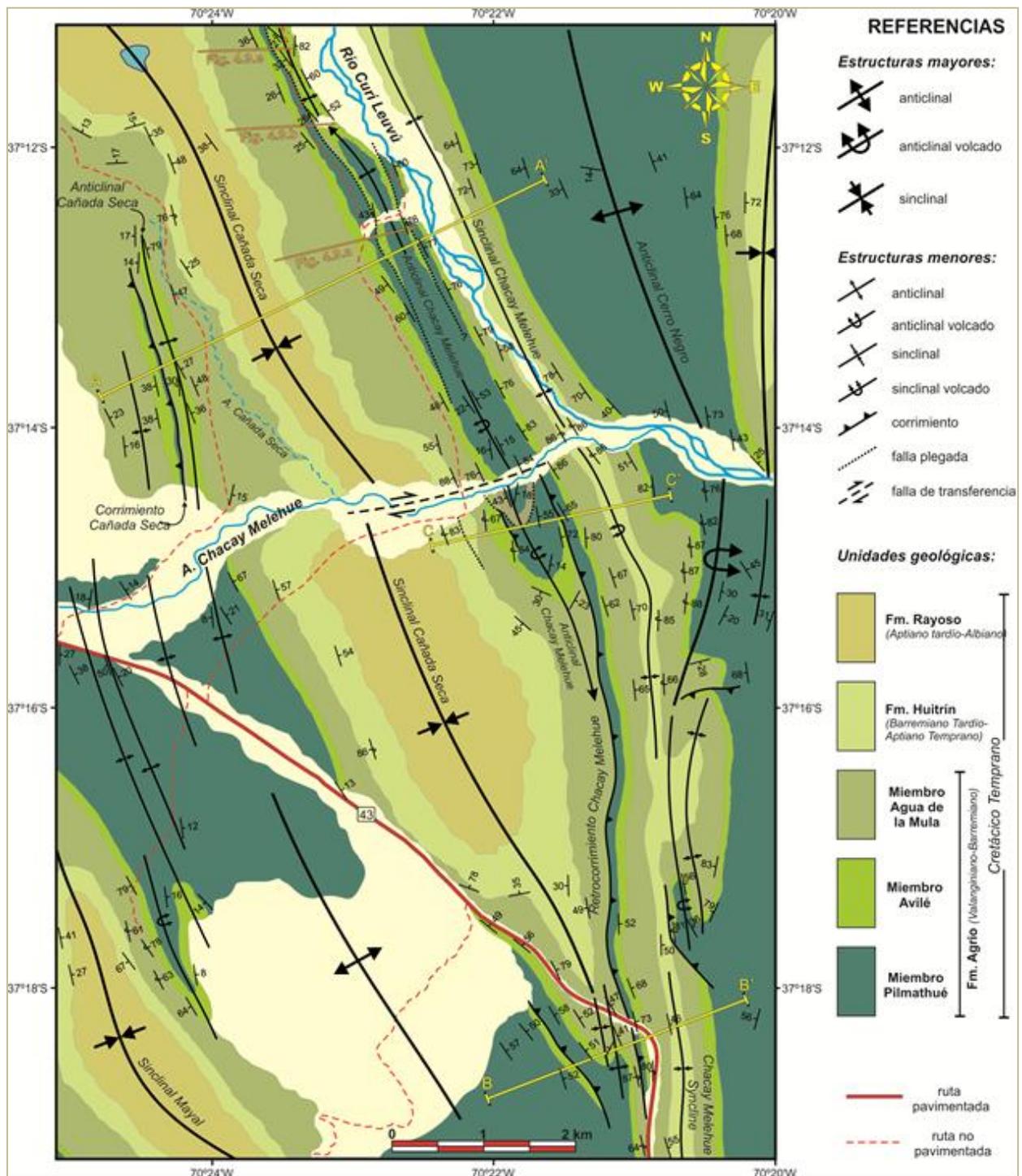


Figura 4.13- Mapa de detalle de la zona de Cañada Seca, en la cual se observan un gran número de estructuras de tercer y cuarto orden. Modificada de Turienzo et al.(2014)

En la región próxima a la confluencia del río Curí Leuvú y el Arroyo Chacay Melehue, fueron mapeados una serie de pliegues de rumbo NNO que involucran principalmente a la Formación Agrío (Fig. 4.13). Como se observa en el mapa, la unidad más antigua expuesta en esta región corresponde al Miembro Pilmathué, mientras que

las unidades más jóvenes son las rocas de la Formación Rayoso, la cual aflora en los núcleos de los sinclinales Mayal y Cañada Seca. Fueron construidas tres secciones transversales, más locales que los perfiles regionales, con el fin de ilustrar e interpretar estas estructuras de menor escala, que no pueden ser mostradas en detalle en los perfiles regionales. Estas secciones, A-A', B-B' y C-C, se trazaron de manera perpendicular al rumbo de las estructuras, con el objetivo de reconstruir y analizar la cinemática los sistemas de corrimiento que afectan a la Formación Agrio.

4.2.2.1 Sección A-A'

Esta sección se localiza al norte del área de estudio y se diferencian en la misma dos sectores, uno al oeste y otro al este del sinclinal Cañada Seca, en donde se observa a la Formación Agrio plegada y repetida tectónicamente (Fig. 4.14.a). Al oeste de la sección se observa el anticlinal Cañada Seca, un apretado anticlinal con vergencia hacia el este que aloja en su núcleo a las areniscas del Miembro Avilé (Fig. 4.14. b y c). Dicho anticlinal muestra una charnela redondeada y genera una suave lomada de muy bajo relieve topográfico. El limbo trasero presenta buzamientos entre 15° y 30° hacia el O, mientras que el limbo frontal es más empinado y excepcionalmente presenta buzamientos cercanos a los 80° en el norte del área (Fig. 4.13). Este anticlinal, fue interpretado como un pliegue por propagación en falla, cuya corta longitud de onda sugiere un nivel de despegue en las pelitas de la parte superior del Miembro Pilmatué. Por encima de las areniscas del Miembro Avilé en el limbo trasero del pliegue se dispone una secuencia de pelitas grises que buzan hacia el oeste y sobre estas, formando la cresta de un pequeña loma, yace un nuevo paquete de areniscas con similar inclinación (Fig. 4.14. b y c). Esta sucesión de areniscas-pelitas-areniscas podría ser erróneamente interpretada, como una secuencia normal del Miembro Avilé-Miembro Agua de la Mula y Formación Huitrín, tal como se observa en el limbo frontal del anticlinal (Fig. 4.14.a). Sin embargo, numerosas evidencias estratigráficas y estructurales permiten inferir la existencia de un corrimiento vergente hacia el este, nombrado como Corrimiento Cañada Seca, el cual repite parte de la Formación Agrio (Fig. 4.13).

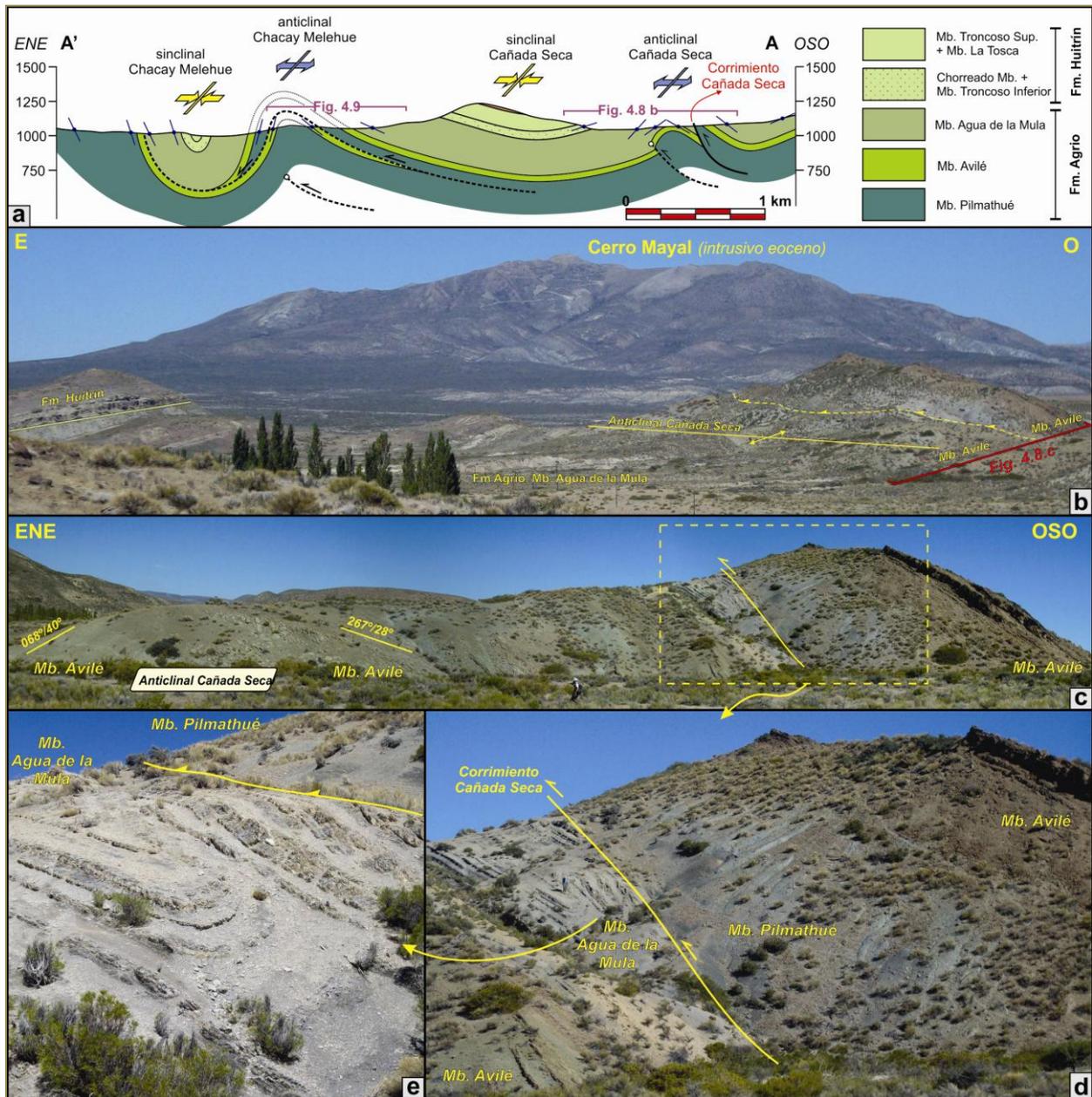


Figura 4.14. **a-** Vista hacia el sur de las estructuras de la sección A-A', se observan los corrimientos vergentes al este y los anticlinales involucrando a la Formación Agrío (ver localización en la figura 4.7), **b y c-** Fotografía panorámica mirando hacia el sur del anticlinal Cañada Seca, exponiendo al Miembro Avilé en el núcleo, y las repeticiones en el limbo trasero del pliegue, **d-** Vista de detalle del corrimiento Cañada Seca, el cual pone en contacto las pelitas del Mb. Pilmathué sobre las pelitas del Mb. Agua de la Mula. **e-** pelitas en el bloque yacente, intensamente plegadas, lo que corrobora la vergencia hacia el este del corrimiento Cañada Seca.

Algunos de los rasgos que sustentan esta interpretación son: i) el espesor observado de pelitas entre los dos niveles de areniscas es considerablemente más pequeño que el espesor estratigráfico que presenta el Miembro Agua de la Mula (en la región

generalmente presenta alrededor de 350 metros); ii) las capas calcáreas del Miembro Chorreado, las cuales fueron observadas en numerosas partes dentro del área de estudio, entre el Miembro Agua de la Mula y la base de la Formación Huitrín, están ausentes en este sitio; iii) hacia el este de la loma, sobre las capas de areniscas nuevamente se observan pelitas de la Formación Agrio, lo que corrobora que las areniscas son pertenecientes al Miembro Avilé; iv) en la zona entre los dos niveles arenosos existe una clara discontinuidad que separa las pelitas grises intensamente plegadas de las pelitas grises no deformadas (Fig. 4.14. d y e). Analizando todos estos datos, podemos decir que el corrimiento Cañada Seca repite al Miembro Avilé, junto con parte de las pelitas infrayacentes, cabalgándolo sobre sí mismo a lo largo de las pelitas suprayacentes. (Fig. 4.14. a y d).

Al este del sinclinal Cañada Seca se observa el anticlinal Chacay Melehue también con rumbo NNO y una clara vergencia hacia el este. Su afloramiento es paralelo al valle del Río Curí Leuvú y se extiende por más de 7 km a lo largo del rumbo (Fig. 4.13). Este anticlinal tiene buzamientos en el orden de los 30°- 50° O en el limbo trasero, mientras que en el limbo frontal presenta buzamientos entre 50°- 80° E. Las pelitas del Miembro Pilmatué afloran en el núcleo del anticlinal Chacay Melehue (Fig. 4.14.a), pero esta estructura se hunde localmente hacia el norte donde solo afloran areniscas del Miembro Avilé (Fig. 4.15. b y e). En el limbo trasero del pliegue, se observan dos repeticiones de areniscas del Miembro Avilé, ambas con un bajo buzamiento hacia el oeste (Fig. 4.9), separadas por pelitas negras (Fig. 4.15.c). Lo mismo se observa en el limbo frontal, donde el Miembro Avilé aflora dos veces con igual buzamiento (alrededor de 76°E). Nosotros interpretamos esta duplicación del Miembro Avilé presente en el anticlinal Chacay Melehue como la zona de charnela de un amplio pliegue por flexión de falla, con un despegue inferior ubicado en las pelitas del Miembro Pilmatué y uno superior localizado en la base del Miembro Agua de la Mula. Posteriormente, estas capas duplicadas fueron plegadas por un corrimiento ciego vergente hacia el este, ubicado en profundidad. La evolución de esta estructura implica un mayor desplazamiento del sistema de fallas, que el ubicado al oeste del anticlinal Cañada Seca, en el cual la duplicación del Miembro Avilé se desarrolla exclusivamente como una imbricación en el limbo trasero del pliegue.

En el caso de las repeticiones observadas en la región del anticlinal Chacay Melehue, las interpretaciones se encuentran sustentadas en datos estratigráficos y estructurales, las cuales llevan a interpretar estas estructuras como repeticiones tectónicas del Miembro Avilé. En primer lugar, si estas alternancias areniscas-pelitas-areniscas estuvieran separadas por pelitas relacionadas a fluctuaciones en el ambiente depositacional, las mismas deberían mostrar una distribución geográfica más amplia, tal como si lo hacen en las proximidades de la Mina San Eduardo, localizada 30 kilómetros al sudeste de la localidad de Chos Malal (Zavala *et al.*, 2011). En esa área, dentro del miembro basal de la Formación Agrio, se observan alrededor de 130 metros de areniscas masivas y otros dos intervalos arenosos de menor espesor desarrollados casi al tope del miembro. Estas capas incluyen areniscas calcáreas con fósiles marinos, coquinas y estructuras sedimentarias diferentes a las observadas en el Miembro Avilé suprayacente. El mapeo y las mediciones realizadas de las areniscas presentes en el Miembro Pilmatué demostraron que ellas se desarrollan en el sur del área de estudio y desaparecen hacia el norte (Zavala *et al.*, 2011a, b). Situándonos en el área de estudio, en los flancos de los pliegues mayores mapeados al norte de Chos Malal donde la Formación Agrio aflora en su totalidad, estas capas arenosas están ausentes. En el área de confluencia del Río Curí Leuvú y Chacay Melehue, la cual regionalmente se encuentra situada entre la Cordillera del Viento y el Volcán Tromen, se observan en diferentes lugares repeticiones de estas areniscas. Estas repeticiones también se observan, a la misma latitud, hacia el sur, al este de la Sierra del Mayal, inmediatamente al norte del Río Neuquén. Esto sugiere que es un fenómeno estructural de escala local. Algunos datos estructurales, pobremente conservados debido a la baja competencia de las pelitas, apoyan el origen tectónico para estas repeticiones. Una brecha de falla con fragmentos de pelitas, y calizas, posiblemente asignables a la base del Miembro Agua de la Mula, se localiza en la zona de la duplicación en el limbo trasero del anticlinal Chacay Melehue. El plano de falla medido tiene una orientación $254^{\circ}/42^{\circ}$ (dirección y ángulo de buzamiento) y posee estrías y escalones de falla que indican un sentido de movimiento inverso del bloque cabalgante.

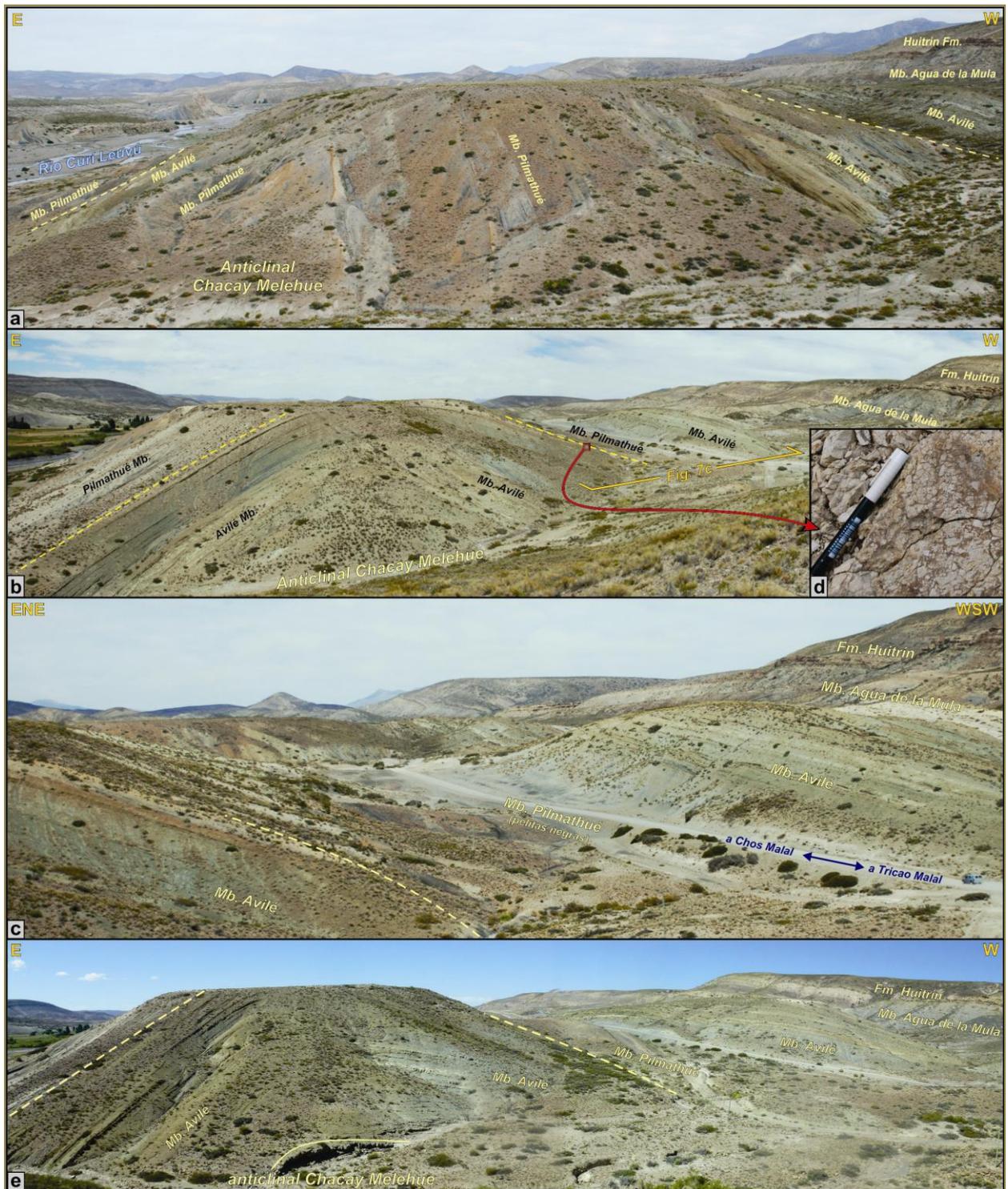


Figura 4.15.- Fotografías panorámicas hacia el sur del anticlinal Chacay Melehue, donde los Miembros Pilmathué y Avilé se encuentran duplicados, y son lateralmente deformados por un pliegue por propagación de falla vergente al este. **a-** pelitas del Miembro Agua de la Mula. **b y e-** los afloramientos sugieren el hundimiento del eje del pliegue hacia el norte **c-** detalle de los Miembros Pilmathué y Avilé duplicando sobre el techo del Miembro Avilé, en el limbo trasero del anticlinal Chacay Melehue. **d-** Brechas tectónicas encontradas en el área con slickensides.

4.2.2.2 Sección B-B'

Esta sección se localiza en la porción sur del área de estudio, al noreste de la Sierra del Mayal (Fig. 4.1) en cercanías a una curva muy pronunciada de la ruta N° 43 (Fig. 4.13). En esta sección se observa un sistema de retrocorrimientos, formado por tres fallas con vergencia hacia el oeste, que afectan a la Formación Agrio (Fig. 4.16). Entre el sinclinal Chacay Melehue y la pendiente este de la Sierra del Mayal, se observan repetidamente afloramientos de areniscas del Miembro Avilé buzantes hacia el este separadas por pelitas oscuras (Fig. 4.16.b). En el núcleo del sinclinal Chacay Melehue, afloran las evaporitas de la Formación Huitrín, mientras que la Formación Agrio se encuentra completamente expuesta en sus flancos. Los estratos del Miembro Avilé en el limbo oeste del sinclinal, se encuentran con alto ángulo de buzamiento (68° - 73° E) y se hallaron estructuras sedimentarias que evidencian la polaridad normal de estas capas (Fig. 4.16.c). Debajo de las areniscas, afloran pelitas negras del Miembro Pilmatué, con similar buzamiento que las areniscas. Estas rocas, se presentan formando una cresta elongada, de orientación NNO, que es elevada a través del retrocorrimiento Chacay Melehue sobre las pelitas grises claras Miembro Agua de la Mula, que buzán 41° E (Fig. 4.16.d). Esta diferencia de buzamientos a ambos lados de la falla, de aproximadamente 30° , permite inferir una zona de rampa entre los bloques que se corresponde perfectamente con el ángulo predicho por la teoría de fallamiento (Fig. 4.16.a). Debajo de las pelitas del Miembro Agua de la Mula, al oeste del retrocorrimiento Chacay Melehue, las capas arenosas del Miembro Avilé forman un anticlinal con vergencia oeste, con buzamientos de 32° E y 57° O para el limbo trasero y frontal respectivamente (Fig. 4.16.e). Las areniscas del Miembro Avilé en ambos limbos del pliegue, como en todos los afloramientos observados, presentan excelentes estructuras sedimentarias que corroboran la posición normal de las capas.

Este anticlinal es interpretado como un pliegue por propagación de falla asociado a un retrocorrimiento ciego (Fig. 4.16.a). Hacia el oeste, las pelitas del Miembro Agua de la Mula están localizadas en el núcleo de un sinclinal, el cual podría ser la terminación hacia el sur del sinclinal Cañada Seca (Fig. 4.13). Los Miembros Avilé y Pilmatué están expuestos en el flanco oeste del sinclinal con buzamientos entre 50° - 60° E. Un tercer retrocorrimiento es inferido entre estas rocas y los afloramientos más occidentales del Miembro Avilé, los cuales buzán alrededor de 50° E en la ladera oriental de la Sierra del

Mayal (Fig. 4.16.b). El paralelismo presente entre las capas del Miembro Avilé sugiere un importante desplazamiento a lo largo de este retrocorrimento, indicando una configuración de llano en el bloque colgante (Fig. 4.16.a).

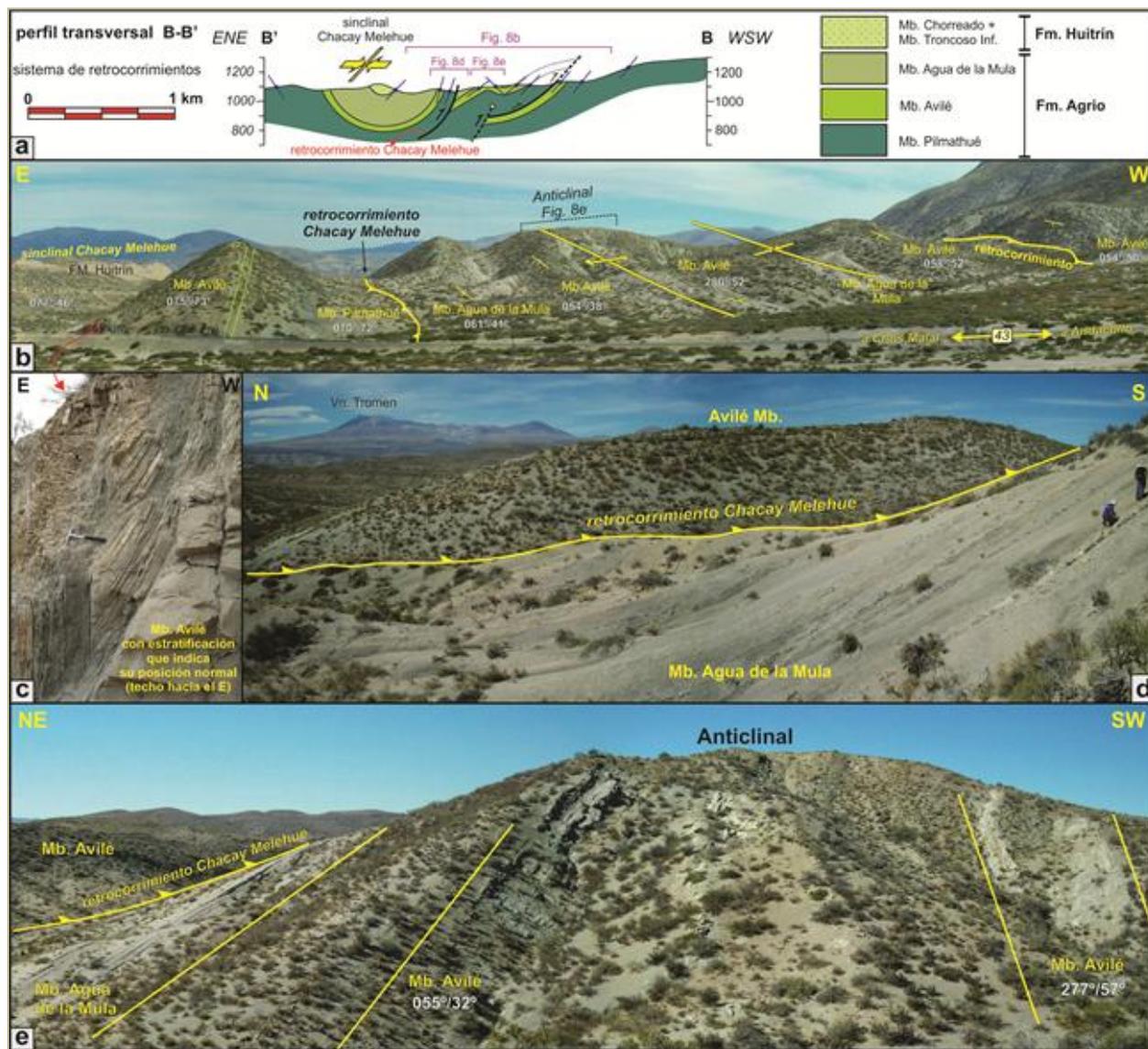


Figura 4.16.a- Vista hacia el sur de la sección B-B', mostrando la vergencia occidental de las estructuras que involucran a la Formación Agrio, relacionadas a un sistema de retrocorrimientos (ver localización en la figura 4.7), **b-** Fotografía panorámica desde el norte de las estructuras medidas, los pequeños altos topográficos observados corresponden al Miembro Avilé, **c-** Estructura sedimentaria observada en las areniscas del Miembro Avilé, indicando su posición normal, **d-** Vista frontal del retrocorrimento Chacay Melehue que pone en contacto a los Miembros Pilmathué y Avilé, sobre el Miembro de Agua de la Mula, **e-** Anticlinal con vergencia hacia el oeste, localizado al oeste del retrocorrimento Chacay Melehue, el cual es considerado como un pliegue por propagación en falla, que evidencia un segundo retrocorrimento en profundidad.

En el sur del área de estudio, al este de la Sierra del Mayal y al norte del Río Neuquén, se observó una secuencia similar a la descrita anteriormente. En este sector se mapeo el sinclinal Mayal, el cual presenta su limbo oriental afectado por un retrocorrimiento que monta a las pelitas del Miembro Pilmatué por sobre las pelitas del Miembro Agua de la Mula. En el campo se observó en secuencia normal a la Formación Huitrín y al Miembro Agua de la Mula buzantes 70° O. A continuación de las pelitas del Miembro Superior, se aprecia un extenso afloramiento de pelitas negras con intercalaciones de bancos de calizas buzantes 60° en sentido contrario. Sobre estas últimas y en posición normal se mapearon las areniscas verdosas del Miembro Avilé 63° E. En base a estas observaciones, se interpreta que en el sector sur del área de estudio, el anticlinal Mayal presenta vergencia hacia el este y su limbo trasero se encuentra afectado por este retrocorrimiento mapeado. A continuación de esta repetición, el Miembro Agua de la Mula se dispone en secuencia normal sobre el Miembro Avilé buzante 50° E. Continuando en la misma dirección, un nuevo crestón de las areniscas verdosas del Miembro Avilé fue mapeado, con un buzamiento de 75° E, por sobre el cual se apoyan, con similar buzamiento, las pelitas del Miembro Agua de la Mula. Estas últimas capas, en conjunto con las medidas hacia el este buzantes 62° O, forman un sinclinal seguido de un anticlinal. La primera de estas estructuras presenta en su núcleo al Miembro Agua de la Mula y en sus limbos al Miembro Avilé, el cual se encuentra en el núcleo del anticlinal siguiente.

Al este de este último pliegue, fue mapeado el sinclinal Chacay Melehue y a continuación el anticlinal Chos Malal. Considerando todas las características mencionadas, estas estructuras son similares a las descritas en el perfil B-B' o la continuación hacia el sur de las mismas. Por un lado, hacia el oeste se mapeo un retrocorrimiento, el cual a esta latitud, afecta a los Miembros superiores de la Formación Agrio. Por otra parte, los dos pliegues descritos a continuación de esta repetición tectónica corresponden al sinclinal Cañada seca y al pequeño anticlinal observado hacia el este, también mapeado en el sector norte.

4.2.2.3. Sección C-C'

La tercera sección realizada, es la más corta de las tres pero sin embargo, es la más compleja. Dicha sección se localiza en el lado sur del arroyo Chacay Melehue (Fig. 4.13).

Al igual que las otras dos secciones, el sinclinal Chacay Melehue muestra en su núcleo a la Formación Huitrín y a la Formación Agrio en los limbos (Fig. 4.17.a). En el flanco occidental las capas altamente buzantes del Miembro Avilé forman una cresta que se extiende por más de 6 kilómetros hacia el sur y 3 kilómetros hacia el norte del arroyo Chacay Melehue.

El Miembro Pilmatué se observa en la base de esta cresta sobrecorriendo a otro paquete de areniscas buzantes al este del Miembro Avilé a través del retrocorrimiento Chacay Melehue (Fig. 4.17. b y c). En la zona de falla, se midieron dos planos estriados orientados $074^{\circ}/82^{\circ}$ y $075^{\circ}/81^{\circ}$ (dirección de buzamiento/buzamiento) y también se observaron minerales fibrosos con un *pitch* de 72°N y 76°N respectivamente, con escalones que indican un movimiento hacia el oeste del bloque colgante. Hacia el oeste del retrocorrimiento, los Miembros Avilé y Pilmatué forman el anticlinal Chacay Melehue, un amplio pliegue con las capas horizontales en la zona de charnela. Por debajo de las pelitas del Miembro Pilmatué, en el núcleo del anticlinal Chacay Melehue, se observan nuevamente areniscas verdosas del Miembro Avilé que forman un apretado anticlinal con vergencia oeste (Fig. 4.17.b). Este pliegue fue interpretado como un pliegue por propagación de falla relacionado con un retrocorrimiento ciego. En el limbo frontal de este anticlinal, el Miembro Agua de la Mula yace concordantemente sobre el Miembro Avilé y ambas unidades presentan buzamientos comparables (30° - 36°SO). Estas pelitas más jóvenes de la Formación Agrio están ausentes en el limbo trasero del pliegue, donde pudimos reconocer a las pelitas del Miembro Pilmatué y a las areniscas del Miembro Avilé repetidas sobre el Miembro Avilé. Estos rasgos fueron interpretados como una repetición de los Miembros de la Formación Agrio a través de un pliegue de flexión de falla, con un despegue inferior dentro de las pelitas del Miembro Pilmatué y un despegue superior en la base del Miembro Agua de la Mula.

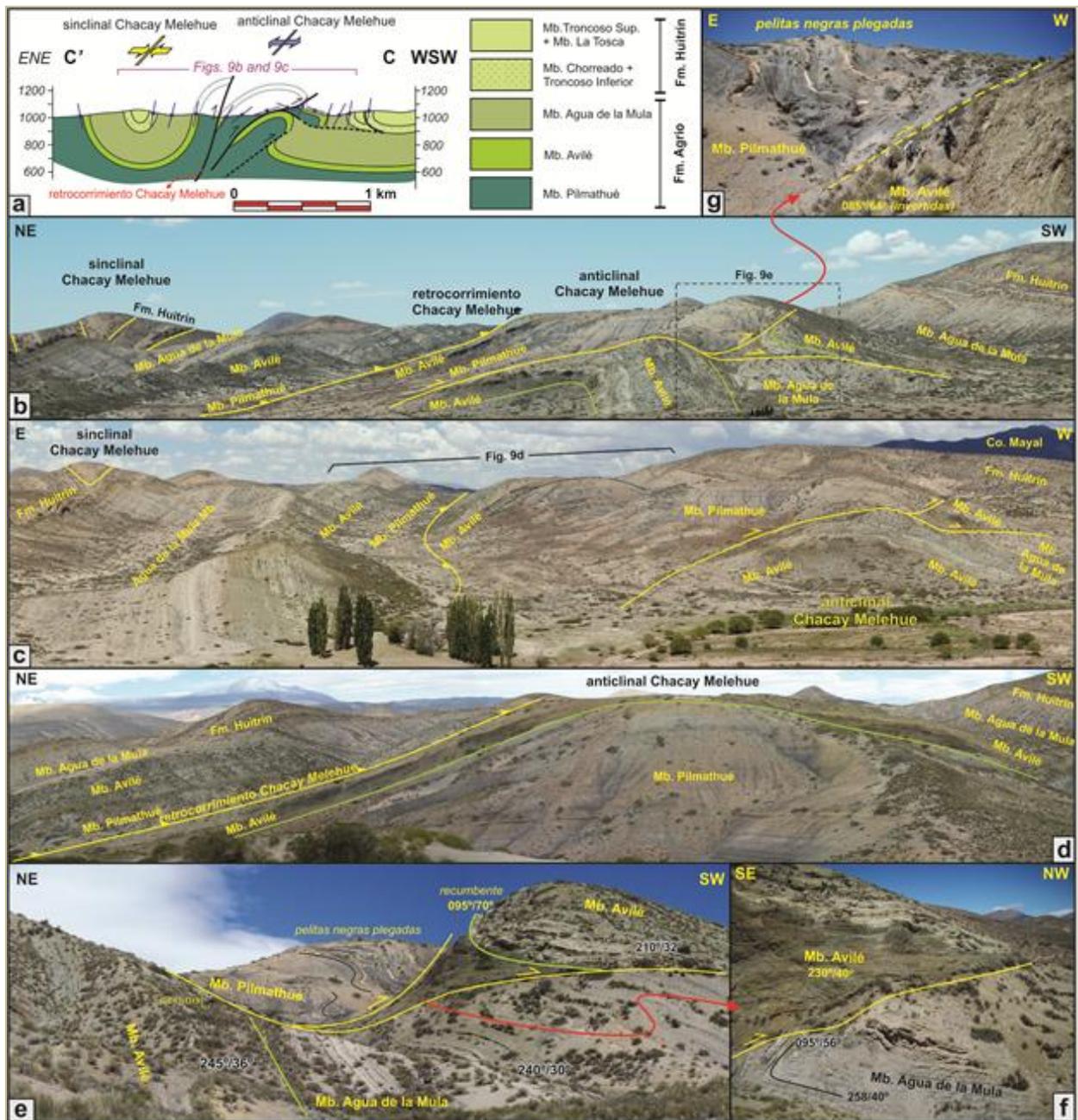


Figura 4.17. a- Vista hacia el sur de la sección C-C', evidenciando la compleja deformación que presenta la Formación Agrío, relacionadas con el sistema de corrimientos (localización en la figura 4.7). b- Fotografía panorámica del anticlinal Chacay Melehue, vergente hacia el oeste, donde los Miembros Pilmatué y Avilé se encuentran completamente duplicados sobre el techo del Miembro Avilé y subsecuentemente plegado por un retrocarrimiento principal localizado en profundidad, c-d- Los Miembros Pilmatué y Avilé están imbricados en el limbo trasero del anticlinal debido al retrocarrimiento Chacay Melehue, e-f- Vista de detalle del limbo frontal del anticlinal Chacay Melehue donde las areniscas del Miembro Avilé están desplazadas sobre el techo del Miembro Agua de la Mula a lo largo de una rampa del corrimiento, g- En el limbo frontal del anticlinal, las pelitas del Miembro Pilmatué están intensamente plegadas y en aquellos sitios en donde el corrimiento pone a las pelitas sobre las capas del Miembro Avilé, se observan localmente invertidas cercanas al plano de falla.

Así este paquete repetido, que incluye una porción del Miembro Pilmatué y del Miembro Avilé, es una lámina de corrimiento que ha avanzado una considerable distancia hacia el oeste y luego, mediante una nueva rampa formada en el frente de esta estructura, los Miembros Pilmatué y Avilé duplicados son parcialmente montados sobre las pelitas del Miembro Agua de la Mula (Fig. 4.17.e). Las pelitas del Miembro más joven forman un sinclinal de arrastre en el bloque yacente, corroborando el movimiento hacia el oeste de la estructura (Fig. 4.17.f).

Un retrocorrimiento menor afecta a las unidades duplicadas en el limbo frontal de este anticlinal, colocando a las pelitas negras intensamente plegadas del Miembro Pilmatué sobre las areniscas del Miembro Avilé, el cual se encuentra localmente volcado cerca del plano de falla y forma un sinclinal de arrastre en el bloque yacente (Fig. 4.17. g). El anticlinal Chacay Melehue, está formado entonces por la duplicación de los Miembros Pilmatué y Avilé de la Formación Agrio, los que después fueron plegados sobre un corrimiento ciego, de forma similar a lo observado en la sección A-A'. Esta repetición y el pliegue por propagación fueron descritos en el área norte como vergentes hacia el este, mientras que las mismas estructuras en la sección C-C' evidencian una clara vergencia opuesta, es decir hacia el oeste. Este cambio en la dirección de movimiento de las estructuras podría estar asociado con la existencia de una falla de transferencia o acomodación. En el área de estudio, este cambio pareciera ocurrir a lo largo del valle del arroyo Chacay Melehue, el cual constituye un marcado lineamiento estructural de orientación OSO (Fig. 4.13). En este contexto, la falla Chacay Melehue, se interpreta como una falla de desgarre o *tear fault* con desplazamiento de rumbo lateral dextral, la cual separa el dominio norte con vergencia este del dominio sur involucrando las estructuras de Chacay Melehue con vergencia al oeste (Fig. 4.13). Al norte de esta falla de acomodación el eje del anticlinal Chacay Melehue se hunde en dirección NNO, como lo evidencian las diferentes unidades expuestas en el núcleo del pliegue a lo largo de su rumbo (Fig. 4.14). Por otro lado, al sur de esta falla el eje del pliegue se hunde hacia el SSE y consecuentemente el Miembro Avilé desaparece en esa misma dirección (Fig. 4.13). Esta falla interpretada ha actuado como una discontinuidad estructural transversal al eje del pliegue que acomodó el cambio de vergencia de las estructuras pero sin producir un desplazamiento lateral considerable, el cual decrece a

cerro hacia el este donde los contactos estratigráficos y el eje del sinclinal Chacay Melehue no se hallan desplazados (Fig. 4.13).

4.2.2.4. Estructuras de menor orden localizadas entre el anticlinal y sinclinal Mayal

Entre el anticlinal y sinclinal Mayal una serie de pliegues menores fueron mapeados a la altura de los perfiles 2 y 3. Inmediatamente al este del sinclinal Mayal se observa un anticlinal y un sinclinal que afectan a los Miembros de la Formación Agrio (Fig. 4.18). El anticlinal presenta vergencia hacia el oeste y su limbo frontal hacia el norte se encuentra afectado por una falla buzante hacia el este, la cual repite parte del Miembro Avilé. Ambos pliegues hacia el sur, en el contacto con el intrusivo que conforma la Sierra del Mayal, pierden continuidad.

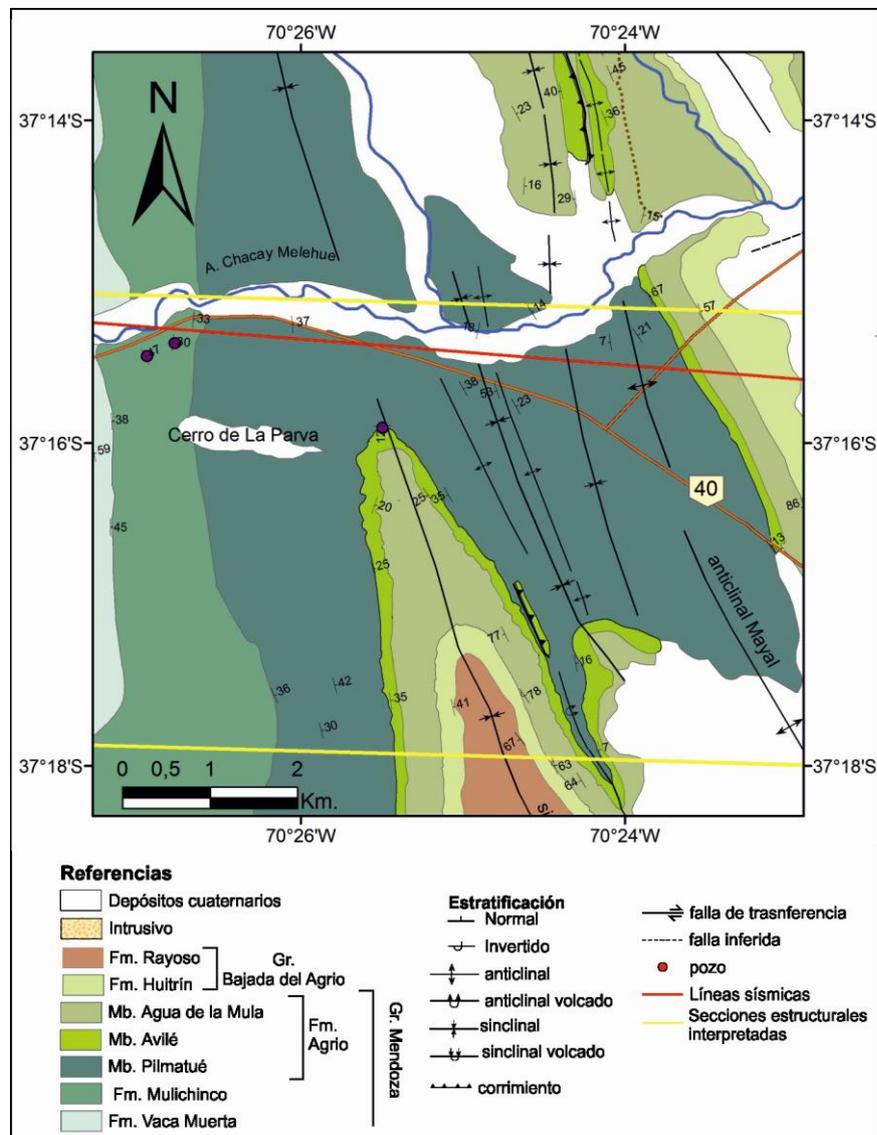


Figura 4.18. Estructuras de tercer orden localizados entre el sinclinal y el anticlinal Mayal, involucrando a la Formación Agrio.

4.2.2.5. Anticlinal Cañada Seca

Al este del sinclinal Mayal y hacia el norte del anticlinal de igual nombre, en los perfiles 1 y 2 se observa el anticlinal Cañada Seca, en cuyo núcleo se hallan expuestas las pelitas del Miembro Pilmatué, el cual presenta un limbo frontal con buzamientos de alto ángulo que sugiere una vergencia hacia el antepaís (Figs. 4.13 y 4.14). La configuración geométrica de este pliegue se encuentra detalladamente descrita en el apartado 4.2.2.1.

4.2.2.6. Retrocorrimiento Chacay Melehue- Sinclinal Chacay Melehue

A continuación del Sinclinal Cañada Seca, en el terreno se identificó la siguiente secuencia: pelitas del Miembro Agua de la Mula buzantes 44° E, por encima de las cuales se observó una zona muy disturbada con estrías de falla. Sobreyaciendo se reconocieron las pelitas del Miembro Pilmatué y las areniscas del Miembro Avilé en posición normal buzantes 75° hacia el E, por sobre las cuales nuevamente afloraban las pelitas del Miembro Superior en posición normal (Figs. 4.13 y 4.15). A partir de estas observaciones realizadas y medidas en el terreno se pudo mapear e interpretar al retrocorrimiento Chacay Melehue buzante hacia el antepaís el cual repite parte de la Formación Agrio por sobre sí misma. Esta estructura fue mapeada en las latitudes correspondiente al perfil 2 y 3. Hacia el norte, este corrimiento no fue identificado, aunque otras estructuras fueron reconocidas como al anticlinal Chacay Melehue, el cual presenta vergencia hacia el este y rumbo NNO, con su limbo frontal altamente buzante e inclusive rebatido. En el núcleo de este anticlinal afloran las rocas del Miembro Pilmatué, y sus limbos suelen estar afectados por fallas que duplican a las arenas del Miembro Avilé. Estas últimas estructuras, que presentan un alcance más local, fueron descritas en el apartado 4.2.2.3.

Hacia el este del retrocorrimiento se desarrolla el sinclinal Chacay Melehue el cual posee un eje con rumbo norte-sur y se encuentra parcialmente cabalgado hacia el oeste por el retrocorrimiento previamente descrito. La geometría mapeada del sinclinal Chacay Melehue está remarcada por la excelente exposición de los niveles arenosos de las Formaciones Agrio y Huitrín, el cual se extiende por más de 20 kilómetros. El flanco oriental de este pliegue presenta un buzamiento de alto ángulo, localmente volcado, indicando su vergencia oriental. Una serie de repliegues menores fueron mapeados entre el perfil 2 y 3, los cuales se encuentran afectados por corrimientos de orientación

este-oeste y NW los cuales hacen que estén pequeñas estructuras pierdan continuidad en el rumbo.

4.2.2.7. Estructuras de menor orden presentes entre los anticlinales Chos Malal y Las Máquinas.

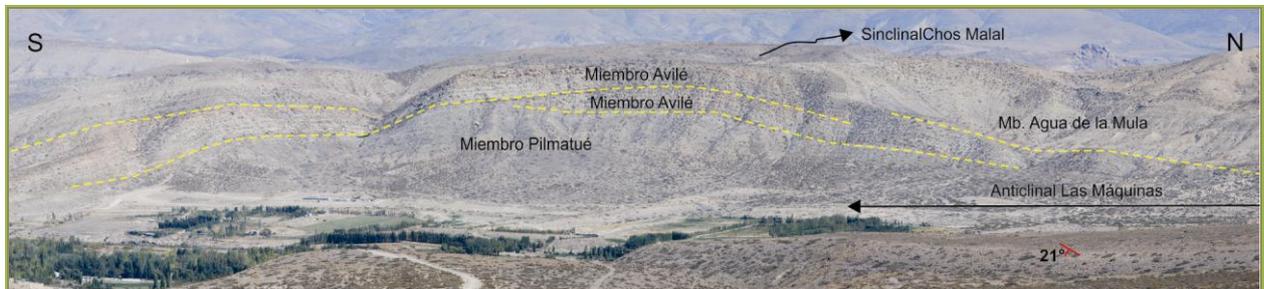


Figura 4.19.- Repetición del Miembro Avilé en el flanco este del sinclinal Chos Malal.

Al sur del área de estudio, entre el anticlinal y el sinclinal Chos Malal, se observan otros dos pliegues de escala menor. Estas dos estructuras son un sinclinal y un anticlinal apretados con poca continuidad a lo largo del rumbo. El sinclinal alberga en su núcleo al Miembro Agua de la Mula y presenta limbos en posición normal, buzantes 34°E y 75°O . A continuación se encuentra un anticlinal con vergencia hacia el este y las capas de su flanco frontal en posición invertida, según la polaridad observada en las areniscas del Miembro Avilé. El flanco trasero de este pliegue está cortado por un retrocorrimiento que sobrecorre a las areniscas del Miembro Avilé por encima de las pelitas del Miembro Agua de la Mula.

Por otro lado, hacia el este del sinclinal Chos Malal se mapeó una falla buzante hacia el oeste la que se localiza en el limbo trasero del anticlinal las Máquinas. Este corrimiento repite parte de la secuencia Miembro Pilmatué- Miembro Avilé por sobre el Miembro Avilé (Fig. 4.19).

4.2.2.8. Sinclinal y Anticlinal Chapúa

Estos pliegues se localizan en una zona de bajo relieve en el extremo oriental del área de estudio y presentan una menor amplitud y longitud de onda en comparación con los descritos previamente, e involucran en superficie al miembro superior de la Formación Agrio y a la Formación Huitrín (Figs. 4.12, 4.13 y 4.20). Kozlowski *et al.* (1996) los describió como pliegues apretados con marcada vergencia oriental, los cuales

poseen una longitud promedio de 3 km y un ancho de 0,8 km al nivel de las areniscas del Miembro Troncoso. Esta zona es muy conocida por los estudios realizados por Kozlowski *et al.* (1996, 1998) y por los datos aportados por el pozo B.Nq.Ch.x-1 (Fig.4.1). Son estructuras en general apretadas, principalmente el sinclinal, y poseen una orientación aproximada norte-sur. El anticlinal Chapúa presenta un flanco trasero tendido, con buzamientos en el orden de los 30° E, mientras que el flanco delantero se halla más buzante, aproximadamente 75° O, reflejando su vergencia occidental. El encuentro de vergencias entre el anticlinal Codo del Curí Leuvú y el anticlinal Chapúa dan como resultado una zona triangular donde se localiza el sinclinal Chapúa, en el cual los estratos se hallan altamente deformados y con buzamientos elevados y/o volcados. En el núcleo de este sinclinal afloran los grupos Rayoso y Neuquén, lo que hacia el norte se encuentran cubiertos por vulcanitas cenozoicas.



Figura 4.20- Anticlinal y sinclinal Chapúa, dos estructuras de escala hectométrica que involucran a las Formaciones Agrio y Huitrín. El sinclinal Chapúa es un pliegue muy apretado con ambos limbos fuertemente buzantes, mientras que el anticlinal presenta una marcada vergencia occidental.

4.2.2.8. Estructuras de Arroyo Blanco

Estructuras de tercer orden también fueron descritas en el valle del arroyo Blanco, donde se mapearon un sinclinal y un anticlinal afectando a las Formaciones Agrio y a la Huitrín. Ambos pliegues presentan un rumbo NNO y son cubiertos hacia el norte y hacia el sur por depósitos volcánico plio- cuaternarios. El limbo este del sinclinal se encuentra afectado por un corrimiento con vergencia hacia el este el cual monta a las areniscas del Miembro Avilé (las cuales se encuentran en posición normal) por encima de las areniscas del Miembro Troncoso Inferior y de las evaporitas del Miembro Troncoso Superior.

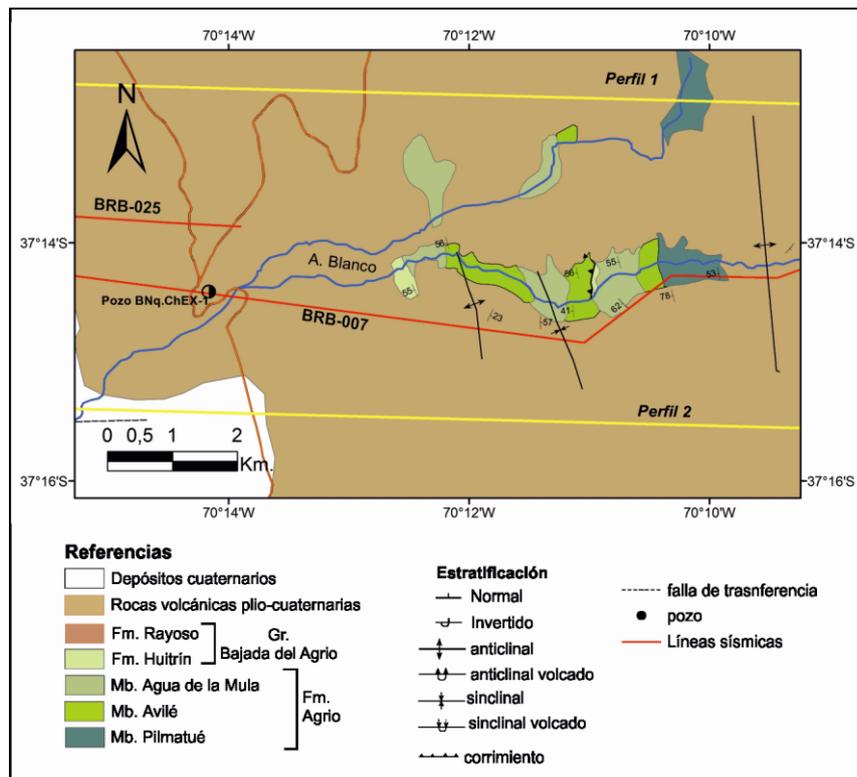


Figura 4.21- Mapa de detalle de las estructuras que afloran en la región de Arroyo Blanco. Se observan dos estructuras de tercer orden afectando a las Formaciones Agrio y Huitrín. También se observa un corrimiento que monta a las areniscas del Miembro Avilé por sobre la Formación Huitrín.

5) Fundamentos para la construcción de las secciones estructurales

Con la información obtenida en el terreno, descrita en detalle en el capítulo 4 de esta tesis, se construyeron cuatro secciones estructurales balanceadas, que permiten visualizar la geometría completa de las estructuras en profundidad y analizar la relación existente entre las mismas (ver secciones anexas). Si bien el pilar fundamental para la interpretación de las estructuras fue el relevamiento de campo detallado y el mapa resultante (anexo 1), para analizar su continuidad y resolución en profundidad resultaron de vital importancia los datos extraídos de las líneas sísmicas y pozos existentes en el área.

Antes de analizar en detalle las secciones estructurales confeccionadas, que serán tratadas en el capítulo 6, es necesario plantear algunos conceptos elementales acerca de las técnicas de construcción de secciones balanceadas, de los mecanismos actuantes en el desarrollo de las fajas corridas y plegadas, del modo en que el basamento se ve involucrado en la deformación y de la importancia de la información de subsuelo para resolver la geometría en profundidad de las estructuras mayores y su conexión al nivel de despegue principal

5.1. Conceptos básicos de las secciones balanceadas

Las técnicas de construcción de secciones balanceadas tuvieron su auge en las décadas del 60 y del 70, muy ligadas a la exploración y explotación de hidrocarburos en las montañas Rocallosas (Bally *et al.*, 1966; Dahlstrom, 1969,1970; Boyer y Elliott, 1982). Una sección balanceada es una sección geológica que cumple con ciertos requisitos geométricos relacionados con la ley de conservación de volumen. Una sección en estado deformado es aquella que representa la geometría de las estructuras como aparecen en la actualidad. Cuando esa sección constituye una interpretación en la cual las estructuras se parecen a aquellas que pueden ser observadas directamente en el campo se denomina sección admisible. Si restauramos una sección retrotrayendo el desplazamiento de las fallas y enderezando los pliegues obtenemos una sección restaurada, mientras que si una sección puede restituirse al estado no deformado respetando la longitud de los estratos y la conservación del área se denomina viable. Finalmente, una sección balanceada es aquella que es viable y admisible.

Los perfiles interpretados tienen una orientación aproximada este-oeste y una extensión de 40 kilómetros (Fig. 4.1). Las estructuras fueron reconstruidas, con la mayor precisión posible, utilizando los valores de rumbo y buzamiento medidos en el campo a fin de lograr una geometría que se asemeje a lo observado en el terreno. Para la interpretación de las estructuras se consideraron los modelos clásicos de pliegues relacionados a fallas entre los que se destacan los de plegamiento por flexión (Suppe, 1983) y por propagación de falla (Suppe y Medwedeff 1990, entre otros). En algunos casos, para explicar las charnelas curvas y los cambios de espesor de las estructuras observados en la naturaleza e interpretados en la sección estructural, se consideró el modelo de pliegues por propagación de falla con cizalla triangular o tipo *trishear* (Erslev, 1991). El nivel de despegue elegido para el desarrollo de las principales estructuras dentro de la cubierta sedimentaria es la Formación Auquilco, en base al reconocimiento en el terreno de un retrocorrimiento que repite a la Formación Tordillo y sugiere por lo tanto la existencia de un despegue por debajo de la misma. Los espesores considerados fueron obtenidos a partir observaciones propias en el campo y en general coinciden con los espesores descritos en los informes de los registros de pozos (Bs.Nq.Ch.E. x-1; Bs.Nq.Ch.x-1) y en la profusa bibliografía existente. En términos generales todas las unidades involucradas mantienen su espesor constante a lo largo de los perfiles, a excepción de la Formación Tordillo. Esta formación presenta un espesor aproximado de 600 metros en la región de la Cordillera del Viento, mientras que en las inmediaciones de la Yesera del Tromen su potencia es menor a los 100 metros. Para explicar este acuñaamiento de la Formación Tordillo, en las secciones estructurales balanceadas, se consideró una pendiente regional de $1,5^\circ$ hacia el oeste durante su depositación. Las secciones estructurales interpretadas fueron balanceadas, con el objeto de garantizar su viabilidad geométrica, utilizando el método de conservación de la longitud de líneas. Este método asume que la longitud inicial de la línea es la misma que su longitud después de la deformación.

5.2. Fajas corridas y plegadas

En aquellas zonas, donde las rocas sufren acortamientos tectónicos horizontales de la corteza superior, se forma una distintiva asociación de estructuras, fundamentalmente corrimientos, pliegues y otras estructuras menores asociadas, razón por la cual estas

regiones orogénicas se denominan fajas corridas y plegadas (*fold and thrust belts*). Butler (1982), Boyer y Elliot (1982), McClay (1992), entre otros, han nombrado varias de las estructuras que se presentan en las fajas corridas y plegadas entre las que se encuentran: los corrimientos definidos como fallas contraccionales de bajo ángulo, los llanos que son esas porciones del corrimiento que se mantienen paralela a los planos de estratificación o el caso contrario de las rampas, que son el segmento del corrimiento que atraviesa alguna secuencia de estratos. Cuando en un orógeno existen varios corrimientos o rampas es posible hablar de sistemas de corrimientos y en ese caso de acuerdo al ordenamiento relativo de formación de las fallas sucesivas se postulan dos modelos: estilo de propagación tipo "*foreland propagation*", que es el sentido normalmente observado en las fajas corridas y plegadas en el cual las fallas más jóvenes se forman en dirección hacia el antepaís, es decir en el bloque de piso respecto al corrimiento anterior; y estilo de propagación tipo retrógrado o "*overstep*", en el cual las estructuras más jóvenes se originan sucesivamente en dirección al retropaís y por lo tanto ocurren en el bloque de techo de las fallas previas. Estructuras tales como fallas imbricadas, sistemas de dúplex, son más comúnmente desarrolladas en las fajas corridas y plegadas, así como también todos los tipos de pliegues asociados a fallas.

En planta una faja corrida y plegada consiste de un conjunto de corrimientos y pliegues, más o menos paralelos unos a otros, que se extienden por varios kilómetros. El área cratónica en el frente de estos corrimientos hacia el cual avanzan las estructuras se denomina antepaís mientras que la región que se encuentra detrás es la zona interna del orógeno o retropaís. En una sección transversal, las fajas corridas y plegadas se caracterizan por mostrar un set de corrimientos que presentan, generalmente, la misma orientación y vergencia, y se unen en un despegue basal en profundidad.

De acuerdo a su estilo estructural o niveles estructurales involucrados podemos definir dos tipos de fajas corridas y plegadas (Rodgers, 1971): de piel gruesa y de piel fina. En el primer tipo el basamento participa en la deformación y las fallas penetran dentro de la corteza superior (Marshak y Woodward, 1988). En el segundo de los casos, la deformación se desarrolla sobre un nivel de despegue superior, el cual generalmente se encuentra asociado a diferencias en la competencia de las rocas, como la que se observa en la interface entre la cobertura sedimentaria y las rocas del basamento

cristalino o bien a lo largo de capas incompetentes dentro de la secuencia sedimentaria (comúnmente evaporitas y/o pelitas sobrepresurizadas).

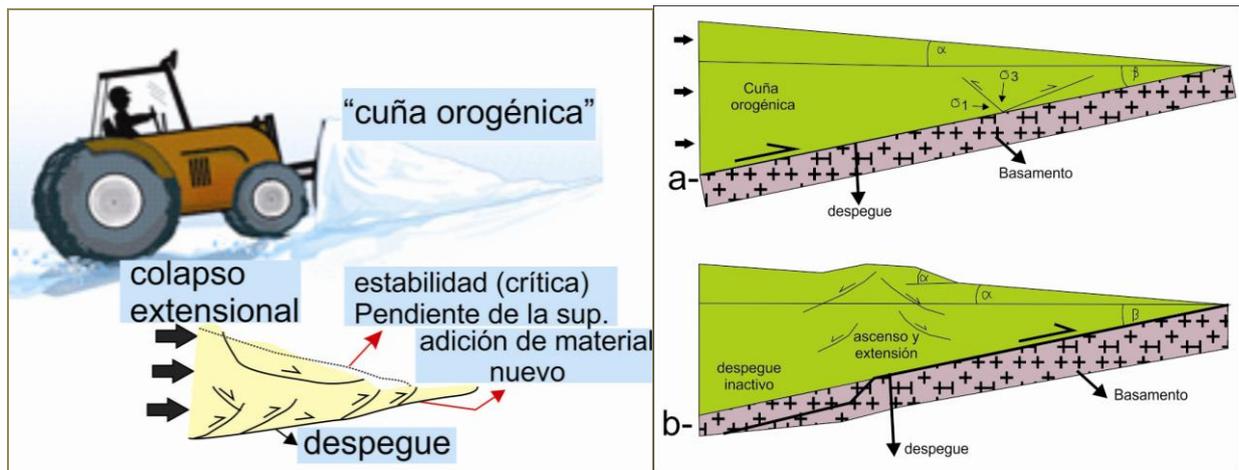


Figura 5.1. *a*- Simulación de una cuña orogénica a partir mediante el apilamiento mecánico de materiales como arena o nieve. *b*- Modelo teórico de la geometría y parámetros intervinientes en el desarrollo de una cuña de Coulomb (Davis et al., 1983). Existe una cercana conexión entre la orientación del despegue, la fricción y la fuerza aplicada en el final, la gravedad y la deformación interna de la cuña. En *b*, se incorpora una lámina de basamento generando ascenso e inestabilidad. Consecuentemente, la cuña responde con adelgazamiento a través de fallas normales. Es decir que las fallas normales pueden estar presentes en una cuña orogénica en adición a las fallas inversas buzantes hacia y desde el interior del orógeno.

Por último, es apropiado mencionar un mecanismo muy importante en el desarrollo de las fajas corridas y plegadas que es el modelo de la cuña crítica de Coulomb (Davis et al., 1983). Chapple (1978) observó que el material deformado en las fajas corridas y plegadas presentaba una forma de cuña y que las mismas suelen presentar un límite basal subhorizontal, ligeramente inclinado hacia el interior del orógeno, por debajo del cual las rocas presentan poca deformación. Las rocas situadas por encima de este nivel sometidas a una intensa compresión horizontal, son deformadas mediante corrimientos y pliegues que originan la cuña orogénica. Muchos autores realizaron estudios para poder explicar la formación de esta cuña (Chapple, 1978; Davis et al., 1983; Dahlen, 1990), la cual fue comparada con la cuña de arena (o cualquier otro tipo de material que se comporte de forma similar como la nieve) formada delante de una máquina topadora que la empuja. Lo que se observó en estos modelos, es que en un estadio inicial la arena comienza a acumularse enfrente de la topadora, el sector interno comienza a ser

deformado y la montaña de arena generada delante de la topadora empezará a presentar forma de cuña, con un ángulo frontal cada vez mayor (Fig. 5.1). La cuña u orógeno continuará deformándose internamente sin moverse, hasta alcanzar un ángulo crítico. Una vez alcanzado ese ángulo crítico, la cuña se va a desplazar paralela al nivel de despegue sin modificar ese ángulo.

Por otra parte, la deformación en la montaña de arena se desarrolla desde atrás hacia adelante, o expresado en términos de FPC desde el retropaís al antepaís, es decir mediante una secuencia de fallamiento normal. Sin embargo, es frecuente observar corrimientos fuera de secuencia, los que suceden cuando alguna condición cambia, como puede ser retirar material de la pila de arena, o la presencia de un obstáculo enfrente de la cuña (Fig. 5.1). En estos casos, la deformación se interrumpe momentáneamente del frente de la pila de arena y comienzan a desarrollarse corrimientos detrás de esta zona, modificando muchas veces las estructuras generadas previamente. Luego, cuando el ángulo crítico es alcanzado nuevamente, la deformación se traslada nuevamente al frente orogénico. Otra característica que también explica este modelo, es que como el sector trasero es el más deformado, elevado y pesado, la superficie basal se hunde y adquiere siempre una pendiente regional pronunciada hacia el retropaís.

Por todas estas características descriptas, frecuentemente se compara el desarrollo de las fajas corridas y plegadas con el modelo de la cuña crítica de Coulomb para entender la formación y generación de los cinturones orogénicos. Más allá de la simplificación del modelo aquí descripta, en la realidad deben considerarse otras cuestiones, tales como factores climáticos que pueden ocasionar cambios en la pendiente topográfica de la cuña, y diferencias en el coeficiente de fricción entre otras.

Finalmente, la faja corrida y plegada de Chos Malal, al igual que su continuación norte conocida como faja corrida y plegada de Malargüe o su continuación hacia el sur denominada faja corrida y plegada del Agrio, presentan todas las características que definen a estos cinturones orogénicos. Las mismas se formaron a lo largo del margen andino como resultado del acortamiento cortical producido por la subducción de la Placa de Nazca por debajo de la Placa Sudamericana, desarrolladas en el antepaís de un orógeno relacionado a subducción.

5.3. Participación del basamento en la deformación

Como se mencionó en el apartado anterior, las fajas corridas y plegadas pueden definirse de acuerdo a la participación o no del basamento ígneo-metamórfico. La faja corrida y plegada de Chos Malal fue interpretada como de piel gruesa por diversos autores (Ploszkiewicz y Viñes 1987; Booth y Coward 1996; Kozłowski *et al.*, 1996, 1998; Nocioni, 1996; Cobbold y Rosello 2003; Zapata *et al.* 2005; Folguera *et al.*, 2007; Sánchez *et al.* 2014; Rojas Vera *et al.* 2014, Turienzo *et al.* 2014, entre otros), puesto que la gran estructura de la Cordillera del Viento evidencia indudablemente la participación del basamento en la conformación de este orógeno. Más allá de la obvia participación del substrato prejurásico en la estructuración andina, como se discutirá más adelante, existen diversas interpretaciones del modo en que este basamento es deformado y aun hoy no hay un consenso generalizado acerca del estilo estructural en la Cordillera del Viento.

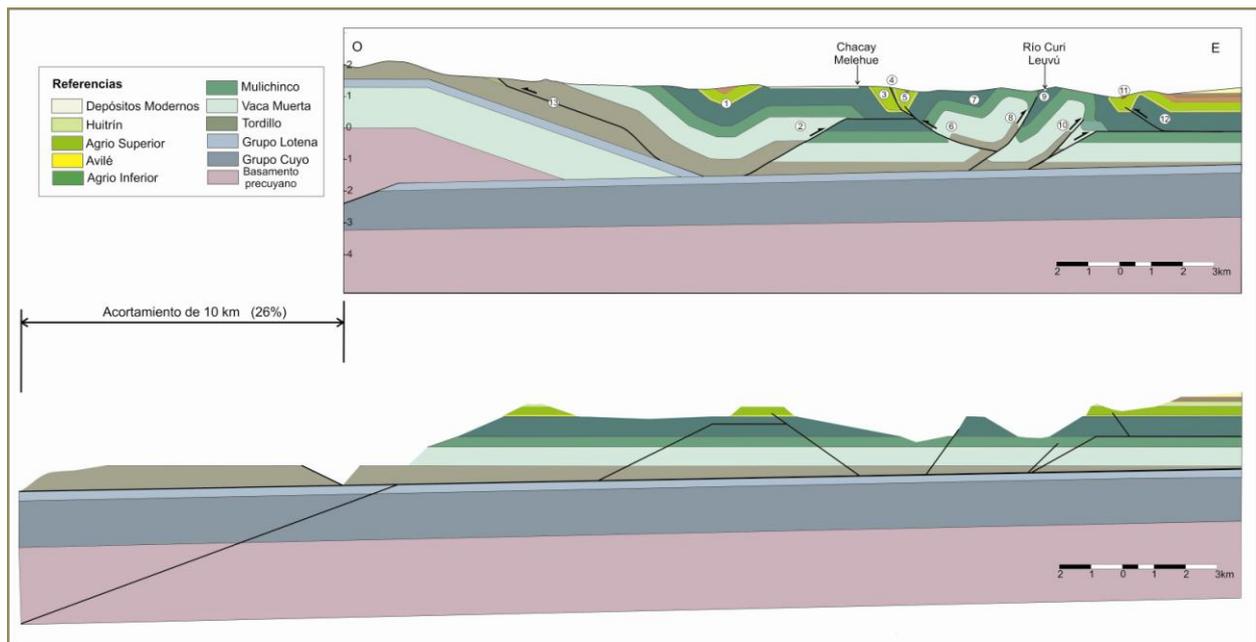


Figura 5.2- Sección interpretada antes de disponer de la información sísmica del área (Sánchez *et al.* 2014).

Previamente a poder disponer de las líneas sísmicas del área de estudio, una de las secciones fue reconstruida en base a la información obtenida en el campo (Fig. 5. 2). Si bien las estructuras desarrolladas en la cubierta sedimentaria conservan su geometría respecto a la posterior sección interpretada con el soporte de líneas sísmicas, no sucede

lo mismo en la interpretación de las estructuras de piel gruesa, ya que la información de subsuelo permitió identificar la presencia de dos cuñas de basamento para este sector (Anexo 4).

En el caso de las cuatro secciones realizadas para la presente tesis, fue de fundamental importancia contar con la información sísmica disponible en el área, que si bien no es de una excelente calidad, nos permitió reconocer la disposición del basamento en algunos sectores y de este modo interpretar su geometría y plantear un modelo adecuado para relacionar esta deformación profunda con las estructuras más someras mapeadas. Previo a lograr el acceso de estas líneas sísmicas, se reconstruyó una sección balanceada correspondiente a la sección 3 (Fig. 5.2), utilizando únicamente los datos de superficie (Sánchez *et al.*, 2014).

A partir de las líneas sísmicas B-RB-025, 15001, B-RB-007 y B-RB-001; y la información de los datos de los pozos B.Nq.Ch.X-1 y B.Nq.Ch.XE-1 (Fig. 5.3), gentilmente facilitados por la Secretaría de Hidrocarburos de la Provincia de Neuquén, fue posible conocer la posición del basamento en profundidad, así como también comparar los espesores obtenidos en el campo con los espesores estratigráficos documentados en la información de los registros de los dos pozos. Las líneas sísmicas están migradas pero la escala vertical se encuentra en tiempo debido a que no se cuenta con datos en los pozos del área de estudio para realizar su conversión a profundidad. Pese a esto, para interpretar las líneas sísmicas en las secciones estructurales junto a los datos de superficie y pozo, su escala vertical fue ajustada considerando la relación tiempo-profundidad de varios pozos ubicados en la zona de Pampa Tril, hacia el este y fuera de la zona de estudio.

Para la interpretación de la sección 1 de la zona de estudio, se utilizaron las sísmicas B-RB-025 y B-RB-007, y los datos del registro de pozo B.Nq.Ch.X-1 (Figs. 5.3 y 5.4). El reconocimiento de las secuencias de sin-rift fue de gran ayuda para localizar el tope del basamento y las secuencias sedimentarias suprayacentes. En algunos sectores de la línea, como por ejemplo debajo del anticlinal Las Máquinas, se observó una marcada angularidad entre los reflectores continuos asignados a la base de la secuencia sedimentaria y una serie de reflectores infrayacentes, con otra inclinación, que se interpretan como posibles depósitos de sin-rift. En el extremo oeste de la sísmica B-RB-025 se identificaron una serie de reflectores buzantes al este, cabalgados sobre

reflectores con pendiente occidental, que pueden interpretarse como el frente de una cuña de basamento. El frente de esta cuña de basamento inclina unos 20°E y localmente está levemente desplazada por un corrimiento menor.

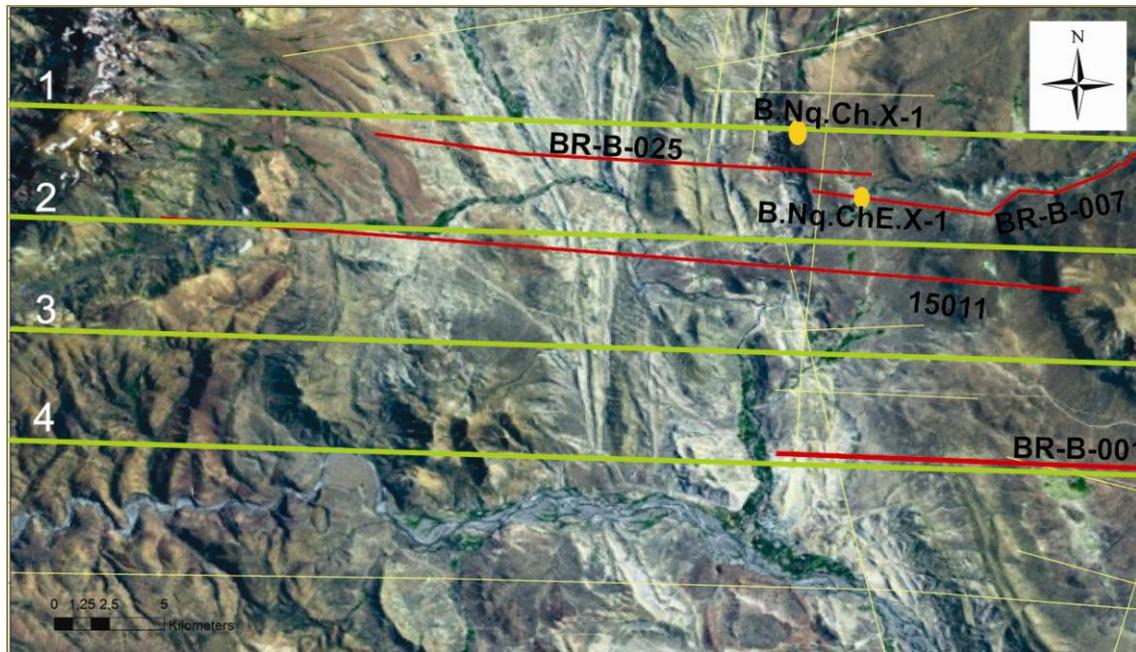


Figura 5.3- Mapa de ubicación en el que se muestra la ubicación de las transectas realizadas en verde, y las sísmicas y los pozos utilizados para la construcción de las secciones, en color rojo y amarillo respectivamente.

En el centro de la sección se pudo reconocer una segunda estructura de piel gruesa, con su limbo frontal buzando 20° hacia el este. En la sísmica se observa como esos reflectores son cortados por una falla, buzante en sentido opuesto, generando una estructura tipo *pop-up*. También se observa como la pendiente regional se incrementa hacia el este, relacionado al desarrollo de las grandes estructuras de basamento que originan los altos del Tromen y Pampa Tril, al este de la zona de estudio. Una tercera cuña puede reconstruirse en base a los datos de afloramientos de la estructura de la cordillera del Viento, la cual presenta un limbo frontal buzante aproximadamente 25°E . En el extremo este de la sección, en la sísmica B-RB-007, el basamento se encuentra ascendido notablemente por tratarse del bloque colgante de los corrimientos Las Yeseras y Pampa Tril que generan una importante deformación en el antepaís, fuera del área de tesis. En este sector es posible inferir algunos retrocorrimientos que involucran al basamento y producen unos pequeños basculamientos de las unidades que se encuentran por encima del mismo.

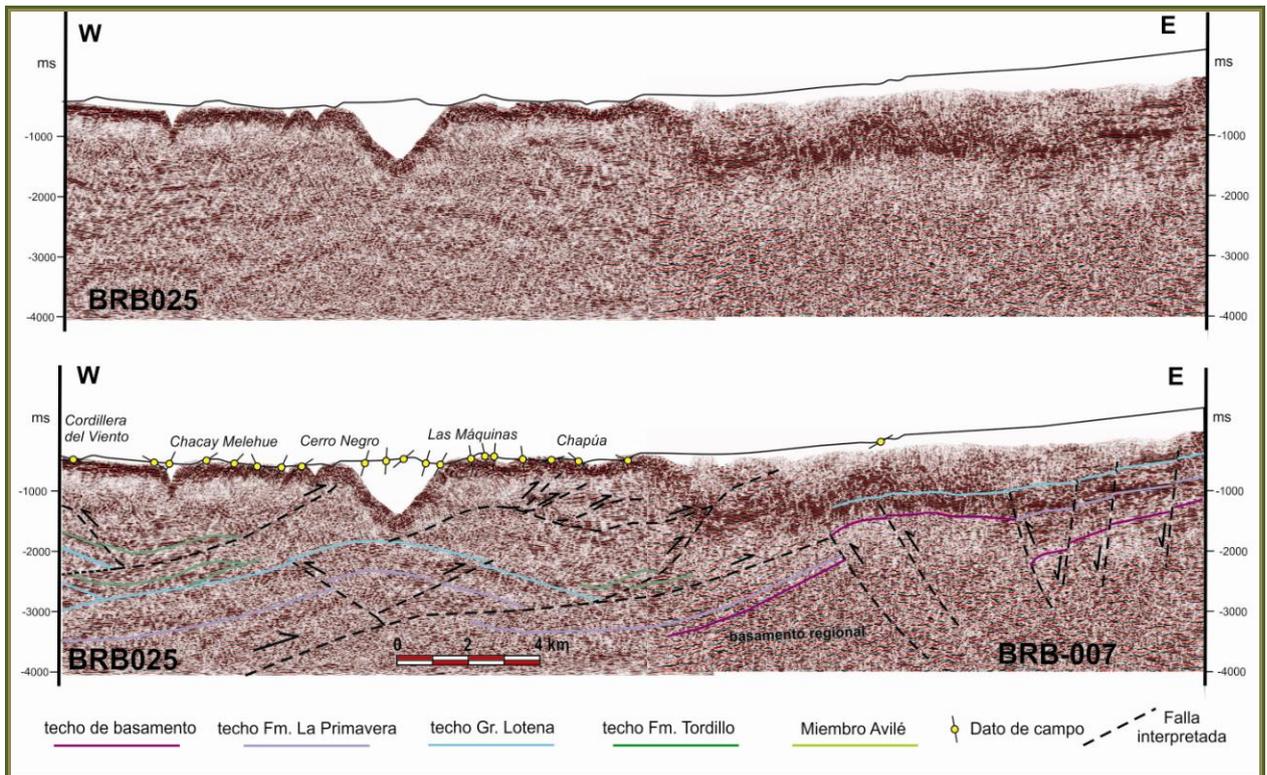


Figura 5.4.a- Sísmica sin interpretar, **b-** Sísmica interpretadas, las cuales fueron utilizadas para la reconstrucción del perfil 1 (ver localización en la figura 5.3). Se reconoce la presencia de tres cuñas de basamento y se observa como hacia el este aumenta la pendiente regional, posiblemente en relación con las estructuras de basamento al este de La Yesera-Pampa Tril, fuera de la zona de estudio.

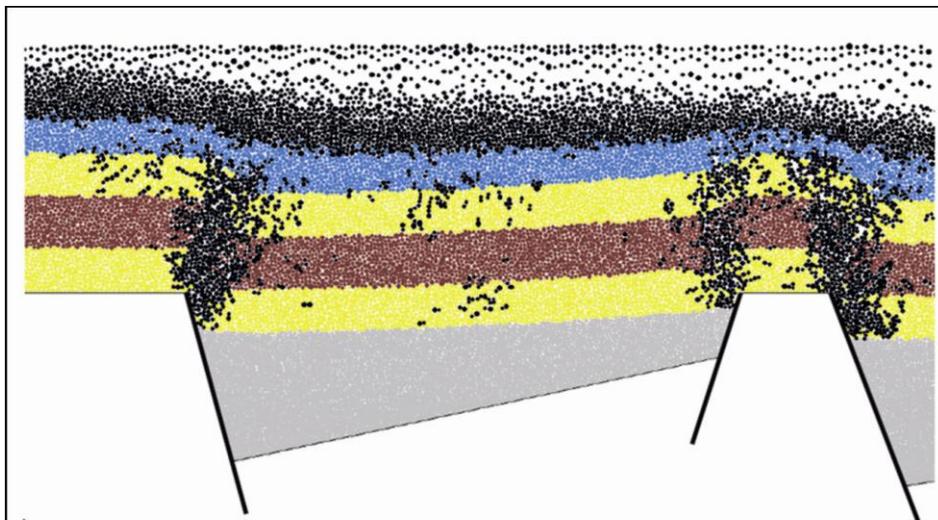


Figura 5.5.- Tomada de Cristallini et al. (2006). Modelo numérico en donde se observa como el relleno de los hemigrábenes se compacta diferencialmente, produciendo un estiramiento y subsidencia de las capas que se encuentran por encima de los mismos y generando una mayor fracturación en los sitios con mayor tensión. Estas fracturas se nuclean, principalmente, sobre los umbrales de basamento.

Finalmente, hacia el borde oriental de esta línea, se identificaron unas fallas normales menores que cortan las secuencias sedimentarias casi hasta la superficie. Estas estructuras se disponen por encima de un sector en el que puede reconocerse una geometría de sin-rift infrayacente, y por lo tanto dichas fallas pueden deber su origen a efectos de subsidencia diferencial sobre estos depósitos (Figs. 5.4 y 5.5), tal como ha sido documentado en otros sectores de la Cuenca Neuquina (Cristallini *et al.*, 2006, 2009).

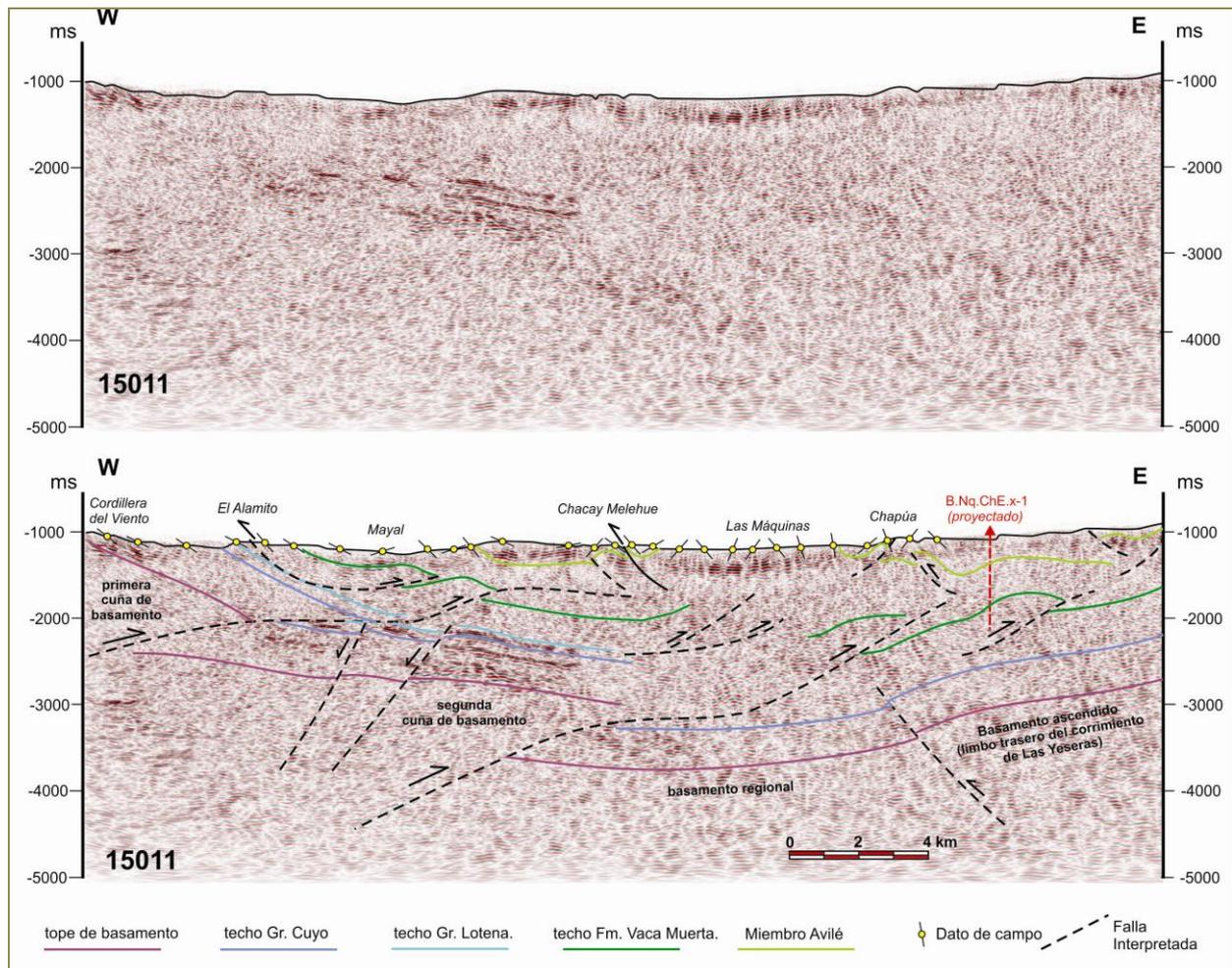


Figura 5.6.a- Sísmica sin interpretar **b-** Sísmica interpretada utilizada para la reconstrucción del perfil 2 y3 (ver localización en la figura 5.3). Se reconoce la presencia de dos cuñas de basamento y se observa como hacia el este aumenta la pendiente regional, posiblemente en relación con las estructuras de basamento presentes al este de La Yesera-Pampa Tril. En la segunda cuña se observa cómo la misma se encuentra afectada por fallas normales posiblemente de origen post orogénico.

En el caso de las dos secciones centrales, perfiles 2 y 3 (Fig. 5.3), se consideró la información de la línea sísmica 15011, la cual es aproximadamente paralela e intermedia

a ambas secciones (Fig. 5.6). En el caso de la sección 2, también fueron considerados los datos de los registros del pozo B.Nq.Ch.X-1. En este caso, a diferencia del perfil anterior, se reconocen dos cuñas principales resaltadas por una serie de reflectores fuertes que marcan la interface entre el basamento y la cubierta sedimentaria. La primera de ellas es la continuidad en subsuelo de la estructura de la Cordillera del Viento, la cual presenta un limbo frontal de bajo buzamiento hacia el este, bien controlado por los numerosos datos de campo en el sector (Fig. 5.6). En esta línea sísmica, también se identifica una segunda estructura involucrando al basamento en la deformación, que se extiende en subsuelo hasta la zona por debajo de Chacay Melehue. Esta última presenta un limbo frontal mucho más tendido que el observado en la cuña aflorante.

Estas dos cuñas, se insertan en los niveles del Yeso Auquilco al tope del Grupo Lotena, transmitiendo el desplazamiento necesario para generar las estructuras que afectan a la cubierta sedimentaria. Por otra parte, y al igual que lo observado en la descripción de la línea B-RB-007 (Fig. 5.4), hacia el oeste se observa como los reflectores de la interface cubierta- basamento incrementan su buzamiento.

Este incremento se encuentra relacionado a una tercera estructura de basamento, producida por un corrimiento con su plano de falla buzante hacia el oeste, correspondiente a la falla Las Yeseras. La sísmica B-RB-001 fue correlacionada con los datos de superficie utilizados para la construcción de la sección 4 (Fig. 5.7). Si bien esta línea sísmica cubre solo la parte oriental de dicho perfil, fue de gran importancia para conocer la posición del basamento en este sector y extrapolar esta información con la información sísmica utilizada en los perfiles previos para reconstruir el extremo oeste de la sección. En esta línea sísmica se observa claramente la interface basamento- cubierta sedimentaria. Por otro lado, se observa al igual que en los casos anteriores, como hacia el este aumenta la pendiente regional, posiblemente en relación a las estructuras presentes en la región de Pampa Tril-Las Yeseras.

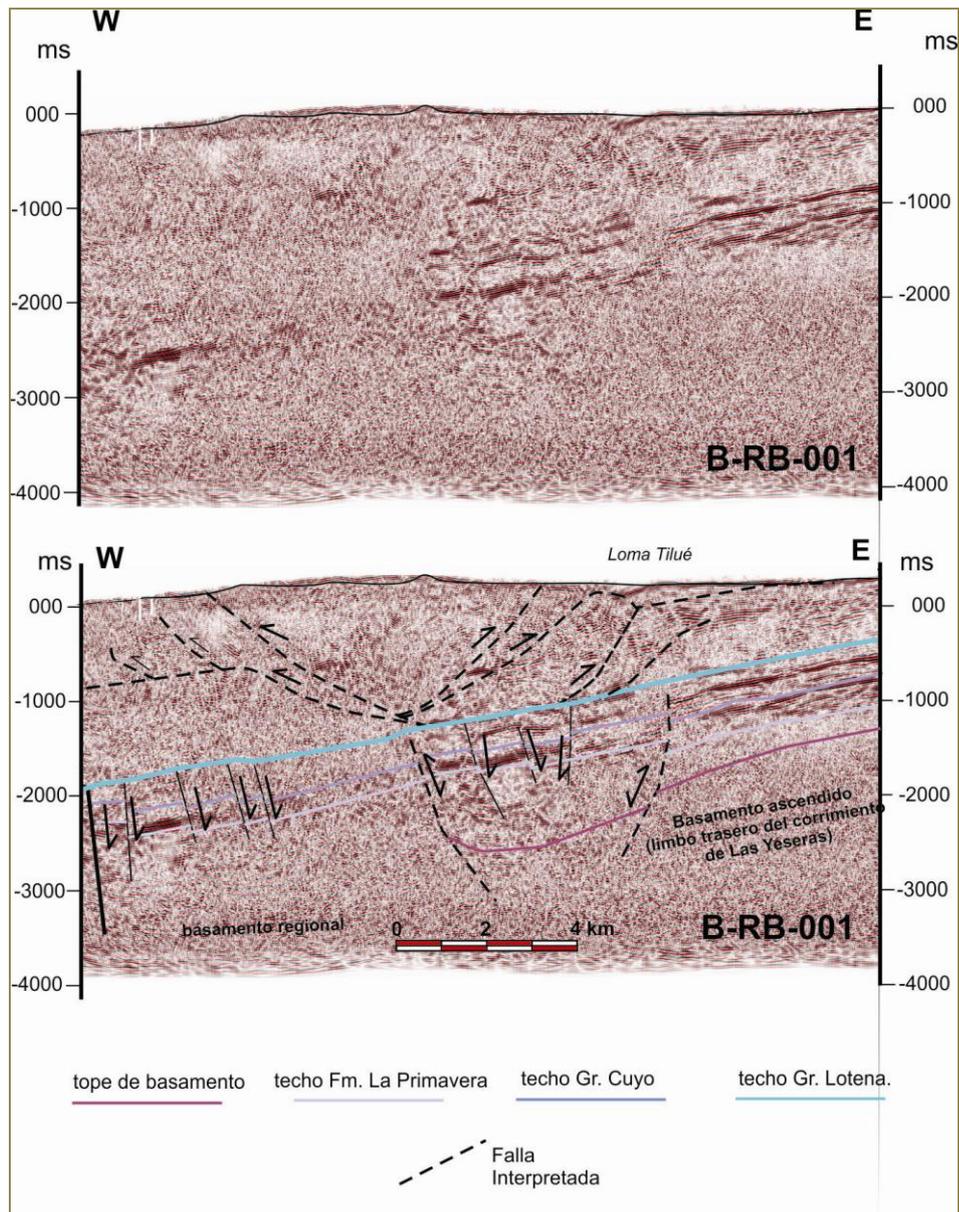


Figura 5.7 a- Sísmica sin interpretar **b-** Sísmica interpretada, la cual fue utilizada en la reconstrucción del perfil 4 (ver localización en la figura 3). Esta sísmica cubre únicamente el extremo este del perfil. Se observa la pronunciada pendiente regional hacia el oeste, en relación con las estructuras de basamento presentes al este de La Yesera-Pampa Tril. Se puede reconocer una región afectada por fallas normales menores, que suprayacen un sector de posibles depósitos de sin-rift, cuyas fallas principales no evidencian signos de inversión importante.

Un rasgo destacable es que se reconocen una serie de fallas normales menores, subverticales, dispuestas por encima de una región que en profundidad presenta una geometría de hemigraben, con posibles depósitos de sin-rift asociados a una falla normal principal que buza al este. Este patrón es coincidente con lo observado en el

extremo oriental de la línea B-RB-007, denotando un sistema extensional relativamente continuo y sin importantes evidencias de inversión tectónica positiva (Fig. 5.7).

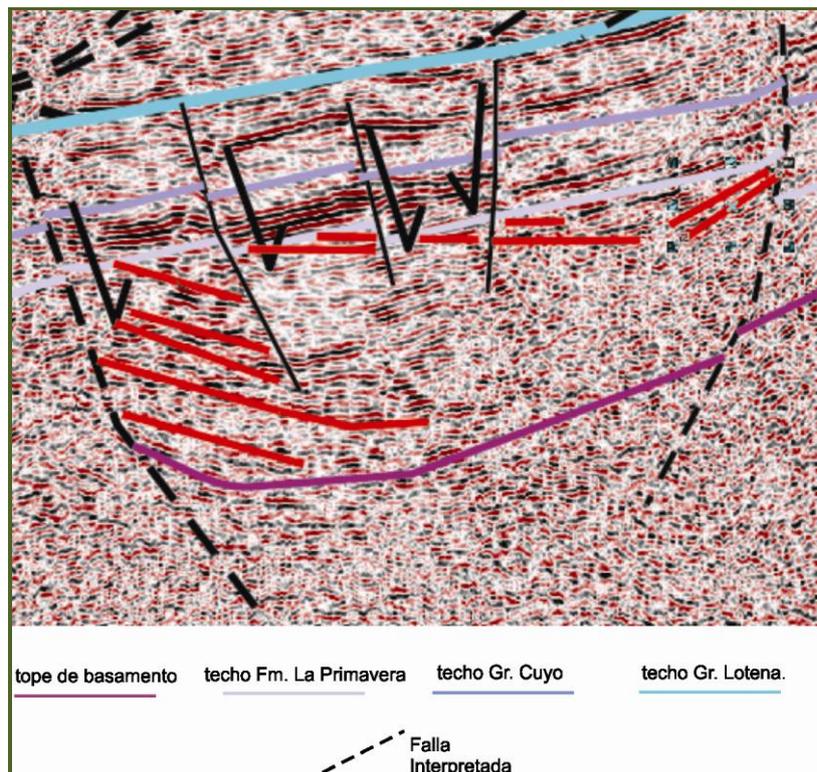


Figura 5.8- Detalle de la línea sísmica BR-B- 001 donde se observan los depósitos de sin-rift en relación de angularidad con los suprayacentes. No se observan evidencias de inversión tectónica.

5.4. Inversión tectónica

La inversión tectónica positiva ocurre cuando las fallas extensionales que limitan cuencas sedimentarias, en este caso la Cuenca Neuquina, cambian el sentido de movimiento durante la tectónica compresiva y las cuencas resultan elevadas en diferente grado a partir de diversos mecanismos (Williams *et al.*, 1989). La inversión tectónica se define como un cambio de elevación estructural relativo al nivel regional por una subsecuente deformación (Cooper y Williams, 1989; Mc Clay, 1992). Durante este proceso las fallas extensionales previas, de alto ángulo de buzamiento, son reactivadas como fallas compresivas. Si bien no es el foco de discusión si hay o no inversión tectónica en el ámbito de la Cordillera de los Andes, la mayor falta de consenso está relacionada con cuan eficiente es este proceso de reactivación de fallas normales para explicar los grandes alzamientos e importantes acortamientos registrados en la cadena andina (Dimieri *et al.*, 1997b, Dimieri y Turienzo, 2012).

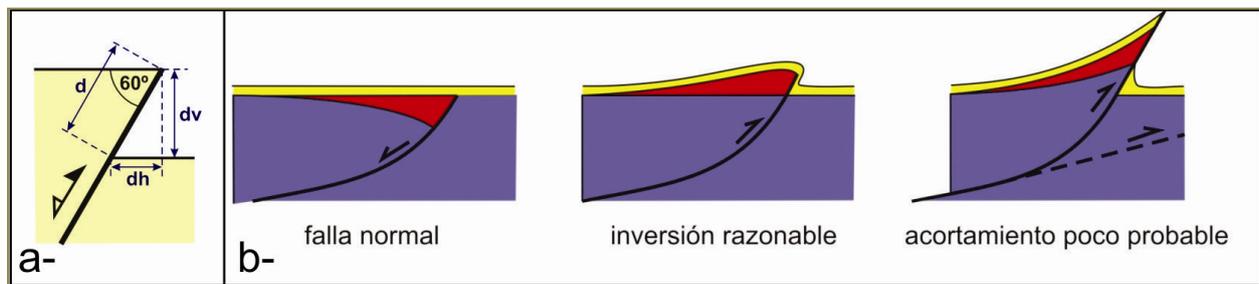


Figura 5.9.a- Modificada de Dimieri et al. (1997). Se observan los diferentes desplazamientos generados en una falla normal invertida con 60° de buzamiento, donde dv es el desplazamiento vertical, dh es el desplazamiento horizontal, d es el desplazamiento neto. **b-** Modificada de Williams et al. (1989). Se observan tres esquemas. En el de la izquierda se observa una falla normal, la cual genera la geometría rollover y la depositación de las capas en forma de cuña u arpón. En las dos figuras siguientes se observa la inversión de esa falla, con un grado de inversión razonable y con un grado de inversión menos probable. En línea punteada se observa dónde se generaría la falla de atajo o un nuevo corrimiento relacionado al nivel de despegue inferior.

Muchos, pero no todos los cinturones orogénicos, presentan una historia pre-contraccional relacionada a una etapa de rifting con generación de fallas normales en el margen continental; por esta razón es razonable pensar que estas estructuras, que representan zonas de debilidad en la corteza, sean reactivadas durante una orogenia compresiva posterior. Las fallas normales presentan generalmente un mayor buzamiento que los corrimientos, cercano a los 60° como es de esperarse según la teoría de fracturación de Anderson (Fig. 5.9. a y b). Este alto ángulo de buzamiento no es el más adecuado para producir importantes desplazamientos entre bloques fallados cuando el σ_1 se encuentra en la horizontal. Por tal motivo, el desplazamiento producido por la inversión tectónica de fallas previas con alto ángulo de buzamiento es limitado. Es muy importante a la hora de interpretar fallas normales invertidas, tener en mente cual es el grado de inversión probable de esas estructuras. En la figura 5.9.a se observa un esquema del desplazamiento asociado a componentes de una falla normal, en donde dv es el desplazamiento vertical, dh es el desplazamiento horizontal y d es el desplazamiento neto producido por una falla con 60° de buzamiento.

Si la contracción tectónica continúa, luego de invertirse totalmente el basamento y ser completamente expulsado el relleno de sin-rift, la contracción comúnmente se desarrolla a través de corrimientos de bajo ángulo conocidos como fallas de atajo o

shortcuts (Fig. 5.10.), cuya inclinación es más favorable para acomodar acortamientos importantes ante esfuerzos compresivos horizontales.

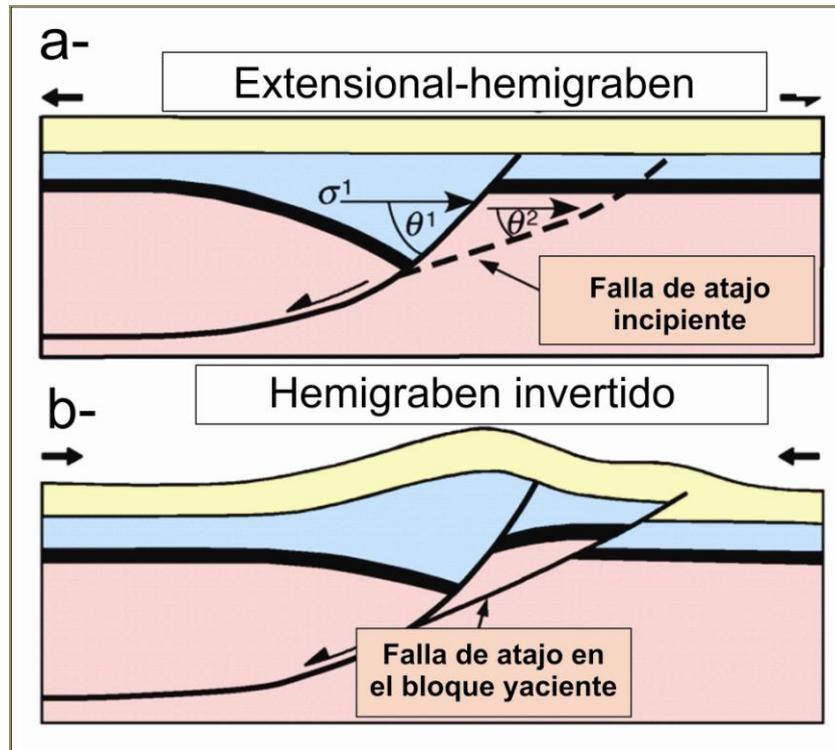


Figura 5.10.a- Modificado de Cooper et al. (1989). Se observa un hemigraben extensional, con la clásica geometría roll-over. El esfuerzo principal es horizontal, sigma 1 (σ^1), θ es el ángulo de corte de la falla normal, el cual es de 60° . A la derecha de esta falla se observa la posición en la que la falla de atajo se va a desarrollar con un ángulo θ^2 menor que la falla previa. También se observa que el primer tramo de la falla de atajo coincide con el primer tramo de la falla normal, el cual es de bajo ángulo dado a la geometría lítrica que posee esta falla en profundidad, **b-** Se observa la geometría final, con un grado de inversión razonable o intermedio, mientras que por debajo responde como una falla de tipo normal o directa.

Las fallas normales desarrolladas en los sistemas extensionales comúnmente presentan una geometría lítrica, es decir una forma curvada que se horizontaliza en profundidad hacia un nivel de despegue mayor. Cuando un bloque es movido sobre estas fallas curvas las capas son flexionadas ocasionando una antiforma conocida con el nombre de anticlinal rollover (Fig.5.10.a). El espacio así generado en el bloque colgante es rellenado por los depósitos de sin-rift, que muestran un engrosamiento hacia el extremo en el cual se encuentra la falla. Esta geometría extensional, puede empezar a invertirse si el régimen tectónico cambia de extensional a compresional. Es importante

destacar que la geometría inicial de la falla no cambia ni varía su inclinación durante la reactivación (Fig. 5.10 y 5.9).

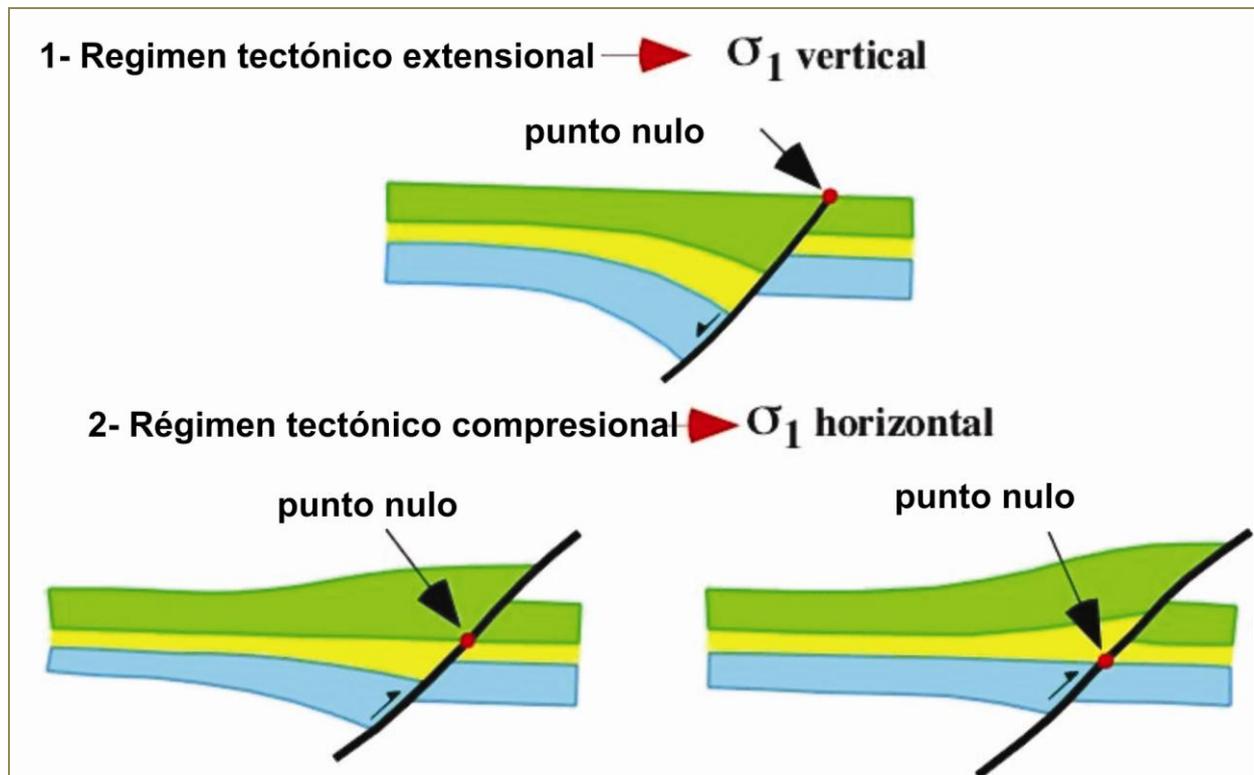


Figura 5.11- Modificado de Williams et al. (1989). Geometría rollover de las capas y ubicación del punto nulo, que es aquel en el cual las capas presentan su posición original y no muestran un salto de falla. En la parte inferior izquierda de la imagen se observa la falla anterior parcialmente invertida, mientras que en el extremo inferior derecho se observa la falla con un mayor grado de inversión. Nótese que el comportamiento de la falla por encima del punto nulo es de una falla inversa.

Un elemento muy importante durante la inversión de una falla directa es la presencia de un punto nulo, que se localiza en el nivel estratigráfico que mantiene o recupera su posición inicial previa al fallamiento (Williams et al., 1989). La distancia entre el punto nulo y la intersección al tope de los depósitos sin-extensionales o de sin-rift y el plano de falla, indican la cantidad de inversión que sufrió la misma medida sobre el plano. Como se observa en la figura 5.11, la falla por debajo de ese punto evidencia un rechazo normal y por encima de ese punto muestra un salto de falla inverso. Es sumamente importante reconocer la geometría de cuña o de arpón, típica de los depósitos de sin-rift, para postular un mecanismo de inversión tectónica en un área. Algunos factores como un menor ángulo de la falla inicial, presencia de fluidos, menor oblicuidad

respecto al esfuerzo compresivo, menor profundidad de soterramiento, pueden favorecer a la inversión tectónica. Por el contrario, fallas normales con alto ángulo de buzamiento dificultan el mecanismo de inversión, así como también el aumento de la fricción en el plano de falla dado por la falta de fluidos o en caso de elevadas presiones confinantes, en cuyo caso y siguiendo el criterio de fracturación de Coulomb, se requiere un menor esfuerzo para fracturar que para deslizar una falla previa.

5.5. Generación de nuevos corrimientos

Otro de los mecanismos a través de los cuales participa el basamento en la deformación, es a partir de la generación de nuevos corrimientos. Este mecanismo fue utilizado en diversos sectores de los Andes y del mundo para explicar importantes acortamientos en la cubierta sedimentaria, los cuales resultan difíciles de alcanzar a partir de la inversión tectónica de fallas normales pre-existentes. En estos casos la participación del basamento es través de escamas tectónicas asociadas a fallas inversas que cortan secuencia arriba una serie de unidades geológicas y dan lugar a pliegues por flexión de falla (Suppe, 1983; Jamison, 1987). El corrimiento o falla principal se localiza siguiendo algún tipo de anisotropía planar favorable, fracturando y desplazando el basamento, hasta alcanzar un nivel propicio en el cual, deja de actuar como rampa y se convierte en llano. Frecuentemente, en las FPC con participación del zócalo en la deformación, este primer nivel lo constituye la interfase basamento-cubierta sedimentaria. El desplazamiento generado es transmitido a las unidades superiores donde se desarrollan las estructuras de menor orden. Algunos autores que utilizaron este mecanismo son Cortés *et al.* (2006), en la Cordillera Oriental de Colombia; McQuarrie *et al.* (2008) en la Cordillera Oriental de Bolivia; Wang *et al.* (2011) en China; Mount *et al.* (2011) en Wyoming-USA, entre otros.

En nuestro país diversos autores también utilizaron este modelo para explicar la deformación de piel gruesa y piel delgada observada en los Andes. Este mecanismo fue aplicado para explicar las estructuras observadas en la FPC de Malargüe (Dimieri *et al.*, 1997; Kozlowski *et al.*, 1993; Turienzo, 2009, 2010) y también en la FPC de los Andes Fueguinos (Torres Carbonell *et al.*, 2013).

Cabe destacar que en todos los casos las láminas de corrimiento son capaces de generar acortamientos que varían desde algunos kilómetros, como los acortamientos medidos en la Cordillera de los Andes, hasta cientos de kilómetros como los calculados en los Andes de Bolivia, en los Himalayas, entre otros cinturones orogénicos (Fig. 5.12).

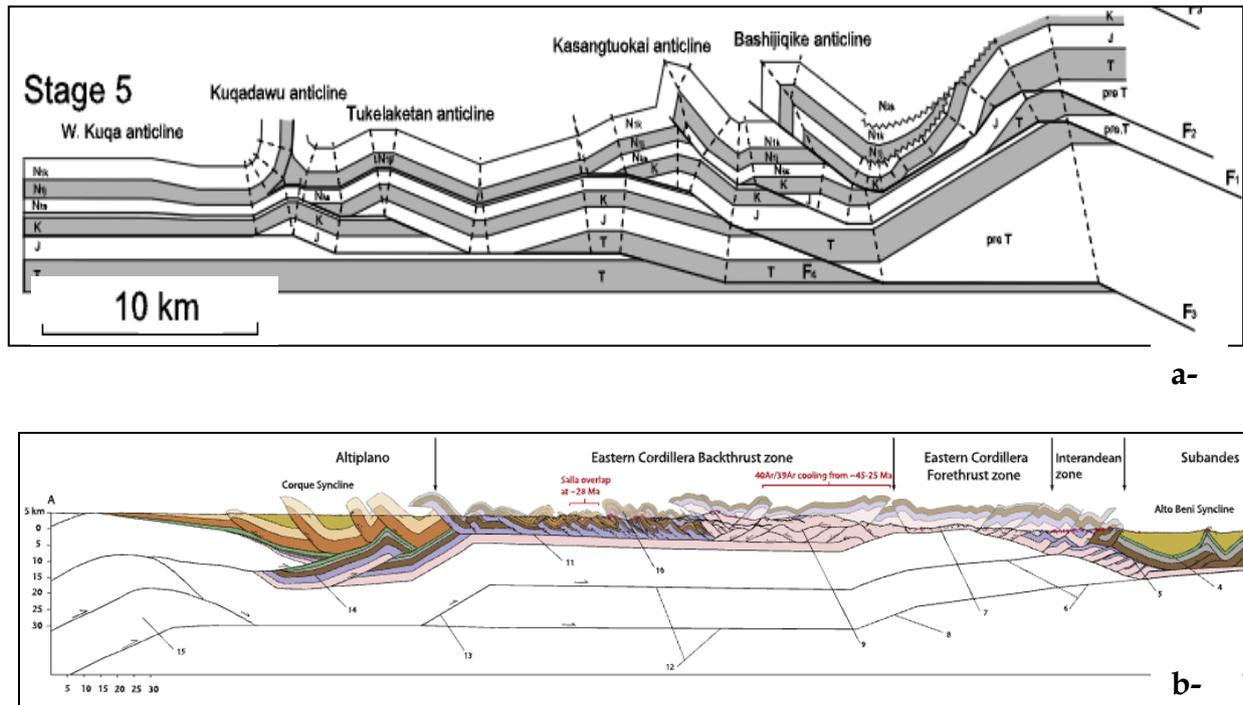


Figura 5.11- Participación del basamento en la deformación a través de corrimientos. **a-** Imagen tomada de Wang et al. (2011) el desplazamiento generado por las cuñas es de 2 a 7 kilómetros. **b-** Imagen tomada de McQuarrie et al. (2008). Nótese que el acortamiento consumido en la generación de las cuñas es de decenas de kilómetros.

5.6. Discusión del mecanismo mediante el cual participa el basamento en la deformación.

La estructura de la Cordillera del Viento es más prominente del área de estudio, con alturas que superan los 3000 metros. La misma expone una de las secuencias más completas del basamento de la cuenca Neuquina, que van desde rocas altamente deformadas del basamento de la orogenia Chánica (Zapettini et al., 2012), hasta las rocas volcánicas triásicas también aflorantes en esta región (Llambías et al., 2007) incluyendo toda la secuencia de rocas presentes entre estos dos extremos. Existen diferentes interpretaciones para explicar la estructura que da lugar a la Cordillera del Viento, así como también la estructuración de la faja corrida y plegada de Chos Malal en general. Algunos autores en sus modelos estructurales han propuesto el ascenso del basamento

a través de la inversión tectónica de fallas normales mesozoicas (Both y Coward, 1996; Chaveau *et al.*, 1996; Cobbold *et al.*, 1999; Zapata *et al.*, 1999; Zamora Valcarce *et al.*, 2006). Otros en cambio proponen un modelo en el cual el principal mecanismo de formación es a partir de corrimientos andinos (Ploszkiewicz y Viñes, 1987; Kozłowski *et al.*, 1996; Allmendinger *et al.*, 2004). En los últimos años, las interpretaciones realizadas consideran la combinación de ambos estilos de fallas (Folguera *et al.*, 2007, 2011; Rojas Vera *et al.*, 2014). Existe un consenso general en que estas estructuras de piel gruesa se insertan parcial o totalmente en la cubierta sedimentaria produciendo las estructuras en la cubierta sedimentaria.

Cada uno de los modelos propone diferentes interpretaciones. Zapata *et al.*, (1999); Fennell *et al.*, (2012), entre otros, sugieren la existencia en profundidad de una falla normal de edad mesozoica posteriormente invertida por la tectónica andina, la cual eleva hacia la superficie las rocas prejurásicas y permanece en subsuelo como una falla ciega, buzante al oeste (Fig. 5.12). El flanco occidental de la estructura de la Cordillera del Viento no se halla expuesto de un modo completo debido a la presencia de extensas rocas volcánicas cenozoicas que cubren al basamento, y puede interpretarse alternativamente como la parte trasera de un gran pliegue por flexión de falla (Kozłowski *et al.*, 1996) o como desplazado hacia el oeste mediante retrocorrimientos (Zapata *et al.*, 1999; Folguera *et al.*, 2007); (Figs. 5.12 y 5.13). En la pendiente oeste, fuera del área de estudio, existen evidencias de retrocorrimientos que pueden estar relacionados a fallas normales mesozoicas invertidas debido a la compresión-transpresión del Cretácico Tardío-Paleógeno (Cobbold *et al.*, 1999; Zapata *et al.*, 1999; Cobbold y Rossello, 2003; Folguera *et al.*, 2007). Sagripanti *et al.* (2014) interpretan a la estructura de la Cordillera del Viento como un clásico ejemplo de la inversión tectónica de las fallas normales triásicas, así como también reconocen estructuras contraccionales de rumbo N, las cuales no serían el resultado de una reactivación previa, sino que serían nuevos corrimientos generados durante la deformación andina, que cortan a través de la arquitectura del rifting previo. La inversión tectónica tendría lugar en fallas normales de orientación NO heredadas de la arquitectura del *rift* y de las fallas normales de orientación NE que las segmentan. Este conjunto de fallas serían las que se reactivan selectivamente como fallas contraccionales y de transferencia. El frente de la Cordillera del Viento es interpretado entonces por la inversión tectónica de las fallas de rift las

cuales son cortados por fallas antitéticas invertidas que dan como resultados pliegues vergentes al oeste.

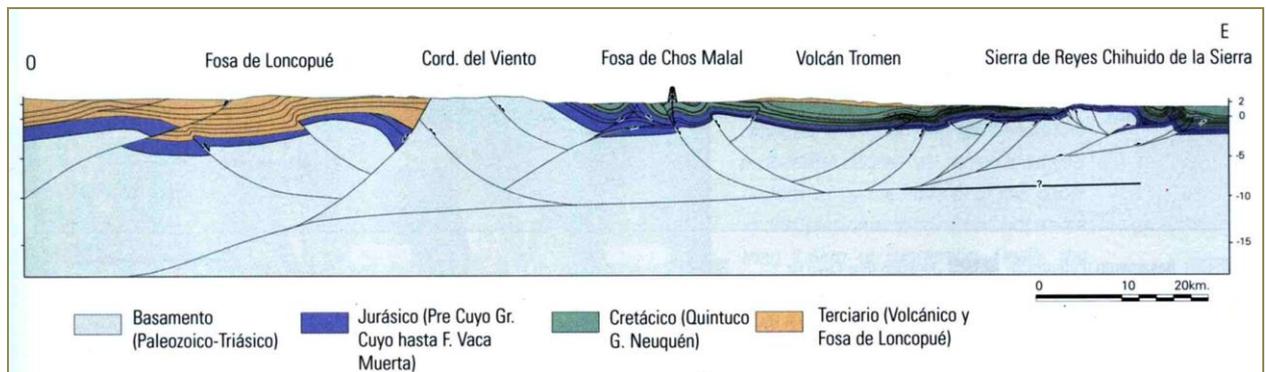


Figura 5.12- Sección estructural tomada de Zapata et al., 1999, en la cual se interpreta a la cordillera del Viento formada por la inversión tectónica de las fallas mesozoicas, con la presencia de una falla ciega vergente al este que levanta la estructura hacia el oeste.

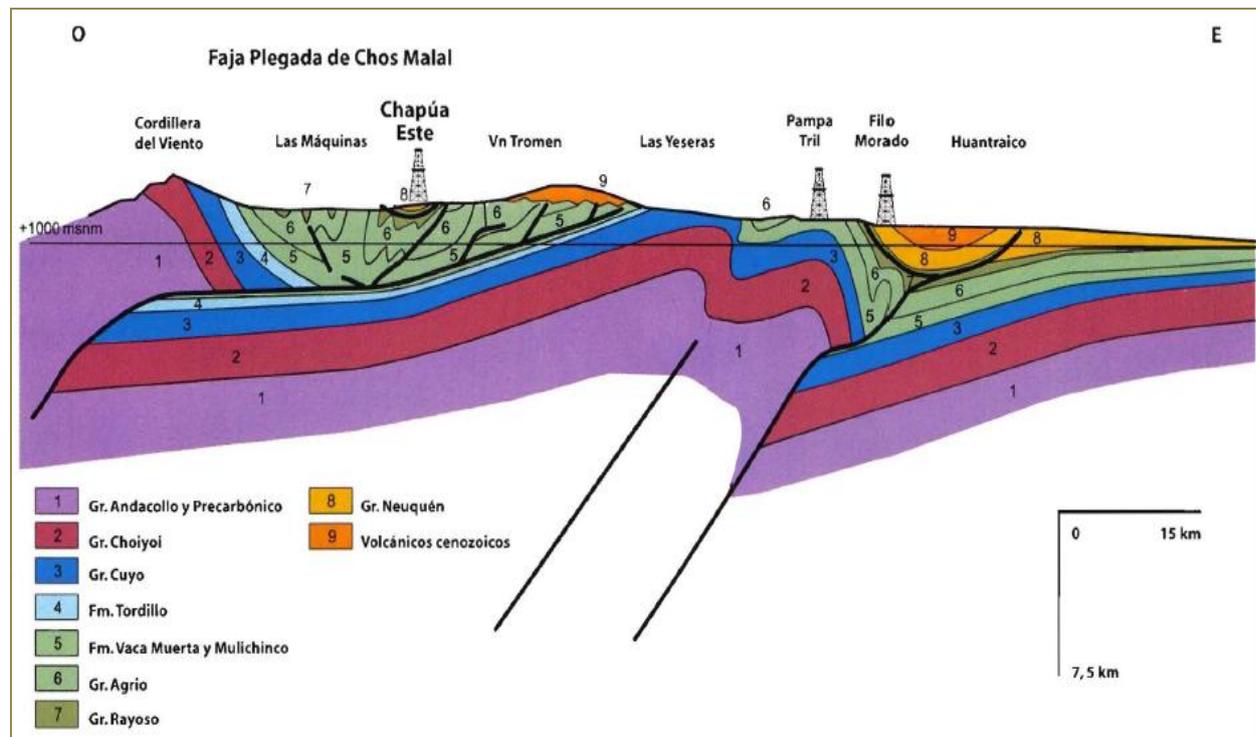


Figura 5.13- Otro de los modelos clásicos es el de Kozłowski et al. (1996). En este modelo se interpreta a la Cordillera del Viento como la parte frontal de una cuña de basamento.

Recientemente Rojas Vera et al. (2014) en su sección localizada a los 37° LS interpreta a la Cordillera del Viento como un bloque de basamento, ascendido principalmente por retrocorrimientos en su flanco occidental y limitado al oriente por una falla ciega invertida parcialmente, continuando con el modelo propuesto por Zapata et al. (1999).

La única diferencia de este modelo radica en que una de estas fallas normales invertidas es cortada por una falla de atajo, es decir un corrimiento de menor ángulo.

De acuerdo a los datos de campo analizados para esta tesis y a lo observado en las diferentes líneas sísmicas (Figs. 5.4, 5.6 y 5.7), no se encuentran evidencias de importante inversión tectónica en el lado oriental de la Cordillera del Viento. Sólo en la sísmica B-RB-001 utilizada para la construcción del perfil 4, se observó una muy incipiente reactivación de las estructuras extensionales reconocidas (Fig. 5.7). En esta sísmica se observa cómo los depósitos de sin-rift de la Formación La Primavera, presentan un engrosamiento y plegamiento de arrastre contra una falla extensional buzante con alto ángulo al este. En resumen, en todas las líneas sísmicas aquí interpretadas e incluso en otras que se hallan fuera del área de esta tesis fue posible interpretar diversos sectores afectados por sistemas extensionales, con depósitos de sin-rift asociados, pero en ningún caso se aprecian evidencias de inversión al menos de importancia. Por lo antedicho surge claramente la necesidad de postular otros mecanismos que permitan generar los importantes acortamientos horizontales que afectan tanto al basamento como a la cubierta sedimentaria en la faja corrida y plegada de Chos Malal.

El buzamiento constante hacia el este de entre 25°-30°, medido en el flanco oriental de la Cordillera del Viento, sumado a la similar inclinación de los reflectores en algunas de las líneas sísmicas, refuerzan la interpretación de esta gran estructura como la parte frontal de una gran cuña de basamento en concordancia con el modelo propuesto por Kozłowski *et al.* (1996), Sánchez *et al.* (2014) y Turienzo *et al.* (2014).

A diferencia de los modelos propuestos por otros autores, a partir de la interpretación de las sísmicas B-RB-025 y 15001 se puede observar la presencia de más de una cuña de basamento. En la sísmica localizada en la parte norte del área de estudio, se interpretan tres láminas de basamento, coincidiendo con las mayores alturas que presenta en ese sector la Cordillera del Viento.

En todas las líneas sísmicas fueron identificadas algunas fallas normales, las cuales desplazan levemente los reflectores. En el caso de la línea sísmica 15001, se observan dos fallas normales afectando a la parte superior de la segunda cuña. Kozłowski *et al.* (1996) interpreta una de estas fallas como una estructura post-orogénica que aflora en la superficie. En el caso de las sísmicas B-RB-007 y B-RB-001, se observan fallas normales

en el extremo oeste; en la primera pudieron reconocerse dos, mientras que en la segunda se reconocieron ocho fallas de distinta magnitud. Estas fallas se encuentran afectando a las rocas que se encuentran por debajo del nivel de despegue principal localizado en la Formación Auquilco, generando un pequeño desplazamiento. Estas fracturas podrían ser fallas post-orogénicas de acomodación producto de la carga tectónica. Las descritas en el extremo este, en las cercanías del Tromen, podrían coincidir con las fallas normales interpretadas por Folguera *et al.* (2008) que incluso afectarían los depósitos basálticos provenientes del Volcán Tromen.

En la sismica, B-RB-025 se identificaron los depósitos de sin-rift correspondiente a la Formación La Primavera (Fig. 5.4). Tanto en el extremo oeste como en el este, se observa la relación de angularidad entre estos depósitos y los suprayacentes. Las tres cuñas de basamento reconocidas en esta sismica se encuentran relacionadas con corrimientos de bajo ángulo buzantes hacia el oeste. Estructuras secundarias afectan a estos corrimientos tales como fallas fuera de secuencia y retrocorrimientos.

Respecto a lo observado en la zona este de las sísmicas e interpretado en las secciones, hacia el área del Tromen se observa un aumento de la pendiente regional, y la participación del basamento en la deformación vinculado al desarrollo hacia el antepaís de las estructuras. Esta estructura se encuentra relacionada con las presentes hacia el este de Las Yeseras-Pampa Tril. En nuestra interpretación, y de acuerdo a lo observado en las líneas sísmicas, se observa un retrocorrimiento que afecta al limbo trasero del anticlinal de Las Yeseras, coincidiendo con la interpretación realizada por Galland *et al.* (2007), quien la describe en la vertiente occidental del Tromen.

5.7. Profundidad del nivel de despegue

Al este del área de estudio, Allmendinger *et al.* (2004) reconstruyeron la geometría del anticlinal Pampa Tril mediante el modelo de *trishear*, concluyendo que el despegue principal dentro del basamento debería estar a una profundidad aproximada de 9-10 km.

Teniendo en cuenta este valor y la inclinación media regional hacia el oeste de este nivel de despegue, los valores esperados para las estructuras de la faja corrida y plegada de Chos Malal se encontrarían a una profundidad entre los 11-12 kilómetros, en nuestra área de estudio.



Figura 5.14- Epicentro localizado en la zona de Chos Malal a los 10 kilómetros de profundidad. A partir de esta evidencia, es coherente proponer un nivel de despegue inferior para las estructuras de basamento localizado entre los 10-12,5 kilómetros de profundidad.

Adicionalmente a esta información, datos de sismicidad obtenidos del Instituto Nacional de Prevención Sísmica muestran un episodio ocurrido dentro del área de estudio a una profundidad aproximada de 10 km (Fig. 5.14). Este dato conjuntamente a la geometría de las estructuras de basamento interpretadas en las líneas sísmicas, sirven de sustento para proponer un despegue principal a los 12 kilómetros de profundidad. Esta profundidad es consistente con la utilizada por otros autores que han ubicado el nivel de despegue inferior para este sector de la faja corrida y plegada de Chos Malal entre los 10-12 kilómetros (Kozlowski *et al.*, 1996; Nocioni *et al.*, 1996; Zapata *et al.*, 1999), a los 12 kilómetros según lo propuesto por Folguera *et al.* (2007), y recientemente cercano a los 16 kilómetros según Rojas Vera *et al.* (2014) o a las 9 kilómetros según Sagripanti *et al.* (2014). En todas las interpretaciones se observa la somerización del nivel de despegue hacia el este.

6) Secciones estructurales balanceadas

Con la información obtenida en el terreno descripta en el capítulo 4, y luego de haber realizado la interpretación de las líneas sísmicas (capítulo 5), se construyeron cuatro secciones estructurales balanceadas integrando los datos de campo y subsuelo. Estas secciones permiten ilustrar el estilo estructural reconocido en la faja corrida y plegada de Chos Malal, donde existe una estrecha vinculación entre las estructuras que involucran al basamento y aquellas de menor orden desarrolladas en la cubierta sedimentaria.

6.1. Perfiles reconstituidos

6.1.1 Perfil 1

En este perfil fueron interpretadas 3 cuñas de basamento (Figs. 6.1.1 y 6.1.2). La primera de ellas se encuentra aflorante y constituye la estructura de la Cordillera del Viento. El desplazamiento generado por esta cuña es de 7,4 km. Esta estructura fue interpretada como un pliegue por flexión de falla, con un limbo frontal buzante aproximadamente 45° al E. Los estratos de los Grupos Cuyo y Lotena se mantienen solidarios al mismo. Delante de esta estructura se interpretó el retrocorrimiento El Alamito, que repite a la Formación Tordillo sobre las pelitas de la Formación Vaca Muerta, el cual sustenta la ubicación de un despegue por debajo de la Formación Tordillo. El nivel de despegue de esta estructura se localiza en las evaporitas de la Formación Auquilco. Posiblemente, en este sitio se desarrollen más de una de estas estructuras, como lo evidencia el plegamiento que afecta a la Formación Tordillo en la zona sur (ver mapa adjunto). Hacia el este de esta estructura, se interpretó un pliegue por flexión de falla el cual desplaza levemente los estratos del frente de la cuña, montando al Grupo Lotena sobre las areniscas de la Formación Tordillo (Fig. 4.5.a). Este anticlinal se encuentra relacionado con una falla buzante al oeste en profundidad, y fue interpretado como un pliegue por flexión de falla con un despegue inferior localizado en la Formación Auquilco y el despegue superior en la mitad del Miembro Pilmatué. El ángulo de corte de la falla es muy bajo, lo que explica la poca expresión topográfica que tiene este pliegue en superficie en donde solo afloran las pelitas del Miembro Inferior de

la Formación Agrio, buzantes hacia el este. El acortamiento involucrado en la generación de este pliegue es de 1,25 km. Entre este pliegue y el Retrocorrimento El Alamito, queda determinado el sinclinal Mayal, el cual en esta zona tiene muy poca expresión. Por encima de este sinclinal, se encuentra un corrimiento menor con nivel de despegue en las pelitas del Miembro Pilmatué, el cual da lugar al Anticlinal Cañada Seca (Fig. 6.1.1). Este es interpretado como un pliegue por propagación de falla de tercer orden, aunque no es posible apreciar cual es la estructura mayor responsable de generarlo. Por otro lado, el pliegue por flexión delante de la cuña, que tiene como despegue superior las pelitas del Miembro Pilmatué, es el responsable de generar las estructuras de tercer orden de la zona del río Curí Leuvú que pliegan y repiten a la Formación Agrio.

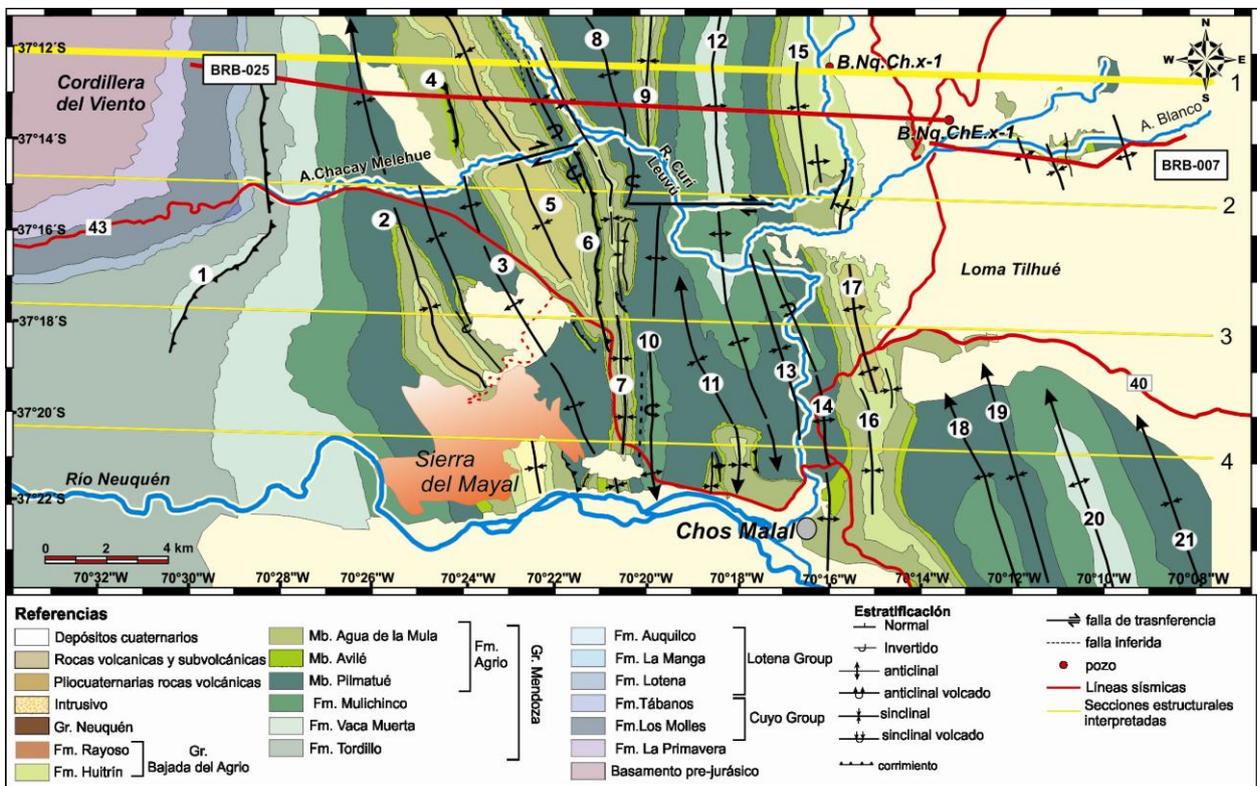


Figura 6.1.1- Localización de la sección estructural 1 y de la información sísmica (Líneas sísmicas BRB-025 y BRB-007) y los datos del pozo B.Nq.Ch.x-1 utilizados para la reconstrucción de la misma. 1- Cordillera del Viento 2- Retrocorrimento El Alamito 3- Sinclinal Mayal 4- Anticlinal Cañada Seca 5- Anticlinal Mayal 6- Sinclinal Cañada Seca 7- Anticlinal Chacay Melehue 8- Retrocorrimento Chacay Melehue 9- Sinclinal Chacay Melehue 10- Anticlinal Cerro Negro 11- Sinclinal Cerro Negro 12- Anticlinal Chos Malal 13- Sinclinal Chos Malal 14- Anticlinal Las Máquinas 15- Sinclinal Curí Leuvú 16- Anticlinal Curí Leuvú 17- Sinclinal Chapúa 18- Anticlinal Chapúa 19- Anticlinal Tilhué Oeste 20- Sinclinal Tilhué Oeste 21- Anticlinal Tilhué 22- Sinclinal Tilhué

Una segunda cuña de basamento fue interpretada debajo de la anterior, siguiendo la secuencia normal de deformación, tipo *pigg-back* (Fig. 6.1.2). Esta cuña también fue interpretada como un pliegue por flexión de falla, con un limbo frontal, buzante 20°E. El frente de esta estructura de piel gruesa se encuentra afectado por una ramificación de la falla principal la cual desplaza a las unidades basales de la secuencia estratigráfica. Así mismo, en el lugar donde esta cuña se inserta en la cubierta sedimentaria, se interpretó un retrocorrimento, el cual desplaza algunas decenas de metros a las Formaciones Tordillo, Vaca Muerta, Mulichinco y el Miembro Pilmatué, utilizando como mecanismo el plegamiento causado por flexión de falla. Este pliegue también pudo ser interpretado a partir de la observación de los reflectores en la línea sísmica B-RB-025, en la cual se observan levemente desplazados (Fig. 5.4).

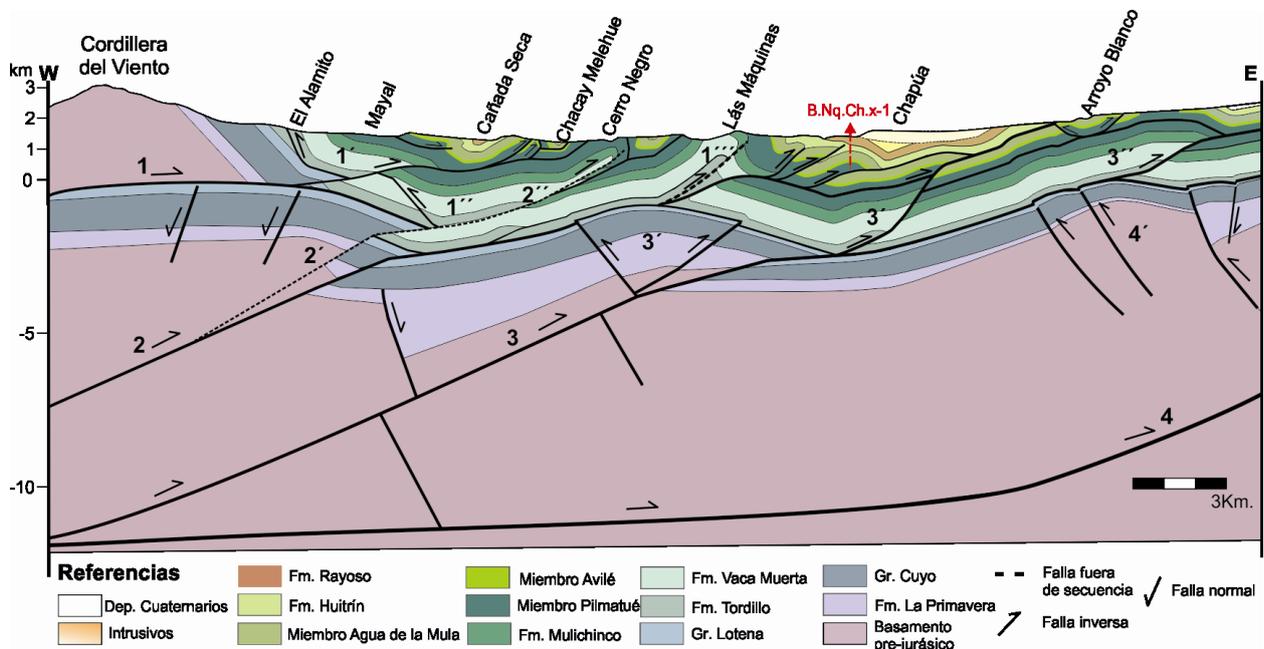


Figura 6.1.2- Interpretación del perfil estructural 1.

Hacia el este del sinclinal Cañada Seca, se desarrolla un sistema imbricado de corrimientos con vergencia al este, cuyas fallas se encuentran aflorantes. Este sistema (descrito con mayor detenimiento en el capítulo 5) afecta mayormente a la Formación Agrio. El anticlinal Chacay Melehue, es una estructura vergente hacia el este interpretado como un pliegue por propagación de falla, el cual expone en su núcleo a las pelitas del Miembro Pilmatué. El sinclinal asociado aflora a lo largo del curso del río Curí Leuvú. Este pliegue, es muy apretado y fue interpretado como una estructura isoclinal dado que sus dos limbos buzaban en igual sentido con alto buzamiento. Hacia el

este de esta estructura se encuentra el Anticlinal Cerro Negro, interpretado como un pliegue por flexión de falla, el cual posteriormente fue afectado por una falla fuera de secuencia que genera un importante desplazamiento e invierte parcialmente el limbo frontal de esta estructura, la cual presenta vergencia hacia el este (Figs. 4.9, 6.1.1 y 6.1.2). Esta falla fuera de secuencia no hubiese podido ser interpretada sin la ayuda de la información sísmica. En la línea B-RB-025 se observa claramente cómo los reflectores de la Formación Tordillo son sobrecorridos una significativa distancia por sobre las pelitas de la Formación Vaca Muerta (Fig. 5.4). Esta falla en primer lugar desplaza el frente de la cuña por encima de sí y por sobre las Formaciones Tordillo y Vaca Muerta, 1, 3 km. Luego permanece como llano a lo largo de una sección intermedia de la Formación Vaca Muerta, y finalmente corta como rampa a través del techo de las Formaciones Vaca Muerta, Mulichinco y Agrio, permaneciendo en profundidad como una falla ciega (Fig. 6.1.2). De esta forma, el Anticlinal Cerro Negro presenta un amplio afloramiento y un alto relieve estructural, como resultado del acortamiento generado por las dos fallas involucradas en su formación, la que da lugar al pliegue por flexión de falla con un acortamiento de 2, 18 km y en segundo lugar por la falla fuera de secuencia la cual involucra un acortamiento de 4,3 km. En la sísmica también se pudo interpretar por debajo de esta falla un pequeño pliegue por flexión de falla, que repite sobre sí misma a las areniscas de la Formación Tordillo una distancia de alrededor de 400 metros. Por delante del anticlinal Cerro Negro aflora el sinclinal con igual nombre el cual se encuentra muy bien representado, con las Formaciones Huitrín y Rayoso en núcleo. Tanto el anticlinal como el sinclinal Cerro Negro son estructuras kilométricas con gran longitud de onda (Figs. 4.9 y 6.1.1).

En profundidad, una tercera cuña de basamento fue interpretada al igual que las anteriores como un pliegue por flexión de falla, con una rampa buzante con bajo ángulo hacia el oeste (Fig. 6.1.2). El desplazamiento de las capas que provoca esta estructura es de 2,5 km, produciendo un alto estructural incipiente en profundidad reconocido en la línea sísmica. Ambos limbos de esta estructura de piel gruesa se encuentran afectados por fallas, formando una geometría de tipo *pop up*. En el limbo frontal de esta cuña se observa una falla buzante al oeste, mientras que el limbo trasero se ve afectado por una falla buzante al este la cual podría ser una falla normal invertida. En ambos casos el acortamiento generado es muy reducido, desplazando a las unidades algunas pocas

centenas de metros. En superficie, por encima y delante del limbo frontal de esta cuña aflora una de las estructuras más representativas del área, el anticlinal Las Máquinas (Fig. 6.1.2). Este pliegue fue interpretado como un pliegue por flexión de falla, con un nivel de despegue inferior localizado en las evaporitas de la Formación Auquilco y un nivel de despegue superior en las pelitas del Miembro Pilmatué. Este anticlinal obtiene la configuración actual a través de una ramificación de la falla anterior la cual genera un pliegue por propagación de falla. Esta estructura con vergencia hacia el antepaís, presenta su limbo frontal invertido y se caracteriza por presentar en su núcleo a las pelitas de la Formación Vaca Muerta (Figs. 4.9, 4.11 y 6.1.1). El acortamiento consumido en la construcción de este pliegue es de 1,250 km a través de la primera falla y de 0,550 km a través de su ramificación.

Como se observará, en las cuatro secciones, es muy frecuente el desarrollo de importantes estructuras de segundo y tercer orden, en relación con la inserción de las cuñas de basamento en la cubierta sedimentaria. Es así que a continuación del Anticlinal Las Máquinas se desarrolla un sistema de corrimientos. Este sistema está constituido por 3 fallas de muy bajo ángulo, con una propagación normal de tipo *piggy-back*, como lo evidencia el sucesivo plegamiento que sufren las fallas que se encuentran hacia el retropaís (Fig. 6.1.2). Estas estructuras presentan sus planos de falla buzantes hacia el este y un nivel de despegue localizado en la parte media del Miembro Pilmatué. La tercera de este sistema de fallas se resuelve como un pliegue por flexión de falla con un nivel superior de despegue situado en las pelitas del Miembro Agua de la Mula. Estas fallas permanecen ciegas en profundidad pero en superficie pudieron ser determinadas por el plegamiento observado en la Formación Huitrín. Además de ciertos rasgos reconocidos estas fallas fueron observadas en la sísmica B-RB-007 (Fig. 5.4). Uno de los pliegues en superficie asociado al primer corrimiento de este sistema es el anticlinal Chapúa (Fig. 6.1.1). El anticlinal asociado al corrimiento más oriental de este sistema, fue interpretado como un pliegue por flexión, el cual es conocido como Anticlinal Chapúa (Kozłowski *et al.*, 1996, 1998). Mediando entre los dos pliegues se encuentra el sinclinal Chapúa. Por debajo de este sistema de corrimientos se pudo interpretar una nueva estructura de segundo orden, de acuerdo a lo observado en la línea sísmica B-RB-027, en la cual los reflectores del Grupo Mendoza en general se encuentran desplazados por una falla buzante hacia el este. Este corrimiento posee una

geometría de llano-rampa-llano dando lugar a un pliegue por flexión, el cual al igual que la mayoría de las estructuras de segundo orden interpretadas anteriormente presentan el nivel de despegue inferior en la base de la Formación Tordillo y el despegue superior en el Miembro Pilmatué. El acortamiento implicado en la generación de este pliegue es de 1,2 km (Figs. 4.20, 6.1.1 y 6.1.2).

Finalmente en el extremo oriental de este perfil se observa como aumenta la pendiente regional, en relación con las estructuras de basamento Las Yeseras-Pampa Tril. Un conjunto de fallas buzantes hacia el este deforman levemente al basamento, y posiblemente se encuentran afectando al limbo trasero de estas grandes estructuras. En la línea sísmica se pudieron reconocer reflectores posiblemente asignables a estratos de sin-rift y por lo tanto alguna de estas fallas buzantes al este puede interpretarse como de origen extensional, con una leve inversión (Figs. 5.4 y 6.1.2).

El acortamiento resultante de todas estas estructuras es de 15,7 km, lo que representa un 28,1 % de la longitud inicial de la sección. El nivel de despegue inferior para esta sección se encuentra alrededor de los 11 km de profundidad (Apéndice 2).

6.1.2. Perfil 2

Este perfil fue reconstruido utilizando como base los datos propios recolectados en las diferentes campañas, la información sísmica de la línea 15011 y la información del pozo B.Nq.ChE.x-1 (Fig. 6.1.3). Al igual que en la sección anterior, en el extremo occidental, aflora el limbo frontal de una cuña de basamento, con un buzamiento de aproximadamente 30°E que forma la Cordillera del Viento (Figs. 6.1.3 y 6.1.4). En esta sección nosotros interpretamos a esta estructura como una cuña de buzamiento con un limbo frontal que tiene bajo ángulo de buzamiento de alrededor de 30°. El desplazamiento generado por la inserción de esta cuña en las evaporitas de la Formación Auquilco es de aproximadamente 9,2 kilómetros (Fig. 6.1.4). Sobre el limbo frontal de esta cuña, el retrocorrimiento El Alamito repite parcialmente los estratos de la Formación Tordillo (Figs. 4.4 y 6.1.3). Hacia el este se encuentra el sinclinal Mayal que, al igual que en la sección norte, no se encuentra tan claramente definido como hacia el sur del área de estudio. Los datos medidos en el campo y la interpretación sísmica permitieron reconocer al menos dos anticlinales de muy bajo relieve estructural, reconstruidos como pliegues por flexión de falla involucrando al Grupo Mendoza. La

medición de los buzamientos de sus limbos en el campo demostró la vergencia hacia el este de estos dos anticlinales, los cuales avanzan sobre un nivel de despegue de techo localizado aproximadamente en la mitad superior del Miembro Pilmatué, formando estructuras tipo dúplex (Apéndice 1 y Fig. 6.1.4).

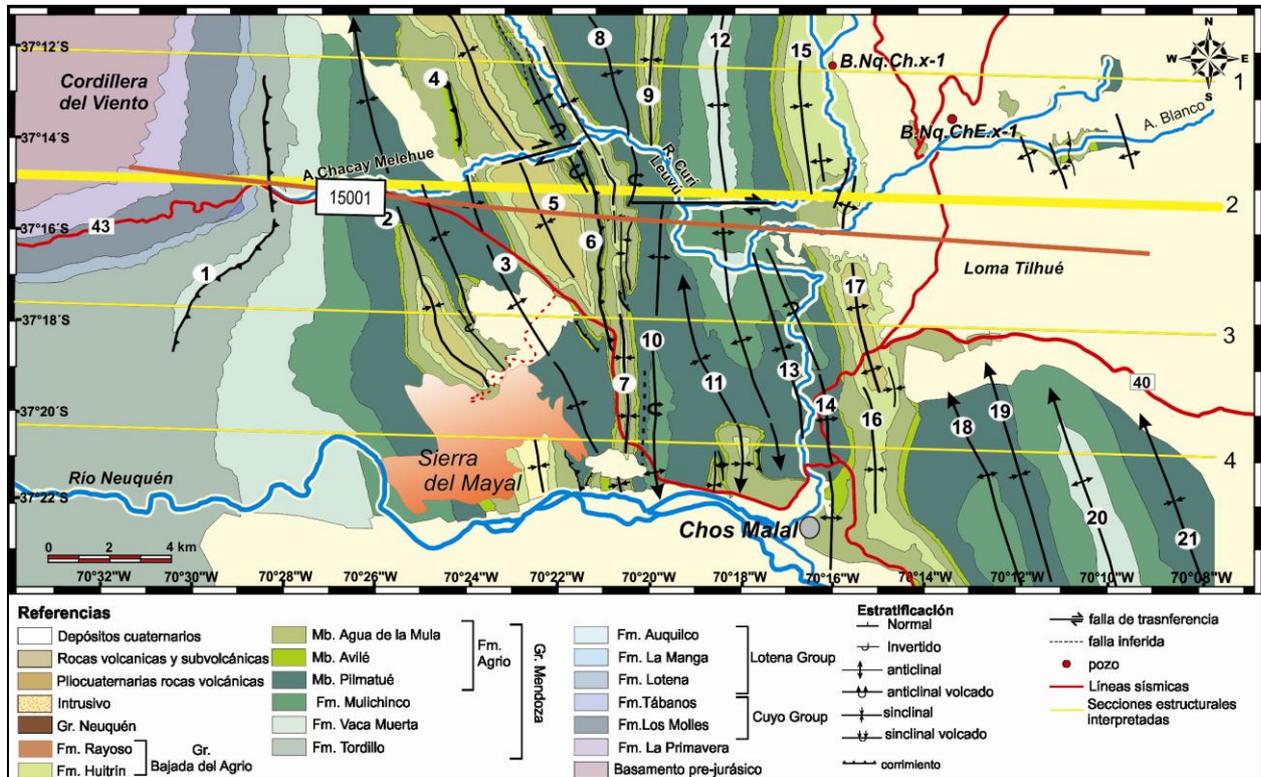


Figura 6.1.3- Localización de la sección estructural 2 y de la información sísmica (Línea sísmica 15001) y los datos del pozo B.Nq.ChE.x-1 utilizados para la reconstrucción de la misma. 1-Cordillera del Viento 2-Retrocorrimento El Alamito 3- Sinclinal Mayal 4- Anticlinal Cañada Seca 5- Anticlinal Mayal 6- Sinclinal Cañada Seca 7- Anticlinal Chacay Melehue 8- Retrocorrimento Chacay Melehue 9- Sinclinal Chacay Melehue 10- Anticlinal Cerro Negro 11- Sinclinal Cerro Negro 12- Anticlinal Chos Malal 13- Sinclinal Chos Malal 14- Anticlinal Las Máquinas 15- Sinclinal Curí Leuvú 16- Anticlinal Curí Leuvú 17- Sinclinal Chapúa 18- Anticlinal Chapúa 19- Anticlinal Tilhué Oeste 20- Sinclinal Tilhué Oeste 21- Anticlinal Tilhué 22- Sinclinal Tilhué

El acortamiento consumido por estas estructuras es de 0,8 km y 1,7 km respectivamente. A partir del desplazamiento generado a lo largo de este despegue somero en la cubierta, se desarrolla un sistema de retrocorrimentos los cuales duplican a la Formación Agrio creando el Anticlinal Chacay Melehue (Figs. 4.15 y 6.1.4).

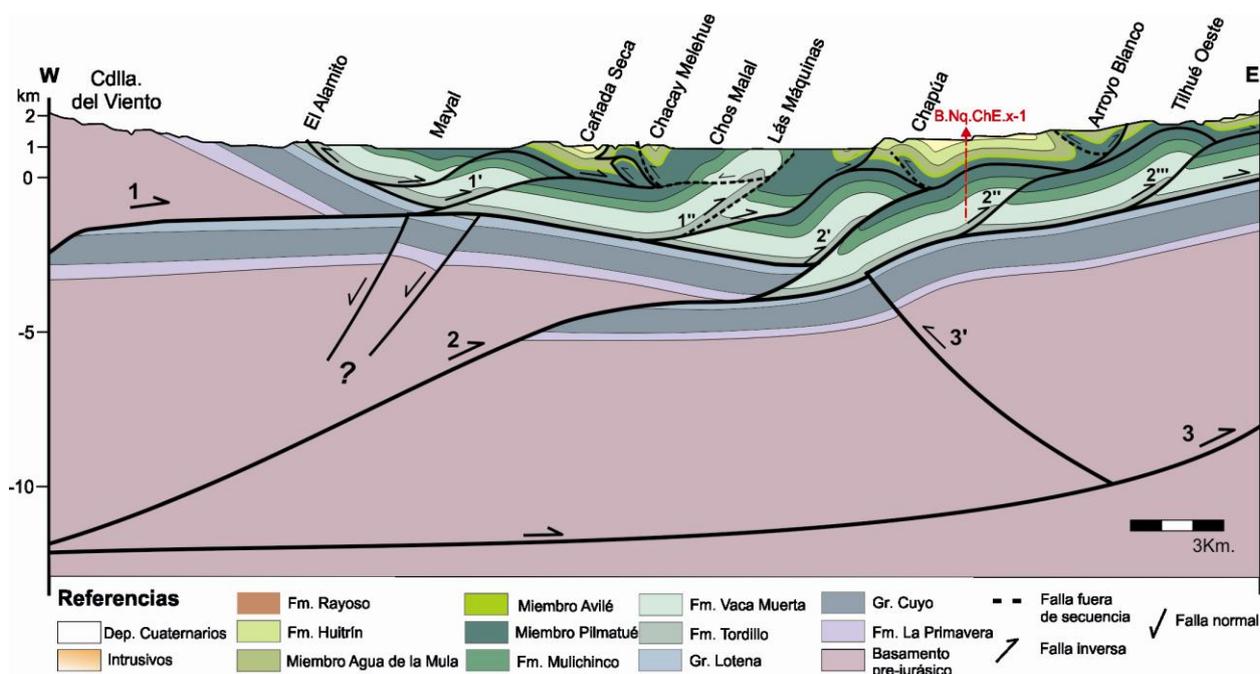


Figura 6.1.4- Interpretación del perfil estructural 2.

El anticlinal Chos Malal es un pliegue por propagación de falla, con vergencia hacia el oeste, el cual es transportado pasivamente por el anticlinal localizado inmediatamente hacia el este, el anticlinal Las Máquinas (Fig. 6.1.3). El anticlinal Las Máquinas, el cual en este sector también expone en su núcleo aflorante en superficie a las pelitas de la Formación Vaca Muerta, fue interpretado como el resultado de dos fallas en profundidad. En primera instancia se generó un corrimiento de bajo ángulo buzante hacia el oeste produciendo un incipiente pliegue por flexión de falla, con el llano inferior localizado en la interfase de los Grupos Lotena y Mendoza y el llano superior a lo largo del Miembro Pilmatué. A continuación este pliegue es cortado en su limbo frontal por una ramificación de la falla que le dio origen generando un pliegue por propagación de falla, otorgándole su configuración final (Fig. 6.1.4). La primera falla provoca un acortamiento de 2,56 km, mientras que su ramificación consume otros 1,71 km.

A partir de la interpretación de la línea sísmica 15001 fue posible identificar una segunda estructura de piel gruesa en profundidad, evidenciada por la inclinación suave hacia el este de los reflectores en el contacto basamento-cubierta (Figs. 5.6 y 6.1.3). En profundidad este corrimiento de bajo ángulo que involucra a las rocas de basamento, fue interpretado recientemente por Rojas Vera *et al.*, (2014) como un falla de atajo en

relación con la inversión tectónica de las fallas extensionales mesozoicas. Esta segunda cuña también se inserta en las evaporitas de la Formación Auquilco, produciendo un acortamiento de aproximadamente 6,6 km. De esta forma el ascenso de la estructura de la Cordillera del Viento a estas latitudes estaría en relación a la superposición de dos cuñas de basamento (Fig. 6.1.4).

Hacia el este, tres anticlinales kilométricos son interpretados como pliegues por flexión de falla. Los dos últimos consumen un desplazamiento de 1000 metros (el más occidental) y 700 metros (el más oriental). Estos pliegues se encuentran conectados en superficie a través de un despegue superior localizado en las pelitas del Miembro Pilmatué, formando estructuras tipo dúplex, nombradas como anticlinal y sinclinal Chapúa (Figs. 4.20, 6.1.3 y 6.1.4). Cabe destacar que además de generar estas estructuras de tercer orden, una de las fallas que se genera inmediatamente por delante de la cuña, desplaza el frente de la misma, poniendo a las rocas de los grupos Cuyo y Lotena por sobre las rocas de la Formación Tordillo y Vaca Muerta. Esta última característica también puede ser interpretada de acuerdo a lo observado en la línea sísmica (Fig. 5.6).

La deformación transferida en estos niveles de despegue más someros genera estructuras de escala menor involucrando a las Formaciones Agrio y Huitrín, tales como las expuestas en el área del arroyo Chapúa. Estos pliegues de escala hectométrica fueron descritos por Kozlowski *et al.* (1996, 1998), como de tipo “codo de Chapúa”, los cuales están relacionados con corrimientos de vergencia opuesta, los que crean pequeñas zonas triangulares y estructuras *pop-up* en el área del arroyo Blanco. Las estructuras de piel fina desarrolladas hacia el este, se desarrollan sobre un basamento buzante hacia el oeste como se observa en la línea sísmica interpretada para esta sección (Fig. 6.1.4). Estas estructuras de piel fina se encuentran relacionadas en profundidad con tres corrimientos mayores dentro de las rocas de basamento, el cual forma parte, al igual que lo interpretado para la sección norte, de las estructuras de Las Yeseras-Pampa Tril. En este perfil se reconoce un retrocorrimiento afectando al limbo trasero del anticlinal de las Yeseras, al igual que lo descrito por Galland *et al.*, (2007) en la pendiente oeste del Tromen.

El acortamiento tectónico calculado para el perfil 2 es de 15.7 km (28.1%), para las estructuras estudiadas. El nivel de despegue inferior para las estructuras que

involucran el basamento se ubica entre los 11 y 12 kilómetros de profundidad (Apéndice 3).

6.1.3. Perfil 3

Como ya hemos descrito en los perfiles anteriores, la faja corrida y plegada de Chos Malal se caracteriza por la participación del basamento en la deformación, como lo evidencia los afloramientos de rocas pre-jurásicas en la Cordillera del Viento. En el perfil 3, si bien el basamento no se halla aflorante, es posible reconstruir una primera cuña de basamento por debajo de las areniscas rojizas de la Formación Tordillo, correlacionable con la interpretada al oeste en las anteriores secciones (Fig. 6.1.5). Delante de esta cuña de basamento se desarrollan una serie de retrocorrimientos, entre ellos la continuación hacia el sur del retrocorrimiento El Alamito, los cuales involucran a la Formación Tordillo y Vaca Muerta y explican el extenso ancho de afloramiento que presenta la Formación Tordillo hacia el sur del área de estudio. En este caso ninguna de las fallas se encuentra afectando al basamento y solo deforman a la cubierta sedimentaria (Fig. 6.1.6). El anticlinal Mayal es una estructura de gran longitud de onda y bajo relieve estructural, el cual fue interpretado como pliegue por flexión de falla siguiendo los modelos geométricos propuestos por Suppe (1983), con su limbo dorsal de bajo ángulo de buzamiento y su limbo frontal más empinado (Fig. 4.6 y 6.1.5). El acortamiento resultante de esta estructura es de 1,7 kilómetros. El nivel de despegue inferior de este pliegue es la Formación Auquilco mientras que el llano superior lo constituyen las lutitas del Miembro inferior de la Formación Agrio. En esta sección, el desplazamiento transmitido a los niveles someros permite una geometría escalonada llano-rampa-llano, típica de las fajas corridas y plegadas, posibilita la transferencia de parte del desplazamiento a las unidades más jóvenes ubicadas por encima del nivel de despegue superior. Esta geometría favorece el desarrollo de un sistema imbricado de corrimientos buzantes hacia el antepaís que utilizan como nivel de despegue el llano superior del Anticlinal Mayal (Fig. 6.1.6).

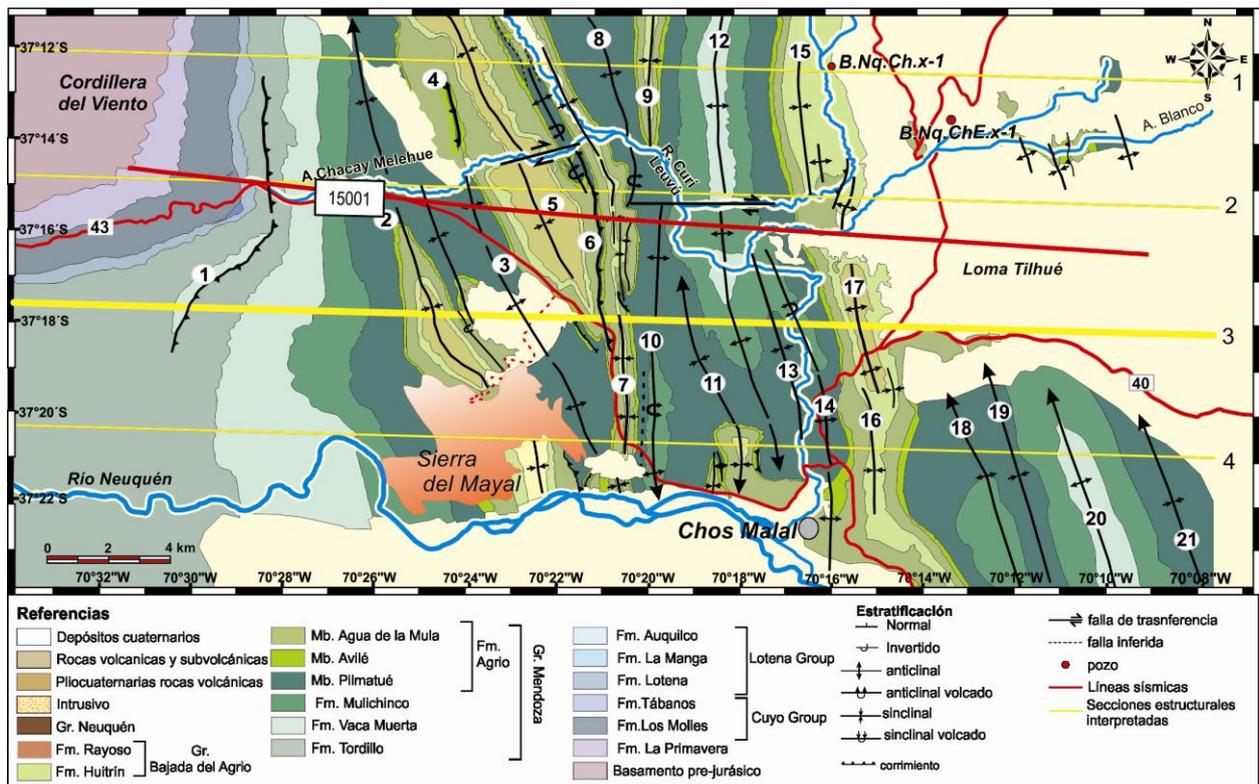


Figura 6.1.5- Localización de la sección estructural 3 y de la información sísmica (Línea sísmica 15001) y los datos del pozo B.Nq.ChE.x-1 utilizados para la reconstrucción de la misma. 1-Cordillera del Viento 2-Retrocorrimento El Alamito 3- Sinclinal Mayal 4- Anticlinal Cañada Seca 5- Anticlinal Mayal 6- Sinclinal Cañada Seca 7- Anticlinal Chacay Melehue 8- Retrocorrimento Chacay Melehue 9- Sinclinal Chacay Melehue 10- Anticlinal Cerro Negro 11- Sinclinal Cerro Negro 12- Anticlinal Chos Malal 13- Sinclinal Chos Malal 14- Anticlinal Las Máquinas 15- Sinclinal Curí Leuvú 16- Anticlinal Curí Leuvú 17- Sinclinal Chapúa 18- Anticlinal Chapúa 19- Anticlinal Tilhué Oeste 20- Sinclinal Tilhué Oeste 21- Anticlinal Tilhué 22- Sinclinal Tilhué

Hacia el este se encuentra el anticlinal Chos Malal, interpretado como un pliegue por propagación retrovergente que posteriormente es transportado pasivamente hacia el antepaís por el anticlinal de Las Máquinas (Fig. 6.1.6). Este último fue interpretado como un pliegue por propagación de falla que genera un acortamiento de 1,2 km. El desplazamiento y la expresión topográfica del anticlinal Las Máquinas son menores respecto a lo observado en las secciones de más al norte dado que su eje se hunde hacia el sur (Fig. 6.1.5). Con el desarrollo del anticlinal Codo del Curí Leuvú (Figs. 4.11. c y 6.1.5), esta estructura es levemente plegada e incrementa el ángulo de buzamiento de su limbo frontal. El anticlinal Codo de Curí Leuvú surge de la superposición de dos fallas en profundidad. Una falla inicial buzante al oeste genera un pliegue por flexión de falla

provocando un acortamiento de 2 km. La segunda falla interpretada corta el limbo frontal del pliegue anterior dando lugar a un pliegue por propagación de falla (*breakthrough fault-propagation folds* de Suppe y Medwedeff 1990), el cual presenta su limbo frontal invertido e implica un acortamiento de 1,2 km. Este anticlinal, al igual que el anticlinal Las Máquinas presentan un nivel de despegue localizado en las evaporitas de la Formación Auquilco, una marcada vergencia oriental y con la Formación Mulichinco aflorando en sus núcleos (Figs. 6.1.5 y 6.1.6).

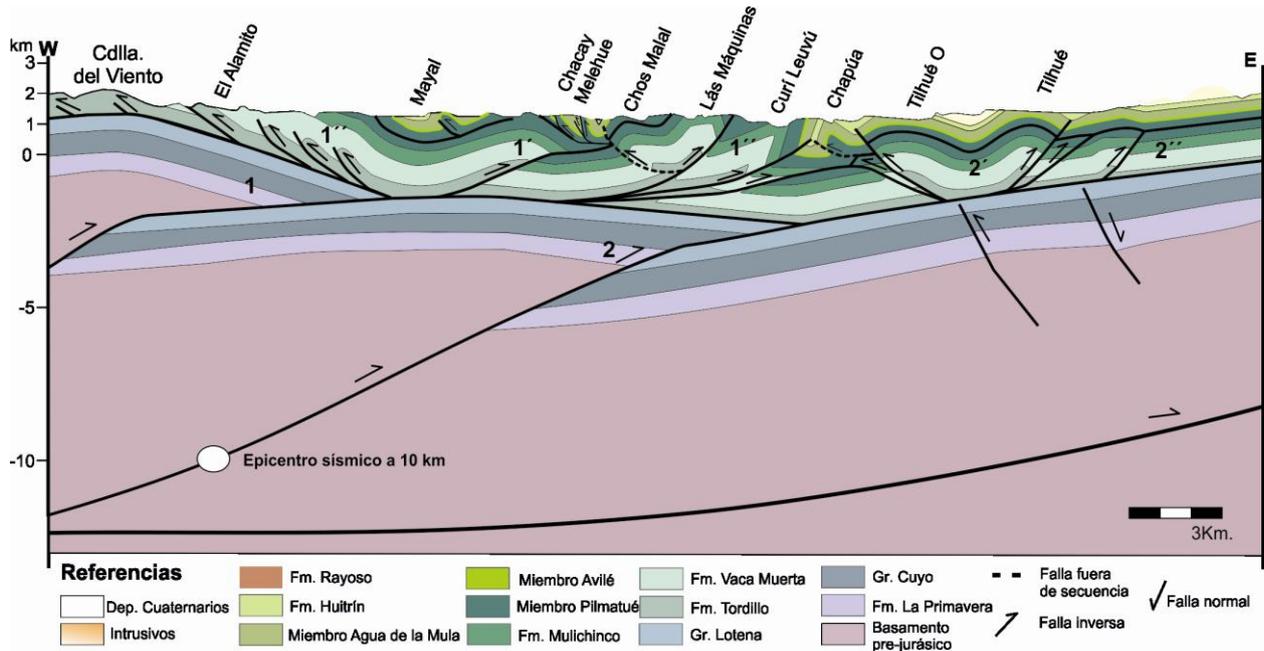


Figura 6.1.6- Interpretación del perfil estructural 3.

En profundidad, por debajo de estas estructuras, fue posible interpretar una segunda escama de basamento que se correlaciona con la descrita en el perfil 2 (Fig. 6.1.4). Debido a que esta estructura no ha avanzado demasiado a lo largo de un llano superior, los reflectores por encima de la misma se presentan subhorizontales, y sólo es localmente deformada en su extremo por un retrocorrimiento de poco desplazamiento (Fig. 6.1.6). Es muy frecuente que el bloque colgante de las cuña de basamento sea afectado por fallas por acomodación formando una geometría tipo *pop up*. La formación de estas estructuras suele tener lugar cuando el avance hacia el antepaís de la cuña mayor se ve dificultado, y ésta comienza a deformarse internamente mediante retrocorrimientos (Dimieri, 1992; Turienzo y Dimieri, 2005; Turienzo *et al.*, 2010; entre otros).

Al este del río Curí Leuvú se encuentra el anticlinal Chapúa, un pliegue de tercer orden con vergencia hacia el oeste, el cual fue interpretado como un pliegue de propagación de falla. El sinclinal Chapúa se localiza entre esta estructura y el anticlinal Codo del Curí Leuvú el cual queda configurado como un pliegue isoclinal con ambos limbos con buzamientos cercanos a los 90°. El extremo oriental de la sección 3 se halla cubierto por depósitos modernos pero más al sur, a la latitud de la sección 4, se reconocieron importantes estructuras de plegamiento que pueden ser extrapoladas hacia el norte (Fig. 6.1.5). El primer pliegue es el anticlinal Loma Tilhué oeste, que es una estructura retrovergente configurada a partir del desarrollo de dos fallas buzantes al este. La primera de ellas genera un pliegue por flexión de falla, mientras que la segunda de ellas es una ramificación de la primera y se propaga secuencia arriba plegando hasta alcanzar los estratos de la Formación Huitrín (Fig. 6.1.6). El acortamiento implicado por estas dos estructuras es de 500 metros y 900 metros respectivamente. Hacia el este se forma una nueva estructura de plegamiento pero con vergencia oriental, denominado anticlinal Tilhué, cuya geometría será analizada en más detalle en la sección 4. Al igual que muchas de las estructuras descritas previamente, este pliegue se interpreta como formado por dos fallas en profundidad combinando mecanismos de flexión y propagación de falla. El tercer anticlinal representado es un incipiente pliegue por flexión de falla con vergencia hacia el este. Estos tres últimos anticlinales, presentan muy poca expresión en este perfil, aunque cobran importancia en el perfil siguiente localizado hacia el sur del área de estudio. El acortamiento tectónico resultante de esta sección es de 14,85 km los cuales representan un 27% de la longitud inicial (Apéndice 4 y Fig. 6.1.6).

6.1.4. Perfil 4

El perfil 4, es la sección estructural localizada más al sur del área de estudio (Fig. 6.1.7). Al igual que el perfil anterior la estructura de la Cordillera del Viento se encuentra en profundidad y fue interpretada como una escama de basamento que se inserta en las evaporitas de la Formación Auquilco transfiriendo un desplazamiento de aproximadamente de 7 km a la cubierta sedimentaria (Figs. 6.1.7 y 6.1.8). Esta cuña se forma como un pliegue por flexión de falla, con un limbo frontal buzante 15°-20° E. Esta disminución de la inclinación del limbo frontal de la cuña de norte a sur, está

relacionada con el progresivo hundimiento del gran anticlinal de la Cordillera del Viento en esa dirección (Figs. 4.2 y 6.1.7). Para explicar algunos rasgos de superficie y acomodar los espesores sedimentarios en profundidad, se interpretó un posible retrocorrimento que corta la cuña de basamento (Fig. 6.1.8).

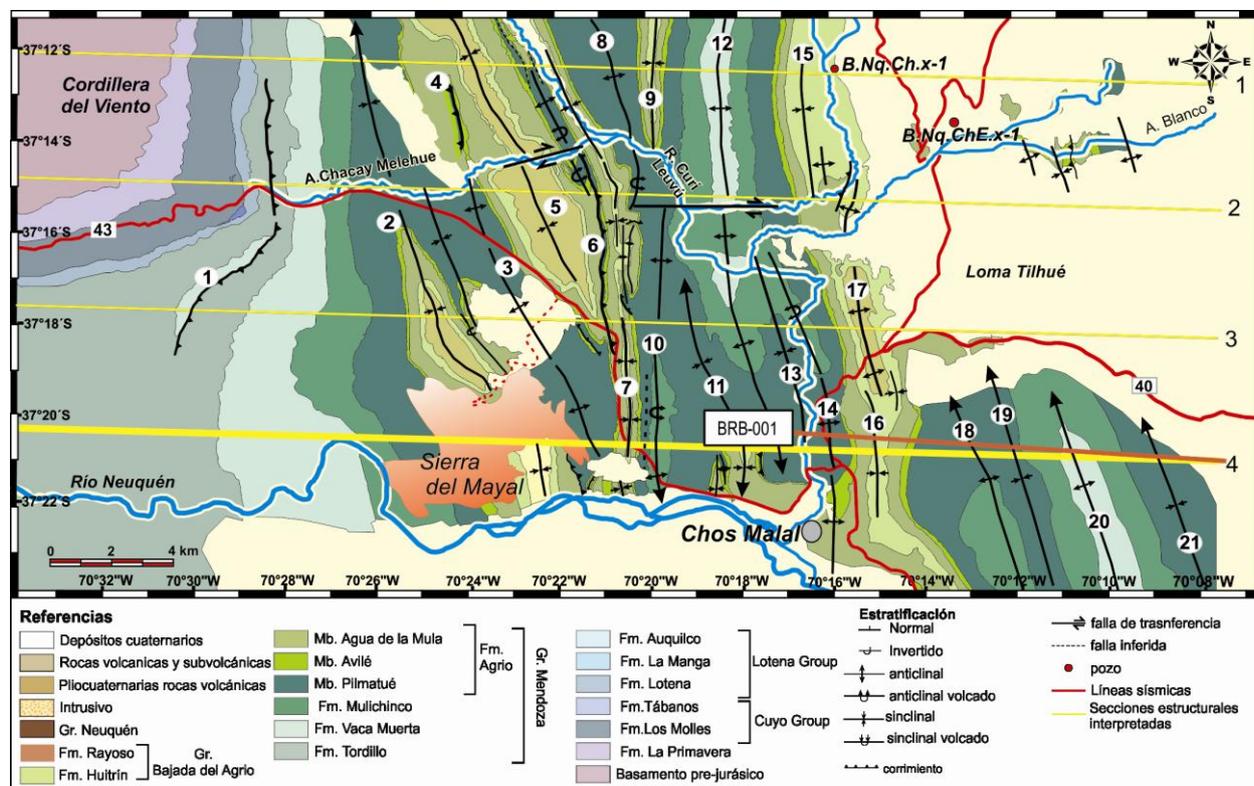


Figura 6.1.7- Localización de la sección estructural 4 y de la información sísmica (Línea sísmica BRB-001) utilizada para la reconstrucción de la misma. 1-Cordillera del Viento 2- Retrocorrimento El Alamito 3- Sinclinal Mayal 4- Anticlinal Cañada Seca 5- Anticlinal Mayal 6- Sinclinal Cañada Seca 7- Anticlinal Chacay Melehue 8- Retrocorrimento Chacay Melehue 9- Sinclinal Chacay Melehue 10- Anticlinal Cerro Negro 11- Sinclinal Cerro Negro 12- Anticlinal Chos Malal 13- Sinclinal Chos Malal 14- Anticlinal Las Máquinas 15- Sinclinal Curí Leuvú 16- Anticlinal Curí Leuvú 17- Sinclinal Chapúa 18- Anticlinal Chapúa 19- Anticlinal Tilhué Oeste 20- Sinclinal Tilhué Oeste 21- Anticlinal Tilhué 22- Sinclinal Tilhué

Hacia el este, tal como se describió en las secciones previas, se interpretaron varios retrocorrimentos que pliegan a la Formación Tordillo y sirven de sustento para proponer un nivel de despegue por debajo de esta Formación, posiblemente localizado en las evaporitas de la Formación Auquilco (Figs. 4.4, 4.5.b y 6.1.8).

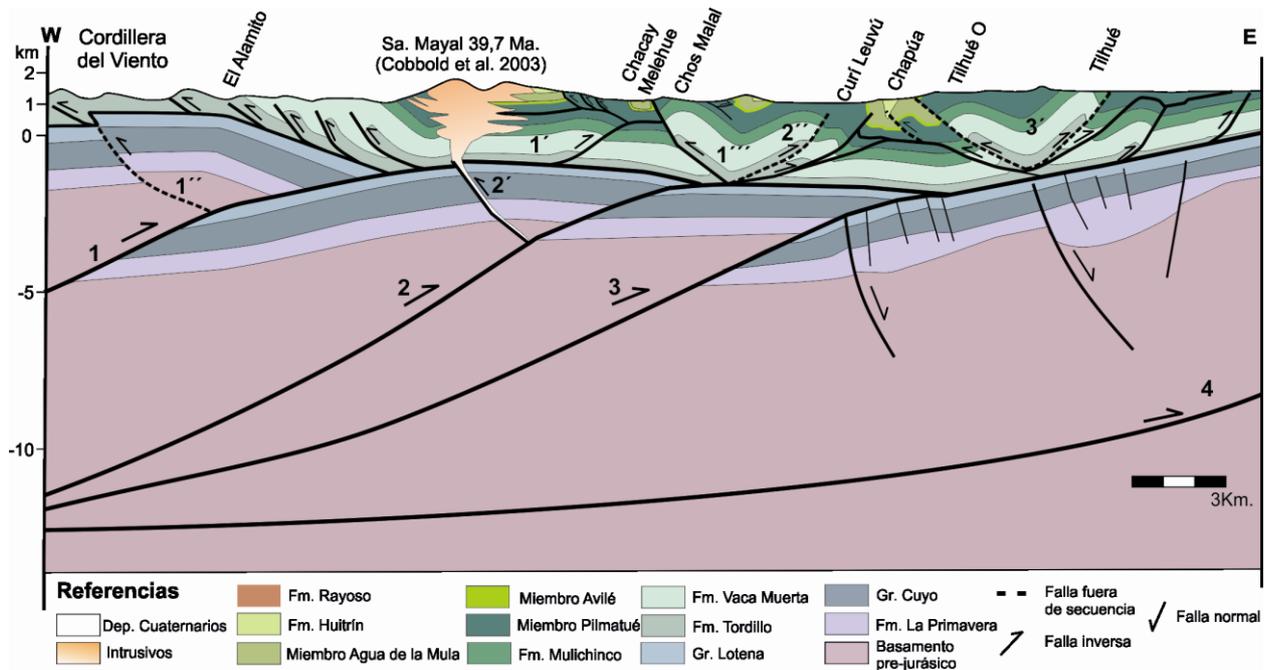


Figura 6.1.8- Interpretación del perfil estructural 4.

En profundidad se interpretó una segunda cuña de basamento con pequeño desarrollo, la cual presenta poco desplazamiento. Esta cuña es cortada por un retrocorrimiento el cual no está claro aún si podría servir como vía de emplazamiento para el cuerpo intrusivo que constituye la Sierra del Mayal o si la intrusión del mismo está asociada a otro mecanismo (Fig. 6.1.8). Este cuerpo ígneo se encuentra aflorante en el núcleo del sinclinal Mayal, cuyo su eje se halla notablemente desplazado por la intrusión (Fig. 4.7 y Apéndice 1), lo que permite inferir que el cuerpo se emplazó con posterioridad a las estructuras de plegamiento de ese sector. Dataciones radiométricas Ar/Ar indican que estas rocas intrusivas son de edad Eocena (Cobbold y Rossello, 2003), por lo que el sinclinal Mayal y por lo tanto la edad de la deformación para estas estructuras tienen que ser pre-eocenas. En el campo se observaron varias ramificaciones de este cuerpo, las cuales se encontraban paralelas a la estratificación, formando filones. Cuerpos de similares características fueron descritos por Araujo et al., (2013) en la faja corrida y plegada de Malargüe, entre ellos las andesitas miocenas que forman el cerro Laguna Amarga, proponiendo que el emplazamiento tuvo lugar en un marco tectónico compresivo y directamente asociado a un corrimiento de bajo ángulo. En los últimos años, se ha observado que la gran mayoría de intrusiones a nivel mundial están directamente relacionadas con orógenos contraccionales (Hutton, 1997). Varios ejemplos en los Andes de Mendoza y Neuquén sugieren que las intrusiones

particularmente se emplazan a través de retrocorrimientos que involucran al basamento en la deformación (Dimieri, 1992; Galland et al., 2007; Turienzo et al., 2010, 2012; Araujo et al., 2013). El frente montañoso de los Andes se caracteriza por haber sido construido a partir de sistemas de corrimientos con propagación hacia el antepaís dando lugar a una red de fracturación interconectada por encima de los despegues principales ubicados en el borde oriental del orógeno andino (Dimieri, 1997a; Turienzo et al., 2010, 2012). Este entramado de fallas seguramente se conecta con las zonas internas del orógeno. Si asociamos esto último con el conocimiento actual respecto de que la mayoría de los cuerpos intrusivos Andinos tienen forma tabular o laminar (Gill, 2010; Menand, 2011) y su modo de emplazamiento característico es a través de sistemas de diques que utilizan fallas como vías de ascenso, entonces concluiremos que es altamente probable la existencia de una estrecha relación entre los sistemas de corrimientos y los cuerpos ígneos someros. Considerando lo observado en otros sectores de los Andes, el ascenso del magma podría estar relacionado a un retrocorrimiento en profundidad el cual se encuentra conectado a un corrimiento mayor que involucra al basamento. Sin embargo, un análisis más profundo es necesario del intrusivo, de las estructuras de basamento localizadas en profundidad, y del intrusivo Caicayén el cual se encuentra en el mismo rumbo y presenta una edad muy similar, para poder alcanzar una interpretación más aproximada a la realidad.

A continuación se interpretó una tercera cuña de basamento la cual es de mayor importancia dado a que genera un acortamiento de aproximadamente de 5 km, guardando relación con lo interpretado en las secciones centrales. El desarrollo de esta cuña permite explicar la elevación del basamento en la zona central de la sección, por sobre la cual se desarrollan varias estructuras en la cubierta sedimentaria. Entre ellas se encuentra el Anticlinal Mayal, el cual fue interpretado como un pliegue por flexión de falla con su despegue inferior localizado en las evaporitas de la Formación Auquilco y su despegue superior en las pelitas del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio. Este pliegue vergente hacia el antepaís presenta un amplio afloramiento de la Formación Agrio pero posee un desplazamiento moderado y por lo tanto no genera un importante relieve estructural, haciendo difícil su reconocimiento en superficie. El anticlinal Mayal, posiblemente se encuentre relacionado al empuje proveniente de la cuña más

occidental, y posteriormente fue levemente basculado por el retrocorrimiento que afecta a la cuña infrayacente (Figs. 6.1.7 y 6.1.8).

Hacia el este del cerro Mayal se interpretaron dos importantes anticlinales, el anticlinal Chos Malal al oeste, y el anticlinal Las Máquinas al este (Figs. 6.1.7 y 6.1.8). El anticlinal más occidental es un pliegue por propagación de falla vergente al oeste. Presenta su limbo frontal altamente buzante y expone en su núcleo a la Formación Mulichinco. El acortamiento calculado para el anticlinal Chos Malal es de 1,250 km. El limbo frontal de esta estructura, hacia el sur se encuentra afectado por una falla vergente al oeste, la cual repite parte de la Formación Mulichinco por sobre las pelitas del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio. El anticlinal Las Máquinas, con vergencia hacia el este, fue interpretado como el resultado de la superposición de tres fallas. Una primera falla inicial con geometría llano-rampa-llano es cortada por una ramificación de su misma falla y genera un pliegue por propagación de falla dando lugar a un anticlinal Codo de Curí Leuvú, con mucha menor expresión que en el área norte, donde en su núcleo expone a las rocas de la Formación Mulichinco. A continuación la rampa que da lugar a este pliegue, es cortada por una nueva ramificación, la que genera el pliegue por propagación de falla de Las Máquinas. En este sector este pliegue presenta un menor desarrollo, en relación a que su eje se hunde hacia el sur. El acortamiento medido para estas tres estructuras en su conjunto es de 2, 5 km, de los cuales tan sólo 900 metros son consumidos en la construcción del anticlinal Las Máquinas. Este último pliegue transporta algunos cientos de metros al anticlinal Chos Malal, que presenta vergencia hacia el oeste con su limbo frontal altamente buzante y localmente invertido (Fig. 6.1.8).

Hacia el este del río Curí Leuvú se desarrollan estructuras de orden menor. El anticlinal Chapúa se interpretó como un pliegue por propagación de falla, con vergencia al oeste, el cual tiene como nivel de despegue a las pelitas del Miembro Pilmatué. Entre este anticlinal y los localizados hacia el oeste descritos previamente queda configurada una zona triangular en la que se encuentra el sinclinal Chapúa (Figs. 6.1.7 y 6.1.8).

Hacia el extremo oriental del perfil se interpretaron dos anticlinales de vergencia opuesta denominados Loma Tilhué oeste y Loma Tilhué, que en conjunto configuran un gran *pop up* en la loma homónima al este de Chos Malal. Estas estructuras, de las más importantes en el sur del área de estudio, fueron interpretadas de forma similar

como el resultado de la superposición de dos fallas en profundidad. En primer lugar se origina un pliegue por flexión de falla y a continuación este es afectado en su limbo frontal por una ramificación del plano de falla que origina un plegamiento extra de la secuencia sedimentaria suprayacente. La única diferencia en la interpretación de estas estructuras, es su sentido de vergencia, determinada a partir de la medición de todos los limbos en el campo. Las fallas que dan lugar al anticlinal más occidental, generan un acortamiento de 0,530 km y 1,450 km respectivamente. En el caso del anticlinal Loma Tilhué el primer pliegue por flexión de falla consume un acortamiento inicial de 900 metros, sumados a los 1,450 consumidos en la generación del pliegue por propagación de falla. Estos grandes valores de acortamientos medidos, son consistentes con lo observado en el campo, ya que estos anticlinales son dos de las estructuras kilométricas aflorantes en esta área y poseen un importante relieve estructural (Figs. 6.1.7 y 6.1.8).

Finalmente, el pliegue Loma Tilhué se encuentra afectado por una tercera falla buzante hacia el oeste, interpretado en la línea sísmica B-RB-001 y también observado en afloramientos unos kilómetros hacia el sur (Lebinson *et al.*, 2015).

Por debajo de todas estructuras de piel fina la información sísmica permite interpretar una serie de fallas que afectan al basamento y los estratos suprayacentes, que en conjunto se hallan basculados hacia el oeste por el desarrollo de las estructuras de Las Yeseras y Pampa Tril, ya fuera del área de estudio (Fig. 5.7). La falla más notable presenta un alto ángulo de buzamiento hacia el este y muestra en su bloque de techo algunos reflectores con angularidades que pueden ser interpretados como depósitos de sin-rift, por lo cual esta estructura se interpreta como una falla normal mesozoica con una muy leve inversión. El resto de las fallas menores, también de alto ángulo, pueden interpretarse como fallas normales secundarias, que han sufrido una posterior reactivación por subsidencia diferencial sobre los depósitos de sin-rift. El acortamiento tectónico calculado para esta última transecta localizada al sur del área de estudio es de 14,12 km lo que representa un 26,23% de la longitud inicial (Fig. 6.1.8 y Apéndice 5).

6.2. Continuidad de las estructuras a lo largo del rumbo

El estilo de deformación observado en el área se caracteriza por la participación del basamento en la deformación y la consecuente deformación en la cubierta sedimentaria, como se ha mencionado en el capítulo 5. La primera cuña de basamento en el extremo

occidental de los cuatro perfiles es la que genera el anticlinorio de la Cordillera del Viento, la cual presenta un hundimiento evidente hacia el sur por lo cual en las dos secciones más australes el basamento no se halla aflorante. La segunda cuña de basamento formada en profundidad es reconocida también en los cuatro perfiles, con diferente grado de desarrollo a lo largo del rumbo. Una tercera lámina de basamento fue interpretada en la sección norte coincidente con las mayores alturas observadas en la Cordillera del Viento. En la sección sur también se interpretó una tercera estructura de basamento posiblemente en respuesta al reemplazo de las estructuras a lo largo del rumbo. En el último perfil se observa como la primera escama de basamento de los perfiles localizados más al norte se va hundiendo hacia el sur, y en su lugar comienza a formarse una nueva escama de basamento. Esta última estructura de primer orden se encuentra afectada por un retrocorrimento que sirve de vía para el emplazamiento del intrusivo que constituye la Sierra del Mayal.

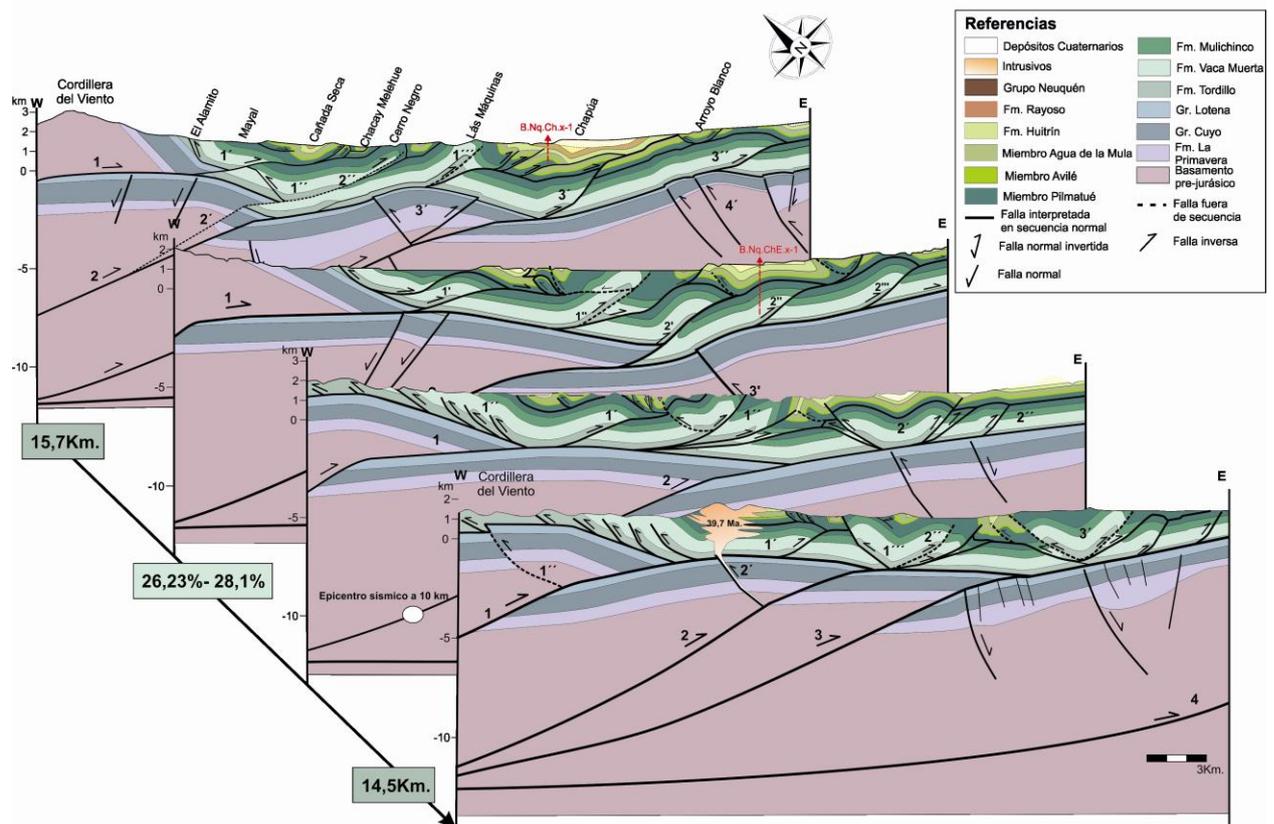


Figura 6.2.9- Se observan en perspectiva las 4 secciones balanceadas se puede observar la participación del basamento mediante 2 cuñas principales, así como también las diferentes estructuras desarrolladas en la cubierta (los perfiles y sus respectivos balances se encuentran en los apéndices 2-5 adjuntos al final de esta tesis).

Algunas de las estructuras de segundo orden en algunos casos también muestran una gran continuidad en el rumbo, pudiendo seguir las por varios kilómetros, como es el caso del retrocorrimiento El Alamito, el sinclinal Cañada Seca, el anticlinal Las Máquinas y los anticlinales de la Loma Tilhué. Estas estructuras mencionadas también muestran características similares a lo largo de toda el área, con algunas pequeñas diferencias relacionadas al diferente grado de evolución de la estructura en cada perfil.

Otras estructuras no persisten en toda el área, como el anticlinal- sinclinal Cerro Negro, el anticlinal Chos Malal, el anticlinal-sinclinal Codo del Curí Leuvú, entre otras. En el caso del anticlinal Cerro Negro y su sinclinal asociado, es una estructura que presenta un eje buzante al sur y un mayor desarrollo hacia el norte del área de estudio, por lo que solo se encuentra representada en el perfil localizado más al norte. Sin embargo, algunas de estas estructuras están afectadas por fallas de acomodación, de tipo *tear fault*, responsables de su falta de continuidad o cambios de vergencia de los pliegues a lo largo del rumbo. Estas fallas suelen estar asociadas a otras estructuras como pliegues y fallas (Twiss y Moore, 1992). En algunos casos, de un lado y del otro lado de la falla se observa un desplazamiento de los ejes de las estructuras. En una faja corrida y plegada estas fallas de desgarre o *tear faults* suelen presentar un rumbo normal al eje del frente de corrimiento o al eje de los pliegues. Cuando una lámina de corrimiento se propaga dentro del antepaís las fallas de acomodación pueden empezar a segmentar estas láminas de corrimientos y/o eventualmente actuar como límites que separan estructuras diferentes. Las fallas de acomodación pueden separar cambios drásticos en la estructuración lateralmente a medida que el frente de corrimiento avanza o separar zonas con diferente grado de acortamiento tectónico. Por ejemplo, una parte de la lámina de corrimiento es acortada por fallamiento y otra solo sufre plegamiento. Dos fallas de acomodación fueron mapeadas, la primera de ellas presenta un rumbo NO- SE y representa un límite para las estructuras aflorantes en la región de Cañada Seca. Esta discontinuidad denominada falla Chacay Melehue, separa a pliegues con vergencia opuesta, hacia el norte se encuentra el anticlinal Chacay Melehue vergente hacia el este, y hacia el sur presenta vergencia opuesta, es decir hacia el oeste. El eje del sinclinal Cañada Seca también se observa levemente desplazado por esta falla. Una segunda falla de acomodación fue interpretada hacia el este, también sobre las márgenes del Río Curí Leuvú, con rumbo E-O, normal a los ejes de las principales

estructuras. En el dominio norte se observa al anticlinal Cerro Negro vergente al este, mientras que hacia el sur presenta vergencia contraria. Los ejes desplazados del anticlinal Las Máquinas, del anticlinal Chos Malal, el sinclinal Chacay Melehue y Chapúa ayudaron a definir una cinemática de tipo dextral para esta falla. Esta falla de acomodación también actúa como límite para algunas estructuras que no son observadas en el sector sur del área de estudio como es el caso del anticlinal-sinclinal Codo del Curí Leuvú. En los pliegues de la región de Chacay Melehue localizados en la sección 1 presentan una mayor complejidad estructural que los presentes hacia el sur. Estos pliegues presentan vergencia oriental mientras que hacia el sur de la falla la vergencia observada es hacia el oeste.

Corrimientos menores de orientación este-oeste también fueron mapeados en el centro del área de estudio, los cuales bisectan anticlinales y sinclinales que involucran a la Formación Agrio. Tres de estas fallas fueron reconocidas afectando al sinclinal Chacay Melehue y a los pliegues aledaños.

Por otra parte la intrusión de los cuerpos que dan lugar a la Sierra del Mayal, afectan a las estructuras aledañas a los mismos, desplazando y curvando sus ejes. Tal es el caso del anticlinal-sinclinal Mayal y de las estructuras de Chacay Melehue aflorantes al sur del área de estudio, las cuales se observan desplazadas en su rumbo.

Haciendo esta salvedad, podemos concluir que la mayoría de las estructuras, tanto de piel gruesa como de piel delgada, son continuas a lo largo del rumbo, y que las cuatro secciones analizadas presentan un estilo estructural similar.

6.3. *Discusión acerca de los valores de acortamientos obtenidos.*

Los valores de acortamientos calculados por otros autores están basados en secciones regionales, las cuales sólo incluyen algunas de las estructuras más importantes del área. Nocioni (1996) interpretó dos secciones de 136 a 150 kilómetros, las cuales se extienden desde los Andes Chilenos hasta el antepaís neuquino. Los acortamientos resultantes son de 48,4 kilómetros (24%) y de 72, 4 kilómetros (34%) respectivamente. Booth y Coward (1996) analizaron una sección de 115 kilómetros de longitud la cual se extiende desde la Cordillera del Viento hasta el área de Huantraico obteniendo un 20% de acortamiento. La sección estructural realizada a los 37°LS por Zapata *et al.* (1999) implica un acortamiento de 36 km, el cual representa un 26%. El acortamiento calculado por Rojas

Vera *et al.* (2014) para el sector comprendido entre la Cordillera del Viento y Pampa Tril es de 12,5 kilómetros (15,10%). A partir de la restitución de las cuatro secciones estructurales, localizadas entre la Cordillera del Viento y el Volcán Tromen, se obtuvo un rango de acortamiento de 15,7 kilómetros (28,3%) a 14,12 kilómetros (26,23%). Estos acortamientos representan valores intermedios respecto a los citados previamente, los cuales varían entre un 15,10% y un 36%. Es importante destacar que en la confección de las secciones reconstituidas fueron consideradas todas las estructuras, incluyendo aquellos pliegues relacionados a fallas de diferente orden desarrollados en la cubierta sedimentaria. Turienzo *et al.* (2014) describe un sistema de retrocorrimiento en el área de Chacay Melehue que involucra a la Formación Agrio, el cual implica un acortamiento de 3 kilómetros. Este ejemplo revela la importancia de considerar las estructuras de órdenes menores para poder reconstruir aquellas estructuras que involucran al basamento, las cuales son las responsables de transmitir el desplazamiento necesario para generarlas. Por esta razón los desplazamientos kilométricos calculados para estas estructuras de primer orden se encuentran en concordancia con los acortamientos observados en las estructuras desarrolladas en la cubierta sedimentaria. Esto revela la importancia de considerar todos los órdenes de plegamiento en la reconstrucción de una faja corrida y plegada, a fin de obtener valores de acortamientos más ajustados.

7) Edad de la Deformación

7.1. Antecedentes principales del área

La deformación en la faja corrida y plegada de Chos Malal es el resultado de la orogenia andina la cual habría acontecido en diferentes pulsos discretos de deformación vinculados, según algunos autores, fundamentalmente con el cambio de ángulo de subducción de la placa (Ramos, 1999; Ramos y Kay 2006, Folguera *et al.*, 2006). Otros autores asocian estos pulsos de deformación a una compresión continúa desde el Cretácico tardío asociada a cambios en la orientación de la convergencia y velocidad de subducción de la placa (Cobbold y Rossello, 2003). Existe un consenso generalizado en señalar que la deformación compresiva en la región se habría iniciado hacia fines del Cretácico, así como también que una segunda etapa de compresión habría ocurrido durante el Mioceno (Keidel, 1925; Groeber, 1929; Cobbold y Rossello, 2003; Ramos y Kay 2006, Folguera *et al.*, 2007; Garrido *et al.*, 2012; Rojas Vera *et al.*, 2014). El pulso de deformación cretácica fue determinado a partir de datos de edades Ar^{40}/Ar^{39} de enfriamiento de plutones de la Cordillera del Viento durante su exhumación (Kay, 2002) y el análisis de trazas de fisión (Burns, 2002; Burns *et al.*, 2006), quienes proponen una importante exhumación a los 70Ma. Por otra parte, Folguera *et al.* (2007), describe capas mesozoicas plegadas cubiertas por las vulcanitas miocenas de la Formación Charilehue, en el flanco este de la Cordillera del Viento, reafirmando este pulso. Tunik *et al.* (2010) proponen un inicio de la exhumación entre los 98.6 Ma. y los 88 Ma., basado en datos de trazas de fisión y evidencias bioestratigráficas.

Por otra parte los datos de campo medidos en la región sur del área de estudio, muestran que las intrusiones que conforman la Sierra del Mayal afectan los ejes de los pliegues allí localizados. Estas rocas poseen una edad Ar^{40}/Ar^{39} de $39,7 \pm 0,2$ Ma. (Cobbold y Rossello, 2003) y que permiten inferir un pulso compresivo pre-Eoceno, responsable al menos de parte del plegamiento observado en este sector de la faja corrida y plegada de Chos Malal, de manera coincidente con la propuesta del inicio de la compresión andina a fines del Cretácico. El pulso de deformación de edad Miocena fue acotado a partir del estudio de depósitos sin-orogénicos de la misma edad que se apoyan discordantemente sobre diferentes unidades mesozoicas (Zapata *et al.*, 2002; Zamora Valcarce *et al.*, 2007; Zamora Valcarce *et al.*, 2009). Por otra parte, rocas

volcánicas del Mioceno Temprano a Medio, afloran cerca de Tricao Malal, las cuales se hallan plegadas y falladas y cubriendo discordantemente a los estratos Mesozoicos, lo que sugiere un pulso compresivo pre-Mioceno y otro Mioceno tardío (Folguera *et al.*, 2007). Finalmente estudios estructurales recientes y datos de U-Pb en zircones de los diques y filones del Cerro Negro, sugieren que el sistema magmático y la compresión tectónica, estuvieron activos hasta al menos los 11 Ma. (Gürer *et al.*, 2012). Por otro lado, Kozłowski *et al.* (1996) y Cobbold y Rossello (2003) señalan tres fases principales de deformación compresiva para la faja corrida y plegada de Chos Malal, la fase Peruviana (Cretácico Tardío), la Incaica (Paleógena) y la Quechua (Neógena). Estructuras cuaternarias diversas han sido observadas en la región, lo cual evidencia que la orogenia andina continúa siendo activa en el área, si bien está en actual discusión cuál es el régimen tectónico que opera localmente. Entre las posibles hipótesis, se ha propuesto la existencia de un régimen extensivo en base a la observación de fallas normales en las proximidades del Volcán Tromen (Folguera *et al.*, 2008; Gianni *et al.*, 2012). Alternativamente, Galland *et al.* (2007) y Messenger *et al.* (2010) sugieren una tectónica local bajo un campo de esfuerzos compresivos a partir de plegamiento y fracturación observado en las coladas provenientes del volcán Tromen y elevación de las terrazas del río Neuquén. Una tercera interpretación evalúa la coexistencia de ambos tipos de estructuras proponiendo desplazamientos laterales y un cierto grado de partición de la deformación (Backé *et al.*, 2006; Sagripanti *et al.*, 2012).

7.2. Termocronología de baja temperatura- Trazas de fisión en apatitos

7.2.1. Metodología

El método de trazas de fisión se basa en el decaimiento espontáneo del núcleo del átomo de ^{238}U , el cual genera una zona de daño en la red cristalina, la que se denomina traza de fisión (Fig. 7.1). Para el apatito, las trazas comienzan a ser retenidas a temperaturas menores de 150-120°C dependiendo del rango de enfriamiento y de su composición (Green *et al.*, 1985; Ketcham *et al.*, 1999). Determinando la densidad de trazas de fisión y el contenido de ^{238}U podemos conocer la edad de la muestra.



Figura 7.1- Imagen de las trazas de fisión en apatitos observadas con microscopio electrónico.

Las trazas de fisión son defectos dentro de la red cristalina térmicamente inestables que se acortan (*anneal*) por procesos de recristalización dependientes del tiempo y de la temperatura. Es decir, para un tiempo y para una determinada temperatura, ellas pueden desaparecer total o parcialmente, debido al restablecimiento de la red cristalina del mineral (Fig. 7.2). En este sentido, la edad obtenida representa una edad de enfriamiento. En tiempos geológicos, ocurre un significativo acortamiento de trazas en apatitos ricos en flúor entre los 60°-110°C de temperatura (Laslett et al., 1987; Donelick et al., 1999); este rango de temperatura es conocido como zona de cicatrización parcial (PAZ) (Gleadow y Duddy, 1981; Green et al., 1986). A temperaturas suficientemente bajas ambas trazas, las antiguas y las nuevas, son completamente retenidas dentro del cristal, mientras que en aquellas áreas en donde la temperatura empieza a incrementarse dentro de la PAZ, se forman nuevas trazas largas, mientras que las antiguas trazas comienzan a ser acortadas. Por lo tanto, la distribución de la longitud de las trazas de fisión, son una medición del tiempo consumido dentro y por debajo de la zona de cicatrización parcial (Fig. 7.2). Determinando la densidad de trazas de fisión y el contenido de ^{238}U podemos conocer la edad de la muestra. La interpretación de un conjunto de datos de trazas de fisión en apatitos requiere de un análisis integrado de las edades de trazas de fisión, la distribución de la longitud de las trazas, y de las características cinéticas de los granos de apatitos, siempre y cuando esta información pueda ser obtenida. Los estudios de trazas de fisión fueron llevados a cabo en el Laboratorio de Termocronología de la Universidad de Dalhousie, Canadá, bajo la supervisión de la Dr. Isabelle Coutand. Los mismos fueron financiados por el Gobierno de Canadá mediante el otorgamiento de la Beca ELAP.

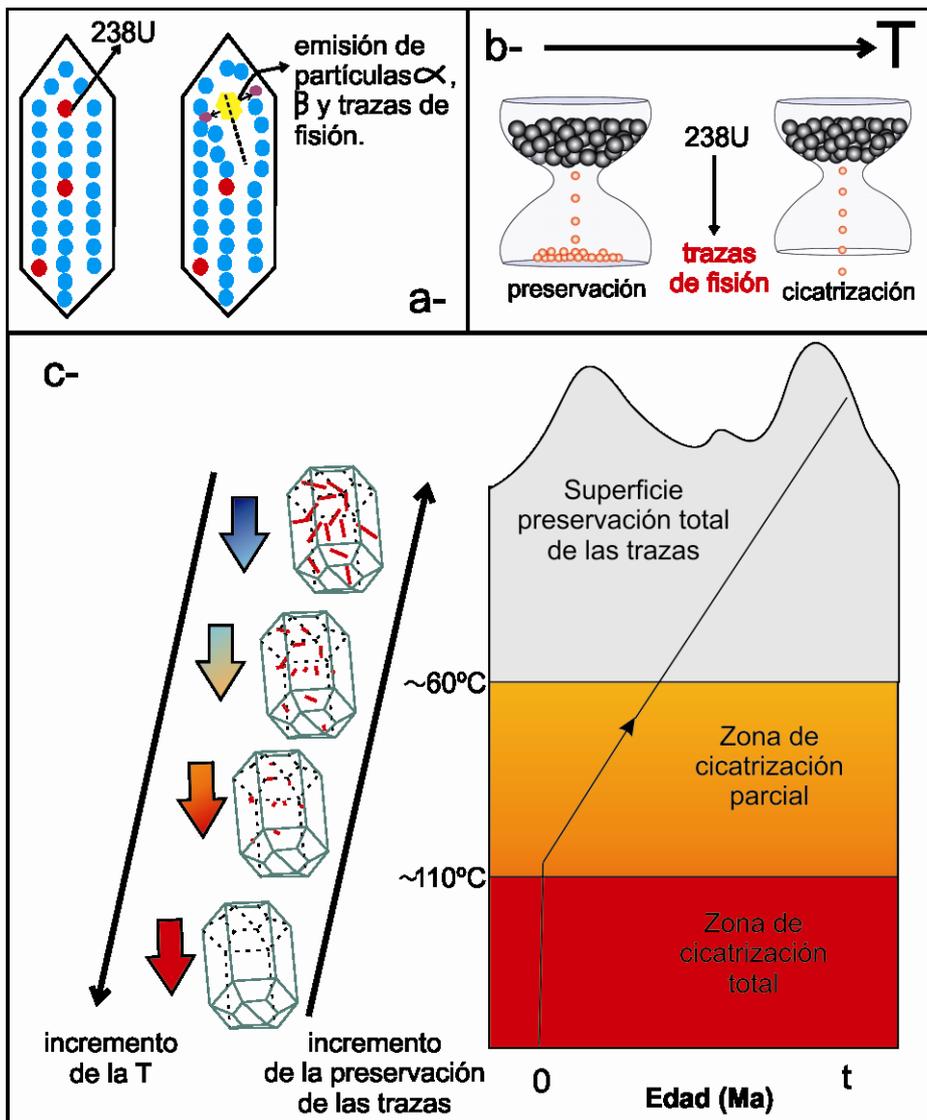


Figura 7.2- A la derecha se observa las diferentes zonas que pueden atravesar los granos de apatitos, y como es la cicatrización de las trazas en cada una de ellas. En la zona roja, el borrado de las trazas es total, por lo que el U no es conservado dentro de la red cristalina (el comportamiento de las trazas se observa en la figura inferior derecha). Por encima de esta zona de cicatrización parcial se observa en naranja una zona de conservación parcial de las trazas, y finalmente en gris se encuentra la zona de conservación total de las trazas (figura superior derecha). Así mismo, en la figura se observa que las trazas desaparecen a temperaturas mayores de los 110°C.

7.2.2. Preparación de las muestras

Fueron recolectados entre 6- 10 kg de 20 muestras de las cuales pudieron ser estudiadas 13. Las muestras recolectadas corresponden a areniscas de las Formaciones Huitrín, el Miembro Avilé de la Formación Agrío, Mulichinco y Tordillo (Fig. 7.3). Alrededor de 500 granos detríticos fueron datados en total.

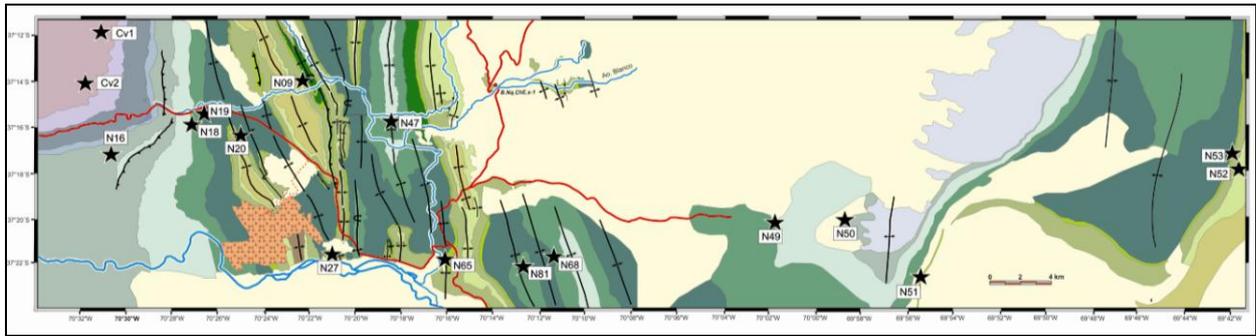


Figura 7.3- Mapa de localización de todas las muestras recolectadas.

Antes de preparar las muestras para datarlas, se realizaron secciones delgadas de las muestras recolectadas, a fin detectar la presencia de apatitos, y conocer el tamaño de los mismos. Las muestras recolectadas son mayoritariamente areniscas grauvaquicas polimicticas con poco redondeamiento de los granos, en general ricas en granos de cuarzo, feldespato, plagioclasa y muscovita.

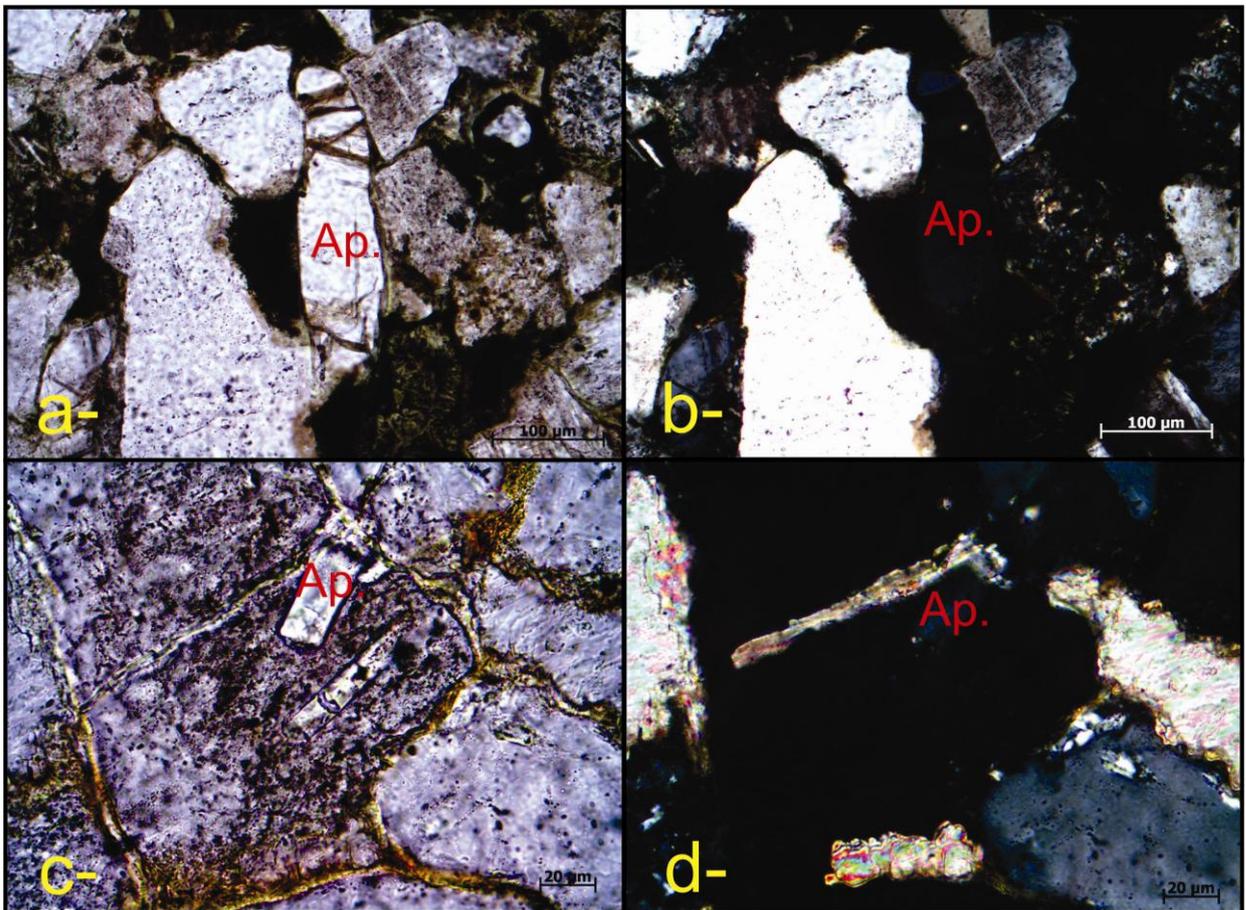


Figura 7.4- En a y d se observa un grano de apatito visto sin polarizador, donde se observa el característico alto relieve. En b y c se observan los mismos granos con polarizador con colores de interferencia de bajo orden.

En cuanto a los granos de apatitos, estos pudieron ser reconocidos bajo el microscopio por el alto relieve observado con luz transmitida (a y b en Fig. 7.4) y por los colores bajos de interferencia gris de primer orden al ser analizados con nicoles cruzados. Los granos se encuentran dañados, como consecuencia del transporte sufrido antes de su depositación. Pese a ese deterioro, el hábito prismático se observaba en mucho de los granos, los cuales presentaban tamaños muy variables desde menores a 25 micrones hasta superar los 350 micrones.

En el laboratorio las muestras fueron molidas, tamizadas y la separación de los granos de apatitos se realizó mediante líquidos pesados y separadores magnéticos estándar. Luego fueron montadas en una resina *epoxy* transparente de alta calidad y pulidas a fin de exponer la superficie interna del cristal.

La edad de los granos fue calculada utilizando la siguiente ecuación Fleischer *et al.*, 1975; Wagner y Van Den Haute, 1992):

$$t = \frac{1}{\lambda_d} \ln \left(\lambda_d \frac{\rho_s}{\rho_i} \rho_d \zeta g + 1 \right)$$

En donde t es el tiempo, λ_d constante de decaimiento del sistema, ρ_s densidad de trazas espontáneas, ρ_i densidad de trazas inducidas, ζ factor de calibración y g factor geométrico (0,5) para el método del detector externo.

La densidad de trazas de fisión espontáneas fue contada mediante un microscopio electrónico, luego de ser reveladas mediante el uso de HNO₃ expuestas durante 20 segundos a una temperatura de 28°C.

Por otra parte, para conocer la concentración de U de la muestra se utilizó el método del detector externo, en el cual la concentración de U de dicho átomo se mide al irradiar la muestra con neutrones, en el interior de un reactor nuclear. Estos neutrones inducen la fisión del isotopo 235 de U en la muestra generando las trazas inducidas, necesarias para determinar el contenido de U presente en la muestra, dado que la relación U-235/U-238 es conocida y se asume como constante en la naturaleza (λ_d). Para determinar el número de fisiones inducidas (ρ_i) ocurridas durante la irradiación se utiliza el método del detector externo, en el cual la muestra y el detector (en este caso fue utilizada una lámina de muscovita con bajo contenido en U) son irradiados

simultáneamente. La fisión inducida de ^{235}U genera trazas en el detector externo, las cuales posteriormente son reveladas mediante un proceso químico.

Para cada muestra, la distribución de las edades obtenidas fue determinada a partir del método de pico binomial (Galbraith y Green, 1990) e incorporados dentro del programa BINOMFIT (Brandon, 1996, 2002), el cual permite identificar poblaciones discretas. Se midieron todas las longitudes de trazas confinadas, pero debido al número insuficiente de las mismas, no se pudo realizar su modelado. Además de medirse ese parámetro, también se midió el diámetro del hueco de la traza (Dpar; Donelick *et al.*, 1999) y se estudió la composición de los granos con microsonda electrónica.

7.3. Resultados

7.3.1. Edades obtenidas

	Formación	Edades obtenidas (Ma)
n18	Mulichinco	9,9 - 18,5 - 42
n19	Mulichinco	10,7 - 21,6
n20	Mb. Avilé	18,7 - 40,8 - 97,7
n27	Mb. Avilé	31,2 - 61,7
n47	Mulichinco	14,6 - 29,9
n49	Mulichinco	13,3 - 21,1
n50	Tordillo	7,7 - 15,0
n51	Mulichinco	9,4 - 18,3 - 29,2
n52	Mb. Avilé	32,7 - 91,6
n53	Huitrín	21,3 - 32,5
n65	Mb. Avilé	44 - 62,3 - 97,4
n68	Mulichinco	9,6 - 20,3 - 37,7
n81	Mulichinco	13,2 - 34,9 - 44

Cuadro 7.1- Se muestran las diferentes poblaciones de edades obtenidas para cada una de las 13 muestras analizadas.

El ploteo de las edades obtenidas con el programa BINOMFIT muestran una distribución binomial y en algunos casos trinomial (Cuadro 7.1 y Fig. 7.5), con un rango de edades entre los 1,5 Ma a los 142 Ma (Anexo 6). Todas las muestras fueron evaluadas además con test de "Chi" cuadrado (Galbraith, 1981; Green, 1981) y ninguna de ellas presenta un único pico de edad lo que corrobora la presencia de una mezcla de

componentes (Fig. 7.5, 7.6 y 7.7). Un resumen de las diferentes edades obtenidas se observan en el cuadro 1, y en cada uno de los gráficos de las figuras 7.5, 7.6 ,7.7 y 7.8

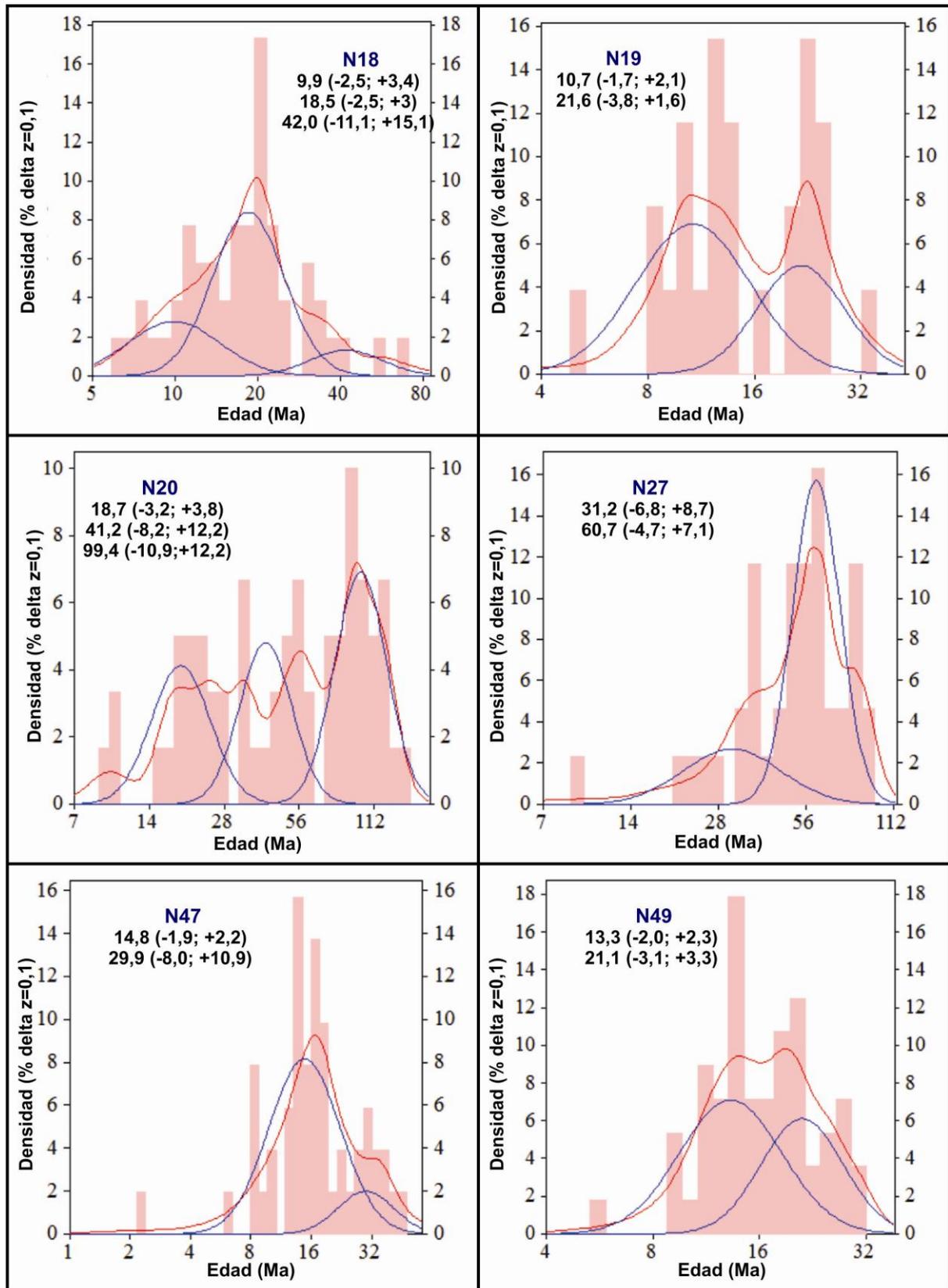


Figura 7.5- Se observa la distribución obtenida con el programa BINOMFIT para las muestras N18, N19, N20, N27, N47 y N49.

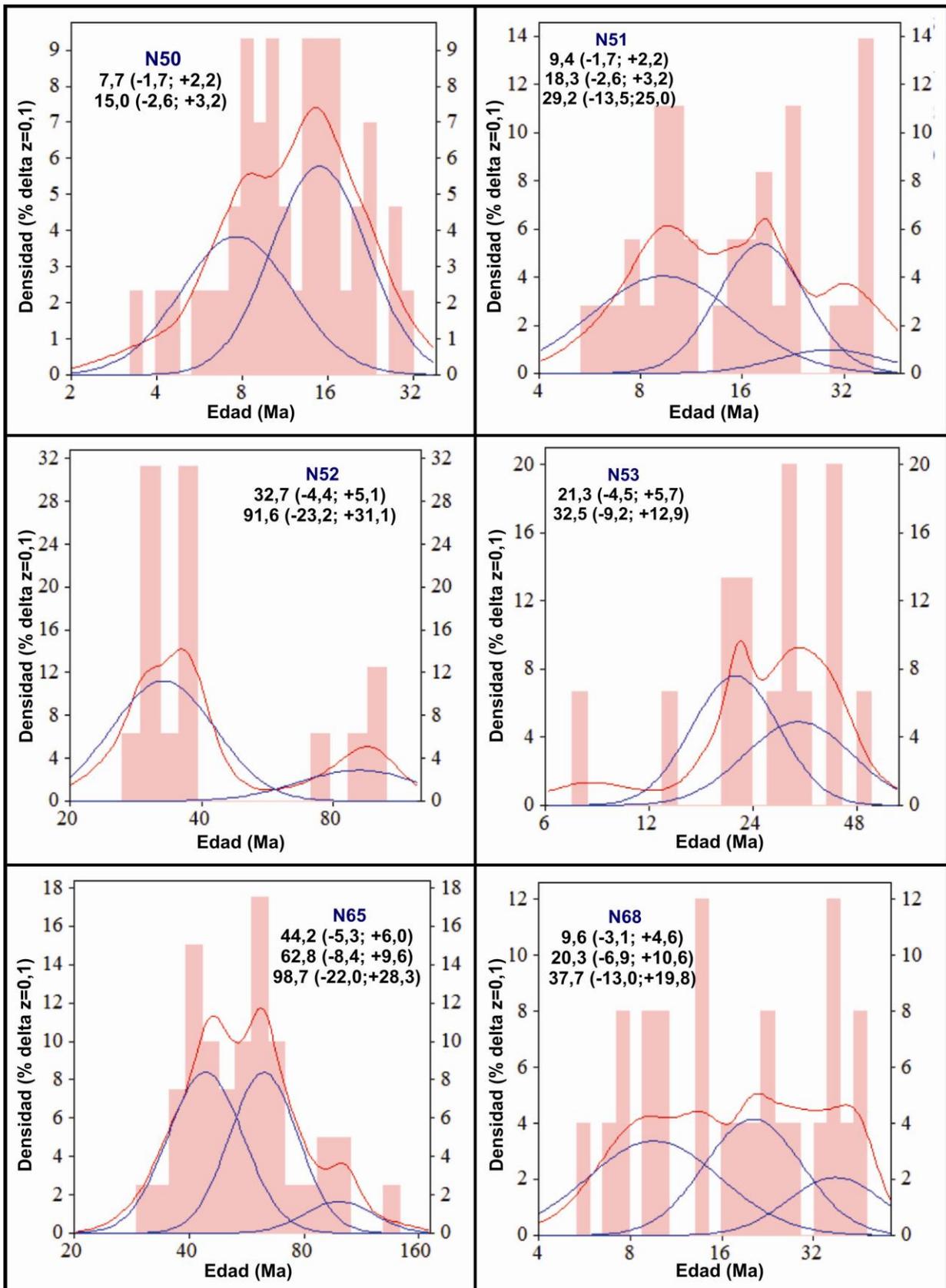


Figura 7.6- Se observa la distribución obtenida con el programa BINOMFIT para las muestras N50, N51, N52, N53, N65 y N68.

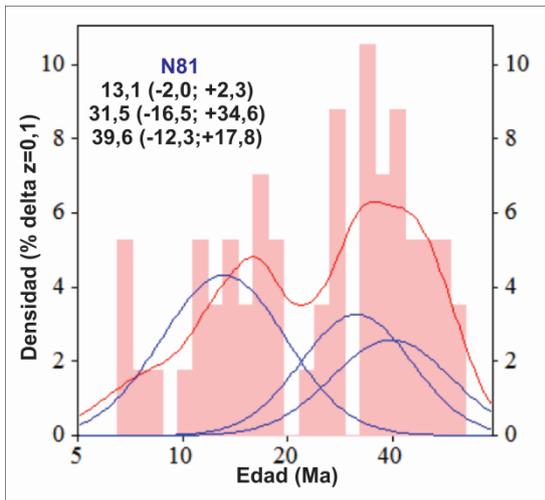
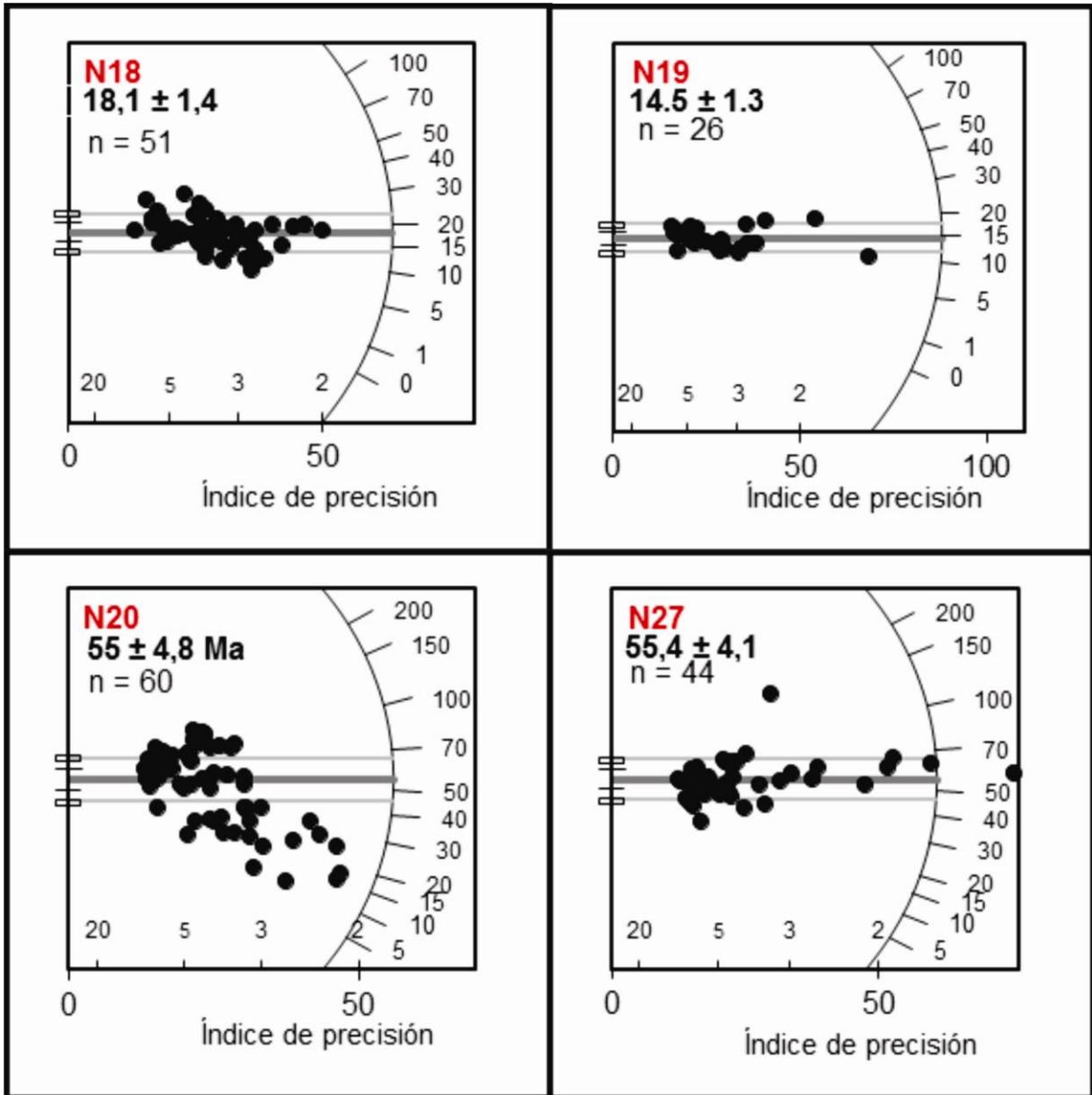


Figura 7.7- Se observa la distribución obtenida con el programa BINOMFIT para la muestra N81. En este gráfico se identifican claramente las tres poblaciones con picos principales a los 13,1; 31,5 y 39,6 millones de años.



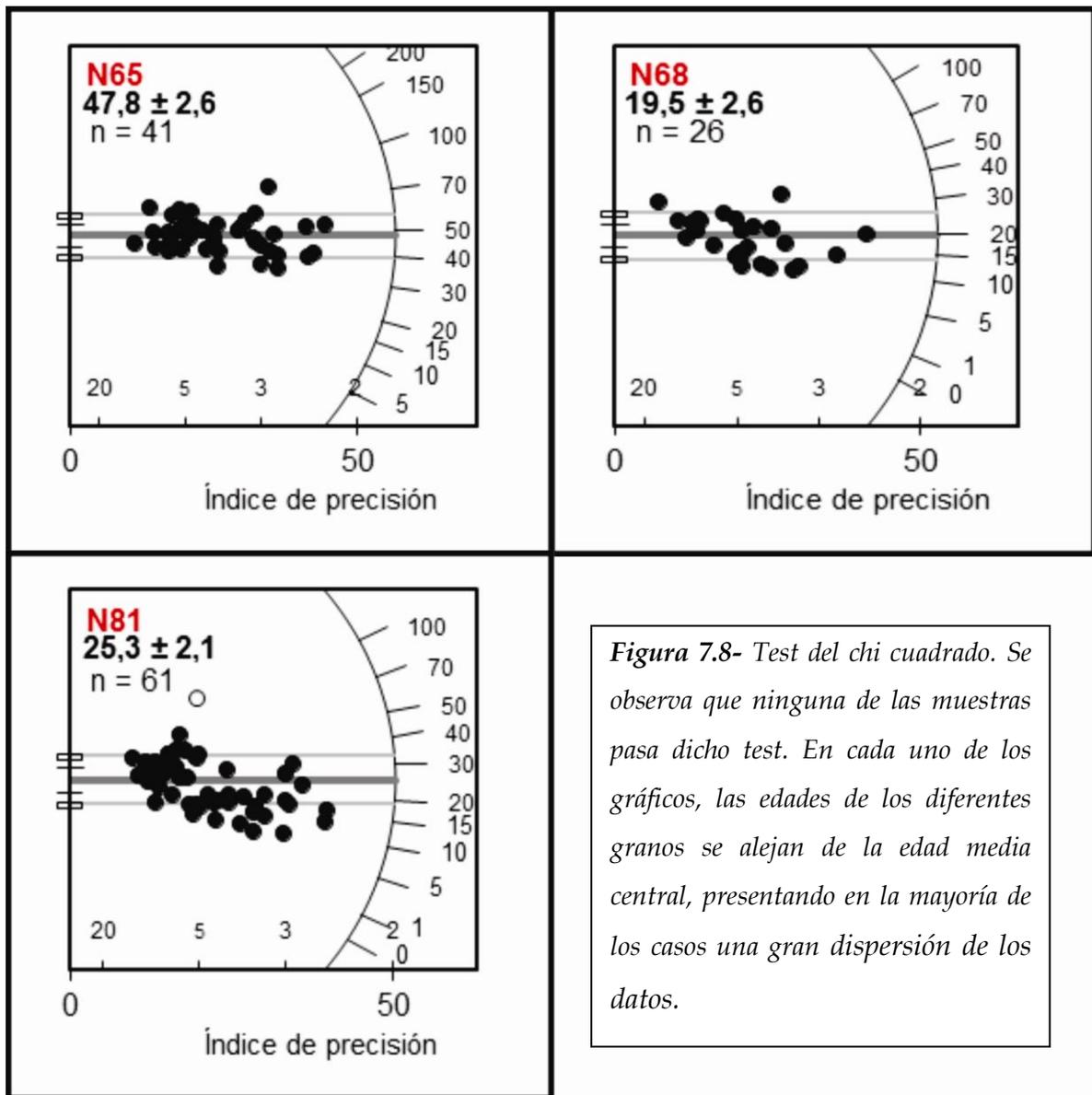


Figura 7.8- Test del chi cuadrado. Se observa que ninguna de las muestras pasa dicho test. En cada uno de los gráficos, las edades de los diferentes granos se alejan de la edad media central, presentando en la mayoría de los casos una gran dispersión de los datos.

7.3.2. Composición química de los granos

La fórmula cristalográfica general del apatito es $\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH}, \text{F}, \text{Cl})$, con hidroxapatito ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3(\text{OH})$), fluorapatito ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{F}$) y cloro apatito ($\text{Ca}_5(\text{PO}_4)_3\text{Cl}$) en los extremos finales de las series. De estos tres, el más común es el fluorapatito que es el formador de rocas, mientras que el de la rama de OH es muy raro.

Cuándo se analizan apatitos detríticos, es muy común la presencia de granos de diferente composición, dado que los mismos pueden proceder de diferentes fuentes o de una misma fuente metasedimentaria que posea apatitos de diferente composición. Numerosos autores tales como Green *et al.* (1986), Carlson *et al.* (1999), entre otros, han resaltado la importancia de estudiar la composición de los granos dado que pequeñas

variaciones en la misma producen importantes cambios en el rango de cicatrización que sufren los granos. Altos contenidos en Cl producen una mayor resistencia a la cicatrización (ej. Green *et al.*, 1986; Barbarand *et al.*; 2003; De Grave, 2003), pero también otras sustituciones pueden ejercer influencia en el comportamiento de los granos frente a la cicatrización de las trazas (Barbarand *et al.*, 2003; Carlson *et al.*, 1999; Crowley *et al.*, 1991; Ravenhurst *et al.*, 2003).

7.3.2.1. Parámetro cinético D_{par}

Para una primera aproximación de la composición química de los granos muchos autores sugieren el estudio del tamaño y la forma del pozo de grabado (pit) en la superficie. Se ha observado que dicho pozo varía con la composición de los apatitos, considerando siempre las mismas condiciones de revelado de las trazas. Por esta razón, uno de los parámetros cinéticos medidos para obtener una aproximación de la composición, fue la medición del parámetro cinético D_{par} (Burtner *et al.*, 1994). D_{par} es la longitud del hoyo medida paralela al eje cristalográfico c (máximo diámetro), mientras que el D_{per} es la longitud del hoyo medida perpendicularmente al mismo (Fig. 7.9).

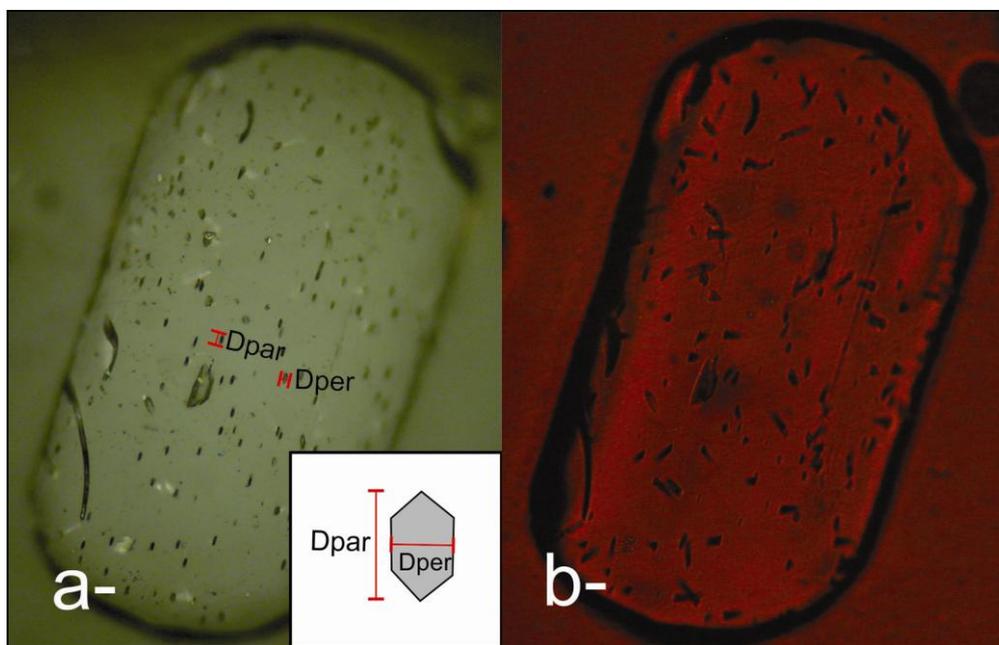


Figura 7.9 a- Vista del cristal de apatito con luz transmitida, señalando los parámetros cinéticos D_{par} y D_{per} , así mismo se observa un esquema a la derecha de la figura mostrando tales parámetros. Nótese el paralelismo de los pits, lo que indica el paralelismo con el eje cristalográfico c. **b-** Cristal de apatito con luz reflejada se observan las trazas dentro del cristal.

Así mismo, Donelick (1993) demostró una correlación entre el tamaño de *pit* y el contenido en Cl, en la cual altos valores de *Dpar* se corresponden con mayores concentraciones de Cl, bajo las mismas condiciones de revelado (*etching*), (Barbarand *et al.*, 2003; De Grave, 2003). A continuación se muestran los gráficos para la relación *Dpar*- Edad de los granos (en la columna de la izquierda) y *Dpar*- %Cl (en la columna de la derecha) para las diferentes muestras. Como se mencionó previamente estos dos parámetros suelen ser usados para tener una aproximación de la composición de los granos.

A partir del análisis de los gráficos, se observó una buena correlación entre los diferentes parámetros relacionados para las muestras N20 y N81 (Fig. 7.10 y 7.12), entre el parámetro cinético *Dpar* y la edad de los granos, así como también entre el contenido % en peso de Cl y el *Dpar*. En estos casos los granos con *pits* mayores a 2 micrones presentan las edades más viejas así como también los mayores contenidos en Cl, es decir, valores de *pits* altos se pueden correlacionar con altos contenidos en Cl, lo que produce una mayor resistencia que las trazas presentes en los granos sean borradas y por lo tanto la presencia de diferentes poblaciones de edades. Por otra parte una leve tendencia fue observada en las muestras N19, N52, N53 y N68, en las cuales los granos más viejos presentan mayores contenidos de Cl y *Dpar* de mayor tamaño (fig. 7.10, 7.11 y 7.12).

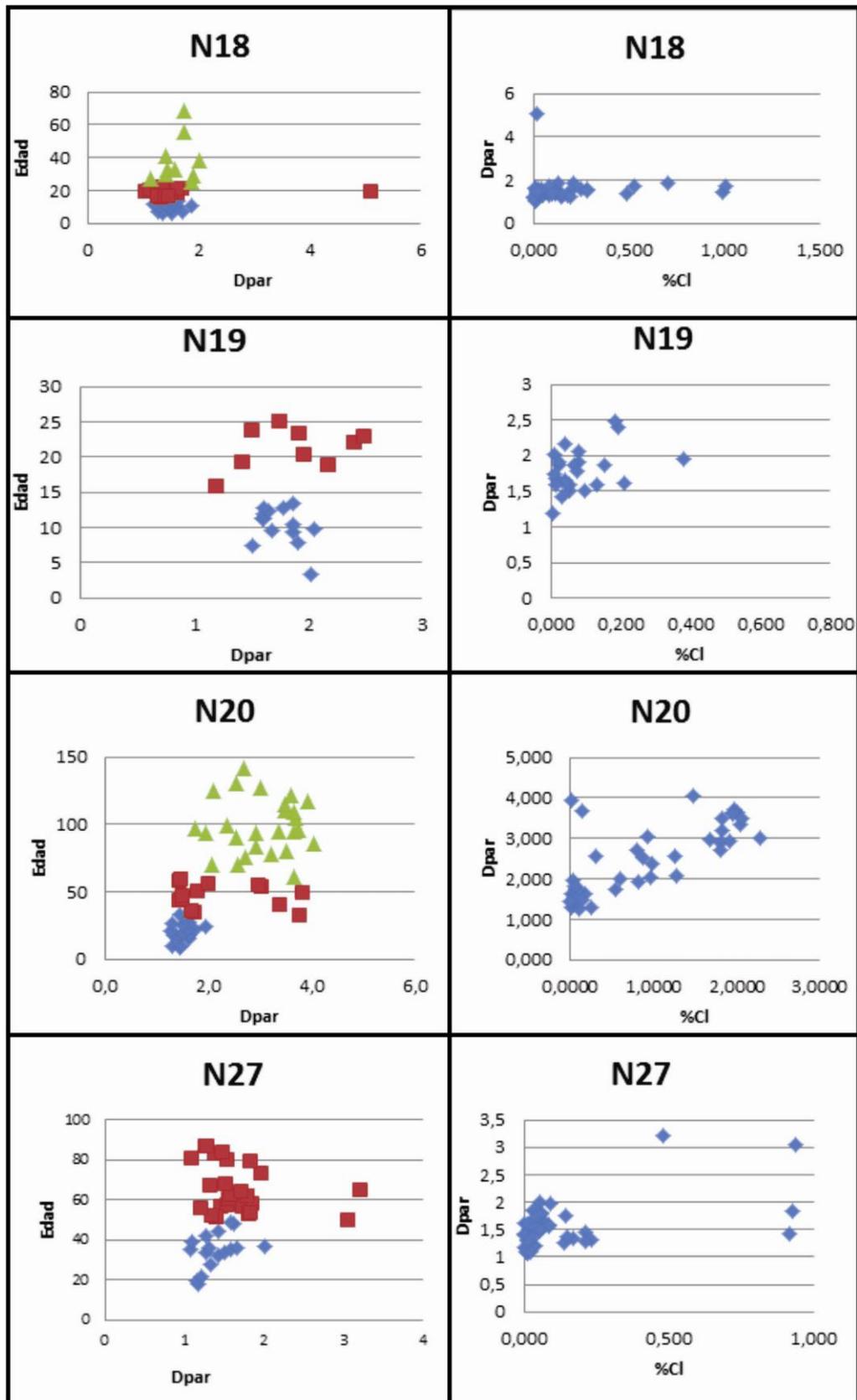


Figura 7.10- Para cada una de las muestras se plotearon, a la izquierda la relación entre el parámetro Dpar- Edad, mientras que el gráfico de la derecha se plotó la relación Dpar-Cl. En este caso sólo se observa para la muestra N20 una buena correlación, en la cual se observa un mayor tamaño de Dpar y un mayor contenido de Cl para los granos más antiguos

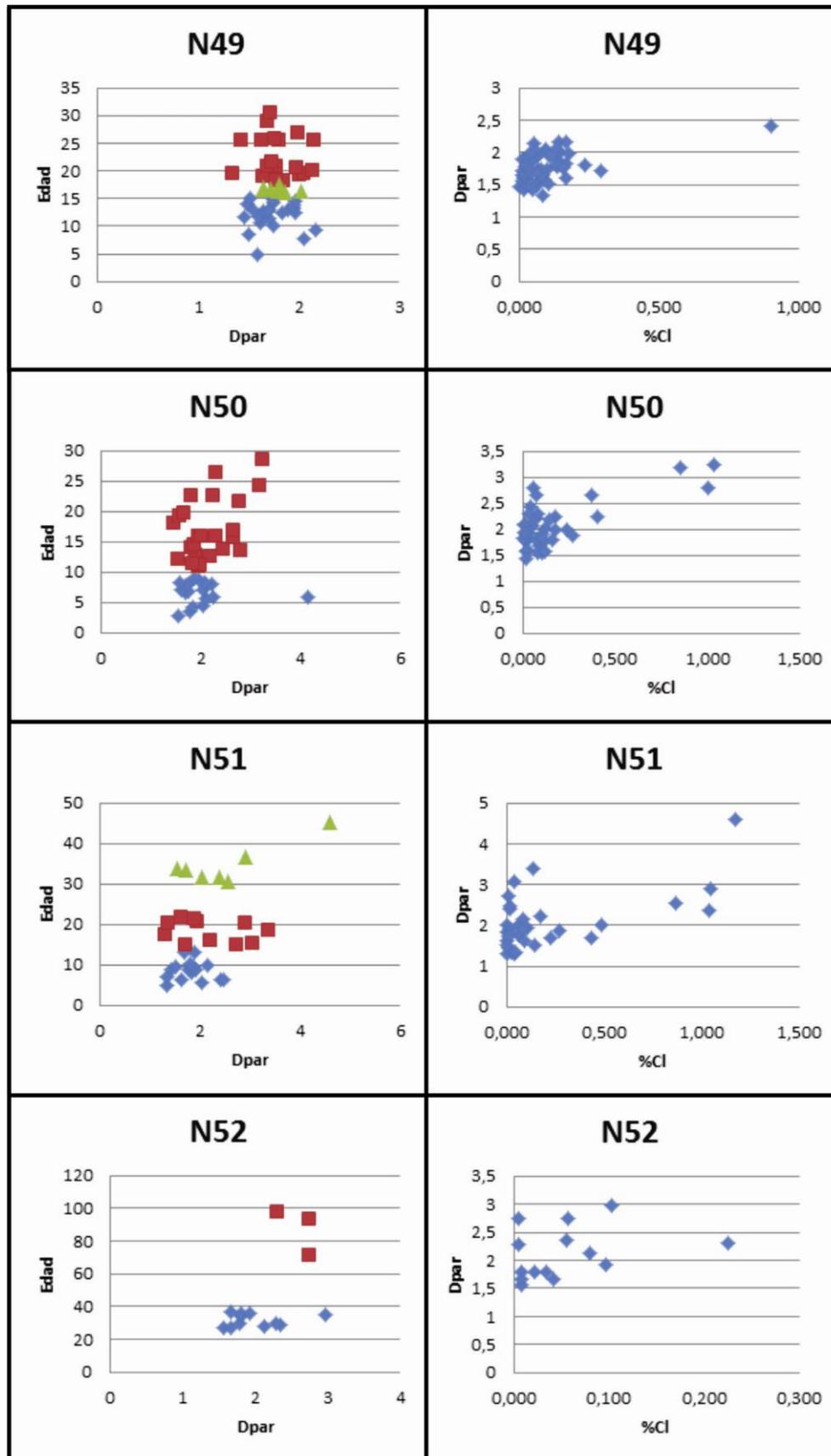


Figura 7.11- A la izquierda se muestra la relación entre el parámetro Dpar- Edad, mientras que el gráfico de la derecha se ploteó la relación Dpar-Cl. En ninguna de las muestras se observó una clara correlación.

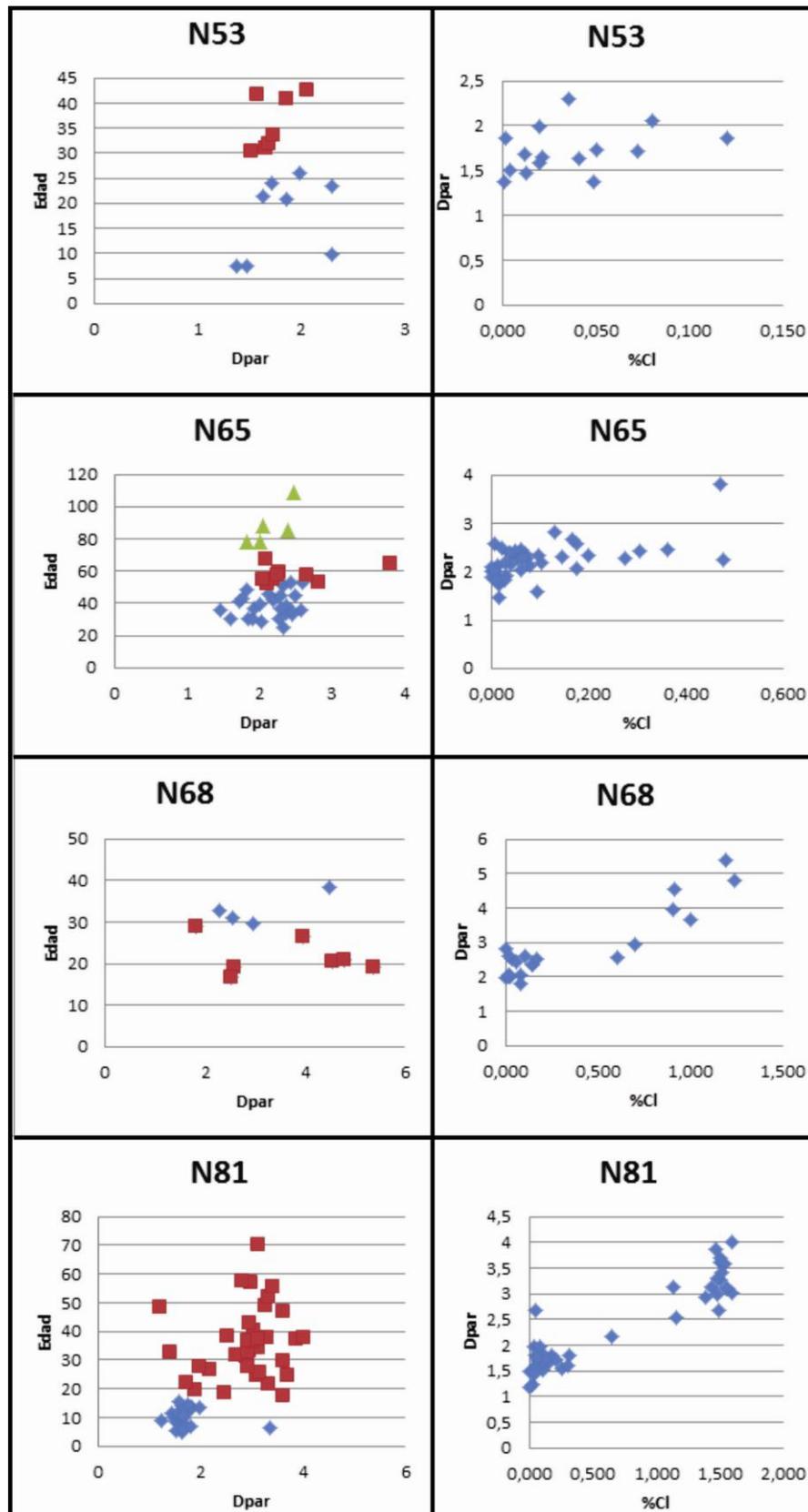


Figura 7.12- A la izquierda se muestra la relación entre el parámetro Dpar- Edad, mientras que el gráfico de la derecha se planteó la relación Dpar-Cl. En este caso sólo se observa para la muestra N81 una buena correlación, en la cual se observa un mayor tamaño de Dpar y un mayor contenido de Cl para los granos más antiguos.

7.3.2.2. Análisis con microsonda de los granos

La cicatrización (*annealing*) de los granos, parece estar controlada composicionalmente. Barbarand *et al.* (2003) demostraron cómo las variaciones en la composición influyen la estructura cristalina del cristal de apatito y las condiciones de acortamiento de las trazas de fisión, por lo que recomiendan realizar un estudio de la composición de los diferentes granos al estudiar trazas de fisión. El contenido en Cl, como se observó en el apartado anterior, parece ejercer un papel dominante. Sin embargo, la presencia de pequeñas cantidades de otros elementos puede jugar un rol importante. Green *et al.* (1985, 1986) demostraron que las edades aparentes de trazas de fisión en sedimentos de la cuenca de Otway podían ser correlacionadas con su contenido en Cl, y observaron que para una misma historia termal, los granos ricos en Cl habían sufrido menos cicatrización que aquellos ricos en F. Estudios de observación geológica y de laboratorio han confirmado el control dominante del Cl sobre la cicatrización de las trazas de fisión (ej: Crowley *et al.*, 1990; O'Sullivan y Parrish, 1995), Sustituciones de Mn, Sr y Fe (Burtner *et al.*, 1994; Carlson *et al.*, 1999; entre otros) y elementos de las tierras raras (Barbarand y Pagel, 2001) también pueden generar una eliminación diferencial de las trazas presentes en los granos. Es importante destacar que el efecto que generan estas sustituciones en la cicatrización de las trazas tiene lugar fundamentalmente cuando las concentraciones de Cl son bajas, en caso contrario el Cl es el que domina.

Considerando que pequeñas sustituciones en la red cristalina puede generar importantes cambios en el comportamiento de las trazas, se estudió la composición de cada uno de los granos con microsonda. El estudio de la composición de los granos fue realizado en el Laboratorio Robert M. MacKay Electron Microprobe perteneciente al Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Dalhousie, Halifax, Canadá. El equipo utilizado fue un JEOL 8200 Superprobe, el cual se encuentra compuesto por 4 espectrómetros WDS y uno EDS (Si (Li)). Los elementos analizados fueron Ca, F, Cl, P, Ce, La, Sr, Fe, Mn, Si y Na (Apéndice 6).

Las concentraciones obtenidas de cada elemento para cada grano son mostradas en un gráfico de dispersión X-Y, en el cuál en el eje de las X se ploteo el elemento en cuestión y en el eje de las Y las edades obtenidas agrupadas según las poblaciones

obtenidas con el BINOMFIT (ver figuras 7.5, 7.6 y 7.7), a fin de encontrar alguna correlación entre la composición del grano y su respuesta a la cicatrización.

A continuación se observa como los granos más ricos en Cl (Fig. 7.13), presentan las edades más viejas, alrededor de 97,7 Ma (-11,6; ±13,1).

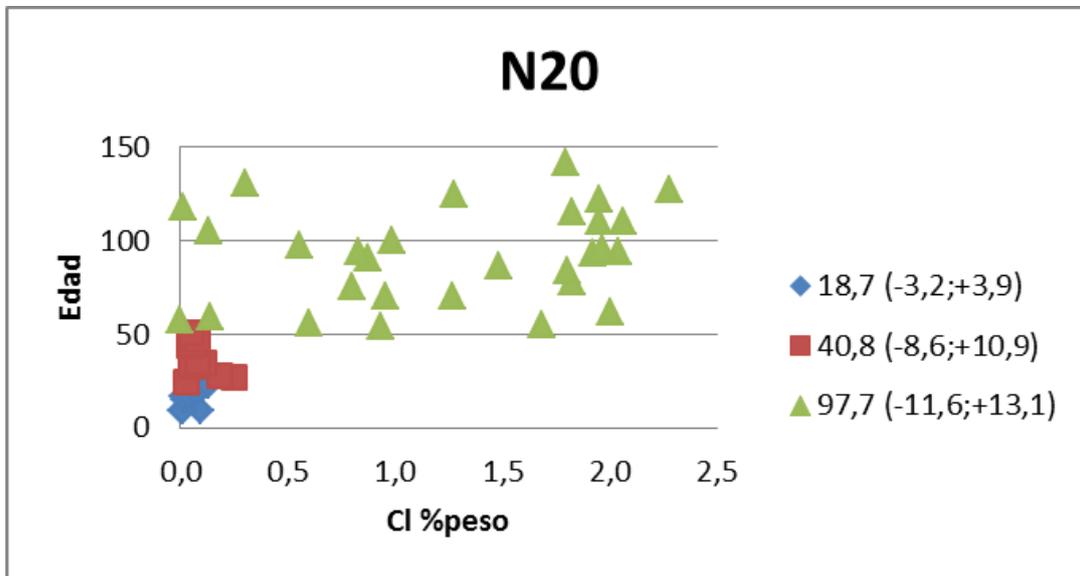


Figura 7.13- Sistema de coordenadas Cl-Edad la correlación positiva entre el contenido de peso en Cl y las edades de los granos, a mayor contenido de este elemento, los granos presentan edades mayores.

Así mismo se observó una relación inversa respecto al contenido de F. Los granos que presentaban un mayor contenido en F, eran más jóvenes respecto a los que presentaban valores inferiores al 2% en peso de F (Fig. 7.14).

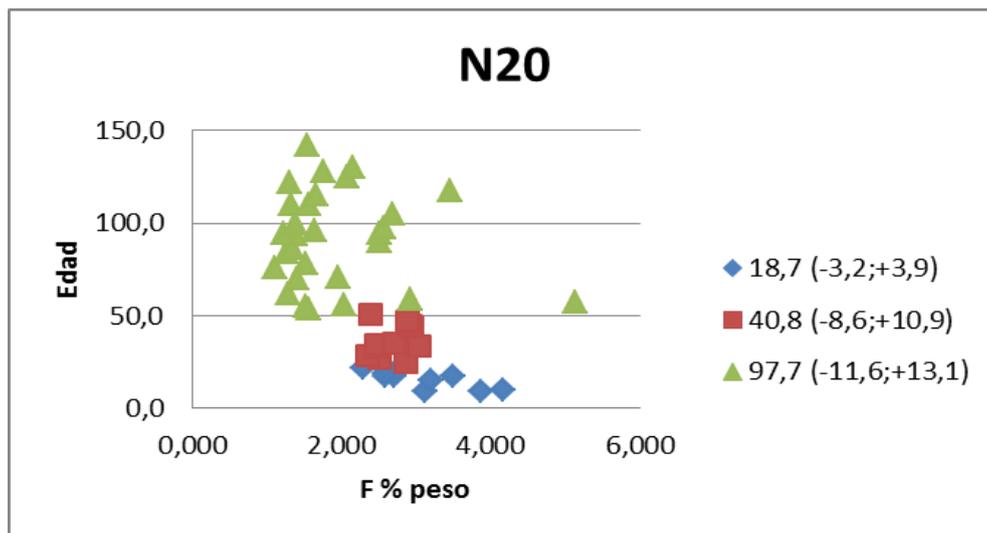


Figura 7.14- Sistema de coordenadas F-Edad para la muestra N20, a la inversa de lo observado para el Cl, en caso del F, edades más jóvenes presentan los granos con mayor contenido en este elemento.

El Ce es uno de los elementos más frecuentes en la sustitución dentro de la estructura del apatito junto con el La. En aquellos granos que presentan valores de Cl menores al 0,1%, pequeñas sustituciones en Ce y La ejercen un importante rol en la cicatrización, produciendo el efecto inverso. Mayores concentraciones de Ce y La aceleran el proceso de cicatrización o borrado de las trazas. Mientras que en aquellos granos que presentan estas tierras raras, pero también niveles de Cl mayores al 0,1% en peso, el anión Cl es el que controla el proceso (Barbarand *et al.*, 2003).

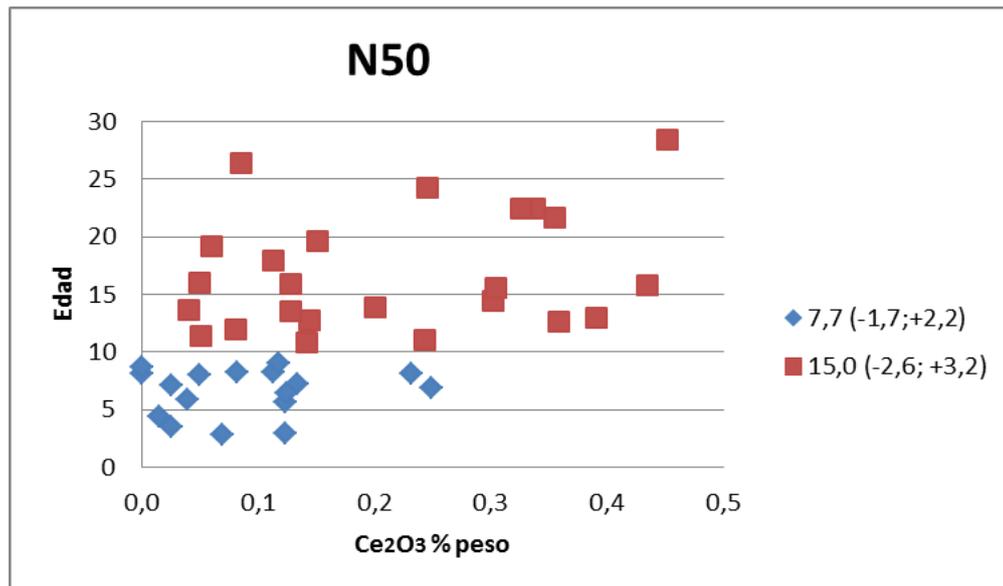


Figura 7.15- Sistema de coordenadas Ce₂O₃- Edad. Se observa que con el aumento del contenido en este óxido, se incrementan los valores de las edades de los granos.

En la figura 7.15 observamos como aquellos granos que presentan bajas concentraciones de Cl, pero poseen pequeñas cantidades de Ce, sufrieron un mayor borrado de las trazas.

En el caso del La, se observó un similar comportamiento al Ce, si bien la tendencia no se encuentra tan bien definida como para otros elementos (Cl, F). En la figura 7.16, se observa que los granos más jóvenes tienden a tener un menor contenido al 0,1 % en peso de La que los granos que reflejan una mayor edad.

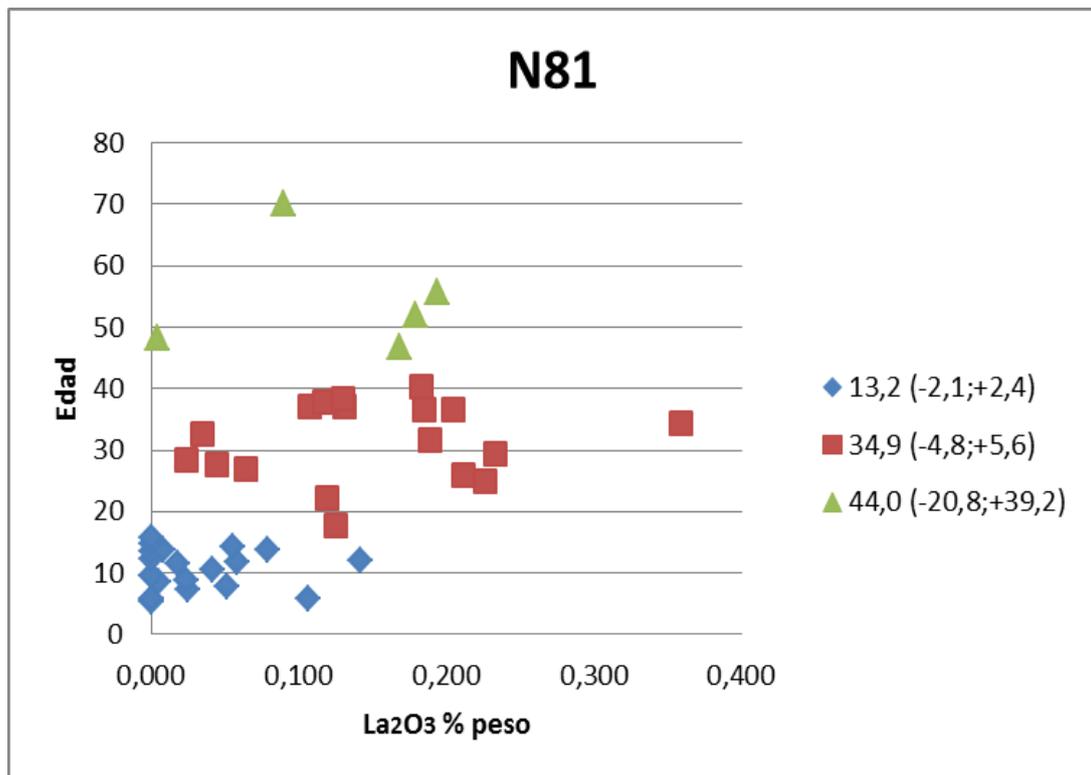


Figura 7.16- Sistema de coordenadas La- Edad. Se observa una leve tendencia en la cual con el aumento del contenido en La, se incrementan los valores de las edades de los granos.

Ketcham *et al.* (1999) señaló que pequeñas sustituciones pueden requerir una mayor energía de activación. Tal es el caso de cationes de pequeño radio iónico $\text{Fe}^{\pm 2}$ ($\text{Fe}^{\pm 3}$) o $\text{Mn}^{\pm 2}$ ($\text{Mn}^{\pm 3}$), que pueden ser más estables en los sitios intersticiales que el $\text{Ca}^{\pm 2}$, lo que requiere una mayor energía de activación, es decir puede representar una barrera energética para el reseteo de las trazas. En las figuras 7.17 y 7.18 se observa como los apatitos con mayor contenido en Fe y Mn, fueron más resistentes a la cicatrización y se obtuvieron edades mayores.

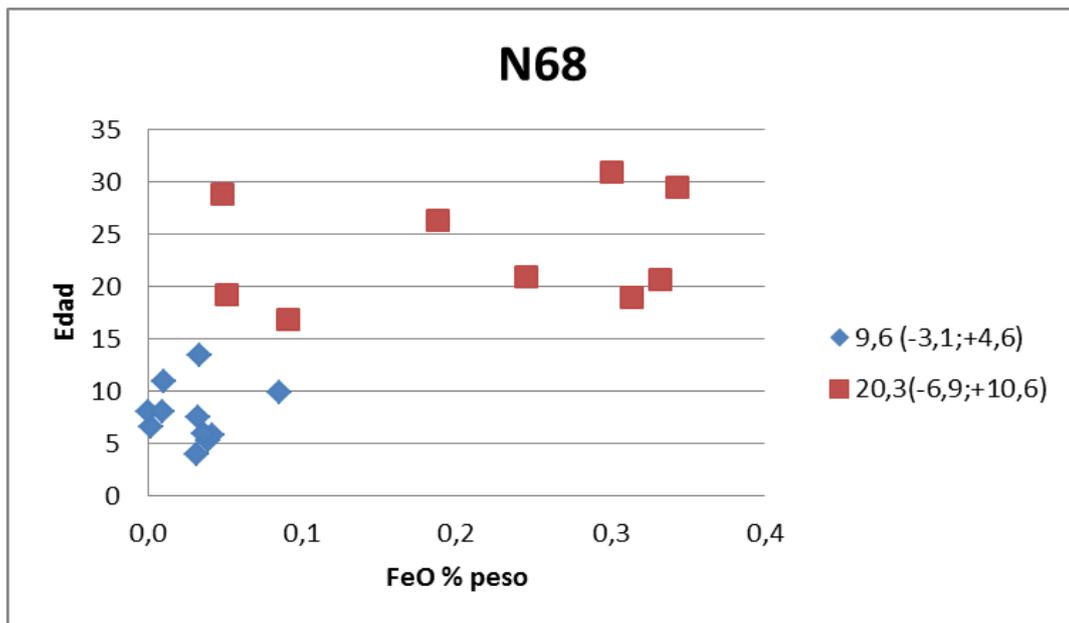


Figura 7.17- Sistema de coordenadas FeO- Edad. Se observa como los granos con edades más viejas, tienen un mayor contenido en FeO.

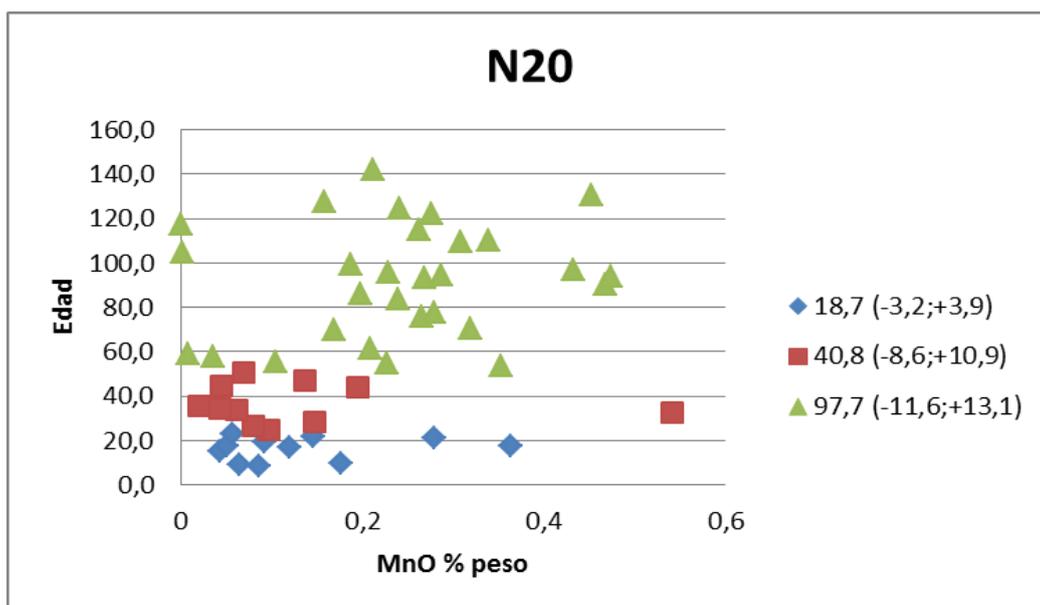


Figura 7.18- Sistema de coordenadas MnO- Edad. Se observa como los granos con edades más viejas, tienen un mayor contenido en MnO. Esta tendencia es muy clara para la tercera población, representada en color verde.

Muestra	Cl	F	Ce2O3	La2O3	FeO	MnO	P2O3	CaO
N18	Alto contenidos de Cl, para los granos más viejos (<0,4% en peso)		Valores mayores a 0,2 % en peso para los granos más viejos	Valores mayores a 0,1 % en peso para los granos más viejos	Los granos más viejos presentan altos valores de Fe mayores a 0,200 % Wt.			
N19					Los granos más viejos presentan altos valores de Fe mayores a 0,200 % Wt.			
N20	Alto contenidos de Cl, para los granos más viejos (<0,4% en peso)	Bajo contenido de F, para los granos más viejos (<2,2 % en peso)			Los granos más viejos presentan altos valores de Fe mayores a 0,200 % Wt.	Los granos más viejos presentan valores menores de MnO	Menor contenido de P2O3 para los granos más viejos	Los granos más antiguos presentan mayor contenido en CaO
N27		Bajos contenido de F, para los granos más viejos (<3 % en peso)				Valores mayores de MnO para los granos más jóvenes		
N47							Menor contenido de P2O3 para los granos más viejos	
N49		Bajos contenido de F, para los granos más viejos (<2,5 % en peso)						
N50			Valores mayores a 0,1 % en peso para los granos más viejos					
N51	Alto contenidos de Cl, para los granos más viejos (>0,4% en peso)	Bajo contenido de F, para los granos más viejos (<2,2 % en peso) Bajo contenido de F, para los granos más viejos (<2,5 % en peso)						
N52								
N53		Leve tendencia de menor contenido de F para los granos viejos.	Valores menores a 0,1 % en peso para los granos más viejos				Menor contenido de P2O3 para los granos más viejos	
N65	Los granos que presentan un contenido > al 0,2 % peso, tienen edades mayores							
N68	Los granos que presentan un contenido > al 0,6 % peso, tienen edades mayores	Bajos contenido de F, para los granos más viejos (<2 % en peso)			Altos valores de FeO para los granos más viejos >0,200	Leve tendencia de > MnO para los granos más viejos		
N81	Los granos que presentan un contenido > al 0,5 % peso, tienen edades mayores	Bajos contenido de F, para los granos más viejos (<2 % en peso)		Valores mayores a 0,1 % en peso para los granos más viejos	Altos valores de FeO para los granos más viejos >0,200	Leve tendencia de > MnO para los granos más viejos		Los granos más antiguos presentan mayor contenido en CaO

Cuadro 2- Resumen de los resultados obtenidos a partir del análisis de microsonda.

En cuanto a la sustitución de SiO_2 , no se observó ningún control. Autores como Binder y Troll (1989) y Liu y Comodi (1993), también sugieren en sus estudios una no correlación entre esta sustitución y la cicatrización de los granos. Tampoco se observaron sustituciones de Sr en la estructura cristalina de los granos.

En el cuadro 2 de este capítulo se presenta un resumen de los resultados obtenidos para cada una de las muestras. Es importante destacar, que si bien el Cl ejerce un papel dominante, utilizar este único elemento sería una sobre simplificación.

7.3. Reflectancia de la Vitrinita

La vitrinita es el maceral más común presente en las rocas sedimentarias (liptinita e intertinita) y es el componente clave del kerógeno. Es una sustancia brillante formada por la alteración térmica de la lignina y la celulosa en las paredes de las células vegetales. Por su parte la reflectancia de la vitrinita es un geotermómetro, el cual al aumentar la temperatura experimenta reacciones de aromatización, aumentando su reflectancia. Su empleo como geotermómetro se debe a que la reflectividad aumenta con la temperatura. Este incremento se debe a la recristalización, es decir, a un aumento de tamaño de los anillos aromáticos condensados que componen la estructura de la vitrinita. Este proceso es irreversible, es decir que una vez que se produce el aumento de la reflectancia es prácticamente imposible que decrezca el tamaño con el descenso de la temperatura.

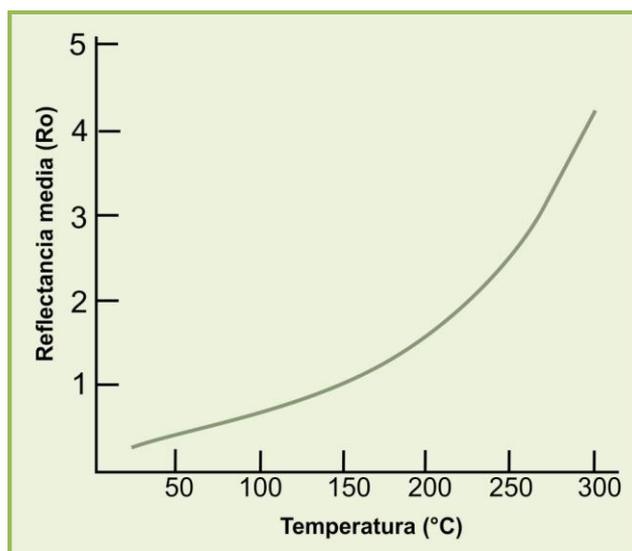
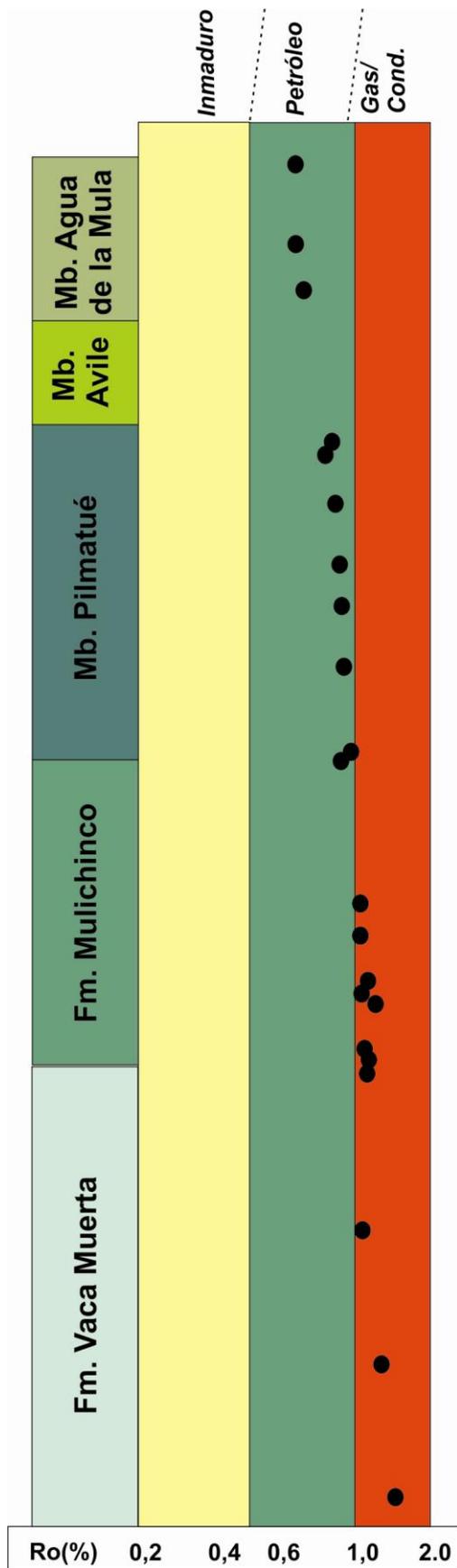


Figura 7.19- Relación existente entre el aumento de la reflectancia de la vitrinita, con el aumento de la temperatura.



Es por esto que, cuando es posible, es muy importante contar con información de datos de reflectancia de vitrinita de la región de interés, con el objeto de determinar a qué rangos de temperatura han estado sometidas las muestras en el pasado, lo que se encuentra en estrecha relación con el rango de temperaturas en las cuales las trazas son térmicamente estables (Fig. 7.2). En la figura 7.19 observamos como al aumentar la temperatura se incrementan los valores de la reflectancia de la vitrinita.

En la figura 7.20 modificada del trabajo de Kozlowski *et al.* (1996), se muestra un gráfico con los valores obtenidos de reflectancia de la vitrinita integrando los pozos Tricao Malal y Chapúa x-1. Como es de esperarse se produce un aumento de dichos valores con el aumento de la profundidad, los cuales pueden ser correlacionados, por lo tanto, con un aumento de la temperatura. El análisis del reflectancia de vitrinita se encuentra muy ligado con la madurez de las rocas madres de hidrocarburos, tal como se observa en esta imagen.

Figura 7.20- modificada de Kozlowski *et al.* (1996), se observan los valores R_o para las rocas de los pozos Tricao Malal y Chapúa x-1.

En el área de Chos Malal la Formación Vaca Muerta tiene una madurez térmica que indica una ventana de generación de gas seco. Por su parte la Formación Mulichinco, ha aportado gas y condensado, mientras que la sección superior se ubica dentro de la ventana de generación tardía de petróleo. Respecto de la Formación Agrio presenta un comportamiento distintivo en el área. El Miembro Pilmatué se encuentra en la ventana de generación de petróleo, al igual que el Miembro Agua de la Mula. Todos estos valores se traducen en un incremento de la temperatura con el aumento de la profundidad.

Por otro lado análisis de reflectancia de la vitrinita realizados en muestras tomadas de afloramientos de la Formación Vaca Muerta en la zona de Chacay Melehue (al este de la Cordillera del Viento) varían entre 0,75 y 2,62. Es decir, se observan valores muy diferentes para una misma formación los cuales indican que las temperaturas que operaron en la cuenca variaron entre los 70°C (0,75) hasta más de 200°C (2,61).

En la figura 7.21, se observa la relación entre el estado de la materia orgánica con el aumento de la temperatura y de la profundidad. Las muestras que se encontraban en la ventana de generación de hidrocarburos habrían estado sometidas a temperaturas de alrededor de 100°C, mientras que aquellas que fueron definidas como en la zona de gas seco (Formación Vaca Muerta en el pozo Tricao Malal) alcanzaron temperaturas mayores a 140° grados. Por otro lado, cabe destacarse, que si bien la premisa básica de que con el aumento de la profundidad se produce un gradual incremento de la temperatura es acertada, posiblemente la historia termal de la cuenca haya sido más compleja, como se puede dilucidar a partir de los valores tan dispares medidos en la Formación Vaca Muerta, pertenecientes a la materia orgánica de un mismo afloramiento.

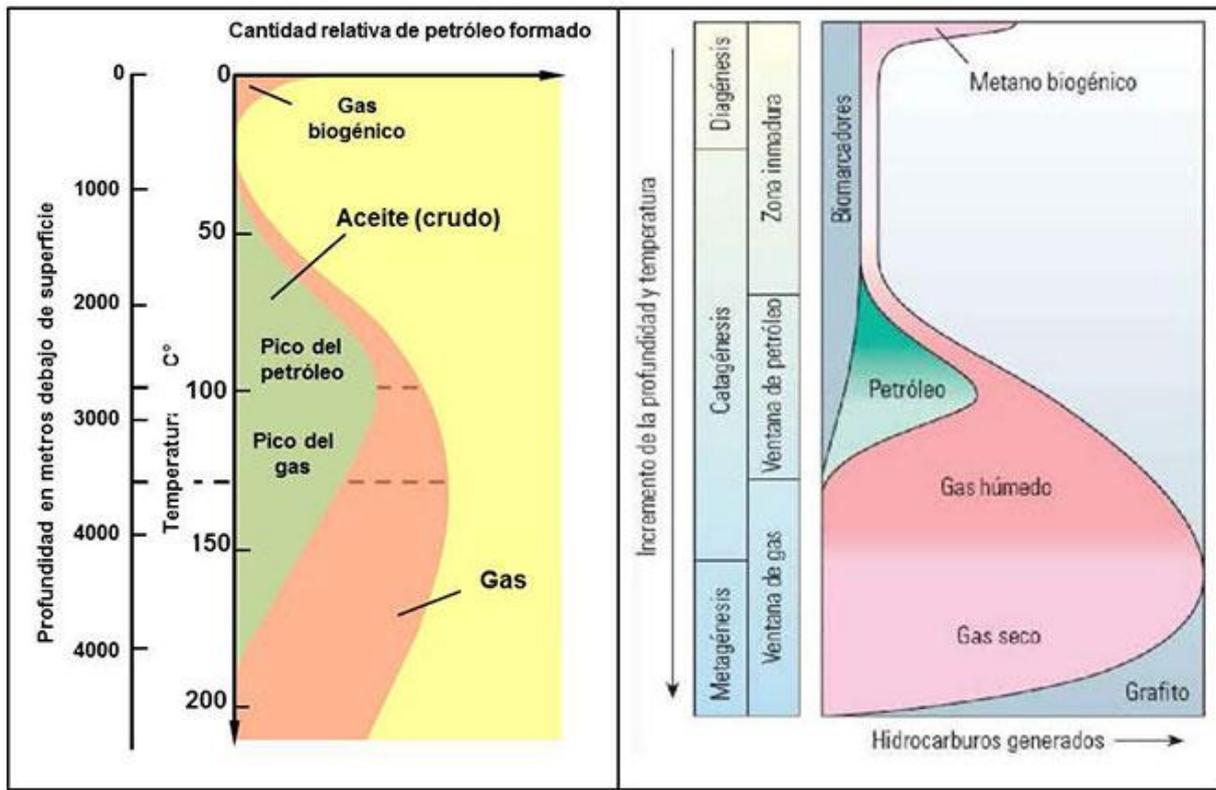


Figura 7.21- Productos generados con el aumento de la presión y de la temperatura a partir de la maduración de la materia orgánica.

7.4. Discusión de las edades obtenidas

Luego de realizar el análisis de un conjunto de parámetros cinéticos, químicos y físicos que deben ser tenidos en cuenta al utilizar el método de datación de trazas de fisión en apatitos, se pudo identificar un comportamiento diferencial de los granos en respuesta a las mismas condiciones en la cuenca.

Ese comportamiento diferencial puede estar relacionado en algunos casos a sustituciones en la red cristalina, las que pueden contribuir a una mayor o menor resistencia a la cicatrización de las trazas presentes en los granos. A través de los análisis realizados con microsonda se observó que el Cl es un elemento muy influyente, pero también que otros elementos como el F, La, Ce, Mn y Fe también pueden causar o contribuir a acelerar o desacelerar este proceso (Figs. 7.13-7.18).

La localización de las muestras dentro de la columna sedimentaria también juega un rol importante, debido a que se encuentra directamente relacionada con la temperatura, la cual aumenta con la profundidad. Esto se vio evidenciado en los valores de la reflectancia de la vitrinita la cual aumentaba con el aumento de la profundidad, e

indirectamente estos valores nos daban información de las paleo temperaturas de la cuenca. En este análisis se observó como las unidades más jóvenes, con menos carga sedimentaria, presentaban bajos valores de reflectancia. A medida que se analizaban progresivamente los valores de las unidades más antiguas, este valor se incrementaba, presentando valores más altos en la Formación Vaca Muerta (Fig. 7.20).

Teniendo en cuenta estas observaciones se pudo correlacionar cada una de las diferentes poblaciones obtenidas para cada muestra (ver cuadro 7.1), con las diferentes zonas de cicatrización.

Las edades más antiguas obtenidas se encuentran alrededor de los 100 Ma., representadas en el gráfico en color azul (Fig. 7.22). Los granos datados pertenecen a una de las unidades más jóvenes muestreada que son las areniscas del Miembro Avilé. Evidentemente, los granos de apatitos de estas rocas preservaron la totalidad de las trazas. En este caso las edades obtenidas son el resultado de estar considerando, al menos dos poblaciones diferentes de trazas. Por un lado, de contabilizar las trazas heredadas (que nos darían información del enfriamiento de la roca fuente) y por otro lado las formadas como resultado de la exhumación de la Faja corrida y plegada de Chos Malal.

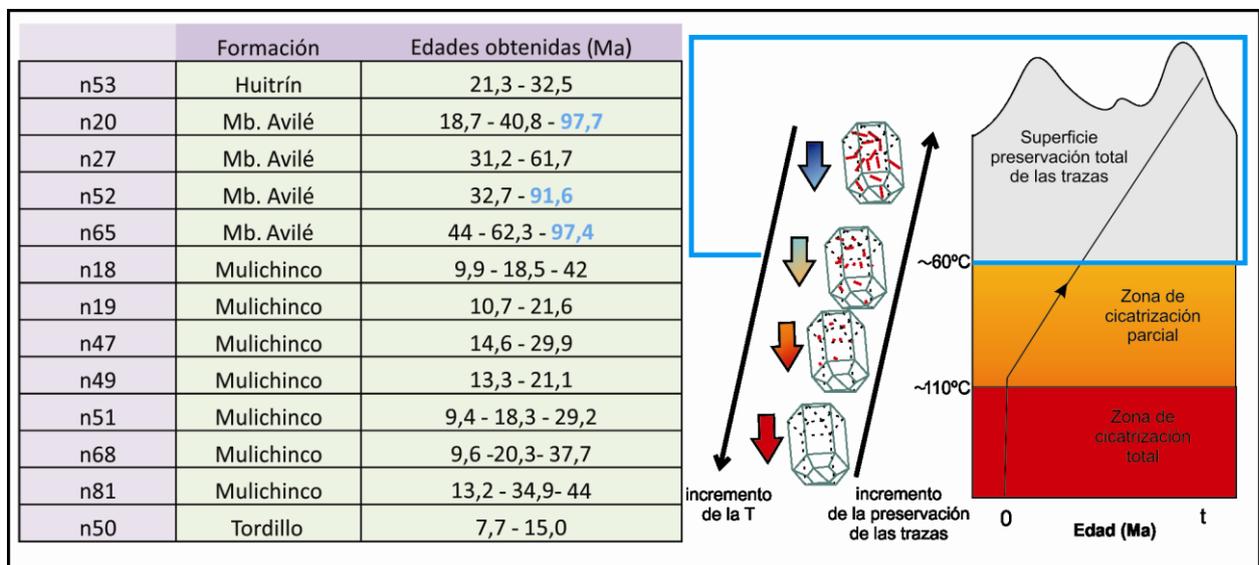


Figura 7.22- En color azul se representan aquellas edades de los granos que sólo habrían transitado la zona de conservación total de las trazas.

Cabe mencionar que en el análisis composicional de los granos de las muestras N20, N52 y N65 se observó una clara correlación entre el alto contenido en Cl, coincidiendo con los granos que presentaban las edades más viejas en cada una de estas muestras.

Una segunda población de edades, representadas en color naranja en la figura 7.23, correspondería a aquellos granos que habrían permanecido en la zona de cristalización parcial. Es decir, algunas trazas pudieron haber sido cicatrizadas totalmente, pero otras simplemente fueron acortadas o recicatrizadas parcialmente. Es muy común cuando se trabaja con apatitos detríticos tener granos de diferente composición, debido al aporte de diferentes fuentes a la cuenca o de única fuente que presenta granos composicionalmente diferentes. En todas las muestras se reconocieron granos que se encontrarían en el estadio intermedio entre la total preservación y la total cicatrización de las trazas presentes en los granos.

Finalmente, y las edades que más interesantes son las determinadas a partir de las trazas de los granos que habrían sufrido una total cicatrización de las trazas previas a la exhumación. En la figura 7.24 se observan en color rojo las edades que son el resultado del enfriamiento o exhumación de las rocas. Es decir, en una primera instancia los granos se depositaron en la cuenca y alcanzaron temperaturas mayores a los 120°C. Durante algún tiempo, permanecieron por debajo de la zona de cicatrización parcial, borrando todas las trazas heredadas de la roca madre.

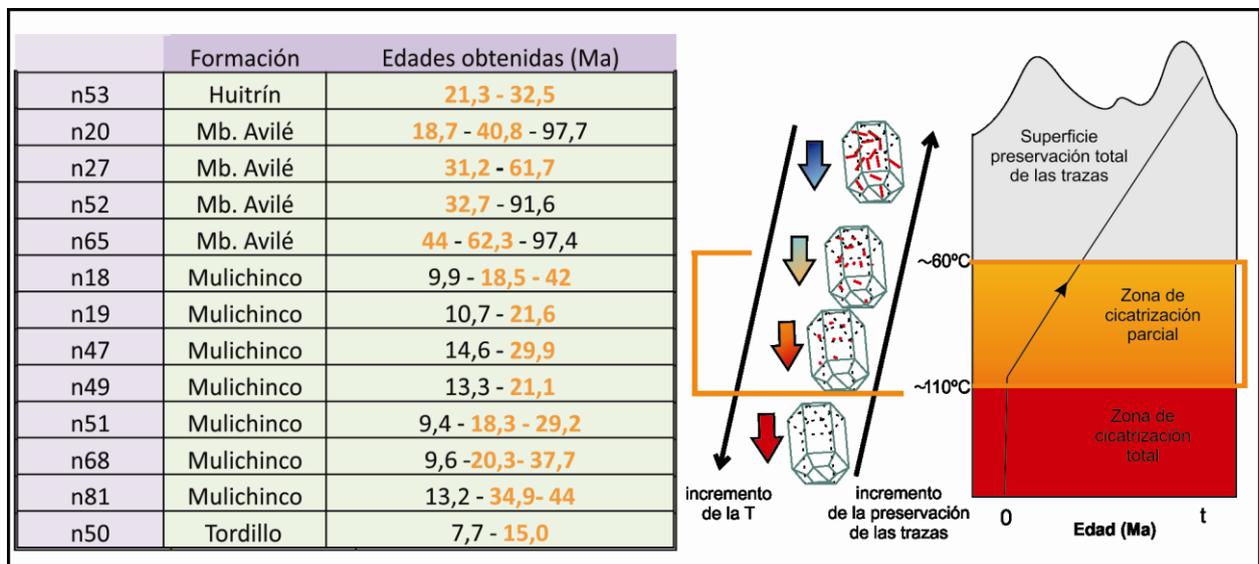


Figura 7.23- En color naranja se representan aquellas edades de los granos que se encontrarían en la zona de cicatrización parcial.

Pasada esta etapa, comenzó un periodo de enfriamiento, relacionado con la exhumación de la cuenca, posiblemente vinculado con la compresión andina que afectó a los sedimentos depositados en la misma. Los granos de apatitos de las formaciones más jóvenes estudiadas de Huitrín y Avilé no sobrepasaron este límite, por falta de tiempo

geológico o de soterramiento, por lo que los granos habrían permanecido en la zona de cicatrización parcial.

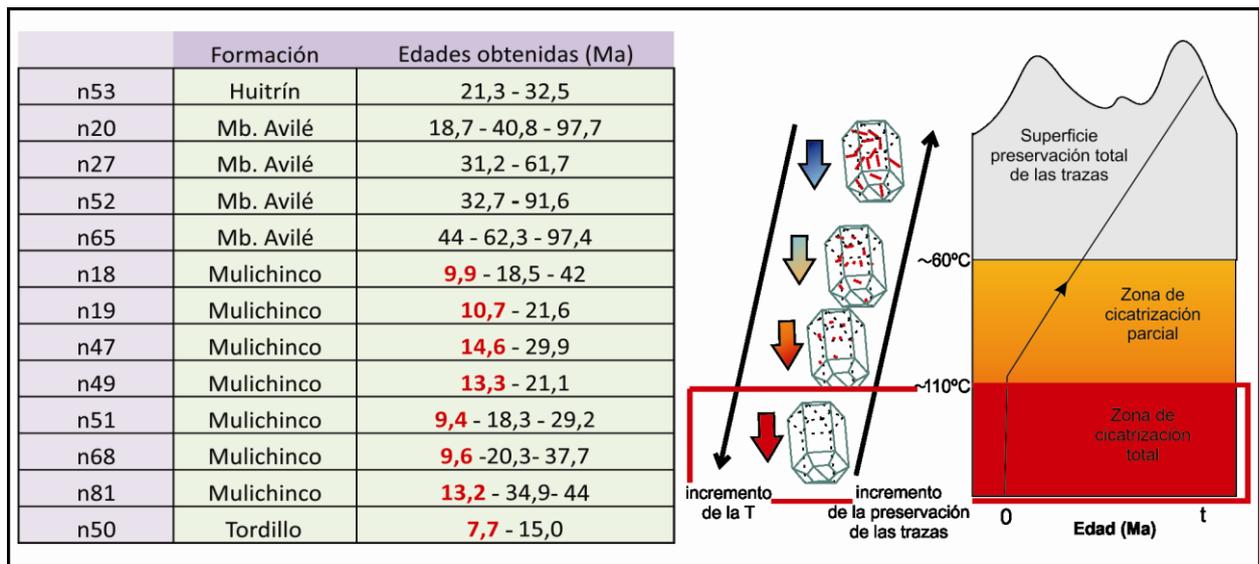


Figura 7.24- En color rojo se representan aquellas edades de los granos que se encontrarían en la zona de cicatrización total, las cuales son edades de exhumación de la cuenca.

En la figura 7.25 se observa un mapa simplificado del área de estudio, con las edades de aquellos granos que se encuentran totalmente reseteados.

Analizando los resultados obtenidos podemos observar que la deformación en el sector interno de la faja corrida y plegada de Chos Malal habría estado activa al menos hasta los 9,6 millones de años. Este valor es algo menor, a los 11 Ma. obtenido para los diques y filones del Cerro Negro. Si bien con este método de datación de baja temperatura, no se puede obtener información de los pulsos más antiguos de la deformación, es evidente que la mayoría de las estructuras de la faja corrida y plegada de Chos Malal habrían estado activas durante el Mioceno Tardío.

Por otra parte edades más jóvenes fueron obtenidas hacia el área de Pampa Tril, lo cual es coherente considerando una secuencia normal de plegamiento hacia el antepaís. A partir de estos datos y de las observaciones de campo propias, la Faja corrida y plegada de Chos Malal, se habría iniciado a partir del Cretácico tardío-Paleoceno, aunque un mayor evento compresivo habría acontecido durante el Mioceno tardío como lo evidencian las edades obtenidas a partir del método de trazas de fisión en apatitos para las estructuras más significativas del área.

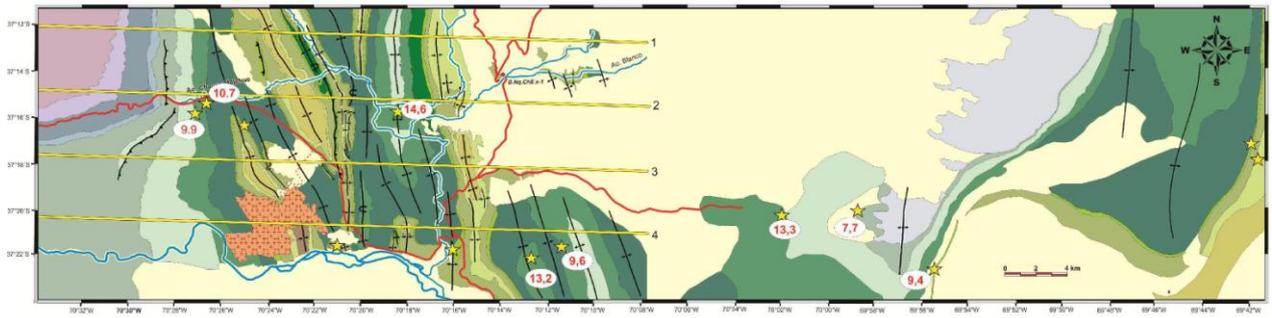


Figura 7.25- Mapa simplificado del área de estudio con las edades obtenidas a partir del estudio de trazas de fisión en apatitos.

8) Evolución cinemática de las estructuras

8.1. Estructuras de primer y segundo orden

Luego de interpretar las cuatro secciones estructurales balanceadas y de analizar las edades obtenidas de la zona a partir de los datos propios de AFTA, así como también la información existente en trabajos previos, se evaluó el desarrollo temporal de las estructuras en el área de estudio. La interpretación realizada se efectuó utilizando el programa *Lithotec* y *Fault Fold Forward* (Allmendinger, 2012), con el cual se modelaron cada uno de los diferentes estadios de la evolución en la secuencia de deformación propuesta a continuación. Para esto se realizó un modelado hacia adelante, *forward modelling*, partiendo de la sección restituida y moviendo secuencialmente cada una de las fallas interpretadas. La evolución cinemática se realizó tomando de base las estructuras presentes en el Perfil 2 (apéndice 3) debido a que el mismo se encuentra en una posición intermedia entre los tres restantes, así como también porque en él se observan las estructuras más representativas tanto de piel fina como de piel gruesa para este sector de la faja corrida y plegada de Chos Malal. En términos generales, se consideró una secuencia de propagación normal de deformación, en la cual las estructuras más jóvenes se encuentran hacia el antepaís, aunque localmente se interpretaron fallas fuera de secuencia.

El estadio inicial presentado se basa en trabajos previos (Zapata *et al.*, 1999; Folguera *et al.*, 2007). A partir de trabajos futuros, se espera poder proponer un modelo que explique el mecanismo inicial de levantamiento de la Cordillera del Viento, fundamentalmente para su ladera occidental. En la primera imagen de la figura 8.1 se observa el estadio inicial sin deformar, las diferentes unidades aflorantes y tres fallas normales heredadas de la etapa extensional previa. Según algunos autores los primeros eventos compresivos en la cuenca neuquina ocurrieron en el Cretácico tardío, contemporáneamente a la acumulación del Grupo Neuquén (Folguera *et al.*, 2010; Tunik *et al.*, 2010). Según algunos autores una de las primeras estructuras en activarse podría ser la falla occidental de la Cordillera del Viento, la cual fue interpretada como una falla mesozoica invertida (Zapata, *et al.*, 1999; Folguera *et al.*, 2007). En la evolución cinemática propuesta se consideró dicha falla, si bien se pone en discusión la eficiencia de tal mecanismo en generar importantes desplazamientos en la cubierta sedimentaria.

Por otra parte, también se pone en discusión cuál fue la importancia del evento de deformación cretácico en el área de estudio dado a que se carecen de evidencias en el área de estudio que soporten al mismo. En la evolución propuesta, la continuidad de los esfuerzos compresivos da lugar a la formación de una cuña de basamento, asociada a un corrimiento que se propaga a través de las evaporitas de la Formación Auquilco. Este primer estadio de deformación se habría iniciado en una etapa pre-Eocena, en el cual esta estructura de piel gruesa transmite el acortamiento a la cubierta sedimentaria dando lugar al anticlinal Mayal y su sinclinal asociado. Algunos autores señalan que la exhumación de la Cordillera del Viento habría tenido lugar alrededor de los 70 Ma (Burn, 2002, Kay *et al.*, 2006; Folguera *et al.*, 2007). El anticlinal Mayal fue generado en dos etapas, una inicial en la cual se desarrolla un primer pliegue por flexión de falla vergente al este y una segunda etapa en donde se desarrolla en secuencia normal de deformación un segundo pliegue por flexión, plegando la estructura anterior. En relación con esta escama de basamento tiene lugar en el flanco oriental de la Cordillera del Viento el retrocorrimiento El Alamito. Posiblemente, esta estructura sea contemporánea o más joven que el anticlinal y el sinclinal Mayal. Respecto a la edad de deformación de las mismas, estas estructuras tienen que haber estado formadas previamente a la intrusión del cuerpo intrusivo que forma la Sierra del Mayal, es decir antes de los $39,7 \text{ Ma} \pm 0,2 \text{ Ma}$ (Cobbold y Rossello, 2003), debido a que los ejes de las estructuras se hallan desplazados. El acortamiento resultante calculado para esta etapa inicial es de 2,8 kilómetros, de los cuales 2 kilómetros son consumidos por la estructura tipo dúplex del anticlinal Mayal. El retrocorrimiento El Alamito presenta un rechazo de 800 metros, lo cual es coherente con lo observado en el terreno en donde se ve una pequeña repetición de las areniscas de la Formación Tordillo por sobre los niveles inferiores de la Formación Vaca Muerta.

La construcción de la faja corrida y plegada de Chos Malal continúa con el avance de la escama de basamento hacia el antepaís generando una estructura retrovergente, denominada anticlinal Chos Malal, interpretada como un pliegue por propagación de falla despegado en la Formación Auquilco (Fig. 8.1.c). A continuación esta estructura es trasladada pasivamente en el limbo trasero del anticlinal Las Máquinas, el cual se encuentra inmediatamente al este y posee una marcada vergencia oriental. Esta última estructura en una primera instancia se desarrolla como un clásico pliegue por flexión de

falla (Suppe 1983). Con el progreso de la deformación el limbo frontal del anticlinal Las Máquinas es cortado por una ramificación de su propia la falla principal (*breakthrough fault-propagation folds* de Suppe y Medwedeff, 1990), aumentando el buzamiento de sus limbos y permitiendo el afloramiento de la Formación Vaca Muerta en su núcleo, convirtiendo a esta estructura en una de las más emblemáticas de este sector del orógeno (Fig. 8.1.d). La combinación de estos dos anticlinales, Chos Malal y las Máquinas, con vergencia opuesta da lugar a una configuración geométrica tipo pop-up. Ambos pliegues fueron interpretados como pliegues por propagación de falla con cizalla triangular (*trishear fault-propagation folds*, Erslev 1991). Los corrimientos asociados a dichos pliegues son fallas ciegas, con una relación propagación/deslizamiento de 1,5 (p/s), siendo este parámetro una de las principales variables que controlan la geometría de este tipo de pliegues. La mayor parte del acortamiento es absorbido en la configuración del anticlinal Las Máquinas. La primera falla asociada al mismo consume 2,1 km, mientras que el segundo pliegue generado a partir de la ramificación de la primera falla involucra 1,7 km de acortamiento. Hacia el este del anticlinal Las Máquinas, se desarrolla una estructura de tercer orden con despegue en la sección media del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio. Esta estructura fue interpretada como un pliegue por propagación de falla e involucra a las Formaciones Agrio y Huitrín, y se halla aflorante en la región del arroyo Chapúa. El anticlinal Chos Malal absorbe 800 metros de acortamiento en su construcción, lo cual es consistente con la menor expresión que presenta en el terreno en relación con el Anticlinal Las Máquinas. Con el desarrollo de estas estructuras termina la participación de esta primera escama de basamento, la que produce un acortamiento tectónico total de 8,35 km, de los cuales la mayor parte son consumidos por dos grandes estructuras, el anticlinal Mayal y el anticlinal Las Máquinas. Estas estructuras, relacionadas a la primera cuña de basamento, estarían vinculadas a un proceso de deformación pre-eoceno; y formadas previamente a la intrusión del Mayal, durante el Paleoceno- Eoceno. La edad de esta intrusión es de $39,7 \pm 0,2$ Ma, Eoceno medio-tardío (Cobbold *et al.*, 2003).

La continuidad de los esfuerzos compresivos da origen a un segundo corrimiento mayor que involucra al basamento y origina una segunda cuña en profundidad (Fig. 8.1 e). A través de la propagación de la falla principal, parte de los Grupos Lotena y

Cuyo se encuentran plegados y sobrecorridos sobre el Grupo Mendoza. Delante de esta segunda cuña se desarrolla un pliegue por flexión de falla con vergencia hacia el este denominado anticlinal Codo del Curí Leuvú (Fig. 8.1 e). A partir del nivel de despegue secundario localizado en el Miembro Pilmatué, una nueva estructura de tercer orden es generada, con vergencia opuesta al sentido del movimiento. Esta estructura se desarrolla en la región del arroyo Chapúa e incrementa la complejidad estructural observada en esa zona. El acortamiento comprendido en esta etapa es de 3,3 km.

Con el avance de esta segunda estructura de primer orden, se forma un nuevo anticlinal, posiblemente correlacionable con el anticlinal Loma Tilhué oeste. Es un pliegue por flexión de falla, con vergencia al este y nivel de despegue en las evaporitas de la Formación Auquilco (Fig. 8.1.f). Como fue observado en muchos sectores del área de estudio, es muy frecuente el desarrollo de estructuras menores delante de las estructuras mayores. En este sector en particular, delante del anticlinal Loma Tilhué oeste, en las márgenes del arroyo Blanco, se desarrollan dos pliegues con vergencia opuesta generando pequeñas zonas triangulares y estructuras pop up, cuyo nivel de despegue se encuentra en el Miembro Pilmatué, y repiten parte de la Formación Agrio por sobre la Formación Huitrín. El acortamiento involucrado en esta estructura y en las estructuras menores asociadas es de 1,92 km. A partir de las muestras tomadas el anticlinal Loma Tilhué oeste habría sido exhumado al menos alrededor de los 13,2 Ma. Hacia el este de este anticlinal se desarrolla el anticlinal Loma Tilhué. Este anticlinal, presenta las mismas características estructurales que el pliegue descrito previamente e involucra un acortamiento tectónico de 1,35 km. Los datos de AFTA obtenidos para las areniscas de la Formación Mulichinco presentes en el anticlinal Tilhué, permiten inferir su posterior desarrollo, alrededor de los 9,7 millones de años. El acortamiento tectónico total producido por esta segunda estructura de basamento es de 6,65 km. La edad de la deformación para las estructuras de este sector de la faja corrida y plegada de Chos Malal es menor que las observadas en las estructuras previas, tal como es de esperarse en una secuencia normal de fallamiento, en la cual las estructuras localizadas hacia el antepaís son más jóvenes que las presentes en una zona más interna del mismo. En este estadio (8.1 g) la segunda cuña de basamento alcanza su máximo relieve estructural y esto a su vez eleva a las estructuras suprayacentes, por lo cual algunas rocas del sector occidental presentan edades AFTA de 9-10 Ma (Fig. 7.25).

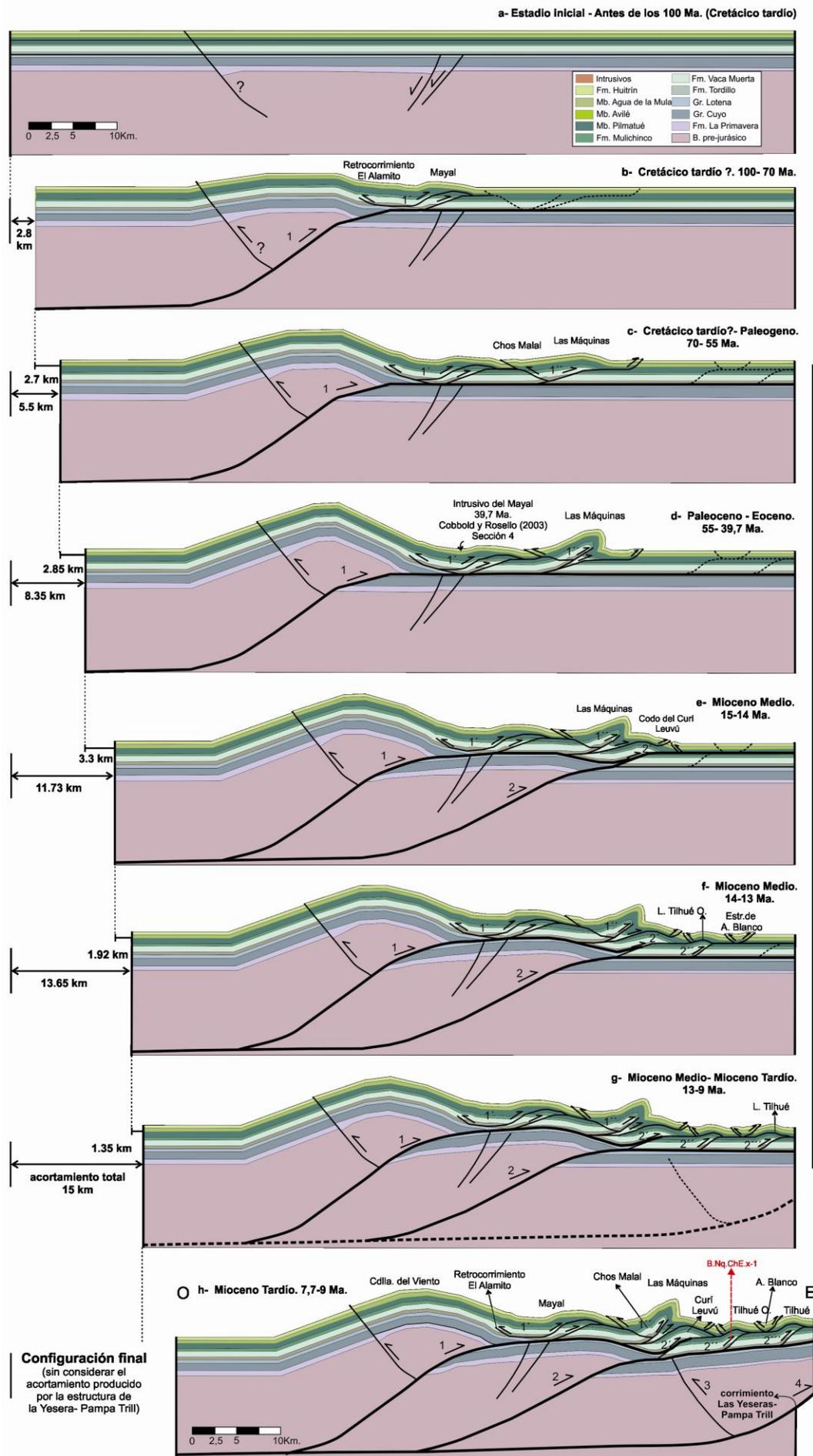


Figura 8.1- Se observa la evolución cinemática para el perfil 2 del área de estudio desde un estadio inicial a, que se inició hacia finales del Cretácico Tardío hasta un último estadio desarrollado al menos hasta los 7.7 Ma.

En una última etapa, y siguiendo una secuencia normal de la deformación se origina hacia el antepaís un nuevo sistema de corrimientos (Las Yeseras-Pampa Tril), ya fuera del área de estudio. Sin embargo, la rotación y elevación de las rocas en el limbo trasero de estas grandes estructuras produce el basculamiento hacia el oeste observado en el extremo oriental de la sección interpretada (Fig. 8.1 h). Un retrocorrimiento acomoda parte de la deformación en este sector y de esta manera se logra la configuración final de la sección estudiada. Las edades de AFTA obtenidas en la región oriental, sobre el anticlinal de Las Yeseras (Fig. 7.25), permiten acotar este último pulso de deformación entre los 9 y 7,7 Ma.

De acuerdo al análisis de las edades obtenidas y a las relaciones de campo observadas para las diferentes estructuras se pueden diferenciar dos estadios de deformación, uno durante el Cretácico?- Paleógeno y un segundo pulso durante el Mioceno. El inicio de la deformación propuesto en nuestra evolución cinemática se desarrolla entre los 99,6 Ma (Tunik *et al.*, 2010) y los 70 Ma (Zamora Valcarce *et al.*, 2005; Folguera *et al.*, 2007). Este pulso compresivo cretácico corresponde a la fase de deformación "Peruvian" propuesta por Cobbold y Rosello (2003). La deformación continuó en tiempos pre-eocenos-eocenos como lo demuestran las intrusiones andesíticas del Cerro Mayal que afectan a las estructuras previas. Si bien la relación de campo observada es una evidencia de que las estructuras son previas al emplazamiento del intrusivo, no es posible determinar con exactitud la edad de la deformación, aunque posiblemente estas se hayan formado en un lapso de tiempo cercano a la intrusión del cuerpo. Por esta razón, quizás sea conveniente diferenciar un segundo pulso de deformación durante el Paleógeno, posiblemente Eoceno. Finalmente, durante el Mioceno, entre los 15 Ma a los 9 Ma un tercer pulso de deformación contribuyó con la estructuración de la FPC de Chos Malal. A partir de las edades de trazas de fisión en apatitos, que registran el último evento de exhumación, se observa como muchas de las estructuras presentan edades miocenas, es decir, que fueron exhumadas durante ese lapso. Considerando los dos estadios de deformación propuestos se calcularon los acortamientos tectónicos. Si se considera un acortamiento tectónico total de 15 km para el lapso de tiempo comprendido entre los 70 Ma y los 9 Ma, la velocidad de contracción es de 0,245 mm/año. Sin embargo este valor no es representativo de la compresión andina que operó en el área. Si realizamos este cálculo considerando las estructuras

formadas en el intervalo Cretácico tardío?- Eoceno Tardío, entre los 70 Ma y los 39, 7 Ma, el acortamiento es de 0,275 mm/año. Este valor, tampoco consideramos que se encuentre acorde con la historia de la deformación y posiblemente lo más apropiado sea considerar dos períodos por separado. Lamentablemente, no se dispone con la información suficiente para poder discriminar y realizar el cálculo para dos eventos por, Cretácico Tardío y Paleógeno. Por último, el acortamiento tectónico resultante del desarrollo de las estructuras formadas en un lapso de aproximadamente 6 Ma., entre los 15 Ma y los 9 Ma., el cual se encuentra acotado por los datos de AFTA, y la velocidad de contracción calculada para este lapso de 6 Ma es de 1,1 mm/año, el cual evidencia la importancia de la deformación Miocena en la formación de la FPC de Chos Malal.

8.2. Evolución cinemática de las estructuras de tercer y cuarto orden.

Como se describió en el capítulo 4 de esta tesis, durante las tareas de campo se reconocieron estructuras de menor escala llamadas como de tercer y cuarto orden en función de la profundidad a la cual despegan, las cuales mantienen una estrecha relación con las principales estructuras de segundo orden. En este caso se eligió realizar la evolución cinemática de la sección C-C' de Chacay Melehue (Figs. 4.7 y 4.11), la cual presenta una mayor complejidad estructural y permite analizar el papel fundamental que cumple la Formación Agrío en el desarrollo de las diferentes estructuras. Estas estructuras llamaron nuestra atención desde las primeras visitas al área, y luego de la adquisición de numerosos datos en sucesivas campañas logramos establecer un modelo cinemático que fue publicado por el grupo de trabajo (Turienzo *et al.*, 2014).

Los retrocorrimientos presentan un nivel de despegue común localizado a lo largo de las pelitas del Miembro Pilmatué, coincidiendo con el modelo propuesto por Kozłowski *et al.*, (1996), los cuales repiten y pliegan parte superior de este Miembro conjuntamente con las areniscas del Miembro Avilé.

Respecto a la cronología de los eventos, se considerará una secuencia de deformación relativa para las estructuras menores.

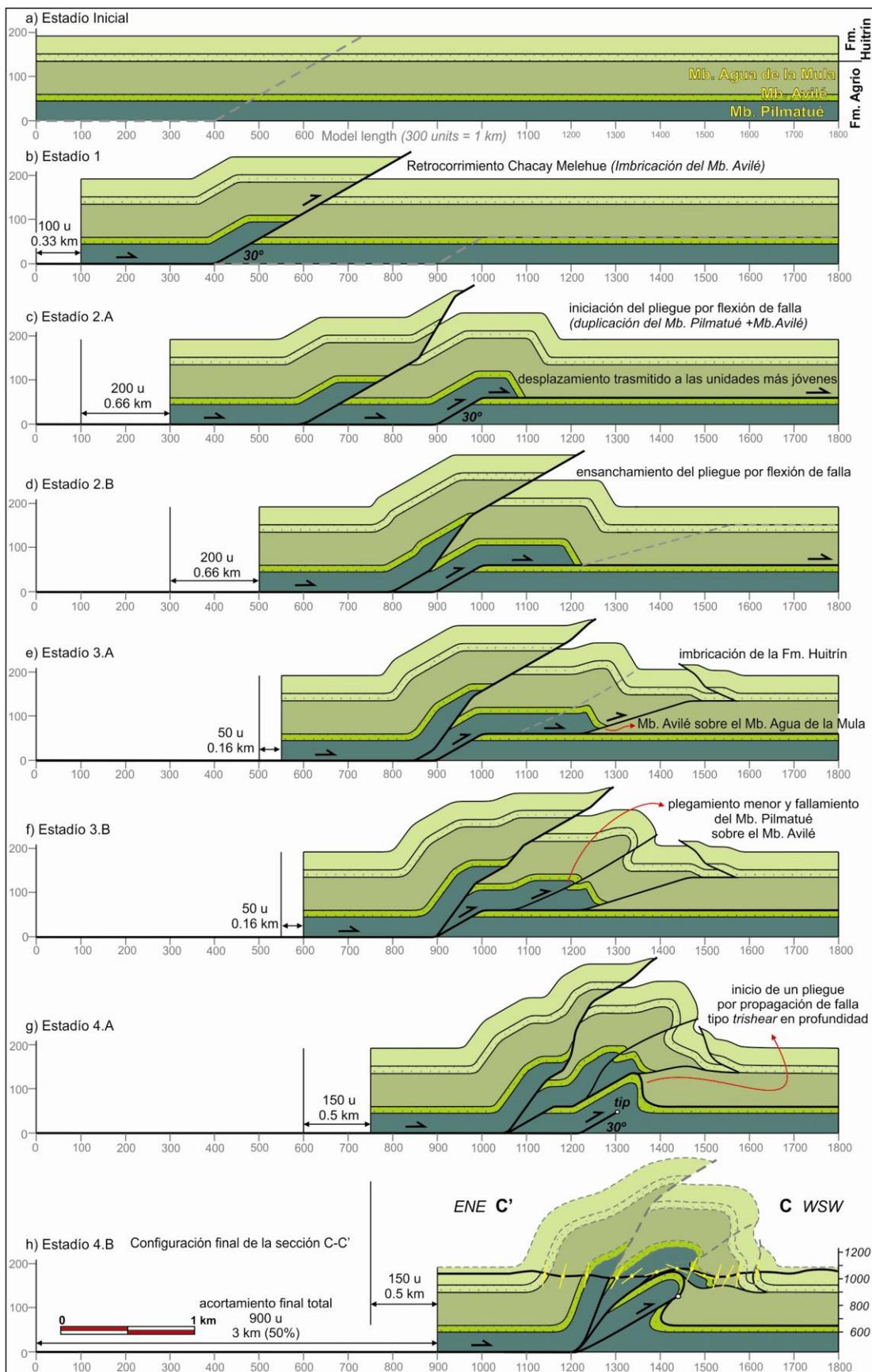


Figura 8.2- Evolución cinemática para el sistema de retrocorrimientos a los largo de la sección C-C'. El modelo fue construido con el programa Fault Fold Forward de Allmendinger (2012). Ver explicación de las figuras en el texto.

Esta zona de repeticiones tectónicas se encuentran vinculadas genéticamente al anticlinal Mayal y anticlinal Cerro, y por lo tanto a la primer cuña de basamento, es decir que se habría formado durante un pulso de deformación pre- Eoceno.

La reconstrucción cinemática muestra una vista hacia el sur de la sección, la cual puede ser fácilmente comparada con las observaciones realizadas en el terreno (Fig. 4.11). En la secuencia de deformación interpretada, la primera estructura que se desarrolla es el retrocorrimiento Chacay Melehue, el cual requiere un acortamiento pequeño de 0,33 km y origina la primera imbricación del Miembro Avilé (Fig. 8.2.b). El retrocorrimiento Chacay Melehue, así como también todas las fallas de este sistema de retrocorrimientos, son ramificaciones de un despegue basal localizado dentro de las pelitas del Miembro Pilmatué, aproximadamente a 150 metros por debajo de la base del Miembro Avilé. Esta profundidad de despegue fue establecida en base de los espesores observados del Miembro Pilmatué en las diferentes repeticiones observadas en toda el área de estudio.

El retrocorrimiento Chacay Melehue corta secuencia arriba y no se propaga como un llano en la parte superior en el techo del Miembro Avilé porque hacia el sur el Miembro Pilmatué este sobrecorriendo por encima de las pelitas del Miembro Agua de la Mula. Este retrocorrimiento y los siguientes fueron reconstruidos con un ángulo de corte de 30° , en concordancia con el criterio de fracturación de Coulomb.

En el segundo estado de deformación, un nuevo retrocorrimiento se desarrolla hacia el interior del orógeno, pero en secuencia normal de deformación porque se encuentra en el bloque yacente del precedente retrocorrimiento de Chacay Melehue (Fig. 8.2.c). En este caso la rampa se encuentra unida a un llano superior localizado en la base del Miembro Agua de la Mula formando un pliegue por flexión en falla que duplica a los Miembros Pilmatué y Avilé. La charnela de este anticlinal se ensancha con el progresivo deslizamiento y parte de este desplazamiento es transferido a lo largo de un despegue superior (Fig. 8.2.d). El acortamiento medido después de esta duplicación es de 1,32 km. Una vez que el bloque colgante ha avanzado una considerable distancia por encima del llano superior, se genera un retrocorrimiento menor, el cual se propaga a través del limbo frontal del pliegue por flexión de falla poniendo al Miembro Avilé sobre el Miembro Agua de La Mula (Fig. 8.2.e). Esta estructura presenta un bajo desplazamiento tal como se observa en el campo (Figs. 4.11 e y f). El mismo desplazamiento de la falla

puede ser usado para explicar una menor repetición observada en la Formación Huitrín observada en el extremo oeste de la sección. Con el progreso de la deformación otro retrocorrimiento menor, pero en este caso fuera de secuencia, afecta la charnela del anticlinal (Fig. 8.2.f). En la evolución cinemática interpretamos a esta estructura como un pliegue por propagación de falla, el cual levanta y pliega a las pelitas del Miembro Pilmatué en el bloque colgante sobre las areniscas del Miembro Avilé, las cuales están localmente invertidas en las proximidades del plano de falla (Fig. 4.11 b y g).

Después de estas estructuras menores, la deformación continúa con el desarrollo de un nuevo retrocorrimiento formado hacia el oeste, siguiendo una secuencia de fallamiento tipo *piggy-back* (Fig. 8.2.g). Este retrocorrimiento se propaga hacia la superficie desde un despegue inferior y produce un pliegue por propagación de falla de tipo *trishear*. El programa *Fault- Fold-Forward* permite ajustar diferentes parámetros a fin de poder obtener la geometría esperada. De esta forma, la combinación que permitía un resultado acorde con los datos de campo es aquella que considera una baja relación de propagación- deslizamiento ($p/s= 0.6$) y un ángulo de apertura de *trishear* de 90° asociado a una falla buzante 30° hacia el este. El modelo de pliegue por propagación de falla inicialmente presenta pliegues con charnelas delgadas y amplias, con el limbo frontal con altos buzamientos (Fig. 8.2.g). Con el continuo deslizamiento del retrocorrimiento se produce la ruptura del limbo frontal del pliegue y las capas que se encuentran por delante del extremo (*tip*) de la falla se encuentran rebatidas (Fig. 8.2.h). Simultáneamente, la inclinación de las escamas del sistema imbricado se incrementa, al ser movidas sobre la geometría rampa-llano localizada por debajo. La charnela de este pliegue por propagación de falla es completamente exhumada hasta obtener su actual posición, mostrando al Miembro Avilé con el actual nivel de erosión, luego de 1 km de acortamiento. Al final de esta reconstrucción el total de acortamiento acumulado es de 3 km, los cuales representan a un 50% de la longitud inicial del modelo.

8.3. Modelo estructural propuesto

A partir del análisis de las estructuras observadas en toda el área de estudio, de la construcción de las secciones balanceadas y de la evolución cinemática propuesta se

pudo establecer la estrecha relación existente entre las mismas estructuras de piel gruesa y de piel fina que conforman la faja corrida y plegada de Chos Malal.

En primer lugar se pudieron diferenciar estructuras de diferente orden genéticamente relacionadas. Las estructuras de primer orden, que involucran al basamento pre-jurásico en la deformación, se formaron a partir de corrimientos andinos de bajo ángulo. Si bien la deformación en el área fue llevada a cabo principalmente a través de cuñas de basamento, la inversión tectónica de las fallas normales preexistentes podría haber tenido lugar en los estadios iniciales de la deformación (Zapata *et al.*, 1999; Folguera *et al.*, 2007; Tunik *et al.*, 2010). En el esquema general propuesto se considera el modelo de Zapata *et al.* (1999), Folguera *et al.* (2007), entre otros, para el inicio del levantamiento de la Cordillera del Viento, fundamentalmente para el limbo oeste del cual no se cuenta con información propia. En el mismo se observa cómo, después de la inversión tectónica, las fallas normales son transportadas pasivamente a través de corrimientos de bajo ángulo o corrimientos de atajo (*shortcuts*, ver capítulo 5). Estos corrimientos son los responsables de generar la mayor parte del acortamiento a diferencia del producido a través de la inversión tectónica de fallas normales preexistentes. Estas estructuras se insertan en la cubierta sedimentaria en un nivel de despegue superior ubicado en las evaporitas de la Formación Auquilco dando lugar a importantes anticlinales de segundo orden los cuales involucran a la totalidad del Grupo Mendoza en su desarrollo (Fig. 8.3). En los cuatro perfiles fueron interpretadas dos cuñas de basamento, todas ellas asociadas a corrimientos de bajo ángulo. El desplazamiento promedio transmitido por la primera estructura de piel gruesa es de 8 km, exceptuando el perfil localizado más al norte del área de estudio, en el cual este acortamiento es producido por el desarrollo de dos cuñas de basamento, en lugar de una sola. En relación al desplazamiento transmitido por la primera cuña se generan el Anticlinal Cerro Negro o Mayal hacia el sur, Las Máquinas (el cual se encuentra presente en las cuatro secciones) y el anticlinal Chos Malal (Apéndice 1 y 2). Por otra parte mediante el desarrollo de una segunda cuña de basamento se produce un acortamiento promedio para las cuatro secciones de 7 km, los cuales al igual que en el caso anterior, son transferidos a estructuras de orden menor como los son los anticlinales de Curí Leuvú y Loma Tilhué aflorantes en las dos últimas secciones e interpretados en profundidad en los dos perfiles más septentrionales. Es decir que

asociados a cada estructura de basamento se encuentran dos o tres anticlinales kilométricos los cuales presentan en su mayoría vergencia hacia el este y en todos se desarrollan como un pliegue por flexión de falla con un llano inferior localizado en la Formación Auquilco y un llano superior en las pelitas del Miembro Pilmatué (anticlinal Mayal y Cerro Negro). En el caso de los dos últimos perfiles, se observa un cambio de vergencia en el primer pliegue relacionado a la segunda cuña de basamento (Anticlinal Loma Tilhué oeste), si bien el mecanismo de formación de esta estructura se inicia como un pliegue por flexión de falla. Esto permite transmitir parte del deslizamiento de estas estructuras de segundo orden a otras de orden menor a través del llano superior. Como se observa en la evolución cinemática del perfil 2 y en las diferentes secciones balanceadas, el inicio de la formación de muchos de los pliegues de segundo orden es a través de un pliegue por flexión de falla, el cual en una etapa posterior del plegamiento es cortado por una ramificación de la misma falla. De esta forma mucho de los pliegues presentan sus limbos altamente buzantes o rebatidos.

Es importante hacer mención a los retrocorrimientos desarrollados en el frente de la cuña de basamento, los cuales son estructuras de segundo orden, que consumen parte del acortamiento transmitido por la primera cuña de basamento (Fig. 8.3).

Las estructuras de tercer y cuarto orden, se localizan en una franja de orientación aproximada norte- sur, y se encuentran entre dos estructuras importantes de segundo orden. Estas estructuras se observan, muy bien en la región central del mapa (Apéndice 1), si bien también se reconocen algunas en el sector norte y en el sector este del área de estudio. Posiblemente hacia el sur, muchas de ellas no se observan por estar erosionadas. Las estructuras de tercer orden presentan su nivel de despegue en la mitad inferior del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio y un nivel de despegue superior en la base de la Formación Huitrín. El desplazamiento necesario para generar estas estructuras es transmitido por las estructuras de segundo orden asociadas. Las estructuras de tercer orden suelen presentarse como sistemas de corrimientos o retrocorrimientos los cuales generan imbricaciones o repeticiones del Miembro Avilé tan características en esta área. Estos sistemas fueron descritos en diferentes lugares y con diferente grado de complejidad tales como Cañada Seca, cerca de las proximidades de Chacay Melehue, al este de la Sierra del Mayal y en el Arroyo Chapúa. Las estructuras de cuarto orden, se encuentran relacionadas con las estructuras de tercer

orden, dado que el desplazamiento necesario para generarlas es transmitido a través del llano superior localizado en el techo del Miembro Agua de la Mula. Estas estructuras someras involucran a la Formación Huitrín y Rayoso y son corrimientos con vergencia hacia el este, o retrocorrimientos que forman pliegues de pequeña longitud de onda que suelen preservarse en los núcleos de los sinclinales.

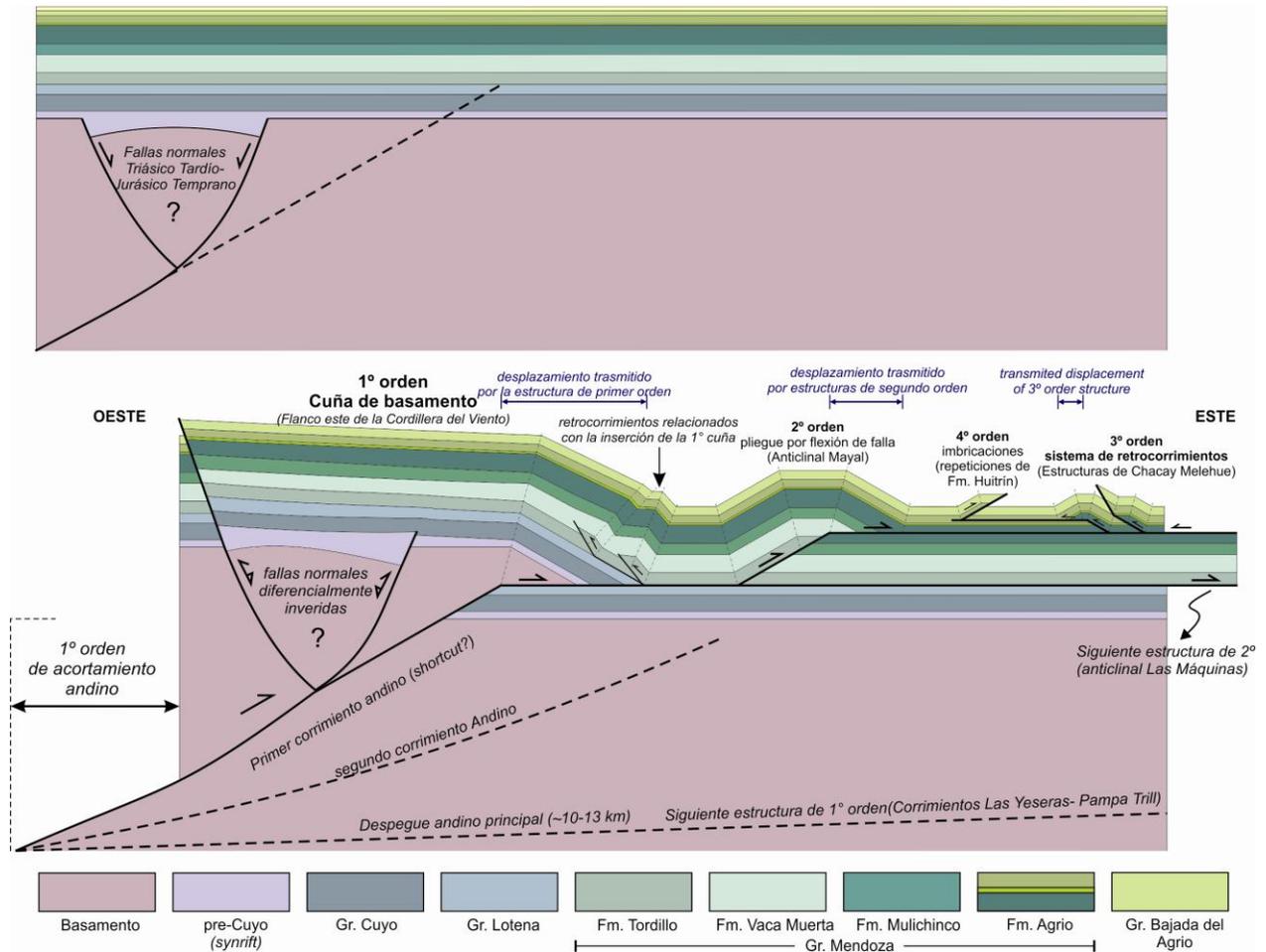


Figura 8.3- Modelo estructural conceptual para la faja corrida y plegada de Chos Malal combinando previas interpretaciones y el nuevo análisis cinemático realizado para las estructuras de piel fina del área. En la figura superior se observa el estadio inicial sin deformar, con las fallas normales previas. En la figura inferior se observa esa sección deformada, la que se caracteriza por la participación del basamento en la deformación y una zona de piel fina en la que se desarrollan estructuras de menor orden, todas relacionadas entre sí.

9) Conclusiones

A partir de la construcción de las cuatro secciones estructurales y de los resultados obtenidos mediante el estudio de trazas de fisión en apatitos se realizó un análisis del estilo estructural y de la evolución de las estructuras que conforman la faja corrida y plegada de Chos Malal en el noroeste de la provincia de Neuquén.

Este cinturón orogénico se caracteriza por la participación del basamento en la deformación, el cual se encuentra aflorante en la Cordillera del Viento y también localizado en profundidad a partir de la interpretación sísmica existente en el área. En el caso del perfil localizado más al norte se pudieron identificar tres cuñas de basamento, mientras que en los tres perfiles siguientes la generación de las estructuras de piel fina se encuentra relacionada con el desarrollo de dos cuñas en profundidad. En todos los casos el mecanismo de formación de estas cuñas, es a partir de corrimientos de bajo ángulo. Evidencias de inversión tectónica fueron observadas sólo en la sísmica B-RB-001, si bien este mecanismo puede haber ocurrido en los primeros estadios de deformación, el acortamiento producido es poco significativo en comparación al generado a partir de la propagación de nuevas fallas de bajo ángulo. El despegue inferior de estas estructuras de primer orden se localiza a los 12 km de profundidad.

El nivel de despegue superior elegido para estas estructuras difiere de lo propuesto por otros autores, el cual fue localizado en las evaporitas de la Formación Auquilco. El reconocimiento en el campo de un retrocorrimiento que cabalga a la Formación Tordillo sobre la Formación Vaca Muerta, sirvió como sustento para proponer un nivel de despegue regional localizado por debajo del Grupo Mendoza e involucrar a la Formación Tordillo en la generación de los pliegues mayores dentro de la faja corrida y plegada de Chos Malal.

La inserción en la cubierta sedimentaria de estas cuñas de basamento da lugar al desarrollo de estructuras de diferente orden de plegamiento. Las estructuras de segundo orden, generalmente presentan vergencia hacia el este, aunque ocasionalmente fueron descritas estructuras con vergencia opuesta, determinando estructuras de tipo pop-up o zonas triangulares. Estas estructuras fueron interpretadas como pliegues por flexión o propagación de falla, y en muchos casos son el resultado de la superposición de más de una falla en profundidad. Por otro lado, el desarrollo de estructuras de tercer

y cuarto orden le confiere una mayor complejidad al área. Los niveles de despegues secundarios de estas estructuras lo constituyen las pelitas del Miembro Pilmatué de la Formación Agrio, las pelitas del Miembro Agua de la Mula y las evaporitas de la Formación Huitrín. Estas estructuras se hallan relacionadas a las estructuras mayores y se desarrollan en toda el área de estudio. Sin embargo, se reconoce una zona constituida por un conjunto de estas estructuras de orden menor alineadas en un rumbo aproximadamente norte- sur. Sistemas de corrimientos, estructuras tipo dúplex, apilamiento antiformal consumen gran parte del desplazamiento. Estas estructuras se desarrollan en los flancos de los pliegues de segundo orden, interpretados como pliegues por flexión de falla, y despegan en el llano superior de las mismas. Coincidentemente se observa, la estrecha relación que presentan estas estructuras con la finalización de la segunda cuña de basamento en profundidad. La restitución de las diferentes secciones permitió estimar un acortamiento tectónico de 14,12- 15,7 km (26,23-28,1%).

El estudio de trazas de fisión en apatitos de la Formación Huitrín, del Miembro Avilé, de la Formación Mulichinco y de la Formación Tordillo permitió conocer la edad de la deformación para este sector del orógeno, como también deja al descubierto la importancia de realizar análisis de la composición química de los mismos. Pequeñas sustituciones en la red cristalina del mineral (Cl, Fe, Mn, La, Ce, Si, F, entre otros elementos) generan una respuesta diferente bajo las mismas condiciones de la cuenca, y por lo tanto no considerar estas variaciones puede llevar a conclusiones erróneas. De este análisis surge la presencia de tres importantes poblaciones: la de aquellas edades que corresponden a los granos que se encuentran en la zona de conservación total de las trazas (es decir conservan las trazas heredadas y las nuevas trazas formadas durante una eventual exhumación), las edades de aquellos granos que transitaron la zona de cicatrización o borrado parcial (las edades obtenidas son el resultado de la sumatoria de antiguas trazas probablemente acortadas y de las nuevas trazas generadas). Finalmente, las edades más interesantes son aquellas relacionadas a aquellos granos que se encuentran en la zona de cicatrización total, debido a que el resultado obtenido, se encuentra únicamente en relación con las trazas formadas en el último evento de enfriamiento (las trazas heredadas fueron totalmente borradas).

Respecto a la edad de la deformación se puede concluir entonces que todas las estructuras interpretadas en las diferentes secciones son el resultado de la compresión andina la cual habría ocurrido en dos eventos principales, el primero durante Cretácico Tardío- Eoceno Medio (70Ma- 39, 7Ma) y el segundo durante Mioceno Medio- Mioceno Tardío. Las observaciones de campo realizadas en la zona de la Sierra del Mayal, donde rocas andesíticas de edad eocena intruyen y distorsionan a una estructura sinclinal allí presente, sugieren un pulso de deformación pre-Eoceno. Esta apreciación apoya la existencia de un pulso de deformación antiguo. Los resultados adquiridos a partir del estudio de trazas de fisión en apatitos sugieren el desarrollo de un evento compresivo alrededor de los 15 millones años y los 9 Ma para el sector localizado entre la Cordillera del Viento y el volcán Tromen. Para este sector un importante rango de acortamiento fue calculado de 1,1 mm/año, evidenciando la importancia de un pulso de edad Mioceno medio. Por otra parte, la deformación en la región interna de la faja corrida y plegada de Chos Malal habría ocurrido, al menos hasta los 9,6 Ma, mientras que hacia el este habría continuado hasta al menos los 7,7 Ma. Podemos concluir entonces que la deformación se habría iniciado a finales del Cretácico Tardío- Eoceno Tardío, aunque la estructuración final de la faja corrida y plegada de Chos Malal, habría tenido lugar durante un importante evento compresivo Mioceno.

Los estudios futuros apuntan a aumentar el conocimiento acerca de cuáles fueron los mecanismos que operaron en el levantamiento de la Cordillera del Viento, así como también extender los perfiles al este del Volcán Tromen, en el área de Pampa Tril, para conocer los valores de acortamiento totales para este cinturón orogénico. Asimismo, se espera que la realización de nuevas dataciones de trazas de fisión en apatitos permita realizar un modelo de exhumación, para de esta forma poder cuantificar la importancia del último pulso de deformación mioceno.

Bibliografía

- **Allmendinger, R.W., 1998.** Inverse and forward modeling of thishear fault- propagation folds. *Tectonics* 17 (4), 640-656.
- **Allmendinger, R., 1999.** TrishearTM, v. 3.0, Windows version.
<http://www.geo.cornell.edu/geology/faculty/RWA/programs/faultfoldforward-v-6.html>
- **Allmendinger, R.W. 2012.** FaultFoldForward.v.6.
- **Allmendinger, R.W., Zapata, T.R., Manceda, R. y Dzelalija, F. 2004.** Trishear kinematic modeling of structures with examples from the Neuquén Basin, Argentina. En McClay, K.R. (ed.) *Thrust Tectonics and Hydrocarbon Systems*, American Association of Petroleum Geologists, Memoir 82: 356-371.
- **Araujo Vanesa S., Luis V. Dimieri, María C. Frisicale, Martin M. Turienzo y Natalia P. Sánchez. 2013.** Emplazamiento del intrusivo Laguna Amarga y su relación con las estructuras tectónicas andinas, sur de la provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación geológica Argentina*, 70 (1). Pag.: 457-469.2013.
- **Arregui, C., Carbone, O. y Sattler, F., 2011.** El Grupo Lotena (Jurásico MedioTardío) en la Cuenca Neuquina. *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino: Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén*, pag. 91-98. Neuquén.
- **Avé- Llallement, G. y Elia, J. de, 1885.** Excursión minera a la Cordillera de los Andes. *Anales de la sociedad Científica Argentina*. Tomo XIX. Buenos Aires
- **Backé, G., Hervouët, Y., Dhont, D. 2006.** Cenozoic extension vs. Compression in the central Neuquén basin (S 37° - S 36°, Argentina). En Kay, S., Ramos, V. and Dickinson, W (eds.) *Backbone of the Americas: Ridge collision, shallow subduction and plateau uplift*. Geological Society of America. Abstracts with programs N° 2: 111-112.
- **Bally, A.W., Gordy, P.L., y Stewart, G.A. 1966.** Structure, seismic data and orogenic evolution of the southern Canadian Rockies. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology*, v. 14, p. 337-381.
- **Barbarand, J. y Pagel, M. 2001.** Cathodoluminescence study of apatite crystals. *Amer. Miner.* 86: 473-484.
- **Barbarand J., Carter A., Wood I., Hurford T. 2003.** Compositional and structural control of fission-track annealing in apatite. *Chemical Geology* 198:107-137.
- **Binder, G. y Troll, G. 1989.** Coupled anion substitution in natural carbon-bearing apatites. *Ibid.*, 101,394-401.

- **Both, J.L.M. y Coward, M.P. 1996.** Basement faulting and inversión of the NW Neuquén Basin, Argentina. Third ISAG, St Malo (France), 295-298.
- **Boyer, S.E. y Elliott, D. 1982.** Thrust Systems. A.A.P.G. Bull., 66(9); 1196-1230.
- **Bracaccini, O.I. 1964.** Geología estructural de la zona cordillerana de las provincias de Mendoza y Neuquén. Contrato 1103, Inc. N° 14, Dirección General de Fabricaciones Militares, Buenos Aires.
- **Bracaccini, I. O. 1970.** Rasgos tectónicos de las acumulaciones mesozoicas en las provincias de Mendoza y Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 25 (2): 275- 282. Buenos Aires.
- **Brandon M. T. 1996.** Probability density plot for fission-track grain-age samples. Radiation Measurements 26:663-676.
- **Burns, W.M. 2002.** Tectonics of the Southern Andes from stratigraphic, thermochronologic, and geochemical perspectives. Ph.D. thesis (Unpublished), Cornell University: 218 p.
- **Burns, W.M., Jordán, T. E., Copeland, R, y Kelley, SA. 2006.** The case for extensional tectonics in the Oligocene-Miocene Southern Andes as recorded in the Cura-Mallín basin (36°-38°S). In Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat.) (Kay, S.; Ramos, V; editors). Geological Society of America, Special Paper 407: 163-184. Doi:10.1130/206.2407(08).
- **Burtner R. L., Nigrini A., Donelick R. A. 1994.** Thermochronology of lower Cretaceous source rocks in the Idaho-Wyoming thrust belt. AAPG Bulletin 78:1613-1636.
- **Butler, R. 1932.** The terminology of structures in thrust belts. Journal of Structural Geology, Vol. 4, p. 235-245.
- **Carlson W. D., Donelick R. A., Ketcham R. A. 1999.** Variability of apatite fission-track annealing kinetics; I, Experimental results. American Mineralogist 84:1213-1223.
- **Cazau, L. y Uliana, M. 1973.** El Cretácico Superior continental de la Cuenca Neuquina. 5° Congreso Geológico Argentino. Actas 3: 131-163, Buenos Aires.
- **Cervera, Martín; Leanza, Héctor A. 2009.** Hallazgo de sedimentitas sinorogénicas neógenas en los alrededores de Chos Malal, Cuenca Neuquina, Argentina Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales; Lugar: Buenos Aires, vol. 11 p. 15 - 22
- **Chapple W. A., 1978.** Mechanics of thin-skinned fold and thrust belts. Geol. Soc. Am. Bull., 84: 1189-1198.
- **Charrier, R., 1979.** El Triásico en Chile y regiones adyacentes de Argentina: una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática. Comunicaciones, 26, 1-37.

- **Charrier, R y Vicente, J.C. 1972.** Liminary and geosynclinal Andes: major orogenic phases and synchronical evolution of the central and Magellan sectors of the Argentine-Chilean Andes. In *International Upper Mantle Project Conference on Solid Earth Problems, Proceedings, Vol. 2*, p. 451-470. Buenos Aires.
- **Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J.J., Gans, P., Kay, S. M., Muñoz, N., Wyss, A. R. y Zurita, E. 2002.** Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36° S.L.). *Journal of South American Earth Sciences* 15: 117-139.
- **Chaveau, V., Niviere, B., Cobbold, P., Rossello, E., Ballard, J. y Eichenseer, H. 1996.** Structure of the Andean foothills, Chos Malal region, Neuquén Basin, Argentina. *Third International Symposium. Andean Geodyn., St. Malo, Ext. Abstr., Ed. ORSTOM.* 315-318.
- **Cobbold, P.R. 1999.** Hydrocarbon generation, fluid overpressure and source rock detachments in thrust belts (abs). *Thrust tectonic conference, Royal Holloway, University of London, Session 2 Geodynamics of Thrust Systems, paper 4:* 7-9.
- **Cobbold, P. R. y Rosello, E. A. 2003.** Aptian to recent compressional deformation, foothills of the Neuquén Basin Argentina. *Marine and Petroleum Geology.* 20 (5), 429-443.
- **Cobbold, P.R., Ruffet, G., Rodrigues, N., Leith, T.L., Løseth, H. y Galland, O. 2008.** Radial patterns of bitumen dykes around Tromen and Auca Mahuida volcanoes, Neuquén Basin, Argentina: evidence for abnormally rapid generation of hydrocarbons in Quaternary times. *33^o International Geological Congress, Oslo, 6-14 August, Abstract.*
- **Concheyro, A., Palma, R., Lescano, M., López Gómez, J., Martín Chivelet, J., y Kietzmann, D. 2006.** Nanofósiles calcáreos en los episodios de productividad y dilución de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano), cuenca Neuquina, Argentina. *9^o Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía. Córdoba.*
- **Cooper MA y Williams GD. 1989.** *Inversion Tectonics.* Geological Society Special Publication 44. Blackwell. 355 pp.
- **Cortés, M., Colleta, B., y Angelier, J. 2006.** Structure and tectonics of the Central Segment of the Eastern Cordillera of Colombia. *Journal of South American Earth Sciences,* 21: 437-465.
- **Cristallini, E.O., Bottesi, G., Gavarrino, A., Rodriguez, L., Tomezzoli, R.N. y Comeron, R. 2006.** Synrift geometry of the Neuquén Basin in the northeastern Neuquén Province, Argentina. En Kay, S.M. y Ramos, V.A. (eds.) *Evolution of the Andean margin: a tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39° S lat)* Geological Society of America Special Paper 407: 147-161.

- **Cristallini, E., R. Tomezzoli, G. Pando, C. Gazzera, J.M. Martínez, J. Quiroga, M. Buhler, F. Bechi, S. Barredo y O. Zambrano. 2009.** Controles precuyanos en la estructura de cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65(2): 248-264.
- **Crowley K. D., Cameron M., Schaefer R. L. 1991.** Experimental studies of annealing of etched fission tracks in fluorapatite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 55:1449-1465.
- **D'Elia, Leandro, Muravchik, Martin, Franzese, Juan R, y Bilmes, Andrés. 2012.** Volcanismo de sin-rift de la Cuenca Neuquina, Argentina: relación con la evolución Triásico Tardía-Jurásico Temprano del margen Andino. *Andean geology*, 39(1), 106-132.
- **Dahlen F. A. 1990.** Critical taper model of fold-and-thrust belts and accretionary wedges. *Annual Reviews. Earth Planet. Sci.* 1990. 18:55-99
- **Dahlstrom, C.D. 1969.** Balanced cross sections. *Canadian Journal of Earth Sciences.* 6: 743-757.
- **Dahlstrom, C.D.A., 1970.** Structural geology of the eastern margin of the Canadian Rocky Mountains. *Bulletin of Canadian Petroleum Geology* 18, 332-406.
- **Davis, D., Suppe, J., and Dahlen, F. 1983.** Mechanics of fold and thrust belts and accretionary wedges. *Journal of Geophysical Research* 88: 1153-1172.
- **De Grave, J. 2003.** Apatite fission-track thermochronology of the Altai Mountains (South Siberia, Russia) and the Tien Shan Mountains (Kyrgyzstan): relevance to Meso-Cenozoic tectonics and denudation in Central Asia. PhD Thesis, Ghent University, Belgium, 289 pp.
- **Dellapé, D.A., Mombrú, C., Pando, G.A., Riccardi, A.C., Uliana, M.A., Westermann, G.E.G. 1978.** Edad y correlación de la Formación Tábanos en Chacay Melehue y otras localidades de Neuquén y Mendoza. Con consideraciones sobre la distribución y significado de las sedimentitas Lotenianas. *Obra Centenario Museo de La Plata, Paleontología* 5: 81-105.
- **Dellapé, D.A., Mombrú, C., Riccardi, C.A., Uliana, M.A. y Westermann, G.E.G. 1979.** Edad y correlación de la Formación Tábanos en Chacay Melehue y otras localidades de Neuquén y Mendoza. Con consideraciones sobre la distribución y el significado de las sedimentitas Lotenianas. *Museo La Plata, Obra Centenario* 5: 81-105.
- **Digregorio, J.H. 1972.** Neuquén. En Leanza, A.F. (ed.) *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias, 439-505, Córdoba.
- **Digregorio, J.H. y Uliana, M.A. 1980.** Cuenca Neuquina. In *Geología Regional Argentina* (Turner, J.C.M.; editor). Academia Nacional de Ciencias 2: 985-1032. Córdoba.
- **Dimieri, L., 1992.** Evolución estructural de la Cordillera Principal, a lo largo del arroyo La Vaina, entre el arroyo Potimalal y el arroyo Pehuenche, al oeste de Bardas Blancas, Mendoza. Tesis Doctoral, Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, 151 p.

-
- **Dimieri, L. 1997.a.** Tectonic wedge geometry at Bardas Blancas, southern Andes (36°S), Argentina. *Journal of Structural Geology* 19: 1419-1422.
 - **Dimieri, L. y Nullo, F. 1993.** Estructura del frente montañoso de la Cordillera Principal (36° latitud sur), Mendoza. XII Congreso Geológico Argentino, Actas 3: 160-167. Mendoza.
 - **Dimieri, L.V. y Turienzo, M.M. 2012.** Comment on: Fault inversion vs. new thrust generation: A case study in the Malargüe fold-and-thrust belt, Andes of Argentina by J. F. Mescua, and L. B. Giambiagi, *Journal of Structural Geology* 35: 51-63. *Journal of Structural Geology* 42: 279-282.
 - **Dimieri, L., Frisicale, C., Delpino, S., Di Nardo, L., Fortunatti, N. y Nullo, F. 1997.b.** Inversión tectónica: un mecanismo ineficiente para producir acortamiento. VIII Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 52-54. Antofagasta.
 - **Dimieri, L., Fortunatti, N. y Nullo, F., 2005.** Estructura duplex plegada en el frente montañoso de la Cordillera Principal, Río Atuel, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60 (4): 644-650.
 - **Donelick, R.A. 1993.** A method of fission track analysis utilizing bulk chemical etching of apatite. U.S. Patent Number 5267274.
 - **Donelick, R.A., Ketcham, R.A., y Carlson, W.D. 1999.** Variability of apatite fission track annealing kinetics II: Crystallographic orientation effects. *American Mineralogist*, v. 84, pp. 1224-1234.
 - **Donelick, R.A., O'Sullivan, P.B., y Ketcham, R.A., 2005.** Apatite fission-track analysis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, v. 58, pp. 49-94.
 - **Erslev, E. A., 1991,** Trishear fault-propagation folding: *Geology*, v. 19, no. 6, p. 617-620.
 - **Fennell, L. M., Fabiano, J.J., Molnar, N., Sagripanti, L., Rojas Vera, E. A., Ruiz, F., Giménez, M. y Folguera, A. 2012.** El rol de la inversión tectónica en el levantamiento de grandes bloques cordilleranos: el caso de la Cordillera del Viento en la faja de Chos Malal, provincia de Neuquén. Acta digital de la XV Reunión de Tectónica. San Juan.
 - **Fernández, D.E. y Pazos, P.J. 2012.** Ichnology of marginal marine facies of the Agrio Formation (Lower Cretaceous, Neuquén Basin, Argentina) at its type locality. *Ameghiniana* 49(4): 505-524.
 - **Fleischer, R. L., Price, P. B. and Walker, R. M. 1975.** Nuclear Tracks in Solids. University of California Press, 605 p.
 - **Folguera, A., Ramos, VA., González Díaz, E.F. y Hermanns, R. 2006.** Miocene to Quaternary deformation of the Guanacos fold-and-thrust-belt in the Neuquén Andes between 37° and 37°30'S. *In* Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the

Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat) (Kay, S.; Ramos, V.; editors). Geological Society of America, Special Paper 407: 247-266.

- **Folguera, A., Ramos, V.A., Zapata, T. y Spagnuolo, M. 2007.** Andean evolution at the Guañacos and Chos Malal fold and thrust belts (36°30'-37°S). *Journal of Geodynamics* 44: 129-148.

- **Folguera, A., Bottesi, G., Zapata T. y Ramos, V.A. 2008.** Crustal collapse in the Andean back-arc since 2 Ma: Tromen volcanic plateau, Southern Central Andes (36°40'-37°30'S). *Tectonophysics*, (Special Issue on Andean Geodynamics) 459(1-4): 140-160.

- **Folguera, A., Rojas Vera, E., Spagnuolo, M., Orts, D., Sagripanti, L., Bottesi, G., Ramos, V. y Leanza, H. 2011.** Los Andes Neuquinos Relatorio de la Provincia de Neuquén, p. 349 - 354

- **Fortunatti, N. 2009.** Evolución Estructural Andina para el Valle del Río Atuel entre el Cerro Sosneado y la Cuchilla de la Tristeza, Provincia de Mendoza, Argentina. Tesis Doctoral (inédita), Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, Argentina, 168 p.

- **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.

- **Franzese, J., Spalletti, L., Gómez Pérez, I. y Macdonald, D. 2003.** Tectonic and paleoenvironmental evolution of Mesozoic sedimentary basins along the Andean foothills of Argentina (32°-54°S). *Journal of South American Earth Sciences* 16: 81-90.

- **Franzese, J.R., Veiga, G.D., Schwarz, E. y Gómez-Pérez, I. 2006.** Tectonostratigraphic evolution of a Mesozoic graben border system: the Chachil depocentre, southern Neuquén Basin, Argentina. *Journal of the Geological Society* 163: 707-721, London.

- **Franzese, Juan R, Veiga, Gonzalo D, Muravchik, Martín, Ancheta, María Daniela, y D'Elía, Leandro. 2007.** Estratigrafía de 'sin-rift' (Triásico Superior-Jurásico Inferior) de la Cuenca Neuquina en la sierra de Chacaico, Neuquén, Argentina. *Revista geológica de Chile*, 34(1), 49-62.

- **Freytes, E. 1969.** Estratigrafía y relaciones de contacto de los afloramientos del Grupo Choiyoi (Serie Porfirítica) en el sur de Mendoza, norte de Neuquén y sudoeste de La Pampa. YPF (informe inédito), Buenos Aires.

- **Galbraith R.F. 1981.** On statistical models for fission track counts. *Math. Geol.* 13, 471-438.

- **Galbraith R. F., Laslett G. M., Green P. F. y Duddy I. R. 1990.** Apatite fission track analysis: geological thermal history analysis based on a three-dimensional random process of linear radiation damage. *Philosophical Transactions of the Royal Society, A* 332:419-438.

- **Galland, O., Cobbold, P., Bremond d'Ars, J. y Hallot, E. 2007.** Rise and emplacement of magma during horizontal shortening of the brittle crust: Insights from experimental modelling. *Journal of Geophysical Research* 112, B06402.
- **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.
- **Giacosa, R.E., Allard, J., Foix, N., Heredia, N. 2014.** Stratigraphy, structure and geodynamic evolution of the Paleozoic rocks in the Cordillera del Viento (37° S latitude, Andes of Neuquén, Argentina). En: *Palaeozoic geodynamics of the southwestern margin of Gondwana: controls on the present architecture of the Argentine-Chilean Andes*. F. Colombo, J. García-Sansegundo, N. Heredia (Eds.). *Journal of Iberian Geology*, 40 (2), 331-348.
- **Gianni, G., Giménez, M., Sagripanti, L., Rusconi, F. y Folguera, A. 2012.** La neotectónica en el flanco occidental del Tromen, frente orogénico andino a los 36°30' -37° S. *Acta digital de la XV Reunión de Tectónica*. San Juan.
- **Gill, R. 2010.** *Igneous Rocks and Processes, a practical guide*. Wiley-Blackwell, 428 p., Oxford.
- **Gleadow, A. J. W. y Duddy, I. R. 1981.** A natural long-term track annealing experiment for apatite. *Nucl. Tracks* 5, 169-174.
- **Green P. F. 1981.** 'Track-in track' length measurements in annealed apatites. *Nuclear Tracks* 5:121-128.
- **Green, P.F., Duddy, I.R., Gleadow, A.J.W., Tingate, P.R., y Laslett, G.M. 1985.** Fission-track annealing in apatite: track length measurements and the form of the Arrhenius plot. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 10, 323-328.
- **Green, P. E, Duddy, I. R., Gleadow, A.J.W., Tingate, P. R., y Laslett, G. M., 1986.** Thermal annealing of fission tracks in apatite 1. A qualitative description. *Chem. Geol. (hot. Geosci. Sect.)*, 59:236-253.
- **Groeber, P., 1929.** Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. *Dirección General de Minas, Geología e Hidrología*, 58: 1-109. Buenos Aires.
- **Groeber, P. 1946.** Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. *Revista de la Asociación Geológica Argentina, Serie C Reimpresiones 1: 1-174 (1980)*. Buenos Aires.
- **Groeber, P. 1953.** Andico, en Groeber, P. F. C. et al., *Mesozoico*, en *Geografía de la República Argentina*. Soc. Arg. Est. Geogr. GAEA, 2, 1 (1952). Buenos Aires.

- **Gulisano, C.A. y Pando, G.A. 1981.** Estratigrafía y facies de los depósitos jurásicos entre Piedra del Águila y Zanco, Departamento Collón Cura, provincia del Neuquén. 8° Congreso Geológico Argentino (San Luis), Actas 3: 553-577.
- **Gulisano, C.A., Gutiérrez Pleimling, A.R., Digregorio, R.E. 1984.** Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica del oeste de la provincia del Neuquén. In Congreso Geológico Argentino, No. 9, Actas 1: 236- 259. San Carlos de Bariloche.
- **Gulisano, C.A. y Gutiérrez Pleimling, A.R. 1994.** The Jurassic of the Neuquén Basin, a) Neuquén Province. Asociación Geológica Argentina, Series, 111 p. Buenos Aires.
- **Gulisano, C.A. y Gutiérrez Pleimling, A. 1995.** Field guide: The Jurassic of the Neuquén Basin. a) Neuquén province. Asociación Geológica Argentina, Serie E 2: 1-111, Buenos Aires.
- **Gürer, D., Galland, O., Lanza, H., Sassier, C., Cobbold, P., Rossello, E. 2012.** The structure and evolution of magmatic complexes in fold-and-thrust belts: a case study of Cerro Negro, Neuquén Province, Argentina. Geophys. Res. Abstr. 14, EGU2012e13410.
- **Guzmán, C.G. y Cristallini, E.O. 2009.** Contemporary Stress Orientations from Borehole Breakout Analysis in the Southernmost Flat-slab Boundary Andean Retroarc (32° 44' and 33° 40'S). Journal of Geophysical Research, 114, B02406, doi: 10.1029 /2007JB005505.
- **Herrero- Ducloux, A. 1946.** Contribución al conocimiento geológico del Neuquén. Boletín de Informaciones Petroleras. 266. Buenos Aires.
- **Herrero- Ducloux, A. 1948.** Sobre el "Yeso Principal" del Neuquén y sur de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina, III, 3.
- **Hervé, F., Calderón, M., Fanning, M., Pankhurst, R., Godoy, E. 2013.** Provenance variations in the Late Paleozoic accretionary complex of central Chile as indicated by detrital zircons. Gondwana Research 23, 1122-1135. DOI: 10.1016/j.gr.2012.06.016
- **Howell, J., Schwarz, E., Spalletti, L. y Veiga, G. 2005.** The Neuquén Basin: an overview. En Veiga, G., L. Spalletti, J. Howell y E. Schwarz (eds.) The Neuquén Basin, Argentina: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics. Geological Society of London. Special Publications 252: 1-14.
- **Hutton, D. 1997.** Syntectonic granites and the principle of effective stress: a general solution to the space problem?. En Bouchez, J., Hutton, D. y Stephens, W. (eds.): Granite: From segregation to melt to emplacement fabrics, 189-197. Kluwer Academic Publishers.
- **Jamison, W.R. 1987.** Geometric analysis of fold development in overthrust terranes. Journal Structural Geology, 9: 207-219.
- **Kay, S.M. 2002.** Tertiary to Recent transient shallow subduction zones in the Central and Southern Andes. XV° Congreso Geológico Argentino (Calafate), Actas, 3, 282-283.

- **Kay, S.M., Ramos, V.A., Mpodozis, C. y Sruoga, P. 1989.** Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwanaland margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America? *Geology* 17(4): 324-328.
- **Kay, S.M., Burns, M. y Copeland, P. 2006.** Upper Cretaceous to Holocene magmatism and evidence for transient Miocene shallowing of the Andean subduction zone under the northern Neuquén Basin. 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)*, Geological Society of America, Special Paper 407: 19-60.
- **Keidel, J. 1917.** Über das patagonische Tafelland und ihre zuehungen zu den geologischen erscheinungen in den argentinischen Anden gebiet und Littoral. *Zeitschrift der Deutsche Akademie Wissenschaft* 3 : 219-245. [
- **Keidel, J., 1925.** Sobre el desarrollo paleogeográfico de las grandes unidades geológicas de la Argentina. *Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA, Anales* 4, 251-312.
- **Ketcham, R. A. 2005.** Forward and inverse modeling of low-temperature thermochronometry data. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 58: 275-314.
- **Ketcham, R.A., Donelick, R.A., y Carlson, W.D. 1999.** Variability of apatite fission-track annealing kinetics III: Extrapolation to geological time scales. *American Mineralogist*, 9, 1235-1255.
- **Kietzmann, D. A., R.M. Palma, and G. S. Bressan. 2008.** Facies y microfacies de la rampa tithoniana-berriasiana de la Cuenca Neuquina (Formación Vaca Muerta) en la sección del arroyo Loncoche-Malargüe, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, v. 63, p. 696-713
- **Kietzmann, D.A. y Vennari, V.V. 2013.** Sedimentología y estratigrafía de la Formación Vaca Muerta (Tithoniano-Berriasiano) en el área del cerro Domuyo, norte de Neuquén, Argentina. *Andean Geology* 40(1): 41-65.
- **Kozlowski, E.E., Cruz, C. y Sylwan, C.A. 1996.** Geología estructural de la zona de Chos Malal. Cuenca Neuquina, Argentina. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 1: 15- 26, Buenos Aires.
- **Kozlowski E., Cruz, C. y Sylwan, C. 1998.** Modelo exploratorio en faja corrida de Cuenca Neuquina, Argentina. *Boletín de Informaciones Petroleras*, 55: 4-23.
- **Lambert, L. R. 1945.** Contribución al conocimiento de la Sierra Chacai Có (Nuquén). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, I, 4.
- **Lambert, L. R. 1956.** Descripción geológica de la Hoja 35b. Zapala. Dirección Nacional de Minería. *Boletín* N° 83.

- **Laslett, G.M., Green, P.F., Duddy, I.R. y Gleadow, A.J.W. 1987.** Thermal annealing of fission tracks in apatite 2. A quantitative analysis. *Chem. Geol. (Isot. Geosci.Sect.)*, 65, 1-13.
- **Lazo, D.G. 2007.** Early Cretaceous bivalves of the Neuquén Basin, west-central Argentina: notes on taxonomy, palaeobiogeography and palaeoecology. *Geological Journal* 42: 127-142.
- **Leanza, H. A. 1973.** Estudio sobre los cambios faciales de los estratos limítrofes Jurásico-Cretácicos entre Loncopué y Picún Leufú, Prov. del Neuquén, Rep. Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 18 (2): 97-132. Buenos Aires.
- **Leanza, H.A. 2003.** Las sedimentitas huitrinianas y rayosianas (Cretácico inferior) en el ámbito central y meridional de la cuenca Neuquina, Argentina. *Servicio Geológico Minero Argentino, Serie Contribuciones Técnicas, Geología* 2: 1-31.
- **Leanza, H.A. 2009.** Las principales discordancias del Mesozoico de la Cuenca Neuquina según observaciones de superficie. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales, Nueva Serie* 11 (2): 145-184.
- **Leanza, H. A. y Hugo, C. A. 2001.** Cretaceous red beds from southern Neuquén Basin (Argentina): age, distribution and stratigraphic discontinuities. *Asociación Paleontológica Argentina, Publicación Especial 7. VII International Symposium on Mesozoic Terrestrial Ecosystem*, 117-122.
- **Leanza, H. A., Marchese, H. G. y Riggi, J. C. 1977.** Estratigrafía del Grupo Mendoza con especial referencia a la Formación Vaca Muerta entre los paralelos 35° y 40° l.s. Cuenca Neuquina-Mendocina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 32 (3): 190-208.
- **Leanza, H.A., E.J. Llambías y O. Carbone. 2005.** Unidades limitadas por discordancias en los depocentros de la Cordillera del Viento y la Sierra de Chacaico durante los inicios de la Cuenca Neuquina. *VIº Congreso de exploración y desarrollo de Hidrocarburos*. 11 pp. Versión CD. Mar del Plata.
- **Leanza, H.A., Mazzini, Corfuc, A.F. Llambías, E.J. Svensenb, H. Planke S. y Galland, O. 2013.** The Chachil Limestone (Pliensbachianearliest Toarcian) Neuquén Basin, Argentina: U-Pb age calibration and its significance on the Early Jurassic evolution of southwestern Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences*: 42. Pag: 171-185.
- **Lebinson, F., Turienzo, M., Sánchez, N., Araujo, V. y Dimieri L. 2015.** Geometría y cinemática de las estructuras en el extremo septentrional de la faja plegada y corrida del Agrio, provincia de Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Enviado.
- **Legarreta, L. 2002.** Eventos de desecación en la Cuenca Neuquina: Depósitos continentales y distribución de hidrocarburos. *5º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas digitales*, Buenos Aires.

- **Legarreta, L. y Gulisano, C.A. 1989.** Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario). En Chebli, G. y Spalletti, L. (eds.) Cuencas Sedimentarias Argentinas. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, Serie Correlación Geológica 6: 221-243, Tucumán.
- **Legarreta, L. y Uliana, M.A. 1991.** Jurassic-Cretaceous marine oscillations and geometry of back-arc basin fill, central Argentine Andes. En MacDonald, D.I. (ed.) Sedimentation, Tectonics and Eustasy: Sea level Changes at Active Plate Margins. International Association of Sedimentologists, Special Publication 12: 429-450, Oxford.
- **Legarreta, L. y Uliana, M.A. 1996.** The Jurassic succession in west-central Argentina: stratal pattern, sequences and paleogeographic evolution. *Palaeogeography, Palaeoclimatology and Palaeoecology* 120: 303-330
- **Legarreta, L. y Uliana, M.A. 1999.** El Jurásico y Cretácico de la Cordillera Principal y la Cuenca Neuquina. 1. Facies sedimentarias. In *Geología Argentina* (Caminos, R.; editor). Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29 (16): 399-432. Buenos Aires.
- **Liu Y. y Comodi P. 1993.** Some aspects of the crystal-chemistry of apatites. *Mineral Mag* 57:709-719
- **Llambías, E. 1986.** Intrusivos pérmicos del sur de la Cordillera del Viento, provincia del Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 41 (1-2), 22-32.
- **Llambías, E.J. 1999.** Las rocas ígneas gondwánicas. 1. El magmatismo gondwánico durante el Paleozoico Superior-Triásico. En Caminos, R.N. (ed.) *Geología Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Servicio Geológico Minero Argentino, Anales 29: 349- 363, Buenos Aires.
- **Llambías, E.J. y Rapela, C.W. 1989.** Las vulcanitas de Colipilli, Neuquén (37°S) y su relación con otras unidades paleógenas de la cordillera. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 44 (1-4): 224-236.
- **Llambías, E.J. y Sato, A.M. 1995.** El batolito de Colangüil: transición entre orogénesis y anorogénesis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 50(1-4): 111-131
- **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.
- **Marshak, S. y Woodward N. 1988.** Basic methods of Structural Geology, Prentice Hall, chap Introduction to cross- section balancing, pp 303-332.
- **McClay K. R., Buchanan P. G. 1992a.** Thrust faults in inverted extensional basins, ed McClay K. R. (Chapman y Hall, London), in *Thrust Tectonics* pp 419-434.

- **McConnell, D. 1994.** Fixed-hinge, basement-involved fault propagation folds, Wyoming. Geological Society of America Bulletin, 106: 1583- 1593.
- **McQuarrie, N., Barnes, J. B., y Ehlers, T. A. 2008.** Geometric, kinematic, and erosional history of the central Andean Plateau, Bolivia (15–17°S). TECTONICS, VOL. 27, TC3007, doi:10.1029/2006TC002054.
- **Menand T. 2011.** Physical controls and depth of emplacement of igneous bodies: A review. Tectonophysics 500: 11-19.
- **Méndez, V., Zanettini J.C.M. y Zappettini, E.O. 1995.** Geología y metalogénesis del Orógeno Andino Central, República Argentina. Dirección Nacional de Servicio. Geológico, Anales 23, 190 p., Buenos Aires.
- **Messenger G., Niviére B., Martinod J., Lacan P., y Xavier J.P. 2010.** Geomorphic evidence for Plio-Quaternary compression in the Andean foothills of the southern Neuquén Basin, Argentina. Tectonics 29 (TC4003) doi:10.1029/2009TC002609.
- **Mitra, S. 1990.** Fault-propagation folds: Geometry, kinematic evolution, and hydrocarbon traps: American Association of Petroleum Geologists Bulletin, v. 74, p. 921-945.
- **Mitra, S., y Mount, V. 1998.** Foreland basement-involved structures. American Association of Petroleum Geologists, 82 (1): 70-109.
- **Mpodozis, C. y Ramos, V.A. 1989.** The Andes of Chile and Argentina. En G.E. Ericksen, M.T. Cañas Pinochet y J.A. Reinemud (eds.) Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources. Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sciences Series 11: 59-90.
- **Naipauer, M.; Tunik, M.; Marques, J.C.; Rojas, E.; Vujovich, G.; Pimentel, M.; Ramos, V. 2014.** U-Pb detrital zircon ages of Upper Jurassic continental successions: implications for the provenance and absolute age of the Jurassic-Cretaceous boundary in the Neuquén Basin. Geological Society Special Publication: 399. doi: 10.1144/SP399.1.
- **Narr, W. y Suppe, J. 1994.** Kinematics of basement-involved compressive structures. American Journal of Science, 294, 802-860.
- **Nocioni, A.D. 1996.** Estudio estructural de la Faja Plegada y Corrida de la Cuenca Neuquina-Surmendocina. 13º Congreso Geológico Argentino y 3º Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas 2: 353-372, Buenos Aires.
- **Nullo, F., Stephens, G., Otamendi, J. y Baldauf, P. 2002.** El volcanismo del Terciario superior del sur de Mendoza. Revista de la Asociación Geológica Argentina 57(2):119-132

-
- **O'Sullivan P. B., Parrish R. R. 1995.** The importance of apatite composition and single-grain ages when interpreting fission track data from plutonic rocks: a case study from the Coast Ranges, British Columbia. *Earth and Planetary Science Letters* 132:213-224.
 - **Orts, Darío L, Folguera, Andrés, Giménez, Mario, y Ramos, Víctor A. 2012.** Variable structural controls through time in the Southern Central Andes (~36°S). *Andean geology*, 39(2), 220-241.
 - **Pazos, Pablo J. 2009.** Síntesis icnológica de unidades mesozoicas marinas de la Cuenca Neuquina, nuevos datos y perspectivas. *Rev. Asoc. Geol. Argent.*, Buenos Aires, v. 65, n. 2.
 - **Ploszkiewicz, J.V. 1987.** Las zonas triangulares de la faja fallada y plegada de la Cuenca Neuquina. Argentina. X° Congreso Geológico Argentino, Actas I: 177-180, Tucumán.
 - **Ploszkiewicz, V. y Viñes, R. 1987.** Filo Morado: Un descubrimiento exploratorio en cinturón plegado. *Boletín de Informaciones petroleras*, 4 (10), 97-102. Buenos Aires.
 - **Ponce, J.J., Zavala, C., Marteau, M., y Drittanti, D. 2002.** Análisis estratigráfico y modelo deposicional para la Formación Rayoso (Cretácico Inferior) en la Cuenca Neuquina, Provincia del Neuquén, XV Congreso Geológico Argentino, Actas, v. 1, p. 716-721.
 - **Ramos, V.A. 1978.** Estructura. En Yrigoyen M. R. (ed.) *Geología y Recursos Naturales del Neuquén*. 7° Congreso Geológico Argentino (Buenos Aires), Relatorio: 99-118.
 - **Ramos, V.A., 1988.** Late Proterozoic-Early Paleozoic of South America - a Collisional History. *Episodes*, 11(3): 168-173.
 - **Ramos, V.A. 1993.** Interpretación tectónica. En Ramos, V.A. (ed.) *Geología y Recursos Naturales de Mendoza*. 12° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio: 257-268, Buenos Aires.
 - **Ramos, V.A. 1999.** Plate tectonic setting of the Andean cordillera. *Episodes* 22 (3): 183-190.
 - **Ramos, V.A. 2004.** Cuyania, an exotic block to Gondwana: Review of a historical success and the present problems. *Gondwana Research* 7(4): 1009-1026.
 - **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*. 18(2): 210-223.
 - **Ramos, V.A. y Folguera, A. 2005.** Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: Constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. En Spalletti, L., Veiga, G., Schwarz, E. y Howell, J. (eds.) *The Neuquén Basin: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics*, Geological Society, Special Publications 252: 15-35, London.
 - **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., Ramos, V.A. (Eds.),

Evolution of the Andean Margin: a tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S Latitude). Geological Society of America, Special Paper, 407:1-17.

- **Ramos, V.A. y Folguera, A. 2009.** Andean flat-slab sub-duction through time. In Ancient orogens and modern analogues (Murphy, J.B.; Keppie, J.D.; Hynes, A.; J.; editors). Geological Society of London, Special Publications 327 (1): 31-54. Londres.

- **Ramos, V.A., Folguera, A. y García Morabito, E. 2011.** Las provincias geológicas del Neuquén. En Leanza, H. et al. (eds.) Geología y Recursos Naturales de la Provincia del Neuquén, 17º Congreso Geológico Argentino, Relatorio 317-326, Neuquén.

-**Ramos, V.A., Litvak, V., Folguera, A. y Spagnuolo, M. 2014.** An Andean tectonic cycle: from crustal thickening to extension in a thin crust (34°-37°SL). Geoscience Frontiers 5: 351-367.

- **Rapela, C. y Llambías, E. 1985.** La secuencia andesítica terciaria de Andacollo, Neuquén, Argentina. 4º Congreso Geológico Chileno (Antofagasta), Actas 4: 458-488.

- **Ravenhurst, C.E., Roden-Tice, M.K. y Miller, D.S. 2003.** Thermal annealing of fission tracks in fluorapatite, chlorapatite, manganoapatite, and Durango apatite: experimental results. Canadian Journal of Earth Science, 40, 995-1007.

- **Rebolledo, S. y Charrier, R. 1994.** Evolución del basamento paleozoico en el área de Punta Claditas, Región de Coquimbo, Chile (31°-32°S). Revista Geológica de Chile 21 (1), 55-69.

- **Riccardi, A.C. y Damborenea, S.E. 1993.** Léxico estratigráfico de la Argentina. Jurásico. Asociación Geológica Argentina, Serie B (Didáctica y complementaria) 21: 470 p. Buenos Aires.

- **Rodgers, J. 1971.** The Taconic orogeny. Geological Society of America Bulletin 82: 1141-1178.

-**Rojas Vera, E., Folguera, A., Zamora Valcarce, G., Bottesi, G. y Ramos, V. 2014.** Structure and development of the Andean system between 36° and 39°S. Journal Geodynamics. 73: 34-52.

- **Rossi, G.C. 2001.** Arenisca Avilé. Facies, ambiente sedimentario y estratigrafía de una regresión forzada del Hauteriviano inferior de la cuenca Neuquina. Tesis Doctoral No. 770 (Inédito), Facultad de Ciencias Naturales y Museo, Universidad Nacional de la Plata: 331 p.

- **Ravenhurst, C. E., Roden-Tice, M.K. y Miller, D.S. 2003.** Thermal annealing of fission tracks in fluorapatite, chlorapatite, manganoapatite, and Durango apatite: experimental results. Canadian Journal of Earth Science 40: 995-1007.

- **Sagripani, L., Rojas Vera, E., Gianni, G., Rusconi, F., Ruiz, F., Folguera, A. y Ramos, V. 2012.** Reactivación neotectónica de la faja plegada y corrida de Chos Malal, evidencias en la vertiente occidental del volcán Tromen, Andes Centrales del sur. Acta digital de la XV Reunión de Tectónica. San Juan.

- **Sagripani, L., Bottesi, G., Kietzmann, D., Folguera, A. y Ramos, V.A. 2011.** Mountain building processes at the orogenic front. A study of the unroofing in Neogene foreland sequence (37°S). *Andean Geology* 39(2): 201-219.
- **Sagripani, L., Folguera, M. Giménez, E. A. Rojas Vera, J. J. Fabiano, N. Molnar, L.Fennell y V. A. Ramos. 2014.** Geometry of Middle to Late Triassic extensional deformation pattern in the Cordillera del Viento (Southern Central Andes): A combined field and geophysical study. *Journal of Iberian Geology* 40 (2) 2014: 349-366.
- **Sánchez, N., Turienzo, M., Dimieri, L., Araujo, V., y Lebisnon, F. 2014.** Evolución de las estructuras andinas en la FPC de Chos Malal: interacción entre el basamento y la cubierta sedimentaria de la Cuenca Neuquina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 71 (2): 233-246
- **Sato, A.M., LLambías, E.J., Basei, M.A.S. y Leanza, H.A. 2008.** The Permian Choiyoi cycle in Cordillera del Viento (Principal Cordillera, Argentina): over 25 Ma of magmatic activity VI South American Symposium on Isotope Geology Lugar: San Carlos de Bariloche.;
- **Silvestro, J., Kraemer, P., Achilli, F. y Brinkworth, W. 2005.** Evolución de las cuencas sinorogénicas de la Cordillera Principal entre 35° y 36°S, Malargüe. *Revista Asociación Geológica Argentina* 60: 627-643.
- **Spalletti, L.A., Gasparini, Z; Veiga, G., Schwarz, E; Fernandez, M. y Matheos, S. 1999.** Facies anóxicas, procesos deposicionales y herpetofauna de la rampa marina titoniano-berriasiana en la Cuenca Neuquina (Yesera del Tromen), Neuquén, Argentina. *Revista Geológica de Chile*, 16, 109-123.
- **Spalletti, L., Poiré, D., Schwarz, E. y Veiga, G. 2001.** Sedimentologic and sequence stratigraphic model of a Neocomian marine carbonate- siliciclastic ramp: Neuquén Basin, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 609-624.
- **Stipanovic, P., F. Rodrigo, O. Baulies y C. Martinez. 1968.** Las formaciones presenonianas en el denominado Macizo Nordpatgónico. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 23 (2): 67- 68. Buenos Aires.
- **Stipanovic, P.N., 1965.** El Jurásico de la Vega de la Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el diatrofismo Divesiano (Agassiz- Yaila) en Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 20 (4) p. 403- 478.
- **Suárez, M. y De la Cruz, R. 1997.** Volcanismo pliniano del Lías durante los inicios de la cuenca de Neuquén, Cordillera del Viento, Neuquén, Argentina. 7º Congreso Geológico Chileno, Actas 1: 266-270.

- **Suárez, M., de la Cruz, R., Fanning, M., Etchart, H. 2008.** Carboniferous, Permian and Toarcian magmatism in Cordillera del Viento, Neuquén, Argentina: first U-Pb SHRIMP dates and tectonic implications. *Actas 17º Congreso Geológico Argentino, S.S. Jujuy*, pp. 906-907.
- **Suppe, J. 1983.** Geometry and kinematics of fault-bend folding. *Amer. J. Sci.* 283, 684-721.
- **Suppe, J. 1985.** Principles of Structural Geology: New Jersey, Prentice-Hall, 537 pp.
- **Suppe, J., y Medwedeff, D. 1990,** Geometry and kinematics of fault-propagation folding: *Eclogae Geologicae Helveticae*, v. 83, no. 3, p. 409-454.
- **Torres Carbonell, Pablo J, Dimieri, Luis V, y Olivero, Eduardo B. 2013.** Evaluation of strain and structural style variations along the strike of the Fuegian thrust-fold belt front, Argentina. *Andean geology*, 40(3): 438-457.
- **Tunik, M., A. Folguera, M. Naipauer, M. Pimentel y V. Ramos. 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(1-4): 258-273.
- **Turic, M., Aramayo Flores, F., Gómez Omil, R., Pombo, R., Peroni, G., Sciutto J., Robles, D. y Cáceres, A. 1987.** Geología de las cuencas petroleras de la Argentina. En Felder, B.A. (ed.) *Evaluación de las Formaciones en la Argentina I(1): 1-44*, Schlumberger, Buenos Aires.
- **Turienzo, M., 2008.** Estructuras tectónicas en el frente montañoso de la Cordillera Principal, a lo largo del Río Diamante (34°40' L.S. - 69°30' L.O), provincia de Mendoza. Tesis Doctoral (inédita), Universidad Nacional del Sur, Bahía Blanca, Argentina, 250 p.
- **Turienzo, M., 2009.** La estructura de la faja corrida y plegada de Malargüe en la zona del río Diamante y su relación con la Cordillera Frontal, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica*, 65 (1), 123-139.
- **Turienzo, M., y Dimieri L. 2005a.** Geometric and kinematic model for basement-involved backthrusting at Diamante River, southern Andes, Mendoza province, Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*. 19(2): 111-125.
- **Turienzo, M., y Dimieri L. 2005b.** Interpretación de la estructura del frente montañoso en la zona del Río Diamante, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60(2): 336-352.
- **Turienzo, M., y Dimieri L. 2005c.** Geometría y cinemática de las estructuras que involucran al basamento en la zona del arroyo Tordillo, faja corrida y plegada de Malargüe, Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60(4): 651-661.
- **Turienzo, M. y Dimieri, L., 2006.** Cinemática de los sistemas de retrocorrimiento que afectan al basamento, Río Diamante, Mendoza. *Asociación Geológica Argentina, Serie D: Publicación Especial N° 9*, 142-148.

- **Turienzo M., Dimieri L., Frisicale M. y Araujo V. 2010.** Evolución de las estructuras andinas en la región del río Diamante (34°40'ls): vinculación entre la faja corrida y plegada de Malargüe y la cordillera frontal. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 67: 352-366
- **Turienzo M., Dimieri L., Frisicale M. y Araujo V. y Sánchez N. 2012.** Cenozoic structural evolution of the Argentinean Andes at 34°40'S: A close relationship between thick and thinskin deformation. *Andean Geology* 39: 317-357.
- **Turienzo, M., Sánchez, N., Dimieri, L. y Lebinson, F. 2012.** Repeticiones tectónicas andinas en la Formación Agrio (Cretácico inferior), Faja corrida y plegada de Chos Malal, Neuquén. Acta digital de la XV Reunión de Tectónica. San Juan.
- **Turienzo, M., N. Sánchez, N.P., L. Dimieri, F. Lebinson y V. Araujo. 2014.** Tectonic repetitions of the Early Cretaceous Agrio Formation in the Chos Malal fold-and-thrust belt, Neuquén Basin, Argentina: geometry, kinematics and structural implications for Andean building. *Journal of South American Earth Sciences*, 53:1-19.
- **Twiss, Robert J. y Moores. 1992.** Eldridge M.; Structural Geology W. H. Freeman and Company , pp 103 and 113.
- **Uliana, M., Dellape, D. y Pando, G. 1975.** Estratigrafía de las sedimentitas rayosianas (Cretácico Inferior de las provincias de Neuquén y Mendoza, Argentina). II Congr. Iberoam. Geol. Econ., I, 177-196. Bs. As.
- **Uliana, M.A. y K.T. Biddle, 1988.** Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution southern South America. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 46:599-614.
- **Veiga, R. y Rossi, G. 1992.** Análisis sedimentológico del Miembro Troncoso Inferior (Formación Huitrín) en el ámbito de la Sierra de Reyes. Dpto. Malargüe, provincia de Mendoza. In: IV Reunión Argentina de Sedimentología, Vol. I., 71 -78. La Plata, Argentina
- **Veiga, R.; Pángaro, F. y Fernández, M. 2002.** Modelo bidimensional y migración de hidrocarburos en el ámbito occidental de la Dorsal de Huincul, Cuenca Neuquina, Argentina, 5º Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, IAPG, Mar del Plata.
- **Veiga, Gonzalo D., Schwarz, Ernesto y Spalletti, Luis A. 2011.** Análisis estratigráfico de la Formación Lotena (Calloviano superior- Oxfordiano inferior) en la Cuenca Neuquina Central, República Argentina. Integración de información de afloramientos y subsuelo. *Andean Geology* 38 (1): 171-197.
- **Vergani, G.D., Tankard, A.J., Belotti, H.J. y Weisink, H.J. 1995.** Tectonic evolution and paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. In *Petroleum Basins of South America* (Tankard, A.J., Suárez Soruco, R., Welsink, H.J., editors) American Association of Petroleum Geologists, Memoir, No. 62, p. 383-402.

- **Volkheimer, W. 1973.** Observaciones geológicas en el área de Ingeniero Jacobacci y adyacencias (provincia de Río Negro). *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 28: 13-36.
- **Wagner, G.A. y Van den haute, P. 1992.** *Fission Track-Dating*. Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 285 pp.
- **Wang, X., Suppe, J., Guan, S., Hubert, A., Gonzales - Mieres, R. y Changzao, J. 2011.** Cenozoic Structure and Tectonic Evolution of the Kuqa Foldbelt, southern Tianshan, China. In *Thrust fault-related folding*, McClay, J. H. Shaw, and J. Suppe (Eds.). *American Association of Petroleum Geologists Memoir Vol 94*: 215-243
- **Weaver, C.E. 1931.** *Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina*. University of Washington Memoir I: 496 p. Washington.
- **Williams, G.D., Powell, C.M. y Cooper, M.A. 1989.** Geometry and kinematics of inversion tectonics. In: Cooper, M.A., Williams, G.D. (Eds.), *Inversion Tectonics*. Geological Society, London, Special Publication Classics, pp. 3-15.
- **Wilner, A.P., Massonne, H., Gerdes, A., Hervé, F., Sudo, M. y Thomson, S. 2009.** The contrasting evolution of collisional and coastal accretionary systems between the latitudes 30° and 35°S: evidence for the existence of a Chilenia microplate. *Actas XII Congreso Geológico Chileno, Santiago, S9,099*, p 4.
- **Yrigoyen, M. 1979.** Cordillera Principal en: Turner, J. C (Ed.): *Segundo Simposio Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias, 1: 651-694, Córdoba.
- **Zamora Valcarce, G. 2007.** *Estructura y cinemática de la faja plegada del Agrio*. Universidad de Buenos Aires, Tesis doctoral (inérita) 304 p., Buenos Aires.
- **Zamora Valcarce, G. y Zapata, T. 2005.** Estilo estructural del frente de la faja plegada neuquina a los 37°S. 6° Congreso de exploración y desarrollo de hidrocarburos (Mar del Plata), *Archivos electrónicos* (16).
- **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.
- **Zapata, T., Brissón, I. y Dzelalija, F. 1999.** La estructura de la faja plegada y corrida andina en relación con el control del basamento de la Cuenca Neuquina. *Boletín de informaciones petroleras*, 60, 113-121. Buenos Aires.
- **Zapata, T.R., Córscico, S., Dzelalija, F. y Zamora, G. 2002.** La faja plegada y corrida del Agrio: análisis estructural y su relación con los estratos terciarios de la cuenca neuquina, Argentina. *In Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, No. 5, Actas, Electronic files*: 10 p. Mar del Plata.

- **Zappettini, E. y Dalponte, M. 2010.** Lower Jurassic Algoma-type BIF Mineralization at Cordillera del Viento, NW Neuquén, Argentina. 13^o Quadrennial IAGOD Symposium 2010, Proceedings: 278-279, Adelaida.

- **Zappettini, E., Chernicoff, C., Santos, J., Dalponte, M., Belousova, E. y McNaughton, 2012.** Retrowedge-related Carboniferous units and coeval magmatism in the northwestern Neuquén province, Argentina. *International Journal of Earth Sciences* 101 (8), 2083-2104. DOI 10.1007/s00531-012-0774-3.

- **Zavala C. 2000.** Nuevos avances en la sedimentología y estratigrafía secuencial de la Formación Mulichinco (Valanginiano) en la Cuenca Neuquina. *Boletín de Informaciones Petroleras*. Tercera Época, año XVII, N^o 63: 40-54.

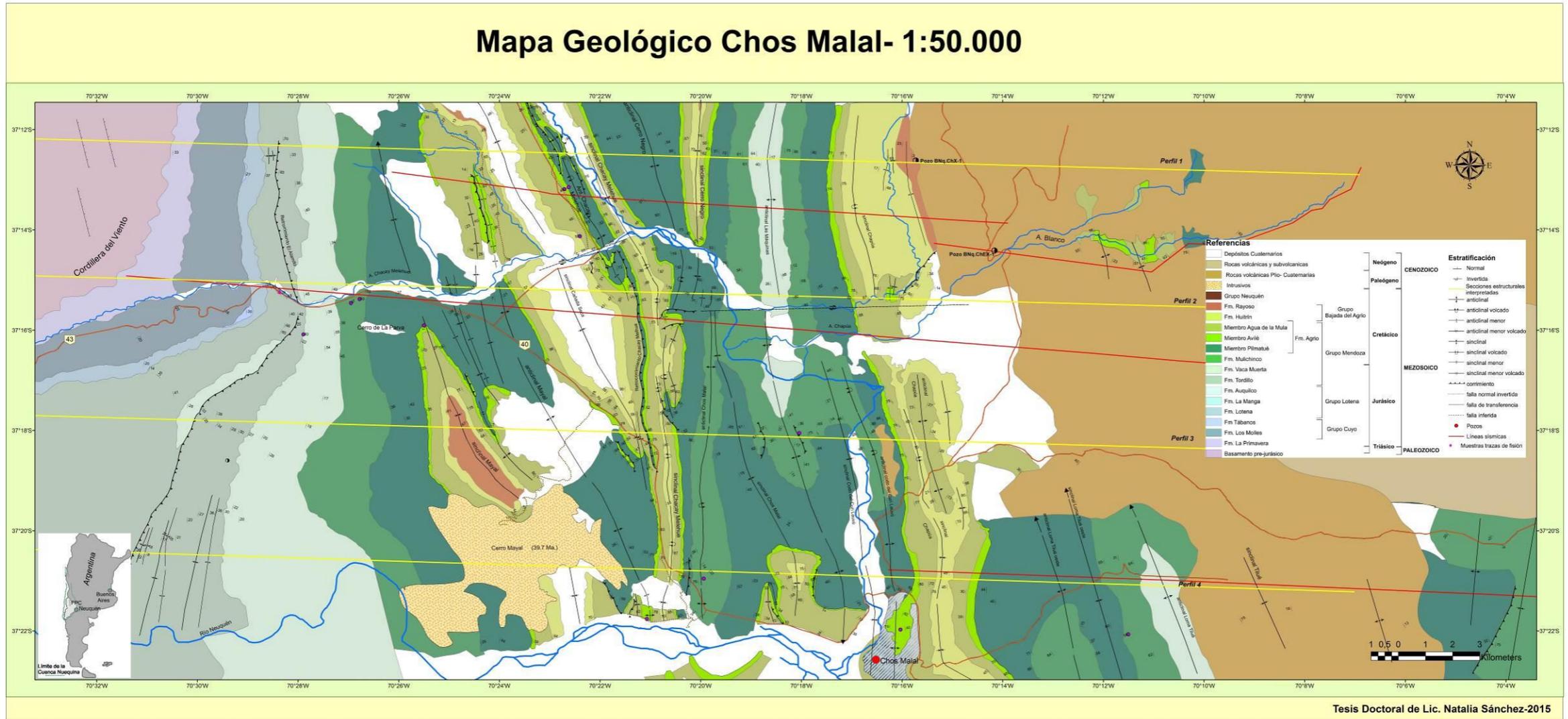
- **Zavala, C., Arcuri, M., Di Meglio, M. y Zorzano, A. 2011a.** Las Capas de San Eduardo: 130 metros de arenas en el Miembro Inferior de la Fm. Agrio. Cretacico Inferior, Cuenca Neuquina. En: 8^o Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Mar del Plata, Actas CD, pp. 215e224.

- **Zavala, C., Arcuri, M., Di Meglio, M., Zorzano, A. y Turienzo, M. 2011b.** Estudio de las arenas del Miembro Inferior de la Formación Agrio. YPF (unpublished report), pp. 1e74.

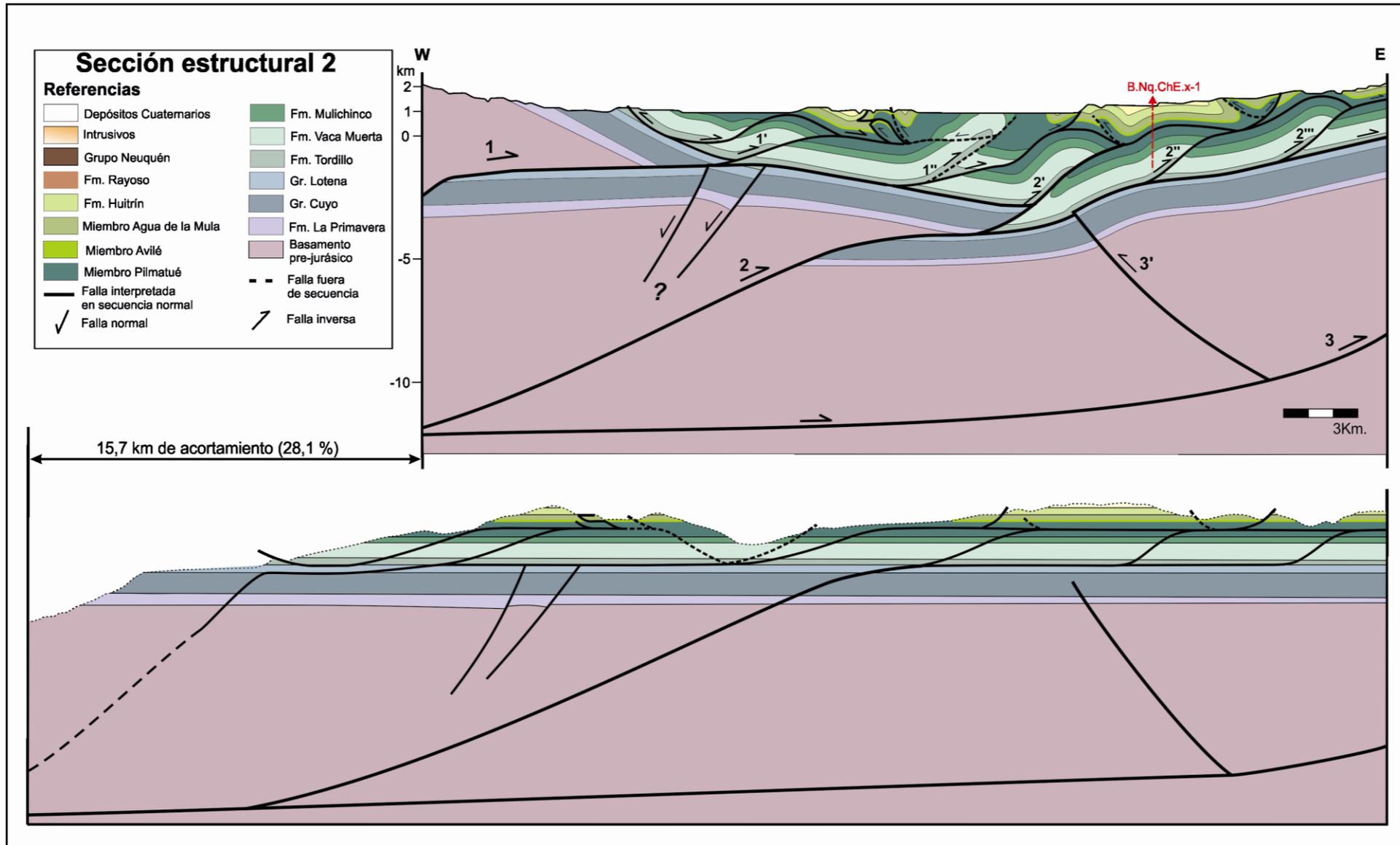
- **Zöllner, W. y Amos, A. J. 1973.** Descripción geológica de la Hoja 32b, Chos Malal, provincia del Neuquén. Servicio Geológico Minero Argentino, Boletín 143: 91 p., Buenos Aires.

Apéndice 1

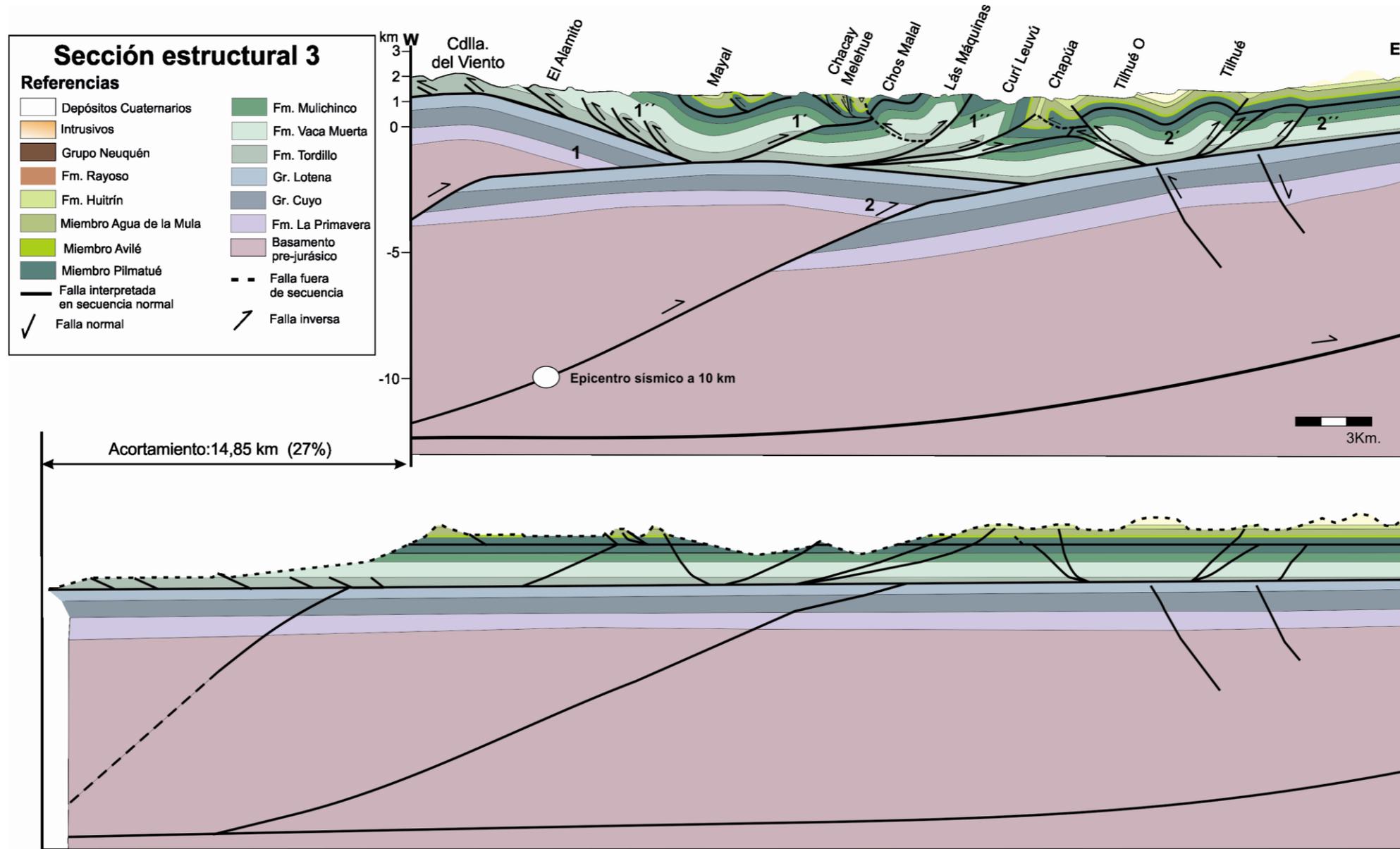
Mapa Geológico del área de estudio escala 1:50.000



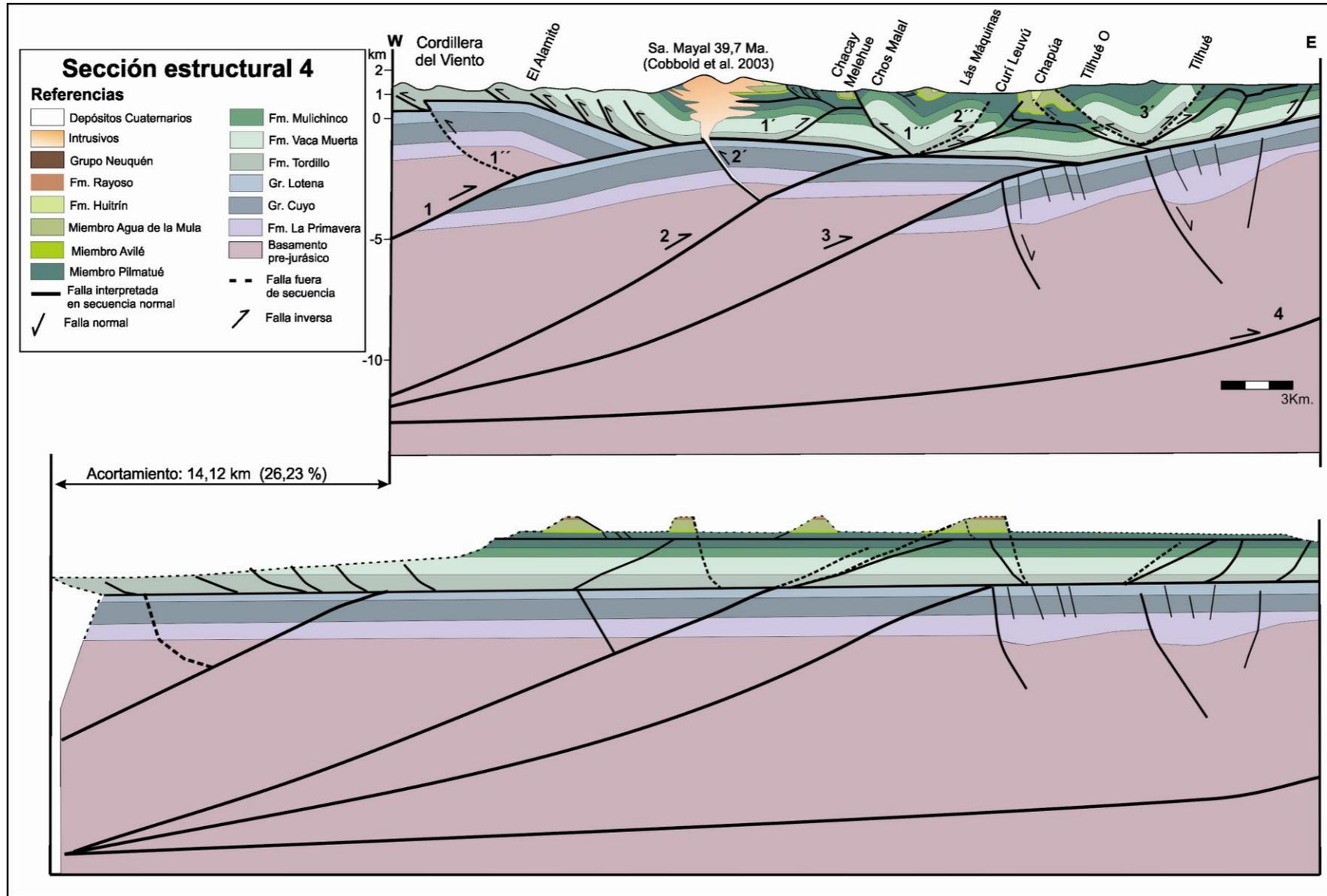
Apéndice 3-Perfil 2



Apéndice 4-Perfil 3



Apéndice 5-Perfil 4



Apéndice 6

Datos de trazas de fisión y análisis químicos de los granos con microsonda

Muestra N18- Formación Mulichinco												
Grano	P2O5	La2O3	F	SiO2	Cl	CaO	Ce2O3	Na2O	SrO	FeO	MnO	Total
24	41,878	0	2,720	0,171	0,12	56,128	0,130	0,003	0	0,017	0,007	101,172
33	41,713	0	2,625	0,121	0,02	56,535	0,000	0,000	0	0,040	0,054	101,110
36	41,610	0	2,731	0,001	0,01	56,771	0,000	0,019	0	0,000	0,008	101,153
37	41,373	0	2,512	0,057	0,20	56,891	0,011	0,000	0	0,020	0,041	101,102
42	41,663	0,042	2,680	0,144	0,29	56,145	0,135	0,008	0	0,031	0,058	101,192
43	41,771	0,028	2,298	0,074	0,15	56,442	0,000	0,024	0	0,080	0,137	101,001
45	41,134	0,089	3,154	0,098	0,04	56,629	0,077	0,025	0	0,041	0,051	101,337
49	41,212	0,141	2,570	0,184	0,10	56,403	0,267	0,037	0	0,074	0,114	101,105
50	41,095	0	2,484	0,054	0,15	57,236	0,000	0,003	0	0,031	0,029	101,079
53	41,194	0	2,975	0,266	0,15	56,383	0,279	0,000	0	0,011	0,027	101,287
57	41,447	0	3,395	0,076	0,01	56,279	0,061	0,065	0	0,020	0,076	101,432
58	41,494	0,025	2,286	0,071	0,70	55,976	0,223	0,064	0	0,249	0,031	101,120
61	41,474	0	2,324	0,116	0,05	56,766	0,177	0,000	0	0,031	0,054	100,989
62	41,104	0,145	3,518	0,130	0,01	56,235	0,171	0,063	0	0,002	0,106	101,484
63	41,362	0,022	2,358	0,163	0,09	56,917	0,042	0,000	0	0,018	0,043	101,013
64	41,098	0	2,566	0,032	0,02	57,215	0,027	0,027	0	0,000	0,099	101,085
65	41,639	0,03	2,700	0,130	0,03	56,381	0,155	0,000	0	0,028	0,051	101,144
68	41,053	0,008	3,782	0,028	0	56,461	0,000	0,090	0	0,065	0,105	101,593
71	41,629	0	2,605	0,078	0,12	56,536	0,102	0,000	0	0,038	0,018	101,124
73	41,826	0,111	2,034	0,038	1,01	55,692	0,052	0,065	0	0,111	0,147	101,084
74	41,732	0	2,677	0,092	0,11	56,329	0,113	0,001	0	0,057	0,037	101,152
75	41,948	0	2,709	0,044	0,25	56,059	0,057	0,021	0	0,035	0,077	101,197
76	41,694	0	2,756	0,082	0,08	56,396	0,052	0,000	0	0,052	0,063	101,179
77	42,131	0,03404	2,702	0	0,02	56,038	0,052	0,035	0	0,023	0,105	101,143
79	41,523	0	2,525	0	0,28	56,694	0,031	0,000	0	0,052	0,018	101,128
80	41,533	0	2,844	0,041	0,02	56,648	0,031	0,007	0	0,035	0,042	101,201
81	41,681	0	2,929	0,089	0,05	56,301	0,057	0,013	0	0,069	0,057	101,245
83	41,582	0	2,519	0,243	0,12	56,444	0,073	0,006	0	0,035	0,064	101,088
84	41,381	0,005	1,927	0,045	0,53	56,735	0,042	0,039	0	0,046	0,180	100,932
85	41,542	0,010	2,852	0,049	0,01	56,656	0,000	0,002	0	0,025	0,054	101,204
87	41,915	0	2,171	0	0,49	56,183	0,000	0,036	0	0,227	0,002	101,024
89	41,469	0,014	2,940	0	0,02	56,591	0,015	0,062	0	0,055	0,079	101,242
90	41,591	0,061	2,686	0,119	0,19	56,049	0,269	0,050	0	0,055	0,101	101,175
92	41,095	0	2,655	0,132	0,04	57,100	0,010	0,046	0	0,000	0,045	101,127
94	41,014	0	2,508	0,107	0,06	57,202	0,093	0,000	0	0,027	0,062	101,069

95	41,241	0,018	2,747	0,125	0,11	56,808	0,048	0,006	0	0,024	0,055	101,182
96	41,287	0,044	2,408	0,031	0,18	56,973	0,000	0,033	0	0,031	0,068	101,054
97	41,581	0,038	2,787	0,214	0,07	56,266	0,135	0,000	0	0,042	0,058	101,189
98	41,411	0	2,762	0,032	0,13	56,598	0,114	0,000	0	0,082	0,064	101,192
99	41,000	0	3,157	0,083	0,21	56,726	0,058	0,046	0	0,020	0,074	101,377
101	41,482	0,104	1,871	0,119	0,99	55,558	0,439	0,050	0	0,303	0,091	101,012
102	41,440	0,024	3,300	0	0,00	56,480	0,000	0,025	0	0,000	0,118	101,389
103	41,317	0	2,596	0,160	0,04	56,687	0,171	0,040	0	0,003	0,088	101,103
104	41,348	0	2,523	0,243	0,07	56,616	0,211	0,000	0	0,004	0,062	101,080
107	40,773	0,112	2,904	0,167	0,02	57,009	0,073	0,032	0	0,003	0,134	101,226

Muestra N19- Formación Mulichinco

Grano	P2O5	La2O3	F	SiO2	Cl	CaO	Ce2O3	Na2O	SrO	FeO	MnO	Total
3	40,983	0,026	2,774	0,398	0,042	56,688	0,071	0,072	0,000	0,072	0,052	101,178
7	41,063	0,204	2,273	0,340	0,356	56,034	0,440	0,174	0,000	0,012	0,142	101,037
15	41,100	0,017	2,899	0,127	0,131	56,789	0,146	0,000	0,000	0,000	0,040	101,250
18	41,594	0,044	2,672	0,386	0,080	56,037	0,196	0,000	0,000	0,002	0,131	101,143
38	41,263	0,099	2,614	0,268	0,013	56,589	0,097	0,038	0,000	0,047	0,075	101,104
39	41,994	0,039	2,436	0,065	0,152	56,088	0,163	0,004	0,000	0,064	0,056	101,060
41	41,114	0,000	2,509	0,086	0,042	57,212	0,026	0,000	0,000	0,014	0,062	101,065
42	41,325	0,070	2,381	0,103	0,080	56,826	0,143	0,000	0,000	0,037	0,055	101,021
43	41,316	0,000	2,346	0,154	0,210	56,785	0,165	0,000	0,000	0,000	0,059	101,036
53	41,301	0,111	2,358	0,119	0,042	56,636	0,255	0,040	0,000	0,054	0,086	101,002
55	41,598	0,020	2,071	0,112	0,182	56,648	0,108	0,008	0,000	0,080	0,086	100,913
56	40,853	0,000	2,703	0,036	0,055	57,302	0,061	0,055	0,000	0,016	0,070	101,151
58	41,458	0,050	2,686	0,056	0,075	56,531	0,230	0,000	0,000	0,000	0,062	101,147
59	41,179	0,030	2,780	0,154	0,022	56,679	0,240	0,008	0,000	0,008	0,075	101,175
61	41,658	0,013	2,381	0,124	0,192	56,498	0,066	0,000	0,000	0,042	0,072	101,046
64	42,199	0,013	2,764	0,014	0,010	55,724	0,081	0,177	0,000	0,060	0,123	101,166
65	41,588	0,000	2,522	0,054	0,065	56,780	0,000	0,000	0,000	0,009	0,059	101,076
66	41,590	0,062	3,096	0,000	0,005	56,336	0,106	0,041	0,000	0,000	0,067	101,305
74	41,571	0,058	2,849	0,155	0,031	56,276	0,187	0,000	0,000	0,050	0,030	101,207
77	41,612	0,143	2,969	0,000	0,009	56,346	0,005	0,045	0,000	0,017	0,105	101,252
78	41,099	0,010	1,690	0,368	0,638	56,433	0,440	0,000	0,000	0,088	0,089	100,856
79	41,342	0,000	2,657	0,040	0,024	56,891	0,081	0,000	0,000	0,000	0,088	101,124
80	41,743	0,000	2,572	0,040	0,052	56,553	0,087	0,026	0,000	0,013	0,008	101,094
81	0,243	0,000	0,054	0,001	0,001	0,424	0,000	0,000	0,000	0,025	0,013	0,762
83	41,385	0,058	2,333	0,000	0,378	56,421	0,182	0,120	0,000	0,063	0,127	101,067
84	41,134	0,070	2,900	0,040	0,017	56,832	0,133	0,002	0,000	0,029	0,068	101,225

Muestra N20- Miembro Avilé

Grano	P2O5	La2O3	F	SiO2	Cl	CaO	Ce2O3	Na2O	SrO	FeO	MnO	Total
9	40,639	0,101	4,169	0,224	0,013	55,900	0,325	0,194	0	0,016	0,177	101,758
21	42,014	0,000	1,760	0,038	0,251	56,522	0,144	0,013	0	0,055	0,000	100,798
23	41,249	0,149	1,328	0,202	1,950	55,086	0,357	0,092	0	0,309	0,276	100,999
27	41,820	0,029	2,592	0,122	0,073	56,388	0,010	0,025	0	0,000	0,050	101,108
33	41,838	0,023	1,343	0,001	1,486	55,479	0,176	0,095	0	0,199	0,262	100,901
49	41,948	0,000	2,027	0,047	0,601	55,841	0,213	0,093	0	0,104	0,114	100,989
56	41,044	0,008	1,622	0,091	1,847	55,564	0,306	0,093	0	0,227	0,299	101,100
60	41,539	0,000	2,433	0,236	0,046	56,588	0,092	0,019	0	0,042	0,039	101,035
73	40,133	0,443	2,080	0,677	1,275	54,688	1,156	0,245	0	0,241	0,225	101,164
75	41,738	0,022	2,293	0,098	0,062	56,509	0,082	0,030	0	0,000	0,146	100,981
82	41,807	0,000	1,947	0,083	1,265	55,407	0,104	0,051	0	0,319	0,121	101,105
87	41,420	0,083	1,526	0,079	1,339	55,773	0,192	0,085	0	0,327	0,124	100,945
90	42,029	0,055	2,344	0,000	0,180	56,060	0,047	0,097	0	0,067	0,147	101,027
93	41,463	0,197	2,875	0,163	0,083	55,980	0,268	0,063	0	0,000	0,136	101,229
94	41,480	0,128	3,460	0,196	0,017	55,529	0,231	0,208	0	0,000	0,212	101,461
94	41,729	0,000	1,085	0,162	2,245	54,977	0,099	0,095	0	0,256	0,316	100,963
97	41,417	0,014	2,502	0,197	0,249	56,361	0,266	0,023	0	0,001	0,080	101,110
102	40,732	0,128	1,657	0,246	1,826	55,545	0,318	0,094	0	0,262	0,302	101,109
103	40,927	0,088	1,554	0,183	2,065	55,241	0,278	0,149	0	0,339	0,296	101,120
105	41,555	0,000	1,410	0,014	0,958	56,191	0,211	0,039	0	0,169	0,265	100,810
106	42,048	0,009	2,922	0,118	0,060	55,933	0,087	0,023	0	0,000	0,044	101,244
107	41,803	0,000	1,556	0,069	0,934	55,999	0,026	0,048	0	0,353	0,078	100,866
115	41,907	0,000	2,586	0,064	0,131	56,238	0,092	0,044	0	0,000	0,056	101,118
120	41,988	0,000	1,105	0,074	0,798	56,055	0,191	0,057	0	0,265	0,111	100,644
124	41,452	0,000	2,912	0,253	0,140	55,840	0,278	0,266	0	0,007	0,108	101,258
126	41,252	0,055	2,590	0,399	0,071	56,252	0,325	0,069	0	0,000	0,093	101,107
127	41,514	0,069	2,863	0,353	0,028	56,022	0,113	0,129	0	0,024	0,097	101,212
129	41,762	0,000	2,932	0,000	0,045	56,086	0,076	0,076	0	0,073	0,195	101,245
130	41,553	0,000	3,030	0,013	0,052	56,379	0,199	0,000	0	0,000	0,061	101,287
131	41,170	0,000	1,358	0,117	2,070	55,485	0,237	0,099	0	0,203	0,299	101,039
132	41,252	0,108	1,517	0,170	1,823	55,298	0,240	0,091	0	0,280	0,269	101,050
133	41,571	0,002	2,694	0,219	0,077	56,446	0,092	0,030	0	0,000	0,021	101,152
139	41,298	0,000	1,292	0,087	2,002	55,611	0,160	0,101	0	0,208	0,237	100,996
142	41,355	0,062	2,469	0,231	0,113	56,375	0,343	0,059	0	0,017	0,042	101,066
147	41,524	0,000	1,639	0,131	1,969	55,076	0,175	0,095	0	0,229	0,298	101,134

154	40,607	0,075	1,525	0,188	1,687	56,024	0,287	0,073	0	0,228	0,329	101,023
155	41,267	0,094	1,309	0,121	1,951	55,351	0,272	0,096	0	0,276	0,254	100,991
156	40,978	0,202	2,687	0,254	0,135	56,344	0,350	0,105	0	0,002	0,105	101,162
157	41,038	0,000	1,747	0,127	2,275	55,340	0,192	0,084	0	0,157	0,289	101,249
158	41,461	0,000	3,871	0,154	0,092	55,895	0,050	0,052	0	0,012	0,064	101,650
162	41,173	0,000	3,193	0,226	0,022	56,549	0,097	0,045	0	0,002	0,042	101,349
166	41,397	0,000	3,127	0,081	0,006	56,468	0,153	0,000	0	0,000	0,086	101,317
167	41,583	0,048	2,502	0,033	0,828	55,415	0,191	0,057	0	0,473	0,110	101,240
168	40,848	0,088	1,532	0,174	1,799	55,748	0,284	0,093	0	0,212	0,273	101,051
170	41,406	0,023	2,924	0,153	0,002	56,375	0,179	0,114	0	0,000	0,054	101,231
171	42,022	0,000	2,776	0,000	0,099	55,749	0,020	0,102	0	0,142	0,279	101,191
175	41,901	0,000	2,144	0,122	0,302	55,531	0,313	0,096	0	0,452	0,110	100,972
178	41,206	0,002	3,496	0,080	0,039	56,007	0,118	0,140	0	0,030	0,364	101,481
179	41,621	0,023	1,219	0,287	2,044	54,778	0,354	0,069	0	0,287	0,294	100,975
182	41,388	0,000	5,135	0,000	0,000	55,335	0,076	0,069	0	0,036	0,123	102,162
188	41,205	0,002	4,007	0,064	0,007	56,009	0,241	0,051	0	0,009	0,095	101,689
189	42,150	0,000	2,862	0,104	0,047	55,845	0,114	0,025	0	0,008	0,061	101,216
190	42,088	0,000	2,571	0,134	0,553	55,083	0,117	0,025	0	0,432	0,126	101,130
192	41,555	0,068	1,272	0,202	1,805	55,133	0,332	0,065	0	0,239	0,271	100,942
193	40,858	0,000	3,170	0,229	0,003	56,792	0,158	0,024	0	0,010	0,091	101,336
194	41,869	0,000	2,461	0,000	0,060	55,861	0,005	0,114	0	0,139	0,541	101,049
195	42,398	0,000	1,380	0,002	0,987	55,426	0,103	0,031	0	0,187	0,288	100,803
197	41,524	0,000	2,498	0,116	0,874	55,412	0,098	0,112	0	0,467	0,150	101,250
199	41,683	0,000	2,383	0,210	0,054	56,489	0,103	0,020	0	0,007	0,068	101,016
201	41,515	0,000	2,706	0,115	0,011	56,548	0,103	0,016	0	0,007	0,120	101,141
202	41,449	0,016	1,388	0,0805	1,9237	55,2407	0,227	0,090	0	0,269	0,336	101,019

Muestra N27-1- Miembro Avilé

Grano	P2O5	La2O3	F	SiO2	Cl	CaO	Ce2O3	Na2O	SrO	FeO	MnO	Total
2	41,382	0,009	3,597	0,055	0,006	56,038	0,173	0,093	0,000	0,045	0,117	101,516
30	41,030	0,055	2,987	0,363	0,233	55,861	0,432	0,144	0,000	0,051	0,152	101,157
55	41,542	0,138	3,070	0,038	0,010	56,239	0,118	0,056	0,000	0,028	0,056	101,295
65	40,637	0,028	4,633	0,208	0,006	55,975	0,193	0,115	0,000	0,082	0,076	101,952
67	42,102	0,055	2,115	0,000	1,200	54,977	0,125	0,136	0,000	0,243	0,209	101,161
78	42,068	0,073	2,953	0,031	0,038	55,863	0,108	0,068	0,000	0,000	0,050	101,253
80	42,023	0,041	3,707	0,000	0,014	55,392	0,069	0,104	0,000	0,042	0,172	101,564
86	41,331	0,163	3,379	0,091	0,005	55,944	0,243	0,086	0,000	0,059	0,123	101,424
88	41,806	0,016	2,614	0,000	0,034	56,445	0,034	0,050	0,000	0,031	0,078	101,109
89	41,015	0,144	2,791	0,434	0,171	56,037	0,229	0,183	0,000	0,082	0,126	101,213

90	42,246	0,022	2,680	0,000	0,211	55,897	0,005	0,030	0,000	0,071	0,013	101,176
95	41,646	0,000	3,615	0,090	0,022	55,914	0,020	0,131	0,000	0,014	0,074	101,527
100	42,031	0,000	2,845	0,000	0,085	56,001	0,025	0,095	0,000	0,032	0,104	101,217
101	41,321	0,054	2,045	0,121	0,915	56,023	0,222	0,085	0,000	0,149	0,133	101,068

Muestra N27-2- Miembro Avilé

Grano	P2O5	La2O3	F	SiO2	Cl	CaO	Ce2O3	Na2O	SrO	FeO	MnO	Total
1	41,474	0,030	2,464	0,133	0,035	56,690	0,000	0,048	0,000	0,039	0,132	101,046
4	40,518	0,189	3,102	0,333	0,150	56,648	0,293	0,044	0,000	0,018	0,046	101,339
7	41,012	0,090	2,737	0,237	0,047	56,781	0,093	0,075	0,000	0,029	0,060	101,163
9	41,239	0,017	3,036	0,067	0,017	56,749	0,000	0,030	0,000	0,000	0,128	101,282
24	41,143	0,184	2,830	0,158	0,053	56,637	0,161	0,000	0,000	0,039	0,000	101,204
25	40,499	0,243	3,014	0,322	0,093	56,516	0,413	0,120	0,000	0,006	0,063	101,289
26	41,571	0,076	1,629	0,000	0,928	56,334	0,088	0,043	0,000	0,108	0,119	100,895
34	41,682	0,000	2,751	0,099	0,034	56,511	0,000	0,048	0,000	0,000	0,040	101,166
35	41,581	0,000	2,566	0,000	0,039	56,451	0,000	0,098	0,000	0,089	0,264	101,089
45	41,124	0,000	3,075	0,000	0,004	56,813	0,000	0,133	0,000	0,000	0,137	101,287
50	41,238	0,010	3,395	0,074	0,010	56,408	0,108	0,083	0,000	0,033	0,070	101,432
51	42,034	0,000	1,692	0,080	0,482	55,962	0,085	0,068	0,000	0,340	0,079	100,821
52	41,040	0,131	2,920	0,114	0,059	56,672	0,125	0,085	0,000	0,000	0,097	101,243
54	41,537	0,000	1,586	0,000	0,941	56,315	0,000	0,036	0,000	0,315	0,093	100,822
59	41,134	0,003	3,036	0,000	0,004	57,022	0,000	0,023	0,000	0,024	0,033	101,280

Muestra N27-3- Miembro Avilé

Grano	P2O5	La2O3	F	SiO2	Cl	CaO	Ce2O3	Na2O	SrO	FeO	MnO	Total
5	41,189	0,158	3,612	0,129	0,002	56,057	0,296	0,076	0	0,025	0,067	101,612
6	41,417	0,080	2,890	0,175	0,030	56,390	0,206	0,033	0	0,000	0,049	101,270
17	41,150	0,000	3,443	0,122	0,068	56,195	0,161	0,084	0	0,165	0,077	101,465
24	40,960	0,046	3,378	0,245	0,044	56,449	0,171	0,077	0	0,000	0,090	101,459
25	41,931	0,105	2,874	0,000	0,014	55,778	0,099	0,108	0	0,046	0,319	101,274
28	41,203	0,019	3,132	0,074	0,057	56,640	0,095	0,091	0	0,004	0,028	101,344
31	41,034	0,015	3,105	0,098	0,017	56,761	0,120	0,072	0	0,043	0,055	101,320
32	41,672	0,077	2,818	0,019	0,137	56,237	0,141	0,066	0	0,029	0,066	101,262
43	41,082	0,385	3,303	0,186	0,004	56,125	0,300	0,098	0	0,068	0,064	101,615
44	41,307	0,000	3,294	0,249	0,055	56,073	0,208	0,079	0	0,026	0,110	101,399

46	41,045	0,078	2,913	0,266	0,062	56,619	0,123	0,042	0	0,050	0,088	101,286
49	41,110	0,822	2,805	0,149	0,211	55,983	0,414	0,116	0	0,028	0,061	101,700
50	41,732	0,000	2,386	0,000	0,084	56,368	0,092	0,120	0	0,081	0,161	101,023
55	41,581	0,079	2,979	0,000	0,037	56,297	0,065	0,090	0	0,016	0,165	101,309
58	40,818	0,213	3,186	0,241	0,142	56,123	0,467	0,087	0	0,032	0,187	101,497

Muestra N47-1- Formación Mulichinco

Grano	P2O5	La2O3	F	SiO2	Cl	CaO	Ce2O3	Na2O	SrO	FeO	MnO	Total
1	40,628	0,205	2,367	0,238	0,114	57,215	0,181	0,005	0,000	0,013	0,057	101,023
2	41,010	0,223	2,564	0,096	0,074	57,030	0,041	0,000	0,000	0,000	0,058	101,096
5	40,655	0,145	1,308	0,235	1,555	56,130	0,374	0,062	0,000	0,182	0,257	100,902
18	41,167	0,084	2,976	0,019	0,010	56,724	0,000	0,131	0,000	0,014	0,131	101,255
20	41,195	0,085	2,517	0,060	0,122	56,700	0,156	0,049	0,000	0,116	0,088	101,087
22	41,039	0,243	2,378	0,072	0,390	56,734	0,118	0,022	0,000	0,027	0,067	101,089
24	41,216	0,000	2,852	0,000	0,018	56,591	0,067	0,109	0,000	0,089	0,265	101,205
35	40,484	0,018	3,257	0,051	0,009	57,403	0,000	0,038	0,000	0,017	0,096	101,373
38	40,713	0,091	2,765	0,101	0,117	57,295	0,031	0,000	0,000	0,023	0,055	101,190
40	41,290	0,044	2,432	0,161	0,087	56,745	0,170	0,002	0,000	0,030	0,082	101,043
62	41,066	0,064	2,488	0,302	0,064	56,883	0,077	0,000	0,000	0,045	0,073	101,062
71	40,914	0,000	3,145	0,090	0,072	57,002	0,000	0,000	0,000	0,067	0,050	101,341
84	41,368	0,037	2,452	0,050	0,007	56,980	0,047	0,028	0,000	0,000	0,065	101,035
90	40,703	0,142	3,527	0,000	0,029	56,626	0,123	0,122	0,000	0,030	0,191	101,492
94	41,116	0,000	2,514	0,111	0,060	56,996	0,202	0,000	0,000	0,031	0,041	101,072
101	41,158	0,000	2,944	0,016	0,031	56,898	0,052	0,046	0,000	0,052	0,051	101,247
102	41,103	0,000	2,896	0,132	0,017	56,835	0,170	0,019	0,000	0,000	0,051	101,223
106	40,949	0,097	2,908	0,204	0,054	56,788	0,129	0,000	0,000	0,028	0,081	101,238
108	41,345	0,032	2,497	0,067	0,135	56,888	0,047	0,011	0,000	0,005	0,056	101,082
115	41,142	0,000	2,750	0,062	0,000	57,003	0,119	0,045	0,000	0,000	0,037	101,158
118	41,342	0,000	2,572	0,136	0,050	56,747	0,103	0,001	0,000	0,057	0,086	101,094
132	40,933	0,044	2,852	0,154	0,055	57,082	0,016	0,000	0,000	0,005	0,073	101,213
136	41,494	0,000	2,299	0,101	0,039	56,883	0,077	0,000	0,000	0,037	0,048	100,978
140	41,166	0,000	2,825	0,073	0,032	56,910	0,047	0,029	0,000	0,000	0,115	101,196
146	40,979	0,032	2,622	0,094	0,086	57,257	0,005	0,007	0,000	0,000	0,042	101,124
147	41,111	0,058	2,971	0,051	0,022	56,814	0,072	0,050	0,000	0,010	0,096	101,256
148	40,673	0,150	2,740	0,166	0,024	57,089	0,196	0,027	0,000	0,003	0,092	101,159
150	41,128	0,000	2,414	0,178	0,047	57,091	0,047	0,000	0,000	0,043	0,079	101,027
151	41,030	0,000	2,965	0,050	0,061	57,001	0,000	0,004	0,000	0,052	0,099	101,262
152	41,163	0,050	2,506	0,112	0,158	57,023	0,000	0,000	0,000	0,035	0,043	101,090
167	41,372	0,030	2,307	0,000	0,044	57,113	0,000	0,015	0,000	0,066	0,033	100,980

172	41,418	0,002	2,114	0,092	0,067	57,086	0,083	0,000	0,000	0,001	0,042	100,905
189	41,526	0,002	2,371	0,111	0,149	56,601	0,196	0,000	0,000	0,024	0,051	101,031
190	40,384	0,000	3,351	0,123	0,000	57,063	0,231	0,158	0,000	0,016	0,085	101,411
204	40,628	0,130	2,113	0,187	0,857	56,560	0,201	0,140	0,000	0,103	0,165	101,083

Muestra N47-2- Formación Mulichinco

Grano	P2O5	La2O3	F	SiO2	Cl	CaO	Ce2O3	Na2O	SrO	FeO	MnO	Total
28	0,848	0,778	0,435	94,107	0,026	0,144	0,544	0,291	1,900	0,631	0,483	100,187
33	47,282	0,001	4,037	0,000	0,010	50,304	0,000	0,005	0,000	0,062	0,000	101,702
45	47,220	0,175	3,673	0,000	0,068	50,288	0,080	0,000	0,000	0,008	0,049	101,561
50	47,287	0,025	3,184	0,062	0,070	50,442	0,223	0,000	0,000	0,051	0,011	101,356
64	46,018	0,000	3,900	0,000	0,022	51,434	0,144	0,000	0,000	0,075	0,054	101,647
65	46,181	0,078	3,148	0,153	0,114	51,261	0,298	0,000	0,000	0,043	0,077	101,350
100	45,676	0,069	3,754	0,000	0,038	51,955	0,040	0,005	0,000	0,000	0,052	101,589

Muestra N49- Formación Mulichinco

Grano	P2O5	La2O3	F	SiO2	Cl	CaO	Ce2O3	Na2O	SrO	FeO	MnO	Total
9	41,030	0,000	2,860	0,328	0,069	56,822	0,026	0,010	0,000	0,023	0,051	101,220
11	41,029	0,000	2,439	0,060	0,295	57,158	0,067	0,000	0,000	0,019	1,047	102,113
15	40,990	0,000	2,882	0,102	0,025	57,093	0,005	0,017	0,000	0,015	0,090	101,219
19	40,773	0,033	3,084	0,157	0,019	56,937	0,207	0,007	0,000	0,013	0,073	101,303
32	40,830	0,008	3,036	0,076	0,057	57,142	0,081	0,000	0,000	0,015	0,044	101,290
33	41,067	0,000	3,095	0,098	0,041	56,815	0,072	0,051	0,000	0,017	0,057	101,313
40	41,026	0,000	2,703	0,085	0,092	57,095	0,062	0,001	0,000	0,059	0,037	101,160
52	41,380	0,000	3,100	0,096	0,019	56,514	0,118	0,026	0,000	0,033	0,025	101,310
58	41,658	0,000	2,311	0,076	0,043	56,747	0,052	0,000	0,000	0,035	0,061	100,983
67	41,257	0,000	2,878	0,002	0,016	56,954	0,000	0,048	0,000	0,001	0,060	101,215
75	41,164	0,000	2,872	0,188	0,072	56,753	0,047	0,007	0,000	0,068	1,044	102,216
77	41,026	0,000	3,332	0,024	0,003	56,614	0,098	0,132	0,000	0,037	0,139	101,405
78	41,118	0,040	2,185	0,300	0,232	56,812	0,192	0,000	0,000	0,023	0,069	100,972
79	41,111	0,040	2,263	0,329	0,235	56,805	0,120	0,000	0,000	0,038	0,066	101,006
80	41,075	0,000	2,936	0,154	0,051	56,786	0,082	0,058	0,000	0,048	0,058	101,248
88	41,330	0,000	2,747	0,042	0,086	56,789	0,083	0,029	0,000	0,028	0,042	101,176
90	41,371	0,000	2,282	0,130	0,132	56,808	0,202	0,000	0,000	0,027	0,039	100,990
94	40,781	0,080	3,006	0,125	0,110	56,997	0,083	0,000	0,000	0,012	0,097	101,291
96	41,386	0,000	2,741	0,098	0,036	56,687	0,128	0,000	0,000	0,051	0,034	101,162
103	41,399	0,026	2,478	0,132	0,087	56,733	0,120	0,000	0,000	0,041	0,046	101,063
105	41,466	0,000	2,914	0,122	0,078	56,499	0,031	0,027	0,000	0,038	0,069	101,244

106	41,135	0,000	2,686	0,006	0,048	57,241	0,000	0,000	0,000	0,007	0,017	101,141
110	41,268	0,034	2,899	0,138	0,011	56,723	0,000	0,026	0,000	0,040	0,084	101,223
113	41,305	0,000	2,605	0,105	0,157	56,844	0,057	0,000	0,000	0,002	0,057	101,133
114	40,424	0,345	2,117	0,365	0,905	55,842	0,603	0,128	0,000	0,203	0,163	101,096
119	41,313	0,000	2,641	0,086	0,134	56,803	0,061	0,000	0,000	0,053	0,050	101,142
125	41,135	0,014	2,439	0,078	0,180	56,982	0,115	0,000	0,000	0,087	0,039	101,068
126	41,094	0,000	2,509	0,040	0,070	57,321	0,000	0,000	0,000	0,000	0,038	101,073
128	41,943	0,000	2,313	0,000	0,039	56,494	0,066	0,010	0,000	0,071	0,046	100,983
130	41,139	0,016	2,578	0,059	0,144	56,958	0,103	0,016	0,000	0,046	0,060	101,118
131	41,264	0,000	2,613	0,148	0,082	56,747	0,056	0,000	0,000	0,049	0,159	101,119
132	41,408	0,029	2,664	0,101	0,168	56,483	0,204	0,002	0,000	0,033	0,069	101,160
135	40,743	0,020	2,660	0,119	0,058	57,279	0,093	0,065	0,000	0,057	0,040	101,134
136	41,017	0,000	2,803	0,215	0,102	56,995	0,000	0,000	0,000	0,024	0,048	101,203
137	41,145	0,055	2,746	0,171	0,140	56,625	0,196	0,018	0,000	0,051	0,041	101,188
139	41,411	0,000	2,553	0,037	0,101	56,848	0,000	0,033	0,000	0,041	0,074	101,098
143	41,047	0,034	2,382	0,156	0,013	57,051	0,228	0,021	0,000	0,007	0,068	101,006
146	40,973	0,026	1,943	0,199	0,145	57,181	0,152	0,004	0,000	0,143	0,083	100,851
149	41,048	0,067	2,735	0,149	0,013	56,902	0,124	0,001	0,000	0,032	0,083	101,155
150	41,272	0,092	2,979	0,201	0,022	56,479	0,103	0,000	0,000	0,036	0,076	101,260
152	41,193	0,067	2,284	0,157	0,097	57,016	0,109	0,000	0,000	0,023	0,039	100,984
155	41,551	0,009	2,718	0,173	0,053	56,447	0,071	0,023	0,000	0,022	0,091	101,156
156	41,453	0,006	2,177	0,015	0,170	56,978	0,031	0,000	0,000	0,051	0,073	100,955
157	41,225	0,000	2,765	0,168	0,081	56,694	0,164	0,000	0,000	0,027	0,058	101,183
160	41,627	0,000	2,329	0,080	0,104	56,560	0,175	0,006	0,000	0,054	0,069	101,005
161	41,162	0,000	2,359	0,129	0,064	57,156	0,057	0,011	0,000	0,032	0,037	101,008
162	40,822	0,056	1,845	0,286	0,938	56,183	0,473	0,112	0,000	0,143	0,131	100,989
165	41,555	0,014	2,661	0,010	0,045	56,720	0,061	0,015	0,000	0,000	0,050	101,130
167	40,661	0,000	3,104	0,189	0,012	57,169	0,042	0,047	0,000	0,000	0,086	101,309
168	41,594	0,000	2,413	0,118	0,035	56,702	0,052	0,000	0,000	0,032	0,079	101,024
169	41,378	0,000	2,430	0,120	0,141	56,813	0,115	0,000	0,000	0,001	0,057	101,054
170	41,291	0,000	3,105	0,175	0,066	56,439	0,056	0,048	0,000	0,039	0,103	101,322
170	41,099	0,000	3,112	0,235	0,063	56,674	0,005	0,025	0,000	0,025	0,087	101,324
171	41,145	0,000	2,744	0,040	0,070	57,115	0,005	0,004	0,000	0,026	0,022	101,171
172	41,325	0,059	2,776	0,124	0,049	56,596	0,145	0,000	0,000	0,023	0,083	101,180
173	41,285	0,000	2,219	0,048	0,170	56,929	0,197	0,014	0,000	0,053	0,060	100,973

Muestra N50-1 Formación Tordillo

Grano	P2O5	La2O3	F	SiO2	Cl	CaO	Ce2O3	Na2O	SrO	FeO	MnO	Total
5	41,195	0,225	2,260	0,221	0,408	56,164	0,3384	0,0675	0	0,0862	0,0789	101,044

13	41,609	0,000	2,780	0,083	0,005	56,562	0,0516	0,0145	0	0,0320	0,0351	101,171
15	41,126	0,000	3,227	0,120	0,012	56,657	0,1419	0,0061	0	0,0510	0,0194	101,362
20	41,109	0,101	2,069	0,154	1,037	55,761	0,4525	0,0531	0	0,2986	0,0697	101,105
21	40,471	0,034	2,030	0,012	0,285	57,857	0,1329	0,0134	0	0,0587	0,0257	100,920
26	41,014	0,006	2,391	0,268	0,072	56,797	0,2014	0,0010	0	0,2359	0,0365	101,024
27	41,019	0,297	2,282	0,191	0,273	56,504	0,3024	0,0166	0	0,0715	0,0673	101,023
32	41,567	0,033	2,750	0,095	0,011	56,459	0,0818	0,0228	0	0,0497	0,0900	101,160
35	41,456	0,106	2,303	0,084	0,859	55,568	0,2456	0,1099	0	0,3078	0,1254	101,164
37	41,666	0,006	1,630	0,000	0,670	56,261	0,0926	0,0593	0	0,2746	0,1779	100,837
48	41,642	0,000	2,356	0,007	0,045	56,809	0,0156	0,0426	0	0,0363	0,0498	101,003
53	41,426	0,000	3,170	0,000	0,027	56,489	0,0257	0,0730	0	0,0782	0,0524	101,341
60	41,532	0,067	2,384	0,227	0,051	56,566	0,1238	0,0031	0	0,0073	0,0520	101,012
65	41,235	0,206	2,617	0,253	0,162	56,152	0,3265	0,0444	0	0,0207	0,1219	101,139
68	41,179	0,112	2,950	0,201	0,009	56,192	0,4344	0,0409	0	0,0532	0,0716	101,244
77	41,202	0,119	2,476	0,206	0,071	56,510	0,3044	0,0523	0	0,0492	0,0687	101,059
91	41,361	0,034	2,549	0,062	0,079	56,773	0,1281	0,0207	0	0,0258	0,0589	101,091
94	41,417	0,000	2,960	0,048	0,035	56,677	0,0000	0,0607	0	0,0329	0,0237	101,255
101	41,372	0,041	3,096	0,000	0,084	56,482	0,0809	0,0451	0	0,1219	0,0000	101,323
109	41,191	0,048	2,382	0,131	0,102	56,943	0,1238	0,0083	0	0,0437	0,0531	101,026
114	41,166	0,028	1,918	0,076	1,002	56,105	0,3552	0,0510	0	0,2541	0,0792	101,033
115	41,580	0,000	2,967	0,007	0,039	56,481	0,0412	0,0855	0	0,0155	0,0412	101,258
119	41,544	0,000	2,593	0,000	0,036	56,700	0,0861	0,0492	0	0,0820	0,0103	101,100
124	41,716	0,087	2,411	0,098	0,021	56,410	0,1180	0,0611	0	0,0352	0,0631	101,020
126	41,580	0,000	2,335	0,114	0,119	56,618	0,1338	0,0000	0	0,0467	0,0623	101,010

Muestra N50-2 Formación Tordillo

Grano	P2O5	La2O3	F	SiO2	Cl	CaO	Ce2O3	Na2O	SrO	FeO	MnO	Total
14	41,050	0,069	3,182	0,238	0,120	56,493	0,061	0,005	0,000	0,109	0,039	101,366
20	41,433	0,075	2,948	0,085	0,105	55,878	0,232	0,242	0,000	0,065	0,201	101,265
21	41,871	0,037	2,257	0,074	0,103	56,336	0,144	0,000	0,000	0,061	0,091	100,974
24	41,761	0,017	2,689	0,001	0,105	56,382	0,151	0,000	0,000	0,011	0,037	101,155
31	41,299	0,037	2,632	0,192	0,108	56,465	0,249	0,000	0,000	0,060	0,092	101,133
37	41,486	0,096	1,876	0,010	0,060	57,030	0,128	0,006	0,000	0,030	0,081	100,803
49	41,267	0,004	3,182	0,000	0,012	56,772	0,000	0,009	0,000	0,026	0,070	101,342
50	41,674	0,094	2,454	0,035	0,176	56,484	0,050	0,017	0,000	0,020	0,068	101,073
54	41,662	0,061	3,074	0,062	0,030	56,247	0,069	0,006	0,000	0,039	0,050	101,301
56	41,032	0,000	3,386	0,042	0,017	56,711	0,113	0,035	0,000	0,000	0,093	101,429
63	41,055	0,024	3,111	0,186	0,072	56,761	0,050	0,000	0,000	0,017	0,050	101,326
71	1,434	0,261	2,459	0,101	0,146	55,945	0,359	0,120	0,000	0,057	0,165	61,047

75	40,655	0,198	2,772	0,385	0,370	56,315	0,391	0,000	0,000	0,065	0,099	101,251
82	41,607	0,133	2,688	0,138	0,015	56,385	0,025	0,002	0,000	0,031	0,110	101,135
124	41,725	0,061	2,927	0,040	0,020	56,204	0,114	0,057	0,000	0,046	0,042	101,238
124	41,632	0,081	3,011	0,000	0,019	56,179	0,170	0,068	0,000	0,046	0,065	101,271
126	41,357	0,100	2,194	0,160	0,237	56,562	0,244	0,000	0,000	0,046	0,078	100,977
144	41,473	0,140	2,543	0,010	0,178	56,601	0,040	0,003	0,000	0,020	0,102	101,111
147	41,699	0,029	2,628	0,120	0,087	56,283	0,125	0,021	0,000	0,000	0,133	101,126

Muestra N51-1- Formación Mulichinco

Grano	P2O5	La2O3	F	SiO2	Cl	CaO	Ce2O3	Na2O	SrO	FeO	MnO	Total
1	40,981	0,000	3,778	0,043	0,002	56,401	0,000	0,205	0,000	0,040	0,142	101,591
7	41,523	0,052	2,979	0,126	0,007	56,010	0,140	0,134	0,000	0,084	0,201	101,257
12	41,094	0,023	2,799	0,030	0,051	56,900	0,072	0,045	0,000	0,093	0,083	101,190
21	41,401	0,159	1,848	0,215	0,871	55,790	0,362	0,090	0,000	0,095	0,144	100,976
26	41,370	0,026	1,790	0,075	1,041	56,327	0,092	0,065	0,000	0,135	0,068	100,989
32	41,496	0,080	2,286	0,052	0,144	56,469	0,115	0,148	0,000	0,099	0,107	100,995
44	41,182	0,026	2,656	0,234	0,226	56,486	0,290	0,016	0,000	0,033	0,020	101,169
46	41,203	0,038	2,894	0,088	0,028	56,816	0,047	0,054	0,000	0,029	0,027	101,225
55	41,078	0,000	2,114	1,051	0,273	57,245	0,067	0,000	0,000	0,056	0,073	101,957
62	41,309	0,093	2,147	0,000	0,487	56,368	0,161	0,060	0,000	0,343	0,046	101,014
69	41,287	0,019	2,235	0,043	0,177	57,113	0,010	0,026	0,000	0,041	0,030	100,980
70	41,126	0,000	3,007	0,118	0,043	56,868	0,000	0,069	0,000	0,000	0,046	101,275
72	41,108	0,044	2,858	0,078	0,094	56,774	0,098	0,048	0,000	0,043	0,079	101,224
74	41,328	0,000	2,552	0,086	0,086	56,991	0,010	0,014	0,000	0,001	0,027	101,094
76	41,293	0,060	2,462	0,000	0,436	56,411	0,031	0,099	0,000	0,294	0,049	101,135
89	40,926	0,053	1,628	0,161	1,045	56,446	0,121	0,141	0,000	0,282	0,118	100,921
94	41,184	0,084	2,818	0,095	0,004	56,961	0,000	0,037	0,000	0,000	0,004	101,188
98	40,974	0,165	2,916	0,232	0,107	56,651	0,144	0,000	0,000	0,056	0,006	101,251
112	40,735	0,104	3,624	0,029	0,005	56,952	0,036	0,020	0,000	0,007	0,013	101,527

Muestra N51-2- Formación Mulichinco

Grano	P2O5	La2O3	F	SiO2	Cl	CaO	Ce2O3	Na2O	SrO	FeO	MnO	Total
15	41,905	0,023	2,833	0,018	0,018	56,293	0	0,002	0	0,018	0,086	101,197
27	41,074	0,105	2,637	0,127	0,039	56,848	0,161	0,060	0	0,026	0,044	101,120
49	41,423	0,047	2,505	0,000	0,085	56,972	0	0,003	0	0,006	0,033	101,074
59	41,716	0,000	3,261	0,000	0,004	56,272	0,020	0,029	0	0,027	0,045	101,374
75	41,590	0,086	2,140	0,006	0,624	56,188	0,130	0,062	0	0,134	0,082	101,043
79	41,630	0,008	2,288	0,108	0,141	56,664	0,091	0,017	0	0,023	0,025	100,996
80	41,210	0,027	3,402	0,000	0,009	56,612	0,005	0,038	0	0,081	0,051	101,435
85	41,748	0,164	2,612	0,214	0,060	55,953	0,232	0,032	0	0,028	0,071	101,114
86	40,886	0,267	2,747	0,192	0,063	56,369	0,412	0,061	0	0,067	0,107	101,171
103	41,060	0,077	2,695	0,359	0,018	56,488	0,199	0,036	0	0,072	0,136	101,139
106	41,106	0,040	3,572	0,078	0,011	56,073	0,244	0,243	0	0,030	0,109	101,506
108	41,397	0,000	3,057	0,051	0,021	56,597	0,045	0,017	0	0,032	0,076	101,293
109	41,165	0,028	3,306	0,000	0,019	56,807	0,021	0,000	0	0,027	0,024	101,396
134	41,451	0,106	2,940	0,258	0,006	55,893	0,182	0,115	0	0,121	0,167	101,239

Muestra N52- Formación Huitrín

Grano	P2O5	La2O3	F	SiO2	Cl	CaO	Ce2O3	Na2O	SrO	FeO	MnO	Total
29	41,320	0,160	2,985	0,323	0,008	55,552	0,472	0,100	0,000	0,103	0,235	101,259
80	42,102	0,017	2,496	0,000	0,080	56,207	0,000	0,034	0,000	0,066	0,066	101,069
44	41,293	0,016	2,606	0,074	0,042	56,860	0,076	0,016	0,000	0,036	0,086	101,107
125	41,380	0,000	2,586	0,004	0,098	56,864	0,026	0,035	0,000	0,054	0,064	101,110
124	41,577	0,180	3,244	0,109	0,008	55,620	0,400	0,083	0,000	0,069	0,078	101,368
66	41,752	0,089	2,354	0,000	0,225	55,756	0,346	0,283	0,000	0,061	0,177	101,041
89	41,806	0,263	3,781	0,155	0,034	54,783	0,468	0,107	0,000	0,142	0,061	101,599
97	42,642	0,000	2,957	0,000	0,008	55,315	0,030	0,074	0,000	0,018	0,203	101,247
13	41,777	0,000	2,797	0,104	0,056	56,333	0,056	0,000	0,000	0,033	0,034	101,189
50	41,885	0,005	3,126	0,000	0,023	56,112	0,086	0,029	0,000	0,023	0,034	101,321

35	42,620	0,119	2,762	0,040	0,005	55,046	0,255	0,116	0,000	0,053	0,148	101,164
111	41,533	0,031	3,154	0,000	0,005	56,369	0,124	0,037	0,000	0,034	0,043	101,329
61	43,397	0,066	2,359	0,000	0,102	54,881	0,099	0,004	0,000	0,049	0,059	101,017
25	42,787	0,012	2,325	0,000	0,057	55,566	0,063	0,058	0,000	0,009	0,116	100,992

Muestra N53-1- Miembro Avilé

Grano	P2O5	La2O3	F	SiO2	Cl	CaO	Ce2O3	Na2O	SrO	FeO	MnO	Total
5	41,631	0,000	2,747	0,119	0,013	56,348	0,088	0,083	0,000	0,077	0,054	101,160
6	41,203	0,100	3,597	0,112	0,004	56,136	0,157	0,059	0,000	0,068	0,079	101,516
10	41,584	0,002	3,163	0,074	0,022	56,172	0,117	0,067	0,000	0,076	0,060	101,337
11	41,152	0,000	3,326	0,079	0,002	56,513	0,154	0,056	0,000	0,036	0,083	101,400
37	41,355	0,000	3,281	0,078	0,012	56,335	0,047	0,111	0,000	0,007	0,158	101,384
43	41,059	0,192	0,967	0,177	2,304	55,263	0,294	0,119	0,000	0,287	0,265	100,926
57	41,386	0,104	2,975	0,088	0,072	56,076	0,154	0,081	0,000	0,084	0,248	101,269
58	41,278	0,026	3,063	0,135	0,049	56,588	0,046	0,026	0,000	0,022	0,067	101,301
66	41,560	0,026	3,058	0,000	0,001	56,465	0,128	0,048	0,000	0,000	0,001	101,287

Muestra N53-2- Miembro Avilé

Grano	P2O5	La2O3	F	SiO2	Cl	CaO	Ce2O3	Na2O	SrO	FeO	MnO	Total
2	41,398	0,020	2,317	0,062	0,081	56,959	0,036	0,000	0,000	0,043	0,078	100,994
8	41,656	0,085	2,745	0,034	0,120	56,315	0,101	0,032	0,000	0,000	0,094	101,182
17	41,541	0,040	3,110	0,096	0,036	56,337	0,116	0,000	0,000	0,026	0,015	101,318
26	41,122	0,013	3,227	0,000	0,050	56,224	0,101	0,054	0,000	0,122	0,457	101,370
33	41,472	0,001	3,070	0,071	0,041	56,156	0,131	0,134	0,000	0,058	0,167	101,301
42	41,652	0,000	3,026	0,000	0,020	56,553	0,000	0,000	0,000	0,000	0,028	101,278
51	42,265	0,047	2,952	0,088	0,020	55,712	0,072	0,041	0,000	0,007	0,045	101,247

Muestra N65-1- Miembro Avilé

Grano	P2O5	La2O3	F	SiO2	Cl	CaO	Ce2O3	Na2O	SrO	FeO	MnO	Total
-------	------	-------	---	------	----	-----	-------	------	-----	-----	-----	-------

5	42,397	0	2,613	0	0,175	55,753	0,090	0,045	0	0,022	0,045	101,14
7	41,170	0,138	2,626	0,344	0,177	56,089	0,441	0,026	0	0,042	0,091	101,146
9	42,018	0,225	2,649	0,116	0,080	55,597	0,248	0,113	0	0,007	0,079	101,133
16	42,185	0	2,529	0,049	0,056	56,104	0,020	0,024	0	0,019	0,090	101,077
19	42,952	0	3,098	0,003	0,062	54,843	0,208	0,069	0	0,015	0,067	101,318
30	42,637	0	2,871	0,097	0,041	55,377	0,050	0,029	0	0,065	0,051	101,218
36	41,382	0	3,603	0,071	0,037	56,190	0,094	0,043	0	0,056	0,047	101,525
42	41,817	0,029	3,033	0,081	0,023	55,883	0,196	0,097	0	0,075	0,047	101,283
47	43,053	0	3,453	0	0,006	54,825	0,026	0,047	0	0,000	0,045	101,455
50	41,662	0,120	2,436	0,3294	0,201	55,839	0,294	0,050	0	0,035	0,105	101,071
59	42,220	0,020	2,450	0	0,097	56,072	0,030	0,030	0	0,014	0,120	101,054
73	42,126	0,066	2,950	0,1454	0,029	55,359	0,449	0,075	0	0,000	0,049	101,249
89	42,482	0,146	2,625	0,1744	0,306	54,989	0,340	0,036	0	0,014	0,063	101,175
96	42,179	0,004	2,322	0,0363	0,277	55,667	0,298	0,129	0	0,054	0,074	101,041
102	42,402	0,078	4,209	0,0805	0,006	54,481	0,305	0,104	0	0,033	0,073	101,773
104	42,352	0,016	2,795	0,0951	0,017	55,509	0,099	0,093	0	0,076	0,128	101,181
109	41,833	0	2,890	0,1276	0,146	55,771	0,269	0,056	0	0,054	0,102	101,249
113	41,394	0	3,311	0,1450	0,018	56,285	0,100	0,037	0	0,019	0,089	101,398
125	41,420	0,168	3,824	0,1200	0,011	55,500	0,341	0,095	0	0,013	0,120	101,613
126	42,440	0,026	3,778	0	0,000	54,979	0,208	0,074	0	0,026	0,060	101,591
136	41,972	0	2,562	0,1047	0,030	56,170	0,121	0,036	0	0,029	0,061	101,086
141	41,877	0,182	2,642	0,3165	0,069	55,427	0,426	0,029	0	0,074	0,085	101,128
145	42,646	0,020	3,213	0,1363	0,018	54,814	0,316	0,020	0	0,029	0,146	101,357

Muestra N65-2- Miembro Avilé

Grano	P2O5	La2O3	F	SiO2	Cl	CaO	Ce2O3	Na2O	SrO	FeO	MnO	Total
13	41,196	0,115	2,771	0,109	0,130	56,689	0,055	0,006	0,000	0,035	0,089	101,197
15	41,149	0,153	2,472	0,124	0,072	56,722	0,247	0,019	0,000	0,001	0,097	101,057
17	41,194	0,095	3,523	0,146	0,011	56,156	0,218	0,013	0,000	0,031	0,096	101,485
25	41,703	0,088	2,550	0,000	0,060	56,542	0,000	0,011	0,000	0,015	0,116	101,087
28	41,565	0,000	2,276	0,082	0,168	56,758	0,000	0,000	0,000	0,038	0,108	100,996
29	41,072	0,017	2,929	0,004	0,063	56,958	0,045	0,000	0,000	0,063	0,096	101,247
37	41,632	0,104	2,410	0,066	0,471	56,007	0,170	0,085	0,000	0,079	0,098	101,121
38	41,489	0,010	3,127	0,000	0,000	56,399	0,000	0,043	0,000	0,072	0,176	101,316
45	41,389	0,094	3,013	0,076	0,042	56,338	0,150	0,000	0,000	0,131	0,045	101,277
53	41,217	0,049	2,879	0,105	0,032	56,621	0,151	0,011	0,000	0,025	0,130	101,219
65	41,476	0,152	2,825	0,035	0,363	56,104	0,140	0,054	0,000	0,024	0,098	101,271
68	41,189	0,134	3,462	0,013	0,017	56,312	0,071	0,091	0,000	0,058	0,114	101,462
75	41,191	0,049	3,030	0,056	0,012	56,686	0,100	0,059	0,000	0,035	0,060	101,279

76	41,206	0,043	2,403	0,048	0,103	57,003	0,026	0,012	0,000	0,045	0,145	101,036
90	40,836	0,314	3,069	0,054	0,478	56,203	0,205	0,038	0,000	0,077	0,125	101,400
96	40,996	0,062	3,668	0,042	0,001	56,423	0,125	0,043	0,000	0,083	0,102	101,544
109	40,599	0,221	3,222	0,444	0,096	56,120	0,500	0,036	0,000	0,045	0,094	101,378

Muestra N68-1- Formación Mulichinco

Grano	P2O5	La2O3	F	SiO2	Cl	CaO	Ce2O3	Na2O	SrO	FeO	MnO	Total
59	43,284	0,000	2,198	0,169	0,148	54,847	0,182	0,000	0,000	0,085	0,047	100,960
85	41,774	0,013	1,793	0,088	1,000	55,584	0,251	0,068	0,000	0,284	0,126	100,980
107	45,866	0,137	2,976	0,100	0,149	51,727	0,253	0,000	0,000	0,034	0,044	101,286
111	41,490	0,001	2,513	0,000	0,084	56,803	0,070	0,006	0,000	0,048	0,063	101,077
115	42,161	0,040	2,568	0,099	0,019	55,987	0,102	0,000	0,000	0,051	0,059	101,086

Muestra N68-2- Formación Mulichinco

Grano	P2O5	La2O3	F	SiO2	Cl	CaO	Ce2O3	Na2O	SrO	FeO	MnO	Total
20	41,342	0,136	1,497	0,245	0,905	55,446	0,584	0,188	0	0,188	0,304	100,835
23	41,543	0,090	1,568	0,161	0,916	55,666	0,272	0,175	0	0,332	0,144	100,867
25	40,994	0,069	1,571	0,201	1,190	55,841	0,432	0,134	0	0,314	0,184	100,930
28	41,153	0,000	2,523	0,193	0,058	57,016	0,016	0,046	0	0,010	0,061	101,076
31	40,411	0,230	2,615	0,542	0,171	56,303	0,659	0,036	0	0,091	0,083	101,140
35	41,342	0,002	3,241	0,120	0,004	56,343	0,159	0,031	0	0,032	0,091	101,366
39	41,110	0,000	2,775	0,021	0,032	57,022	0,000	0,074	0	0,036	0,106	101,175
44	40,739	0,000	3,494	0,058	0,028	57,072	0,026	0,026	0	0,002	0,032	101,478
45	41,187	0,055	2,653	0,104	0,015	56,677	0,279	0,028	0	0,009	0,113	101,120
53	41,039	0,110	1,347	0,166	1,238	55,940	0,408	0,179	0	0,245	0,174	100,846
54	41,119	0,000	1,833	0,125	0,705	56,273	0,368	0,052	0	0,343	0,113	100,931
60	41,505	0,023	2,572	0,034	0,084	56,810	0,031	0,017	0	0,000	0,027	101,103
74	41,365	0,114	3,387	0,094	0,021	56,135	0,056	0,103	0	0,042	0,114	101,431
78	41,257	0,000	1,713	0,019	0,883	56,069	0,245	0,135	0	0,315	0,284	100,920
96	41,774	0,082	2,057	0,032	0,605	55,878	0,144	0,072	0	0,301	0,058	101,002
100	41,597	0,003	1,331	0,116	0,647	56,577	0,094	0,071	0	0,217	0,053	100,706
102	41,126	0,050	2,627	0,121	0,110	56,971	0,045	0,000	0	0,039	0,041	101,131
107	40,973	0,010	3,044	0,000	0,014	57,018	0,010	0,092	0	0,053	0,070	101,285
108	41,042	0,000	3,190	0,249	0,007	56,379	0,185	0,102	0	0,032	0,160	101,345

Muestra N81-1- Formación Mulichinco

Grano	P2O5	La2O3	F	SiO2	Cl	CaO	Ce2O3	Na2O	SrO	FeO	MnO	Total
5	40,747	0,177	2,504	0,077	0,067	57,342	0,089	0,018	0,000	0,037	0,012	101,069

6	41,504	0,112	1,821	0,115	0,491	56,281	0,090	0,038	0,000	0,372	0,054	100,878
9	41,164	0,004	2,801	0,000	0,009	57,083	0,000	0,046	0,000	0,035	0,040	101,181
12	41,447	0,000	2,437	0,094	0,049	56,831	0,058	0,013	0,000	0,063	0,045	101,037
24	41,010	0,056	2,333	0,235	0,301	56,823	0,229	0,008	0,000	0,024	0,032	101,050
29	40,850	0,126	1,566	0,165	1,509	55,907	0,251	0,163	0,000	0,280	0,184	100,999
32	41,163	0,128	1,382	0,311	1,526	55,155	0,569	0,208	0,000	0,234	0,251	100,927
34	41,181	0,183	1,555	0,172	1,594	55,308	0,312	0,174	0,000	0,301	0,232	101,014
36	41,020	0,042	2,406	0,165	0,045	57,166	0,053	0,027	0,000	0,044	0,056	101,024
39	41,219	0,209	1,242	0,217	1,549	55,323	0,457	0,136	0,000	0,305	0,215	100,873
47	42,018	0,108	1,490	0,185	1,582	54,457	0,401	0,152	0,000	0,362	0,228	100,984
52	41,447	0,025	1,319	0,142	1,044	56,114	0,133	0,101	0,000	0,324	0,142	100,791
58	41,373	0,359	1,487	0,192	1,565	55,049	0,276	0,133	0,000	0,286	0,259	100,980
63	40,991	0,089	1,421	0,184	1,556	55,609	0,401	0,185	0,000	0,304	0,209	100,949
68	40,975	0,018	3,257	0,256	0,042	56,678	0,000	0,029	0,000	0,047	0,078	101,381
83	41,057	0,008	2,894	0,000	0,038	57,162	0,000	0,036	0,000	0,016	0,016	101,227
94	40,749	0,100	2,513	0,062	0,270	57,070	0,190	0,086	0,000	0,051	0,028	101,119
96	41,529	0,000	2,592	0,074	0,111	56,650	0,104	0,000	0,000	0,022	0,036	101,116
102	37,687	0,089	0,243	0,000	1,516	60,031	0,346	0,000	0,000	0,286	0,247	100,444
103	40,530	0,233	1,517	0,374	1,517	55,613	0,396	0,262	0,000	0,346	0,194	100,981
108	41,060	0,000	2,539	0,126	0,059	57,157	0,098	0,000	0,000	0,013	0,030	101,083
111	40,451	0,042	2,532	0,052	0,041	57,746	0,074	0,002	0,000	0,071	0,063	101,075
115	41,151	0,000	2,070	0,140	0,138	57,229	0,063	0,000	0,000	0,042	0,070	100,903
124	41,338	0,000	2,698	0,096	0,103	56,823	0,052	0,000	0,000	0,028	0,021	101,159
147	40,732	0,119	1,425	0,238	1,505	55,713	0,459	0,253	0,000	0,271	0,225	100,939
175	40,883	0,024	2,694	0,000	0,031	57,418	0,000	0,006	0,000	0,024	0,061	101,142
181	40,930	0,005	2,659	0,016	0,022	57,228	0,151	0,014	0,000	0,053	0,047	101,125
188	41,026	0,000	3,182	0,068	0,009	56,510	0,169	0,124	0,000	0,048	0,206	101,342
193	40,942	0,141	2,682	0,095	0,217	56,916	0,087	0,021	0,000	0,023	0,054	101,178
197	41,009	0,035	2,845	0,219	0,156	56,797	0,073	0,006	0,000	0,071	0,022	101,232
203	40,721	0,079	2,623	0,196	0,321	56,918	0,162	0,088	0,000	0,036	0,034	101,177
215	40,799	0,051	2,689	0,060	0,069	57,286	0,109	0,000	0,000	0,036	0,048	101,148
216	41,598	0,106	1,444	0,163	1,520	55,216	0,263	0,134	0,000	0,301	0,205	100,951
220	41,447	0,000	2,827	0,061	0,049	56,747	0,000	0,003	0,000	0,000	0,067	101,202
224	40,926	0,064	2,126	0,085	0,655	56,727	0,182	0,030	0,000	0,158	0,089	101,043
225	41,570	0,120	2,928	0,147	0,126	55,995	0,062	0,166	0,000	0,040	0,107	101,261
225	40,900	0,058	2,668	0,064	0,264	56,943	0,118	0,009	0,000	0,068	0,090	101,183
236	40,358	0,080	1,387	0,215	1,521	56,195	0,391	0,209	0,000	0,380	0,193	100,927
242	42,086	0,024	2,925	0,068	0,059	56,036	0,000	0,012	0,000	0,000	0,037	101,245
272	40,648	0,094	1,391	0,147	1,524	56,267	0,340	0,108	0,000	0,223	0,187	100,930
287	40,930	0,000	2,516	0,170	0,073	56,998	0,285	0,000	0,000	0,027	0,077	101,076

288	41,400	0,044	2,961	0,181	0,084	56,270	0,225	0,003	0,000	0,034	0,064	101,266
290	41,218	0,000	3,960	0,085	0,049	56,073	0,117	0,061	0,000	0,042	0,073	101,678
291	40,825	0,080	2,737	0,148	0,110	57,118	0,064	0,000	0,000	0,033	0,062	101,176

Muestra N81-2- Formación Mulichinco

Grano	P2O5	La2O3	F	SiO2	Cl	CaO	Ce2O3	Na2O	SrO	FeO	MnO	Total
11	40,968	0,118	1,556	0,259	1,601	55,456	0,284	0,236	0,00	0,334	0,204	101,015
18	41,614	0,108	1,432	0,070	1,138	55,637	0,297	0,089	0,00	0,317	0,159	100,860
21	41,805	0,107	2,505	0,150	0,067	56,112	0,220	0,011	0,00	0,039	0,054	101,070
22	41,221	0,062	2,680	0,088	0,209	56,477	0,201	0,087	0,00	0,051	0,101	101,175
26	41,520	0,189	1,529	0,154	1,492	54,962	0,415	0,188	0,00	0,299	0,231	100,981
29	41,615	0,226	1,414	0,108	1,501	55,062	0,333	0,196	0,00	0,262	0,216	100,934
36	41,672	0,205	1,579	0,050	1,389	55,253	0,231	0,123	0,00	0,285	0,190	100,978
45	41,459	0,000	2,474	0,186	0,083	56,678	0,015	0,042	0,00	0,000	0,123	101,060
50	41,524	0,168	1,581	0,182	1,536	54,838	0,466	0,186	0,00	0,333	0,198	101,012
61	40,980	0,131	1,528	0,114	1,478	55,788	0,360	0,185	0,00	0,209	0,204	100,977
69	41,943	0,197	1,484	0,091	1,428	54,828	0,300	0,154	0,00	0,307	0,215	100,947
71	41,617	0,000	3,353	0,044	0,001	56,116	0,085	0,068	0,00	0,024	0,104	101,411
74	41,418	0,000	2,820	0,138	0,125	56,367	0,150	0,038	0,00	0,053	0,108	101,216
75	41,044	0,025	2,429	0,252	0,182	56,659	0,240	0,116	0,00	0,068	0,049	101,064
78	41,054	0,130	1,614	0,161	1,165	55,690	0,447	0,162	0,00	0,265	0,254	100,943
81	41,341	0,180	1,554	0,070	1,488	55,402	0,298	0,141	0,00	0,312	0,204	100,989
101	41,238	0,194	1,692	0,246	1,517	55,039	0,436	0,143	0,00	0,325	0,225	101,054
106	41,824	0,000	2,587	0,031	0,092	56,315	0,168	0,000	0,00	0,034	0,058	101,110
109	41,765	0,185	1,360	0,075	1,480	55,025	0,362	0,168	0,00	0,300	0,187	100,907
115	41,204	0,181	1,584	0,20808	1,558	55,122	0,377	0,291	0	0,256	0,238	101,019