



UNIVERSIDAD DE BUENOS AIRES

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales

Departamento de Ciencias Geológicas

**MECÁNICA DE DEFORMACIÓN DE LA CUENCA NEUQUINA
(TRIÁSICO-TERCIARIO)**

Tesis presentada para optar al título de Doctor de la Universidad
de Buenos Aires en el área de Ciencias Geológicas

Alfonso Mosquera

Director de tesis: **Dr. Victor A. Ramos**

Consejero de Estudios: **Dr. Victor A. Ramos**

Lugar de trabajo: **Laboratorio de Tectónica Andina**

Buenos Aires, 2008

INDICE

	Página
RESUMEN	1
ABSTRACT	3
CAPÍTULO I	6
I.1. Introducción.....	6
I.2. Objetivos	7
I.3 Metodología.....	9
I.3.a. Etapa I: Recopilación de información, base de datos.....	9
I.3.b. Etapa II: Interpretación sísmica, mapeo, unidades morfoestructurales.....	10
I.3.c. Etapa III: Análisis de la evolución paleozoica del basamento de la cuenca neuquina, paleogeografía de los Gondwánides	10
I.3.d. Etapa IV: La etapa extensional triásica superior – jurásica inferior.....	11
I.3.e. Etapa V: Secuencias de deformación, distribución areal de la deformación.....	11
I.3.f. Etapa VI: Análisis de orientación de la deformación, orientación y partición de los campos de esfuerzos.....	12
I.3.g. Etapa VII: Análisis cinemático de las placas, modelo mecánico de deformación	12
CAPÍTULO II	
LA EVOLUCIÓN DEL CONOCIMIENTO DE DEFORMACIÓN EN EL ENGOLFAMIENTO NEUQUINO: <i>LA VIGENCIA DE LOS PRIMEROS POSTULADOS Y EL SURGIMIENTO DE NUEVOS MODELOS</i>	13
II.1. Introducción.....	13
II.2. La evolución del conocimiento.....	14

II.2.a. Etapa I (1802-1918): Los cronistas y los pioneros.....	14
II.2.a.i. Los cronistas (1802-1830)000.....	14
II.2.a.ii. Los pioneros (1831-1918).....	16
II.2.b. Etapa II (1919-1949): Los estudios regionales.....	19
II.2.c. Etapa III (1950-1980): La transición	30
II.2.d. Etapa IV (1981-1995): Los nuevos modelos.....	41
II.2.e. Etapa V (1996-2006): La integración 3D.....	46
II.3. Conclusiones.....	48

CAPÍTULO III

LOS PROCESOS ACRECIONALES Y CONVERGENTES PALEOZOICOS EN EL
MARGEN PANTHALÁSICO – PATAGÓNICO DEL GONDWANA:

<i>EL DESARROLLO DE LAS FÁBRICAS DE BASAMENTO DE LA CUENCA NEUQUINA...</i>	49
III.1. Resumen.....	49
III.2. Introducción.....	50
III.3. Evolución tectónica paleozoica del basamento de la cuenca neuquina.....	55
III.3.a. La etapa eopaleozoica	55
III.3.b. La etapa neopaleozoica.....	60
III.3.b.i. Generalidades de la deformación neopaleozoica	65
III.3.b.ii. La deformación de intraplaca.....	69
III.3.b.iii. La faja plegada y corrida de los Gondwánides...	72
III.3.b.iii.1. Los Gondwánides panthalásicos.....	75
III.3.b.iii.2. Los Gondwánides patagónicos	85
III.3.b.iii.2.a. El sector occidental del segmento patagónico	88
III.3.b.iii.2.a.i. Sector de procuña.....	88
III.3.b.iii.2.a.i.1. Sierras de Gould y Carapacha Chica.....	88
III.3.b.iii.2.a.i.2. Sistema de Entre Lomas	91

III.3.b.iii.2.a.ii. Zona axial, núcleo metamórfico y plutónico.....	96
III.3.b.iii.2.a.ii.1. La subcuenca de Picún Leufú.....	98
III.3.b.iii.2.a.ii.2. El sistema de Huincul.....	101
III.3.b.iii.2.a.ii El sector de retrocuña.....	113
III.3.b.iii.2.b El sector oriental del segmento patagónico.....	115
III.3.b.iii.2.b.i. Sector de procuña.....	115
III.3.b.iii.2.b.ii.Zona axial, núcleo metamórfico y plutónico.....	115
III.3.b.iii.2.b.iii. El sector de retrocuña	115
III.3.b.iii.2.b.iii.1. Las islas Malvinas	115
III.3.b.iii.2.b.iii.2. El <i>plateau</i> de Malvinas.	116
III.4. Conclusiones.....	122

CAPÍTULO IV

LA ETAPA EXTENSIONAL PÉRMICA SUPERIOR-JURÁSICA INFERIOR ASOCIADA AL DESMEMBRAMIENTO DEL GONDWANA: LA CONFORMACIÓN FINAL DE LAS ANISOTROPÍAS DEL BASAMENTO DE LA CUENCA NEUQUINA.....	124
IV.1. Resumen.....	124
IV.2. Introducción.....	126
IV.3. Los depocentros extensionales.....	131
IV.3.a. Generalidades.....	131
IV.3.a.i. Geometría.....	131
IV.3.a.ii. Edad de los depocentros.....	132
IV.3.b. Los depocentros occidentales.....	133
IV.3.b.i. La Cordillera Neuquina.....	136
IV.3.b.ii La Cordillera Patagónica.....	136

	Página
IV.3.b.iii. El dorso de los Chihuidos	138
IV.3.c. Los depocentros de sector sur.....	141
IV.3.c.i. Los sectores central y occidental de la dorsal de Huincul.....	141
IV.3.c.ii. Sector oriental de la dorsal de Huincul y la subcuenca de Picún Leufú	141
IV.3.d. Los depocentros del margen nororiental.....	149
IV.4. Integración General.....	151
IV.5. Conclusiones.....	151
IV.5.a. Mecanismo extensional.....	151
IV.5.b. Edad de la deformación.....	152

CAPÍTULO V

LA DEFORMACIÓN DE INTRAPALCA MESO-CENOZOICA DE LA CUENCA NEUQUINA: <i>180MA DE INVERSIÓN TECTÓNICA MULTIEPISÓDICA</i> <i>PRODUCIDAS POR LA ROTACIÓN EL CAMPO DE ESFUERZOS REGIONAL.....</i>	154
V.1. Resumen.....	154
V.2. Introducción.....	155
V.3. Estado actual del conocimiento.....	158
V.4. La deformación de intraplaca de la cuenca neuquina.....	160
V.4.a. Configuración actual y frentes de deformación.....	160
V.4.b. Unidades morfoestructurales.....	163
V.4.b.i. La información de subsuelo.....	166
V.4.b.ii. El sistema o dorsal de Huincul.....	173
V.4.b.ii.1. Generalidades.....	173
V.4.b.ii.2. El segmento andino.....	174
V.4.b.ii.2.a. Evolución temporal de la deformación.....	179
V.4.b.ii.3. El segmento extrandino	180
V.4.b.ii.3.a. El sector occidental.....	183

V.4.b.ii.3.a.i. Cerro Lotena y Cerro Granito.....	183
V.4.b.ii.3.a.ii. La zona de Ramón Castro	184
V.4.b.ii.3.a.iii. Evolución temporal y areal de la deformación.....	189
V.4.b.ii.3.b. El sector central.....	194
V.4.b.ii.3.b.i. La zona externa.....	195
V.4.b.ii.3.b.i.1. Zona de cizalla de Paso de los Indios.....	195
V.4.b.ii.3.b.i.2. El anticlinal de Sauzal Bonito.....	198
V.4.b.ii.3.b.i. La zona axial.....	199
V.4.b.ii.3.b.i.1 Zona de Los Bastos	199
V.4.b.ii.3.b.i.2. Evolución temporal y areal de la deformación.....	202
V.4.b.ii.3.b. El sector oriental	204
V.4.b.ii.3.b.i. Anticlinal de Río Neuquén.....	205
V.4.b.ii.3.b.ii. Anticlinal de Estancia Vieja.....	205
V.4.b.ii.3.b.iii. Evolución temporal y areal de la deformación.....	206
V.4.b.ii.4. Evolución tectónica del sistema de Huincul....	206
V.4.b.ii.4.a. Etapa Ia (Pliensabquiano- Valanginiano)	206
V.4.b.ii.4.b. Etapa Ib (Valanginiano- Cenomaniano)	212
V.4.b.ii.4.c. Etapa II (Cenomaniano- Maastrichtiano).....	212
V.4.b.ii.4.d. Etapa III (Mioceno).....	212
V.4.b.ii.4.e. Etapa IV (Plioceno).....	213

	Página
V.4.b.iii. Cuenca de antepaís	213
V.4.b.iii.1. La cuenca de antepaís deformada de Picún Leufú.....	215
V.4.b.iii.1.a. Evolución tectónica del sistema de Picún Leufú.....	215
V.4.b.iii.2. La cuenca de antepaís deformada de Los Chihuidos-Entre Lomas.....	216
V.4.b.iii.2.a. El sistema de los Chihuidos.....	218
V.4.b.iii.2.a.i. Etapa Ia.....	218
V.4.b.iii.2.a.ii. Etapa Ib.....	222
V.4.b.iii.2.a.iii. Etapa II.....	222
V.4.b.iii.2.a.iv. Etapa III	223
V.4.b.iii.2.a.v. Etapa IV.....	223
V.4.b.iii.2.b. La Antefosa de Añelo.....	223
V.4.b.iii.2.b.i. Etapa Ia.....	224
V.4.b.iii.2.b.i. Etapa Ib.....	224
V.4.b.iii.2.b.ii. Etapa II	224
V.4.b.iii.2.b.iii. Etapa III.....	224
V.4.b.iii.2.c. El sistema de Entre Lomas	225
V.4.b.iii.2.c.i. Etapa Ia.....	225
V.4.b.iii.2.c.ii. Etapa Ib.....	226
V.4.b.iii.2.c.iii Etapa II.....	226
V.4.b.iii.2.c.iv. Etapa III	229
V.4.b.iii.2.c.iv. Etapa IV	229
V.4.b.iv. Faja plegada y corrida.....	229
V.4.b.iv.1. La fosa de Loncopué.....	229
V.4.b.iv.2. La faja plegada y corrida del Agrio.....	229
V.4.b.iv.3. Cordillera Patagónica	230

	Página
V.4.b.iv.4. Cuenca de Collón Cura	230
V.4.b.iv.5. La plataforma patagónica	231
V.5. Conclusiones	231
CAPÍTULO VI	
INTERPRETACIÓN TECTÓNICA DE LA DEFORMACIÓN DE INTRAPLACA DE LA CUENCA NEUQUINA: <i>180 MA. DE DEFORMACIÓN CONTROLADA POR LOS CAMBIOS EN EL MARGEN CONVERGENTE PACÍFICO</i>	
	234
VI.1. Introducción.....	234
VI.2. Los principales estadios oceánicos y de deformación de intraplaca de antepaís	235
VI.2.a. Estadio Aluk inicial.....	235
VI.2.b. Estadio Aluk tardío.....	236
VI.2.c. Estadio Farallón.....	237
VI.2.d. Estadio Nazca	237
VI.3. Integración con la evolución mesozoica de los Andes	239
VII. CONCLUSIONES.....	242
VII.1. Revisión histórica.....	242
VII.2. Etapa paleozoica.....	244
VII.3. Etapa extensional.....	244
VII.3.a. Mecanismo extensional.....	245
VII.3.b. <i>Timing</i>	245
VII.4. Etapa meso-cenozoica.....	246
VIII. AGRADECIMIENTOS	251
IX. BIBLIOGRAFÍA	252

A Mónica, Milena y Magalí

RESUMEN

El engolfamiento neuquino, desarrollado en el sector extra-andino del segmento austral de los Andes Centrales, constituye un excelente ejemplo para el estudio de deformación de intraplaca asociada a un margen convergente en una cuenca de retroarco.

El engolfamiento neuquino fue sometido a un extenso proceso de deformación de intraplaca que se desarrolló durante el Mesozoico y Cenozoico, caracterizada por períodos de transpresión, compresión ortogonal al margen continental, extensión y de quietud que alternaron en los diferentes sectores del engolfamiento. La misma estuvo principalmente controlada por la rotación y cambios de magnitud de los campos de esfuerzo y el alto grado de anisotropía del basamento paleozoico.

La deformación de intraplaca se desarrolló siguiendo dos direcciones preferenciales, nordeste y oeste-noroeste, coincidentemente con las orientaciones de las fábricas paleozoicas de basamento.

Las mismas fueron el resultado de una serie de eventos colisionales de 200 m.a. de duración a lo largo del margen phantalásico del Gondwana. Las fábricas de orientación nordeste se originaron en el desarrollo de fajas plegadas y corridas sintéticas y suturas producto de la acreción de los terrenos Cuyania y Chilenia durante el Ordovícico Inferior y el Devónico tardío.

En tanto que las fábricas de orientación oeste-noroeste fueron el producto del desarrollo de la faja plegada y corrida compuesta de los Gondwánides y de la sutura asociada a la colisión de la microplaca de Patagonia durante el Pérmico inferior.

La integración de la información del basamento brindada por la sísmica de reflexión, pozos exploratorios, magnetometría y afloramientos permitió establecer la segmentación orogénica de los Gondwánides y la paleogeografía de los segmentos colisional y convergente. De esta manera se pudo establecer que el engolfamiento neuquino se desarrolló sobre los sectores de núcleo axial metamórfico y procuña de la faja plegada colisional de los Gondwánides.

Estos corrimientos sufrieron un proceso de inversión tectónica negativa durante el período de extensional que se extendió desde el Pérmico Medio hasta el Jurásico temprano controlando parcialmente la geometría, dimensiones y orientación de un denso mosaico de hemigrábenes asociados que conformaron una cuenca de retroarco durante un estadio de *rollback* negativo que se extendió desde el Triásico Superior hasta el Jurásico Inferior (Sinemuriano).

El campo extensional se orientó con el vector σ_3 en dirección NE, resultando en el desarrollo de hemigrábenes de orientación NO y ONO, con fuerte control de las anisotropías paleozoicas del basamento.

Los principales depocentros se ubicaron a lo largo de la sutura del terreno de Patagonia en el extremo sur del engolfamiento.

Estos depocentros fueron afectados por un largo y continuo proceso de deformación de intraplaca de 190 m.a. de duración que afectó al engolfamiento neuquino.

La integración de información sísmica 2D y 3D, datos de pozos y afloramientos permitió identificar las distintas unidades morfoestructurales que conforman el engolfamiento neuquino y analizar en cada una de ellas los diferentes períodos de deformación.

El análisis de la historia de deformación en los distintos sectores evidencia un cambio en la orientación de los campos de esfuerzo durante cada estadio.

El primer evento de deformación comienza en el Jurásico temprano, con un vector principal de los esfuerzos con orientación N-NO.

El campo de esfuerzos rotó en sentido noroeste durante el Cenomaniano, cuando una orientación más perpendicular al margen continental fue dominante.

Luego de un período de quietud durante el Paleógeno, caracterizado por una subducción oblicua, un evento de deformación final ocurrió durante el Mioceno tardío, durante el cual la orientación del campo de esfuerzos fue principalmente este-oeste. En forma póstuma se produce una extensión generalizada durante el Plioceno.

Los cambios de los campos de esfuerzos fueron correlacionados con los cambios en los vectores de convergencia entre las placas oceánicas de Aluk, Farallón y Nazca y las placas continentales de Gondwana o Sudamérica.

El estadio de Aluk inicial se caracteriza por una fuerte inversión tectónica oblicua y desplazamiento de rumbo concentrada a lo largo de la faja de deformación de intraplaca del sistema de Huincul durante el período jurásico-valanginiano, desarrollado a lo largo de la sutura de Patagonia en el sector sur del engolfamiento. La deformación del sistema de Chihuidos y Entre Lomas fue más sutil.

El estadio de Aluk tardío muestra una reducción de la inversión y desplazamiento en el sistema de Huincul y una reducción areal de la deformación desde el Valanginiano hasta el Cenomaniano.

Este momento marca el cambio al estadio de Farallón, con una fuerte inversión del sistema de Entre Lomas, asociado al desarrollo de la faja plegada y corrida del Agrio en la zona de retroarco.

El estadio de Nazca corresponde al principal episodio de deformación e inversión tectónica, seguido por el colapso de varias estructuras durante el Plioceno.

La relación existente entre la deformación de intraplaca y los cambios en el vector de convergencia en el engolfamiento neuquino muestran el alto grado de correlación de los análisis estructurales y de mecánica de deformación realizados sobre información de distintas fuentes y diferentes escalas de trabajo.

La metodología aplicada en este trabajo para determinar la orientación de los campos de esfuerzos regionales podría constituir una herramienta importante para el estudio de la evolución temporal de los regímenes tectónicos en zonas donde se carece de control de la dinámica de las placas oceánicas.

Los resultados obtenidos hacen de la deformación de intraplaca de la cuenca neuquina un caso tipo para comprender la génesis de estructuras sutiles en un ambiente tectónico de ocurrencia mundial.

ABSTRACT

The Neuquén embayment developed along the eastern foothills of the southern Central Andes represents an excellent case study to understand the intraplate deformation processes associated to a convergent margin in a backarc – foreland basin setting.

The Neuquén embayment was affected by a long intraplate deformation event during the Mesozoic and Cenozoic, characterized by periods of transpression, almost orthogonal contraction to the continental margin, extension, and relative quiescence that alternate in different sectors. This deformation process was mainly controlled by the rotation and changes in the magnitude of the regional stress field and the high degree of anisotropy of the paleozoic basement.

The intraplate deformation developed along two main directions, northeast and west-northwest, following the main basement fabric orientations.

The development of the Paleozoic basement fabrics was the result of a 200 m.y. period of collisional events along the Panthalassic Margin of the Gondwana. The northeast trending fabrics have been associated to the development of syntetic fold

and thrust belts and sutures resulting from the accretions of the Cuyania and Chilena terranes during early Ordovician and late Devonian times.

On the other hand, the west-northwest striking fabrics were originated in the development of the collisional segment of the Gondwánides fold and thrust belt and the suture associated to the accretion of the Patagonia microplate to the western margin of Gondwana during the early Permian.

The integration of seismic, wellbore, magnetic and gravity as well as surface geology data, allowed to establish the orogenic segmentation of the Gondwánides fold and thrust belt and to reconstruct the paleogeography of its collisional and convergent sectors. The basement of the Neuquén embayment comprises the axial metamorphic core and prowedge sectors of the Patagonian or collisional segment of the Gondwanides fold and thrust belt.

This thrustbelt underwent a negative tectonic inversion process during the extensional period. It started during the Upper Permian in the northern Neuquén basin and reached its climax during the Lower Jurassic in the embayment sector, enhancing the degree of anisotropy of the basement. This extensional mechanism strongly controlled the geometry, size and orientation of a dense mosaic of half-grabens, that formed a marginal basin during a period of negative rollback developed during the Late Triassic to Early Jurassic (Sinemurian).

The regional stress field was oriented with the σ_3 vector oriented NE, resulting in the development of northwest and west-northwest oriented hemigrabens, strongly controlled by the Paleozoic basement fabrics.

The most conspicuous depocenters developed along the Patagonian suture in the southern sector of the Neuquén embayment.

These depocenters were affected by a long-term and continuous intraplate deformation process that lasted almost 190 m.y..

Based on 2D and 3D seismic coverage and subsurface information, the different morphostructural units present in the embayment were identified to establish the deformation history in each sector.

The analyses of the deformation histories of these sectors show the changing pattern of the stress orientation in each episode. The earliest shortening was produced in the Early Jurassic with the main stress oriented in the north-northwest sector. The

stress rotated to the northwest up to Cenomanian times, when a more orthogonal orientation to the continental margin was dominant.

After a period of quiescence in the Neuquén embayment, with strong oblique subduction during the Paleogene, final deformation took place in Late Miocene times with a west-east orientation of the main stress, followed by Pliocene extension. The changes in the stress patterns along time were correlated with the oceanic plate kinematic changes resulting in different orientation of the convergence vectors between the Aluk, Farallon, and Nazca oceanic plates and the Gondwana or South American continental plates.

The initial Aluk stage is characterized by the strong tectonic inversion by oblique shortening and right-lateral strike-slip concentrated in the Huincul system from Jurassic to Valanginian with subtle deformation in the Chihuidos and Entre Lomas systems. The late Aluk stage shows a reduced inversion and displacement in the Huincul system, with a general retreat of the deformation up to the Valanginian times.

This time marked the change to the Farallon stage with prominent tectonic inversion in the Entre Lomas system, resulting from the inception of the Agrio fold and thrust belt in the retroarc area. This belt developed during most of the Late Cretaceous, when the embayment showed a general quiescence. The Nazca stage is related to the main episode of uplift, tectonic inversion of the previous halfgrabens and important strike-slip, followed by collapse of some selected structures during Pliocene times.

The relation between intraplate deformation and the convergent vector changes in the Neuquen Embayment shows that the mechanic analyses derived from different databases have a strong coherence. This fact could be an important tool to asses the tectonic regime through time in other regions where the oceanic control is not available. These results place the Neuquen intraplate deformation as a classical case to show the genesis of subtle structures in this tectonic setting of world-wide significance.

CAPÍTULO I

I.1. Introducción

La cuenca neuquina, desarrollada entre los 36° y 40° de latitud sur, corresponde a una cuenca de retroarco y de antepaís desarrollada durante el Jurásico, Cretácico y Cenozoico. La configuración actual de la cuenca, con una superficie de 160.000 km², está compuesta por dos sectores. El sector occidental andino, correspondiente a la faja plegada del Agrio y al extremo sur de los Andes Centrales, y el sector extrandino, denominado engolfamiento neuquino, donde se concentra la mayor parte de la actividad petrolera (Fig. 1).

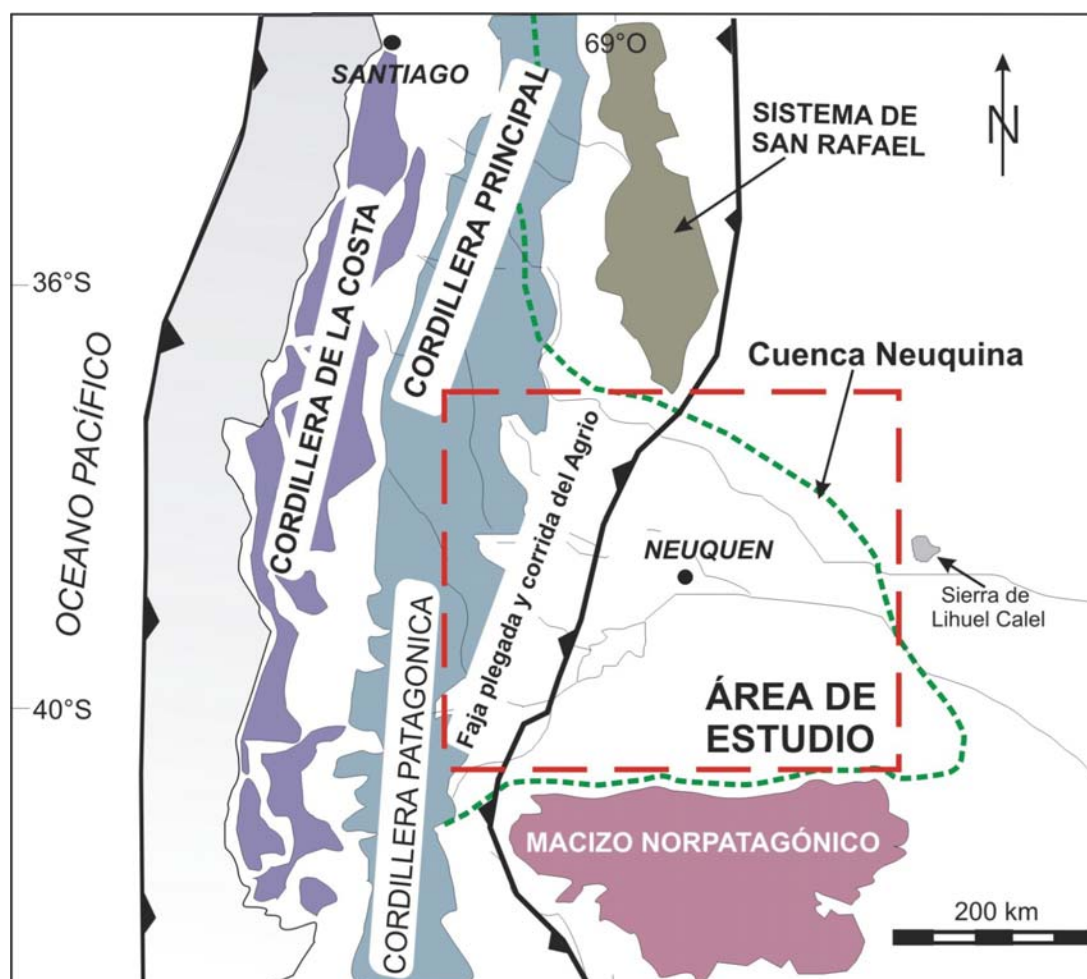


Figura 1. Mapa de ubicación de la cuenca neuquina mostrando el área de estudio del presente trabajo de investigación y las principales unidades morfoestructurales que limitan a la cuenca neuquina. Obsérvese el límite de la cuenca neuquina de antepaís para el Cretácico Superior y el desarrollo del frente orogénico mioceno que separa la faja plegada y corrida del Agrio del sector extrandino o engolfamiento neuquino.

La cuenca neuquina posee una continua y compleja historia de deformación de intraplaca a lo largo de toda su evolución. Constituye un excelente ejemplo para el estudio de la deformación de cuencas de retroarco y antepaís, tanto por su historia tectónica como por la calidad sus afloramientos que se reflejan en la cantidad de estudios e información que posee. Es de hecho una de las cuencas sedimentarias argentinas con mayor volumen de estudios e información geológica provista tanto por estudios de geología de superficie como por la extensa actividad realizada por la industria petrolera.

Si bien la cuenca cuenta con numerosos y modernos trabajos de integración, existe un marcado contraste entre el alto grado de desarrollo del conocimiento de la estratigrafía y el menor nivel de integración en lo referente a la evolución tectónica y los estilos estructurales.

Esta diferencia histórica se debió a los siguientes factores:

- La compleja historia tectónica, durante la cual diversos sectores de la cuenca fueron alternadamente sometidos a sucesivos regímenes compresivos, distensivos y transcurrentes.
- La necesidad de contar con un volumen crítico de información de subsuelo, dado que la mayor parte de la cuenca se ubica en el sector extrandino y carece de afloramientos.
- La dificultad para acceder a la información de pozos y sísmica 2D y 3D, propiedad de las compañías petroleras.

Durante los últimos diez años, la registración extensiva de sísmica 3D en la cuenca y una mayor facilidad de acceso a la información proveyeron una base de datos inmejorable para el análisis estructural.

A su vez el desarrollo de computadoras y programas de computación capaces de almacenar y manejar grandes volúmenes de información sísmica 2D y 3D dieron un marco ideal para la integración de la información.

I.2. Objetivos

En este contexto, se propone como objetivo principal de este trabajo de investigación la elaboración de un **modelo mecánico simple que permita explicar en forma integrada las secuencias y estilos estructurales de la cuenca neuquina.**

Como objetivos particulares de la presente tesis doctoral se encuentran:

- ✓ Identificar las anisotropías de basamento que controlaron la orientación y desarrollo de los distintos trenes estructurales a partir del estudio de los eventos de deformación paleozoicos que conformaron el basamento de la cuenca neuquina. Integrar la información de afloramientos, con la sísmica 2D y 3D, pozos exploratorios y datos magnetométricos y gravimétricos a los fines de reconstruir la paleogeografía y características de la faja plegada y corrida de los Gondwánides.
- ✓ Analizar la mecánica de los procesos extensionales que dieron lugar a la conformación de los hemigrabenes de edad triásica superior – jurásica inferior y su relación con las estructuras paleozoicas. De este modo se buscará conocer las características y génesis de las anisotropías de basamento que controlaron la deformación de intraplaca mesozoica y terciaria.
- ✓ Estudiar las secuencias de deformación a lo largo de la evolución de la cuenca neuquina, identificando y correlacionado distintos eventos compresionales y extensionales presentes en las distintas partes de la cuenca constituidas por la plataforma nororiental, la dorsal de Huincul, el centro de la cuenca y la faja plegada y corrida.
- ✓ Identificar y caracterizar los diferentes trenes estructurales de cada uno de los ámbitos de la cuenca, evaluando su orientación, desarrollo areal, estilos estructurales y la historia de deformación.
- ✓ Relacionar los diferentes estadios de convergencia entre las placas oceánicas pacíficas de Aluk - Farallón - Nazca durante el Jurásico, Cretácico y Terciario, con la placa sudamericana y las etapas de deformación de la cuenca neuquina.
- ✓ Integrar los rasgos cinemáticos de fondos oceánicos y las etapas de deformación de la cuenca para proponer el modelo mecánico - evolutivo de la deformación.

I.3. Metodología

La metodología aplicada al trabajo de investigación está basada en la interpretación e integración de la información de subsuelo dada por sísmica 2D y 3D y pozos. En tanto que la información de geología de superficie, como ser mapas geológicos, secciones estratigráficas, estructurales, e imágenes satelitales, fueron usados como complemento en las zonas de afloramiento tales como la faja plegada y corrida y el sector occidental de la dorsal de Huincul. Finalmente se integró la información de subsuelo y de superficie.

A continuación se enumeran las etapas seguidas para el desarrollo del plan de investigación:

- I.3.a. Etapa I: Recopilación de información, base de datos

- ✓ Recopilación de información de sísmica 2D y 3D y de pozos de la cuenca neuquina con mayor densidad de datos en la zona del engolfamiento neuquino.
- ✓ Recopilación bibliográfica de los principales trabajos publicados que analizaron la evolución temporal y espacial de la deformación mesozoica de la cuenca y la tectónica paleozoica del basamento.
- ✓ Recopilación de información recientemente publicada de la cuenca neuquina, con especial énfasis en la búsqueda de mapas y secciones sísmicas realizados con sísmica 3D. Dicha información fue utilizada para completar las zonas sin información disponible en la base de datos.
- ✓ Armado de un proyecto regional de sísmica 2D y 3D y pozos en el programa de computación *Kingdom Suite* de la empresa *Seismic Micro-Technology Inc.* Versión 8.3.
- ✓ Armado de cinco proyectos locales de interpretación en el mismo programa de computación para los distintos sectores del engolfamiento.

-I.3.b. Etapa II: Interpretación sísmica, mapeo, unidades morfoestructurales

- ✓ Elaboración de un mapa estructural regional en profundidad a la base de la Formación Vaca Muerta. Interpretación en los proyectos sísmicos locales e integración regional final.
- ✓ Determinación de las principales unidades morfoestructurales, extensión y límites. Mapeo de los límites de la deformación miocena.
- ✓ Determinación de los estilos y trenes estructurales presentes en cada unidad morfoestructural.
- ✓ Confección de cortes sísmicos regionales a través del engolfamiento Neuquino. Elaboración de secciones sísmicas clave de cada unidad morfoestructural.

-I.3.c. Etapa III: Análisis de la evolución paleozoica del basamento de la cuenca neuquina, paleogeografía de los Gondwánides

- ✓ Integración de la información de geología de superficie y publicaciones con la sísmica 2D y 3D del sector nororiental de la cuenca neuquina, a los fines de definir la evolución tectónica eopaleozoica de la cuenca neuquina y su relación con las anisotropías del basamento, en especial las relacionadas con la evolución del sistema de San Rafael.
- ✓ Integración de la información de geología de superficie y publicaciones con la sísmica 2D y 3D de la cuenca neuquina, en especial la de los bordes de cuenca a los fines de definir la evolución tectónica neopaleozoica de la cuenca neuquina y su relación con las anisotropías del basamento.
- ✓ Elaboración de un modelo paleogeográfico de la faja plegada y corrida de los Gondwánides a los fines de definir la relación entre el evento de deformación sanrafaélico de edad pérmica inferior y los modelos colisionales asociados a la colisión de Patagonia de la misma edad. El

mismo se desarrollará a partir de la misma información que para el análisis de la deformación eopaleozoica, pero incorporando información de las cuencas de Malvinas y Austral. De este modo se espera de desarrollar un modelo a escala de todos los segmentos de la faja plegada y corrida de los Gondwánides tanto en su segmento colisional como convergente. Con este modelo se espera establecer la ubicación relativa de la cuenca neuquina en la faja plegada de los Gondwánides y el origen de las anisotropías de orientación aproximadamente oeste-este que se desarrollan en los sectores sur y centrales del engolfamiento neuquino.

-I.3.d. Etapa IV: La etapa extensional triásica superior – jurásica inferior

- ✓ Análisis de la configuración de los principales depocentros extensionales y su relación con las fajas pegadas y corridas paleozoicas en especial la de los Gondwánides.
- ✓ Determinación de un modelo mecánico que explique la geometría, configuración y distribución de los depocentros.

-I.3.e. Etapa V: Secuencias de deformación, distribución areal de la deformación

- ✓ Determinación de la secuencias de deformación a partir del análisis de los cortes sísmicos regionales y claves. Análisis de la evolución tectónica de cada unidad morfoestructural.
- ✓ Análisis de la evolución areal de la deformación en cada una de las unidades morfoestructurales e integrar en mapas regionales.
- ✓ Trabajo de campo para la verificación de puntos críticos de convergencia tectónica, en el ámbito de la dorsal de Huincul y la faja plegada y corrida del Agrio.
- ✓ Elaboración de una carta tectonoestratigráfica de la cuenca neuquina.

-I.3.f: Etapa VI: Análisis de orientación de la deformación, orientación y partición de los campos de esfuerzos

- ✓ Selección de puntos de análisis de la deformación, selección de cubos sísmicos 3D y datos de afloramiento.
- ✓ Determinación de la orientación y partición de los campos de esfuerzos para cada una de las secuencias de deformación y unidades morfoestructurales de la cuenca neuquina, a partir del análisis geométrico de los diferentes trenes estructurales.
- ✓ Elaboración de mapas estructurales con la orientación de los esfuerzos regionales para cada secuencia de deformación.

-I.3.g. Etapa VII: Análisis cinemático de las placas, modelo mecánico de deformación

- ✓ Análisis cinemático de la interacción de las placas oceánicas (Aluk - Farallón - Nazca) y la placa sudamericana durante el Jurásico y Cretácico y Terciario, a partir del análisis geométrico.
- ✓ Integración de los campos de esfuerzos regionales derivados del análisis de los trenes estructurales con los vectores de convergencia entre las placas oceánicas pacíficas de Aluk -Farallón-Nazca y la placa sudamericana teniendo en cuenta el ángulo y velocidad de convergencia.
- ✓ Elaboración de un modelo mecánico que explique los distintos estilos estructurales y las secuencias de deformación para cada etapa de desarrollo de la cuenca neuquina.
- ✓ Integración del modelo mecánico de deformación de la cuenca neuquina con otros sectores de los andes sudamericanos en los que la orientación de los vectores de convergencia entre las placas oceánicas pacíficas y la placa continental sudamericana controlaron la evolución tectónica y magmática mesozoica y cenozoica.

CAPÍTULO II

LA EVOLUCIÓN DEL CONOCIMIENTO DE LA DEFORMACIÓN EN EL ENGOLFAMIENTO NEUQUINO:

LA VIGENCIA DE LOS PRIMEROS POSTULADOS Y EL SURGIMIENTO DE NUEVOS MODELOS

II.1. Introducción

El conocimiento actual de la estructura y geología de la cuenca neuquina es el fruto de más de ciento veinte años de estudios geológicos desarrollados desde fines del siglo XIX. Corresponde a Gustavo Ave Lallement el mérito de haber sido el primer geólogo en documentar la existencia de depósitos de edad jurásica en la cuenca neuquina. Sus hallazgos fueron publicados en 1887 en su artículo *Estudio Orográfico de la Cordillera de Mendoza y Neuquén* (Ave Lallement, 1887).

Desde sus comienzos la región del Neuquén provocó un continuo interés científico, el cual fue impulsado además por factores externos de carácter político y económico. El factor político nacía de la necesidad del poder central de Buenos Aires de completar la integración territorial del país, incorporando vastas regiones de desierto y establecer fronteras definitivas con Chile. El factor económico fue el comienzo de la exploración de petróleo que en el año 1918, da lugar al primer descubrimiento de hidrocarburos en la cuenca neuquina, en la localidad de Plaza Huinul.

La actividad petrolera se convirtió en un elemento fundamental en la evolución del conocimiento geológico de la región del Neuquén a lo largo de toda su historia científica. Los mayores avances del conocimiento se dieron precisamente a partir de la integración de los datos aportados por los estudios de geología de superficie tradicionalmente a cargo del Servicio Geológico Nacional y la información de subsuelo brindada por la actividad petrolera, principalmente por Yacimientos Petrolíferos Fiscales.

Las características estructurales y la compleja mecánica de deformación de la cuenca se convirtieron en temas centrales de investigación y discusión ya en las primeras travesías realizadas a través de los Andes neuquinos. En los primeros trabajos regionales realizados por Burckhardt (1900), Keidel (1925), Groeber (1929) y

Herrero Ducloux (1946) llamó la atención la existencia de estructuras de orientación este - oeste transversales a la Cordillera de los Andes en el sector sur de la cuenca neuquina (Fig. 1) y la presencia de numerosas fases diastólicas mesozoicas (Fig. 2) subyaciendo a la importante deformación terciaria.

Esos trabajos pioneros postularon hipótesis de vanguardia y actualmente vigentes tales como la posible existencia de estructuras paleozoicas en el sustrato de la cuenca y el control que las mismas habrían ejercido en la deformación mesozoica y terciaria.

Estos temas fueron luego desarrollados con diversos enfoques y tecnologías a largo del siglo veinte y constituyen aun hoy temas centrales de investigación.

El objetivo de este capítulo es presentar un análisis evolutivo del conocimiento de la deformación y estructura de la cuenca neuquina, especialmente del sector extrandino.

Se propone una división en cinco etapas para el análisis de la evolución del conocimiento geológico y de la deformación de la cuenca, basada principalmente en los enfoques, información y tecnologías disponibles a lo largo de los siglos XIX, XX y XXI.

- Etapa I : Los cronistas y los pioneros (1802-1918)
- Etapa II : Los estudios regionales (1919-1949)
- Etapa III: La transición (1950-1980)
- Etapa IV: Los nuevos modelos (1981-1995)
- Etapa V : La integración 3D (1996-2008)

II.2. La evolución del conocimiento

II.2.a. Etapa I (1802-1918): Los cronistas y los pioneros

II.2.a.i. Los cronistas (1802-1830)

El conocimiento de la existencia de rocas sedimentarias con fósiles y manaderos de petróleo en la cuenca neuquina se remontan a principios del siglo XIX, siendo las primeras evidencias las menciones de cronistas que atravesaban el territorio neuquino en dirección a Buenos Aires.

Las primeras menciones de “animales marinos”, “caracoles petrificados” y manaderos de petróleo correspondieron a Cerro y Zamudio (1802 y 1803), seguidas por Luis de la Cruz (1806) que en su viaje de Vallenar (Chile) a Buenos Aires, redescubrió los

manaderos de petróleo y encontró afloramientos de asfaltitas en el sur mendocino. Estas crónicas constituyen los primeros testimonios de la geología de la cuenca neuquina.

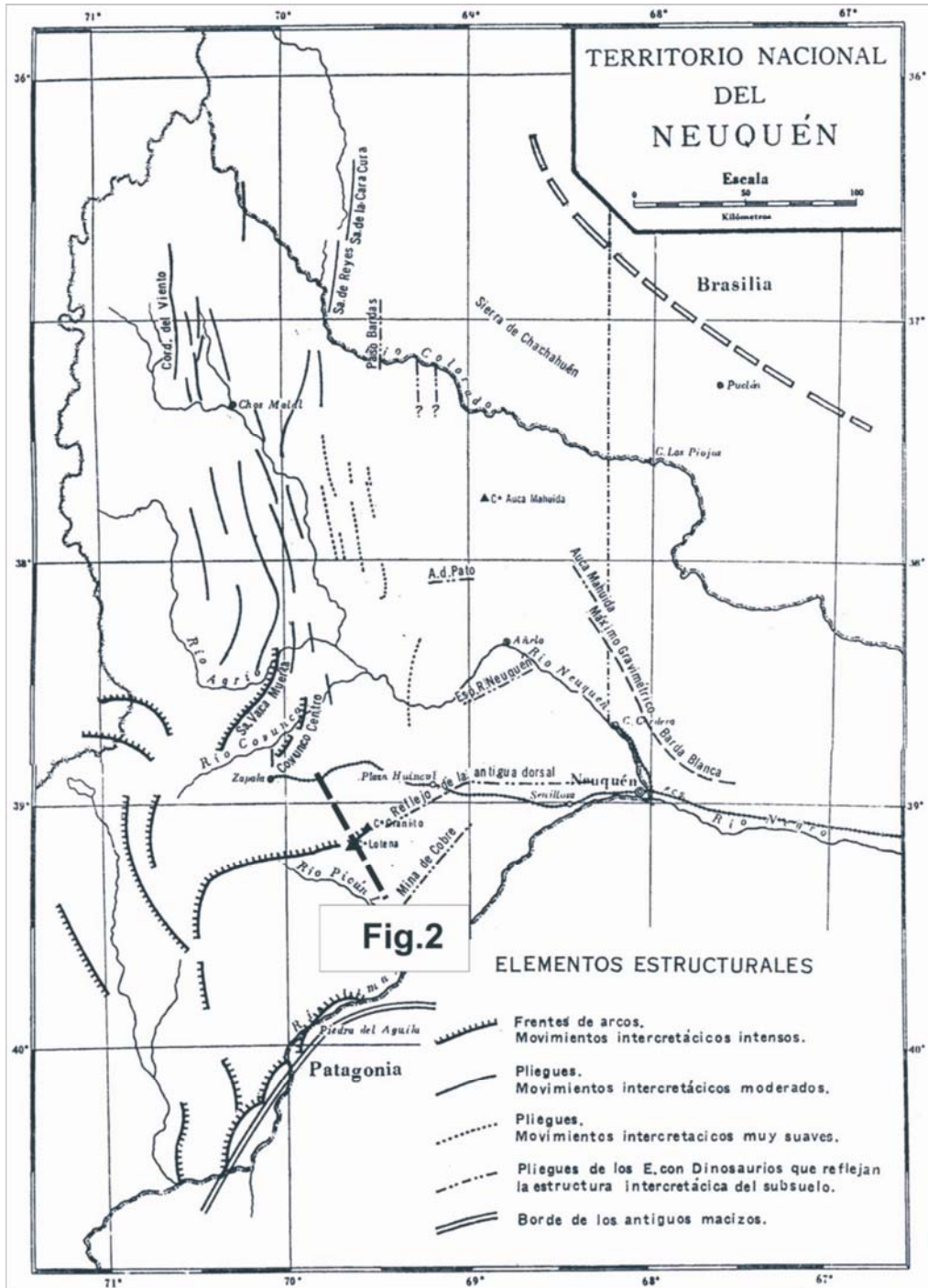


Figura 1. Mapa de ejes estructurales con actividad tectónica durante el Cretácico superior, según Herrero Ducloux (1946), mostrando la disposición transversal de los ejes estructurales correspondientes a la dorsal de Huincul respecto de la orientación norte-sur de la cordillera de los Andes. Obsérvese como dichas estructuras bisectan los Andes neuquinos.

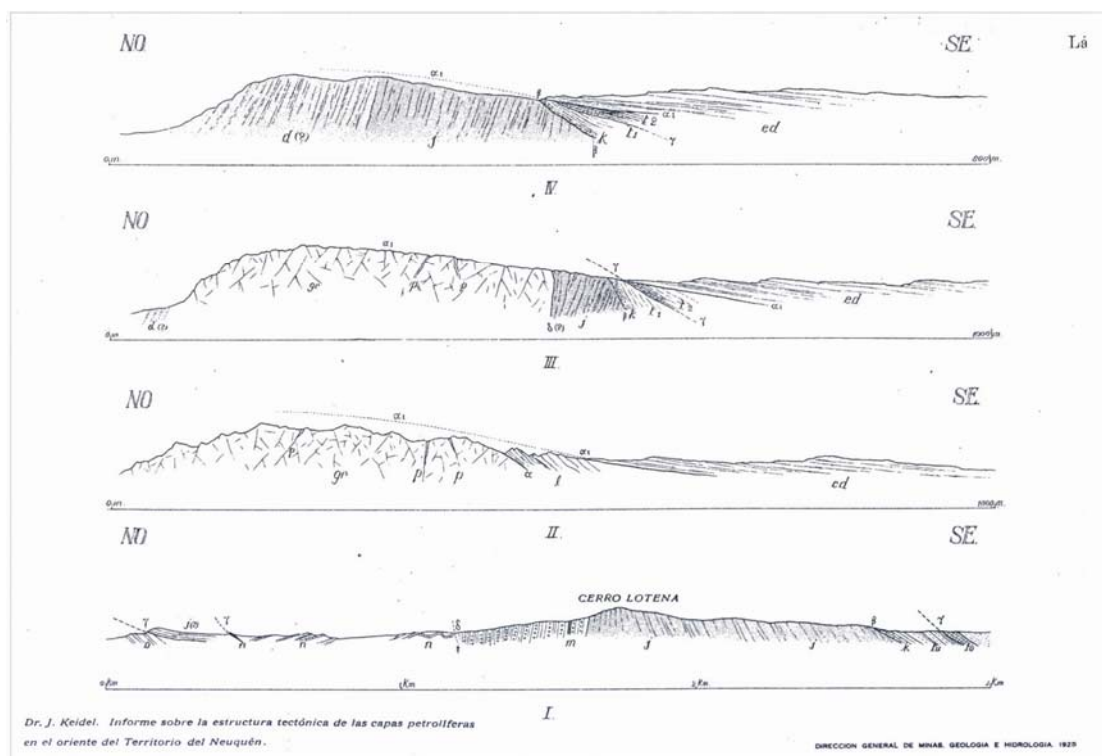


Figura 2. Cortes estructurales esquemáticos a través de las estructuras de Cerro Granito y Cerro Lotena, ubicadas en el sector occidental de la dorsal de Huincul, según Keidel (1925). Obsérvese la presencia de discordancias progresivas en toda la sección sedimentaria mesozoica, evidencia temprana de la compleja y continua historia de deformación mesozoica de ese sector de la cuenca neuquina.

II.2.a.ii. Los pioneros (1831-1918)

Las primeras documentaciones de los depósitos mesozoicos de la cuenca neuquina fueron realizados fuera de la zona del Neuquén, en la Cordillera Principal de Mendoza (**Darwin, 1835**) y de San Juan (**Stelzner, 1873**). Más al sur, en el ámbito de la Cordillera Principal surmendocina **Pellegrino Strobel en 1865** documentó la existencia de depósitos liásicos en las nacientes del río Salado en el viaje que realizó desde Curicó, Chile hasta el Planchón. Sus hallazgos fueron publicados en el primer número de la Revista Farmacéutica, la primer revista científica argentina (**Strobel, 1869**).

Recién con los estudios de **Ave Lallement (1887)**, se iniciaron formalmente los estudios científicos geológicos en la zona del Neuquén y a partir de ellos comenzó una intensa y prolífica actividad científica.

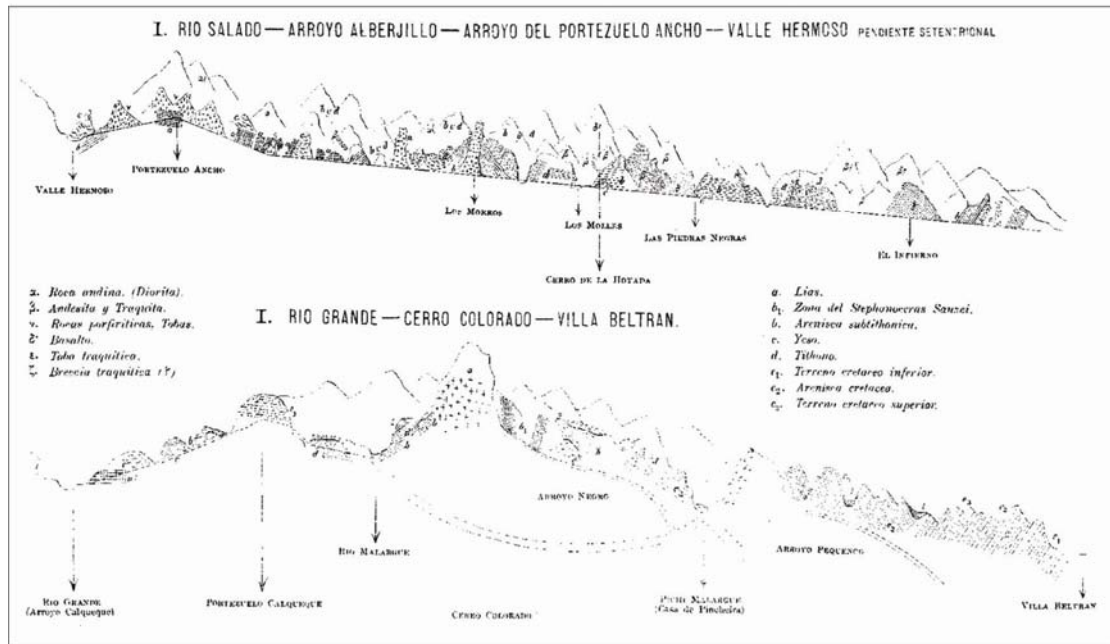


Figura 3. Esquemas geológicos realizados por Guillermo Bodenbender (1887) durante la transecta del los ríos Salado y Grande, en la Cordillera Principal surmendocina. Estas históricas secciones constituyen los primeros levantamientos sistemáticos de la geología de la cuenca neuquina junto con las menciones previas de Ave Lallement (1887).

Durante esta etapa comenzó el estudio regional de la geología del Neuquén, mediante las primeras transectas y reconocimientos de los andes neuquinos (**Ave Lallement, 1887; Bodenbender 1887 y 1892 y Burckhardt, 1900**).

Simultáneamente se iniciaron estudios locales en la zona de Cerro Lotena, en la dorsal de Huincul (**Windhausen, 1914**) y otras localidades clásicas de la geología de la cuenca neuquina, como la Sierra de la Vaca Muerta y Cerro Covunco.

Mediante estudios petrográficos y paleontológicos se armó el primer marco geológico de la región andina, desde el basamento precámbrico-paleozoico hasta las secuencias sedimentarias mesozoicas y terciarias. Tres trabajos son considerados fundamentales de esta etapa, Bodenbender (1889 y 1892), Burckhardt (1900) y Windhausen (1914).

Correspondió a **Guillermo Bodenbender (1887 y 1892)** realizar los primeros levantamientos y mapeos geológicos en la zona cordillerana del Neuquén (Fig. 3). En sus dos campañas de 1887-1888, y 1891-1892, desde el río Diamante al río Limay, comenzó **un reconocimiento sistemático de la región andina a partir de estudios**

petrográficos y paleontológicos, en los cuales estableció las unidades correspondientes al basamento de la cuenca, a las que asignó una edad precámbrica y paleozoica. Logró también **identificar y datar las secuencias sedimentarias jurásicas y cretácicas** a partir del estudio del contenido fosilífero.

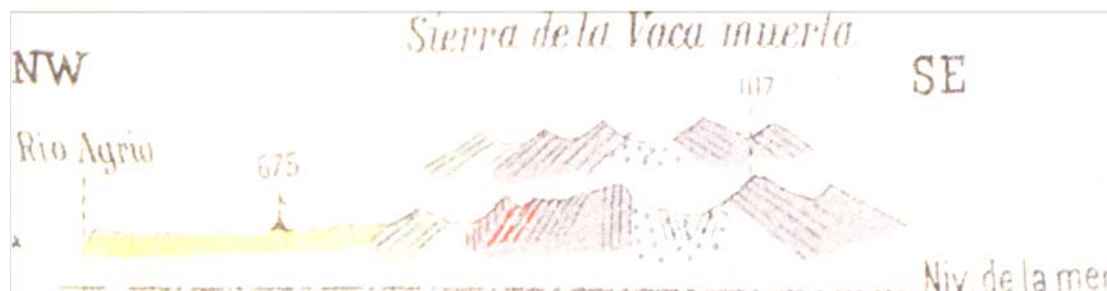


Figura 4. Perfil esquemático de la estructura de la sierra de la Vaca Muerta realizado por Carl Burckhardt (1900) durante la primera transecta de los Andes neuquinos. Obsérvese la rotación de las capas jurásicas representadas en color violeta y las cretácicas dibujadas en color verde, hoy interpretadas como discordancias progresivas de estratos de sincrecimiento asociados al crecimiento de la dorsal de Huincul. A partir de estos croquis y observaciones Burckhardt se convirtió en el primer geólogo en identificar la actividad tectónica mesozoica en la cuenca neuquina.

Años más tarde, **Carl Burckhardt (1900)** realizó la primera transecta a través de la cordillera neuquina desde la localidad de las Lajas hasta la localidad chilena de Curacautín (Chile), describiendo tanto la estructura como la estratigrafía de ese sector de la cordillera. Reconoció **por primera vez la existencia de estructuras de orientación este-oeste**, perpendiculares a la cordillera neuquina, en la sierra de la Vaca Muerta y **la existencia de movimientos diastróficos del Jurásico Superior** (Fig. 4), al reconocer discordancias angulares en el sector andino chileno de la dorsal de Huincul en las localidades de Llonquimay-Liu-Cura y en Santa Elena y Villagra en el río Grande Superior.

Su trabajo resultó un hito fundamental tanto por el reconocimiento de la tectónica jurásica como por mostrar la continuidad de las secuencias mesozoicas en el sector chileno de la cuenca.

Finalmente **Anselmo Windhausen (1914)** llevó a cabo los primeros estudios geológicos en dos de las localidades clásicas para el estudio de la deformación mesozoica de la cuenca neuquina, los cerros Lotena, Granito y Covunco (Fig. 5), ubicados en sector occidental de la dorsal de Huincul. Correspondió a este autor el

mérito de haber realizado las primeras menciones de los **movimientos tectónicos mesozoicos en el ámbito de la dorsal de Huincul y el haber delimitado su extensión desde el cerro Lotena al sur hasta la sierra de la Vaca Muerta al norte.**

Sus observaciones lo llevaron a identificar la presencia de numerosas discordancias angulares y rotaciones de capas en las secuencias jurásicas y cretácicas.

En sus descripciones expresa el **carácter “aberrante”** de la orientación NE de las estructuras de la dorsal de Huincul por su disposición transversal al eje de la cordillera de los Andes, remarcando de esta manera el carácter único de las mismas.

Sus contribuciones aportaron valor al conocimiento geológico a partir de sus precisas observaciones más que por sus interpretaciones, reconociendo finalmente su desconocimiento acerca del origen de la deformación mesozoica. De sus observaciones se destacó también el reconocimiento de numerosos manaderos de petróleo en las proximidades del Cerro Lotena.

Con los estudios de Anselmo Windhausen (1914) comenzó una generación de estudios geológicos en estas localidades que se extendieron durante todo el siglo XX, con el objetivo de desentrañar la compleja evolución tectónica de la dorsal de Huincul.

II.2.b. Etapa II (1919-1949): Los estudios regionales

Esta primera etapa fue probablemente la más prolífica por la cantidad y calidad de información recogida y las hipótesis y trabajos elaborados. El conocimiento se desarrolló principalmente a partir de observaciones y mapeo de afloramientos y en menor medida por los datos aportados por los primeros pozos exploratorios y de desarrollo en la zona de la dorsal de Huincul y la faja plegada y corrida.

A partir de estos primeros estudios, en su mayoría de escala regional, se definió la estratigrafía básica de la cuenca y las características más relevantes de las estructuras del sector andino y la porción occidental de la dorsal de Huincul.

El conocimiento de la mecánica de deformación tuvo en esta etapa un acelerado crecimiento a partir de la elaboración de los primeros mapas geológicos regionales y de distribución de la deformación y el análisis y correlación de las diferentes fases diastólicas mesozoicas y terciarias. El conocimiento alcanzó un alto grado de refinamiento llegándose a plantear la presencia de estructuras paleozoicas como factor primordial de control de la deformación mesozoica.

Muchas de estas observaciones cayeron lamentablemente en el olvido durante las etapas siguientes.

Ocho trabajos son los considerados claves en esta primera etapa: **Groeber (1929)**, **Keidel (1925)**, **Gerth (1925 y 1931)**, **Weaver (1931)**, **Suero (1942)**, **Baldwin (1942)**, **De Ferrariis (1947)** y **Herrero Ducloux (1946)**. De cada uno de ellos se analizarán las principales contribuciones.

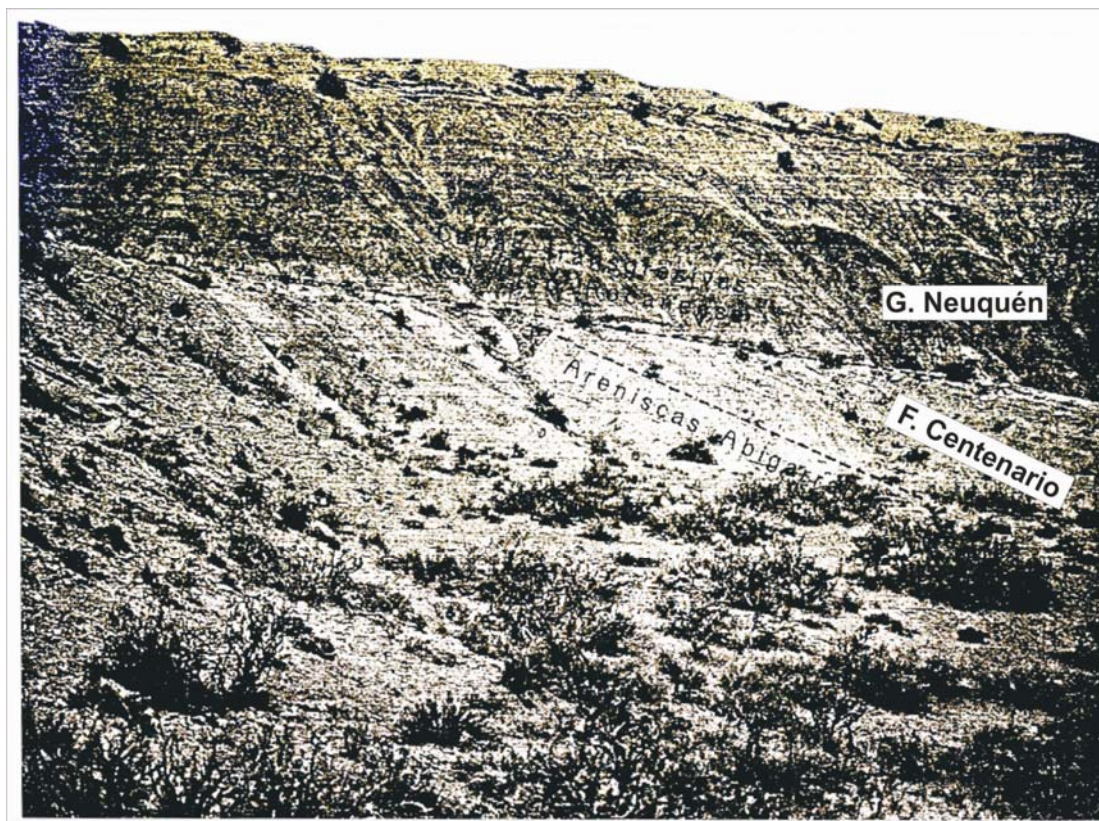


Figura 5. Foto tomada por Anselmo Windhasuen (1914) de la discordancia angular entre el Grupo Neuquén y la Formación Centenario en la localidad de Cerro Lotena. Este es el primer registro fotográfico existente de la actividad tectónica mesozoica en el ámbito de la cuenca neuquina.

A **Pablo Groeber (1929)**, en su trabajo *Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes*, le corresponde entre otros el mérito de haber realizado el primer estudio regional de la cuenca neuquina integrando los datos de afloramiento y la poca información disponible de subsuelo. Este trabajo constituyó un hito en la historia del conocimiento geológico de la cuenca neuquina y fue junto con el trabajo de Herrero Ducloux (1946), el trabajo más importante de esta etapa.

Entre otras valiosas contribuciones, presentó el primer análisis estratigráfico y la primera división de los **ciclos** sedimentarios mesozoicos de la cuenca, **ciclos jurásico-ándico y riográndico**, complementándolos con los primeros mapas paleogeográficos para cada uno de los ellos.

Resultaron particularmente valiosos los aportes que hizo al conocimiento de la evolución tectónica de la cuenca. Groeber (1929) confeccionó **los primeros mapas de distribución de la deformación mesozoica**, para los dos intervalos principales identificados hasta entonces, el Jurásico Superior (movimientos intramálmicos) y el Cretácico Superior. En los mismos integró sus propias observaciones con las realizadas anteriormente por Burckhardt (1900), Windhasuen (1914) y los trabajos que se encontraba realizando Keidel (1925) en la zona de cerro Lotena y cuyas conclusiones publicó años más tarde.

A partir de estos mapas pudo **ampliar la zona de influencia de los eventos de deformación jurásica superior** (Fig. 6) extendiéndolos hasta la Cordillera de la Costa en Chile y postulando su influencia en el extremo norte de los andes neuquinos y la cordillera del Viento, en el ámbito de la cuenca neuquina. Sus estudios permitieron correlacionar la deformación intramálmica con la deformación de la misma edad observada en la cordillera patagónica desde Aluminé hasta el río Senguer.

Postuló a su vez el control de esta etapa de deformación sobre la depositación de la Formación Auquilco, en el borde oriental de la cordillera del Viento, en la zona del río Agrio y en la sierra de la Vaca Muerta.

Respecto de la **deformación cretácica superior** tomó las observaciones realizadas por Keidel (1925) y Windhasuen (1914) y **estableció la edad senoniana de la discordancia de la base del Grupo Neuquén**. Si bien sugirió la extensión de la deformación cretácica hacia la faja plegada del Agrio, no pudo establecer la real dimensión que esta fase de deformación tuvo en esa zona. Correlacionó nuevamente la deformación cretácica con la observada en la Cordillera Patagónica, pero indicando la menor distribución areal respecto de los movimientos del Jurásico Superior.

Sus mapas de la dorsal de Huincul fueron también precursores, postulando la extensión de las estructuras de rumbo oeste de esta unidad a lo largo de 200 km, hasta la localidad de Senillosa basándose principalmente en los abovedamientos observados en los afloramientos del Grupo Neuquén y los datos de los primeros pozos de exploración y desarrollo de hidrocarburos. Sugirió inclusive la continuidad de la dorsal de Huincul a lo largo del río Negro, hasta la localidad de Choele-Choel.

Determinó el carácter inverso de las estructuras del sector occidental de la dorsal de Huincul y propuso el modelo de sobrecurrimientos (fallas inversas de bajo ángulo) con vergencia sur. Estableció el carácter curvo de los arcos o *limbeaux* característicos de la zona de la dorsal de Huincul, como se observa en la sierra de la Vaca Muerta, el arroyo Covunco y en Catán Lil.

Sus hipótesis respecto a la génesis de la dorsal de Huincul, postulan un origen en las estructuras del macizo patagónico y la existencia de una sutura entre el mismo y el macizo pampeano a lo largo de dicha dorsal.

En simultáneo con el trabajo de Groeber (1929), **Juan Keidel** publicó en **1925** un pormenorizado estudio geológico de la zona occidental de la dorsal de Huincul, en los cerros Lotena y Granito, el arroyo Covunco y el anticlinal de Picún Leufú en su contribución *Sobre la estructura tectónica de las capas petroleras el territorio del Neuquén*.

En el mismo perfeccionó los estudios de Windhausen (1914), jerarquizando el rol de la discordancia intersenoniana de la base del Grupo Neuquén, asignándole el nombre de **movimientos patagónides** (Fig. 2) a los movimientos diastróficos del Cretácico Superior. A su vez postuló fuertemente la existencia de un control del basamento en la deformación mesozoica al Paleozoico, denominándolas *líneas de inestabilidad tectónica paleozoica* y resaltó el carácter cíclico de las deformaciones jurásica y cretácica en la zona occidental de la dorsal de Huincul.

Weaver (1931) fue uno de los pioneros en la definición de unidades litoestratigráficas de la cuenca, tanto en Neuquén como en el sur de Mendoza, la mayoría de ellas en uso. Proporcionó la descripción de numerosos perfiles tanto de secciones jurásicas como cretácicas y, al mismo tiempo, describió la fauna de invertebrados recolectados de diferentes unidades. Reconoce depresiones vinculadas a bajos estructurales con relleno del Triásico, integrado por lavas y tobas ácidas intercalados con facies clásticas continentales y hace notar existencia de facies marinas coetáneas sobre la Cordillera de la Costa en Chile. En cuanto a los depocentros del Triásico-Jurásico del sur del Neuquén, describe tanto las rocas volcánicas como las sedimentarias continentales y marinas. De estas últimas, en particular, revisa las asignaciones temporales, haciendo notar que las facies volcánicas se extenderían desde el Triásico Tardío hasta el Jurásico Temprano, algunas de las cuales están interstratificadas con términos marinos liásicos. En cuanto a las características de la sucesión estratigráfica jurásica-cretácica de la cuenca las vincula

a la interacción de ascensos y descensos del sustrato acompañados por avances y retrocesos del mar.

Gerth (1925 y 1931) describe la sucesión jurásica y cretácica de la faja cordillerana del sur de Mendoza, tanto la composición de la columna sedimentaria como su contenido faunístico. El autor resalta las importantes variaciones de espesor y composición del intervalo Triásico-Jurásico Inferior y las vincula a dislocaciones tectónicas coetáneas con la sedimentación que, en las últimas manifestaciones dieron origen a fosas de orientación norte-sur y generaron el espacio necesario para la sedimentación. En uno de estos depocentros, el del río Atuel, se acumuló una espesa columna sedimentaria durante el Liásico, ubicada entre el alto del bloque Dedos-Silla y la costa occidental del Gondwana, integrada por rocas de la Precordillera y hacia el sur por la faja integrada por el Granito-Keratofiro del río Malargüe inferior y del río Grande. El bloque Dedos-Silla posteriormente tuvo influencia durante el plegamiento andino y hasta en los tiempos más modernos.

Suero (1942) realizó bajo la dirección de Juan Keidel su tesis doctoral *Sobre la tectónica del Jurásico superior y del Supracretácico en los alrededores de cerro Lotena (Gobernación del Neuquén)*, en la zona de cerro Lotena y cerro Granito en el ámbito occidental de la dorsal de Huincul.

La calidad y el nivel de detalle de los mapeos realizados por Suero y el nivel de exactitud de los cortes estructurales hicieron de este trabajo un material de consulta obligatoria aun hoy en día para el estudio de la dorsal de Huincul. Sus principales conclusiones fueron la documentación y ratificación de la existencia de dos eventos tectónicos, uno suprajurásico de edad kimmeridgiana, de mayor intensidad y un segundo evento de edad cretácica superior (Senoniano) de menor intensidad.

Casi simultáneamente con los trabajos de geología de superficie de Suero (1942), **Baldwin (1942)** realizó **el primer trabajo con cortes regionales de la cuenca, integrando abundantes datos de afloramiento y subsuelo**. El trabajo, si bien orientado a la identificación de objetivos exploratorios para hidrocarburos, incorporó nuevos datos de deformación en la cuenca. Tiene el mérito de ser el primer trabajo en el que se incorporaron datos de pozos, mapas estructurales de subsuelo basados en sísmica y pozos.

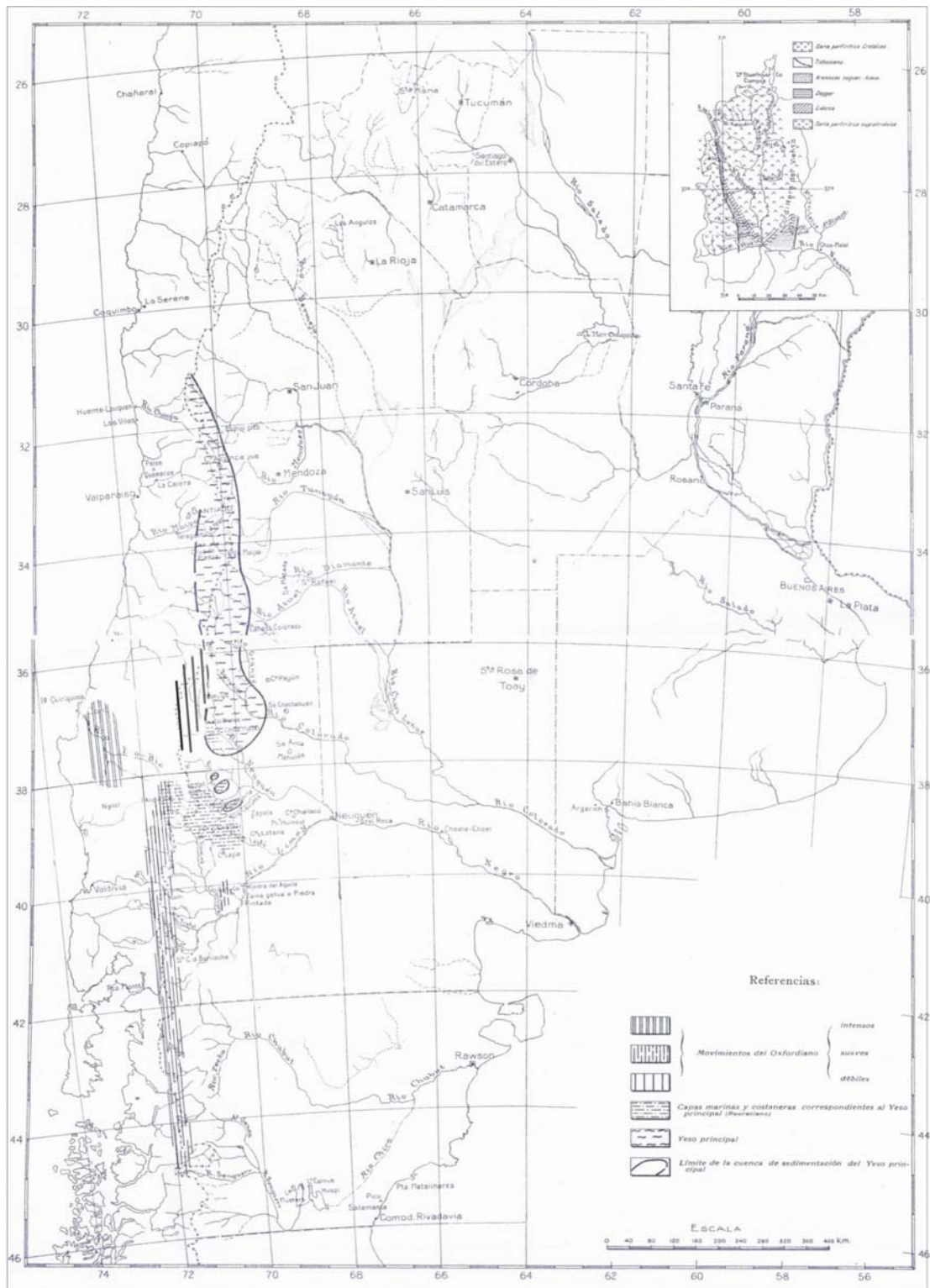


Figura 6. Mapa de distribución de la deformación de edad jurásica superior, o movimientos intramálticos, según Groeber (1929). Este y otros mapas confeccionados por el autor constituyen los primeros mapas regionales de distribución de la deformación para la cuenca neuquina. Obsérvese la jerarquización de los movimientos diástróficos según la intensidad de los mismos.

Baldwin (1942) **reconoció dos nuevas discordancias en el ámbito de la dorsal de Huincul**, una **interneocomiana** entre el tope de la Formación Quintuco y la base de la Formación Centenario (discordancia intravalanginiana) y ubicó la discordancia de la base de la Formación Lotena, (**Intracaloviana**) **como el inicio de los movimientos del Jurásico Superior** (Fig. 7). El mérito de su contribución fue mostrar el carácter continuo de la deformación desde al menos el Jurásico Superior hasta fines del Cretácico. Sus observaciones cayeron lamentablemente en el olvido durante las décadas siguientes.

Pocos años más tarde **Herrero Ducloux (1946)**, en su trabajo *Contribución al conocimiento geológico del Neuquén extrandino*, realizó **el primer estudio regional del engolfamiento neuquino**. Este trabajo fue una **contribución muy importante al progreso del conocimiento de la cuenca neuquina**.

Muchas de las hipótesis, conclusiones y descripciones siguen siendo vigentes. Si bien las mismas se basan principalmente en datos de afloramientos, las extrapolaciones realizadas para las zonas de centro de cuenca y oriental donde la información de subsuelo es la única herramienta existente para los estudios geológicos, resultaron acertadas. Abordó temas claves para el entendimiento de la evolución tectónica de la cuenca neuquina como ser el control de basamento sobre la deformación mesozoica y cenozoica, el origen de las anisotropías de basamento, la cronología de la deformación, su distribución areal y los mecanismos de deformación.

Este estudio estuvo fuertemente enfocado al análisis de los movimientos del Cretácico Superior, dado que el Grupo Neuquén es la unidad aflorante de mayor distribución en el sector extrandino.

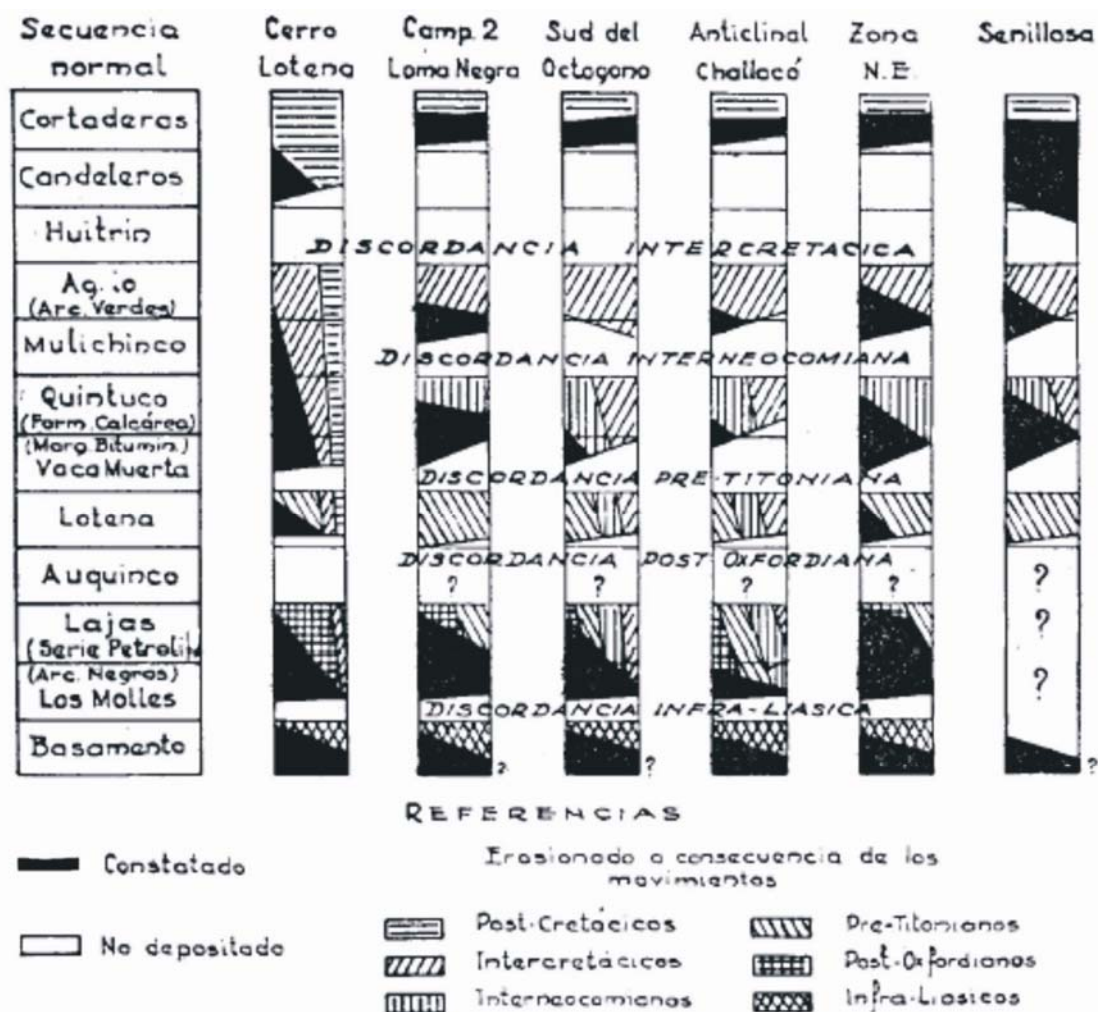


Figura 7. Tabla sinóptica de la edad de las discordancias reconocidas en el ámbito de la dorsal de Huincul, según Baldwin (1942). Esta tabla constituye un excelente resumen del estado del conocimiento de la tectónica de la dorsal de Huincul a mediados del siglo XX. La identificación de las discordancias interneocomiana y postoxfordiana constituyen la principal contribución de Baldwin (1942) al conocimiento de la deformación en la cuenca neuquina.

Herrero Ducloux (1946) presentó **la primera división de unidades morfoestructurales** de la cuenca, analizando las características distintivas de cada una de ellas (Fig. 8) y documentó también por primera vez el levantamiento de la faja plegada del Agrio durante el Cretácico Superior, a partir del análisis de la discordancia angular entre el Grupo Neuquén y la Formación Rayoso (Fig. 9). De este análisis concluyó que este primer levantamiento de los Andes neuquinos es de menor intensidad que el levantamiento terciario y lo asoció a movimientos tangenciales.

Inferió también el control del basamento en la estructura del dorso de los Chihuidos, asociando su génesis también a los movimientos del Cretácico Superior.

Finalmente extrapoló la deformación mesozoica al ámbito de la subcuenca de Picún Leufú y reconoció la superposición de lineamientos de orientación NO y E en la deformación terciaria del margen nororiental de la cuenca neuquina.

Presentó la primera cronología de la deformación mesozoica, identificando pulsos de deformación y periodos de menor deformación:

- a) Comienzo de la actividad tectónica durante el Jurásico Superior, en el Oxfordiano, en coincidencia con lo postulado por Groeber (1929) y Burckhardt (1900).
- b) Actividad continua durante el Jurásico Superior y Cretácico Inferior, dada por movimientos oscilatorios que controlaron los espesores y cambios de facies del Grupo Mendoza.
- c) Un primer periodo de tranquilidad tectónica durante la parte alta del Cretácico Inferior durante la depositación del Grupo Rayoso.
- d) Un segundo pulso de deformación durante el Cretácico Superior, en el Senoniano.
- e) Un segundo periodo de tranquilidad tectónica durante el Cretácico Superior, durante la depositación del Grupo Neuquén (Fig. 3).
- f) Un tercer pulso de deformación durante el Terciario (pre-Plioceno), con numerosas fases y subfases, siguiendo lo postulado por Groeber (1929).

Finalmente analizó el control de basamento en la deformación mesozoica retomando las hipótesis de Keidel (1925) acerca de la existencia de estructuras de edad paleozoica superior que controlaron la disposición de las estructuras mesozoicas y cenozoicas.

Postuló indirectamente la presencia de una sutura entre la Patagonia y Sudamérica, a lo largo de la dorsal de Huincul, a partir del análisis geométrico de las estructuras de la dorsal y propone una dirección de esfuerzos norte-sur durante el Paleozoico asociado al movimiento del macizo patagónico en dirección N-NO hacia el escudo brasileño (Fig. 1).

Estableció la influencia del control de basamento del macizo brasiliano en la orientación NO de las estructuras ubicadas en el borde nororiental de la cuenca y propuso un mecanismo de deformación intracratónico para explicar la historia tectónica de la cuenca neuquina. La deformación se originaría a partir del empuje relativo entre el macizo norpatagónico hacia el N-NO y el macizo brasiliano hacia el

S-SO. Este mecanismo será retomado por Vergani (1995) para explicar la evolución tectónica de la cuenca.

Definió tres etapas de deformación, con una rotación del campo de esfuerzos durante el Terciario.

- a) Etapa paleozoica, caracterizada por el empuje de ambos macizos dando lugar a las “líneas de inestabilidad tectónica” o estructuras paleozoicas de basamento,
- b) Etapa mesozoica dada por el empuje activo únicamente del macizo patagónico en dirección N-NO, concentrando la deformación a lo largo de la dorsal de Huincul,
- c) Etapa terciaria, durante la cual ambos macizos empujan en forma simultánea en dirección oeste, dando lugar al levantamiento de la faja plegada del Agrio, y generando una suave deformación a lo largo de la dorsal de Huincul y el borde nororiental de la cuenca.

Con el trabajo de Herrero Ducloux (1946) **se cerró un ciclo virtuoso del desarrollo del conocimiento de la geología de la cuenca neuquina**. Muchas de las observaciones e hipótesis desarrolladas en esta etapa caerán en desuso en las siguientes décadas y recién a partir de la década del ochenta el conocimiento geológico de la cuenca neuquina tomará un renovado impulso.

Con el estudio realizado por **De Ferrariis (1947)** en su trabajo *Edad del arco o dorsal antigua del Neuquén oriental de acuerdo con la estratigrafía de su zona inmediata*, se **instaló un nuevo modelo para explicar la mecánica de deformación de la cuenca neuquina**.

De Ferrariis (1947) realizó un pormenorizado estudio de la dorsal de Huincul, integrando al igual que Baldwin (1942) los datos de subsuelo. De Ferrariis desarrolló **un modelo para explicar la mecánica de deformación de la dorsal consistente puramente en fallas extensivas**, a partir de las cuales se explicaban los abruptos cambios de espesor documentados en los flancos norte y sur de la dorsal (Figs. 10 y 11).

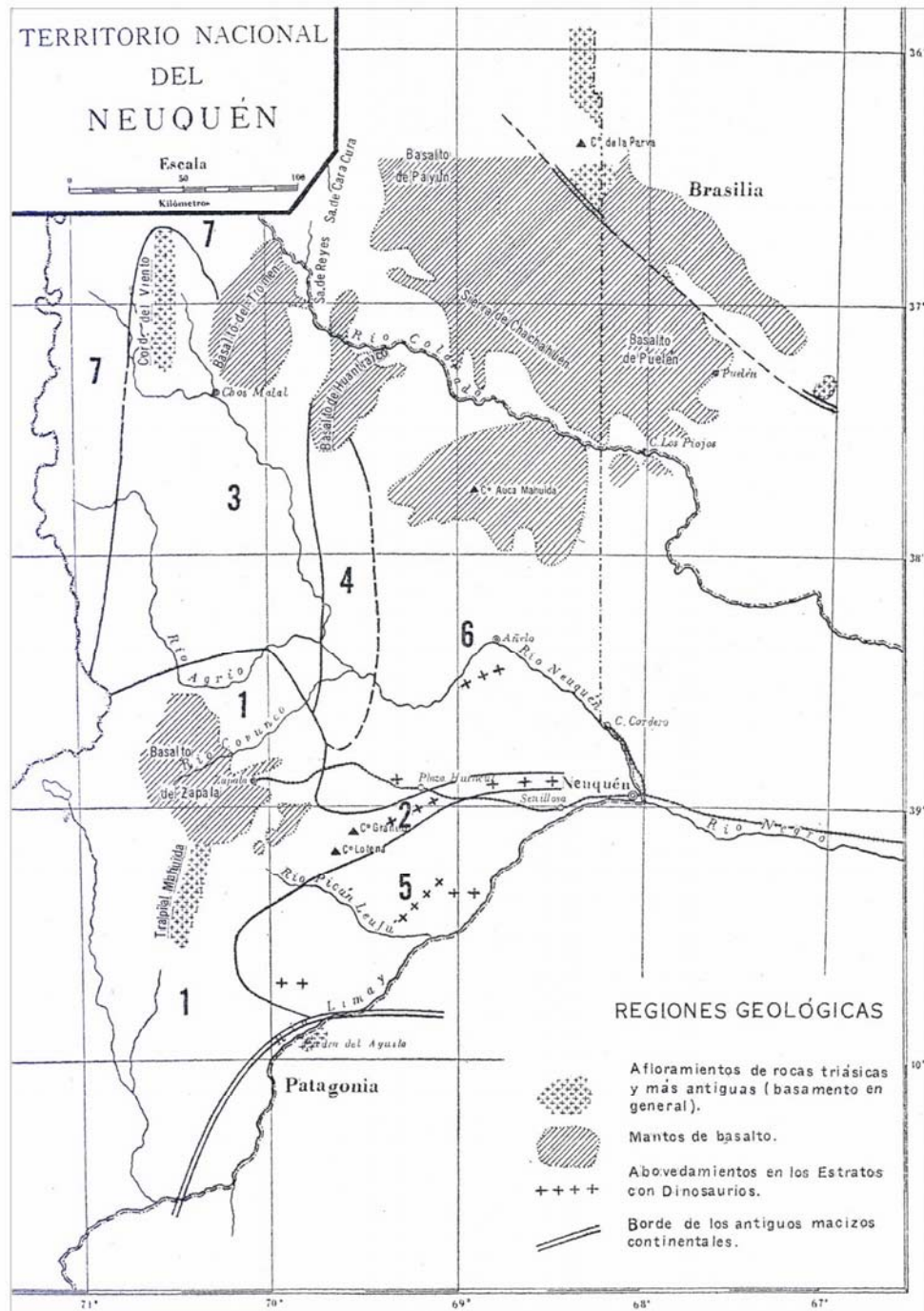


Figura 8. Mapa de unidades morfoestructurales de la cuenca neuquina realizado por Herrero Ducloux (1946). 1) La región de movimientos intercretácicos intensos (actualmente segmento andino de la dorsal de Huincul). 2) La región de la dorsal de Picún Leufú – Plottier. 3) La región de los pliegues de rumbo meridional (faja plegada y corrida del Agrío). 4) La región de los Chihuidos, la que corresponde únicamente al eje del anticlinal de los Chihuidos. 5) La cuenca austral de los “estratos con dinosaurios”, actualmente subcuenca de Picún Leufú. 6) La cuenca septentrional de los “estratos con dinosaurios”, actualmente centro de cuenca y plataforma nororiental. 7) La región cubierta por basaltos y las andesitas de la cordillera.

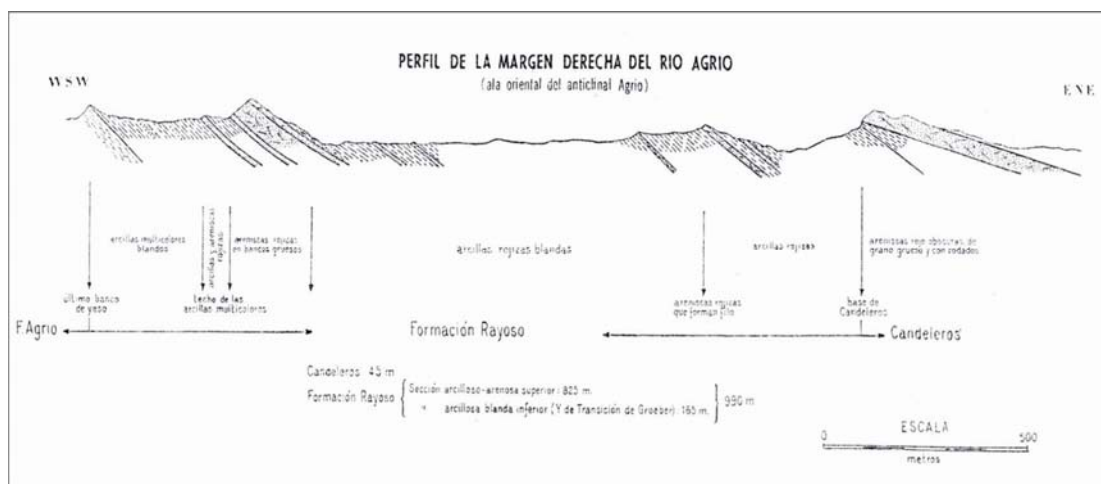


Figura 9. Perfil esquemático del flanco oriental del anticlinal Agrio mostrando la discordancia angular existente entre la Formación Rayoso y el Grupo Neuquén asociada a la discordancia intersenoniana según Herrero Ducloux (1946). Este dibujo corresponde a la primera identificación de los movimientos del cretácico en la zona de la faja plegada y corrida del Agrio.

Este nueva propuesta se convirtió en **el modelo único de aplicación por las siguientes tres décadas**. Si bien explicaba los cambios de espesor documentados por los pozos, desechó las observaciones y modelos desarrollados por Groeber (1929), Keidel (1925), Suero (1942) y Baldwin (1942) quienes describieron y demostraron el carácter inverso de las fallas de la dorsal de Huincul.

Este autor también documentó la desaceleración de la deformación durante el Cretácico Superior y Terciario, basado principalmente en los cálculos de desplazamiento vertical de las fallas. A partir de los mapas con información de subsuelo, documentó una extensión longitudinal de 150 km para la dorsal de Huincul, desde la localidad de Charahuilla al oeste hasta la zona de Plottier al este, corroborando las hipótesis de Groeber (1929).

II.2.c. Etapa III (1950-1980): La transición

Esta etapa de casi 35 años de duración corresponde a un período de transición en el que se mantuvieron muchos de los modelos planteados en la etapa anterior como ser los modelos extensionales propuestos por De Ferrariis (1947) para explicar la mecánica de deformación del engolfamiento neuquino. Recién durante la década del setenta comenzaron a aparecer nuevas ideas y conceptos que tuvieron su desarrollo durante la siguiente etapa.

Durante estas tres décadas se **incorporaron volúmenes importantes de información de subsuelo de sismica 2D regional y de pozos** que permitieron expandir el conocimiento geológico del sector extrandino. Al mismo tiempo se generalizó el uso de **fotos áreas e imágenes satelitales como una nueva herramienta** para los estudio de geología estructural y mapeo geológico.

Desde el punto de vista estratigráfico en este período se identificaron **secuencias volcánicas y volcanoclásticas de edad jurásica inferior diferenciadas del Grupo Choiyoi y asociadas a depocentros aislados.**

En 1973, **Harding** realizó un aporte fundamental a la evolución del conocimiento estructural de la cuenca al **proponer un modelo de tectónica de transcurrencia para la dorsal de Huincul.**

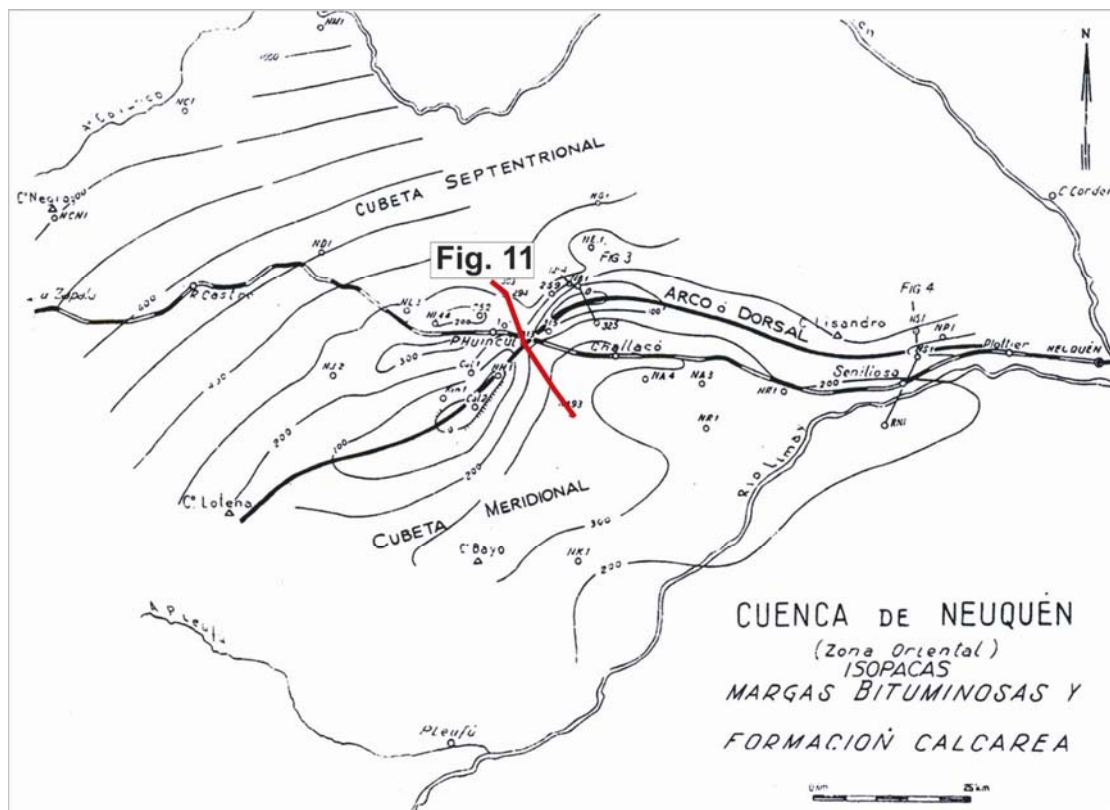


Figura 10. Mapa isopáquico de las Formaciones Vaca Muerta y Quintuco, mostrando el adelgazamiento de dichas unidades hacia el eje de la dorsal de Huincul y la extensión de la misma hasta la localidad de Plottier al este, según De Ferrariis (1947).

Digregorio y Uliana (1972) y Ramos (1977) integraron los nuevos **modelos de tectónica de placas siguiendo las propuestas de Dickinson (1976)** para explicar las características y evolución tectónica de la cuenca neuquina.

Los mecanismos de deformación planteados para la deformación mesozoica y terciaria tomaron las premisas de la tectónica de placas y correlacionaban los pulsos diastróficos con los registros de máxima velocidad de apertura del Atlántico.

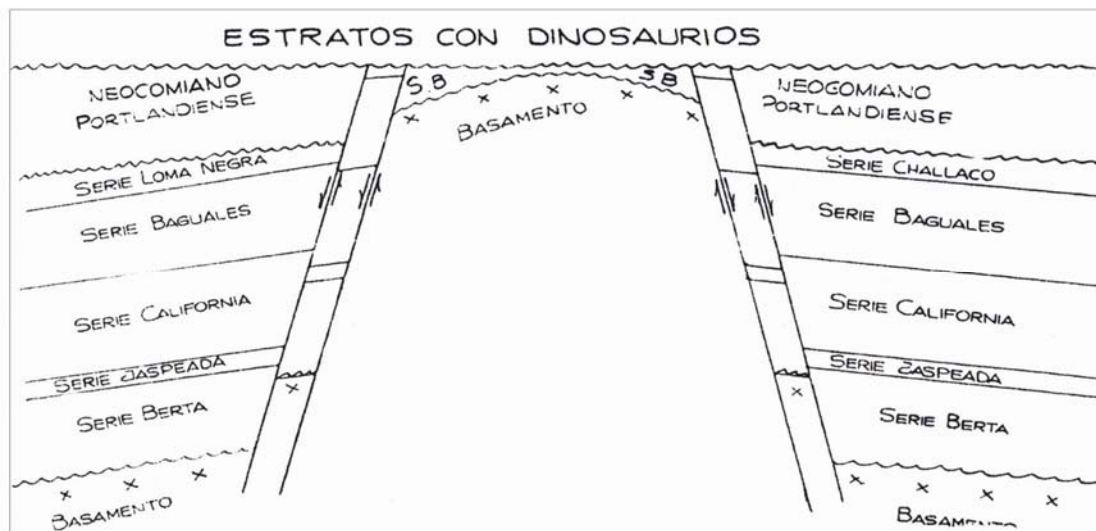


Figura 11. Sección estructural esquemática a través del sector central de la dorsal de Huincul, en la zona de campamento 3, según De Ferrariis (1947), mostrando el modelo de fallas directas para explicar los cambios de espesor de las unidades mesozoicas en la dorsal de Huincul. Ubicación en la Fig. 10.

Se propusieron los primeros modelos de tectónica de placas para explicar el origen de la dorsal de Huincul a partir de anisotropías en la placa Pacífica subducida.

Los trabajos de **Braccini (1970)**, **Digregorio y Uliana (1972)**, **Harding (1973 y 1974)**, **Chotin (1976 y 1978)**, **Ramos (1977)**, **Mombrú y Uliana (1978)** son considerados como los más representativos de esta etapa.

Con el trabajo *Rasgos tectónicos de las acumulaciones mesozoicas de las provincias de Mendoza y Neuquén, República Argentina*, realizado por **Braccini (1970)** tomó un nuevo impulso el estudio del sector extrandino de la cuenca neuquina al identificar nuevos elementos estructurales.

Propuso el término de **engolfamiento neuquino** para la parte extrandina de la cuenca neuquina, basándose en la extensión hacia el este de la distribución de las secuencias mesozoicas e **identificó por primera vez el eje estructural principal del engolfamiento neuquino, el sinclinatorio o depocentro de Añelo** (Fig. 12). Finalmente reconoció la no coincidencia de los depocentros jurásicos y cretácicos.

Se debe a Braccacini (1970) la elaboración del **primer mapa de rasgos tectónicos del engolfamiento neuquino** (Fig. 12).

En el año **1972 Digregorio y Uliana** realizaron un nuevo trabajo de actualización de la evolución y estado del conocimiento de la cuenca neuquina.

Su publicación *Cuenca neuquina* presentó un nuevo enfoque de la historia de la deformación de la cuenca, estableciendo cuatro pulsos de deformación o fases diastróficas (Fig. 13) separados por periodos de tranquilidad tectónica o interfases.

Este es el primer modelo moderno elaborado luego del propuesto por Herrero Ducloux (1946).

- a) Fase sanrafaélica, durante al cual se originó una fosa alargada NO de edad liásica.
- b) Interfase jurásica, correspondiente a un estadio de estadio de fosa.
- c) Fase araucánica o intermálmica, del Jurásico Superior durante la cual se reactivaron los pilares tectónicos.
- d) Interfase ándica, correspondiente a un estadio de transición.
- e) Fase Perúanica o intersenoniana en el Cretácico Superior, durante la cual se produjo un fallamiento activo en dorsal de Huincul y en el horst de Charco Bayo.
- f) Interfase riográndica, correspondiente a un estadio de sineclisa.
- g) Fase incaica, de edad paleocena-eocena, durante la cual se produjo la inversión de la pendiente regional de la cuenca y se generan arqueamientos de basamento.
- h) Interfase de estadio de acumulación sobreimpuesta de edad terciaria.

Realizaron el primer análisis de las estructuras del margen nororiental de la cuenca al que definieron como un **ambiente de plataforma**, caracterizado por arqueamientos estructurales-anticlinales, flexiones y narices estructurales de poco relieve y tendencia al idiomorfismo y propusieron modelos tipo **pliegues de acomodación (*drape folds*)** para explicar dichas estructuras.

A su vez definieron mecanismos diferenciados para explicar las reducciones de espesor de las secuencias mesozoicas hacia los bordes de cuenca, ***el onlap en plataforma nororiental y las discordancias angulares en el ámbito de la dorsal de Huincul*** e incorporaron nuevos ejes estructurales del subsuelo como ser Sierra

Barrosa y Lindero Atravesado en el ámbito de la dorsal y Entre Lomas - Charco Bayo en la plataforma (Fig. 14).

En su análisis de la estructura de la cuenca plantearon un modelo de cuenca simétrica con dos subcuencas periféricas (Picún Leufú y El Santiagueño) (Fig. 15) y postularon un origen extensional para explicar las estructuras del engolfamiento neuquino, las que responderían a arqueamientos de la columna sedimentaria asociado a pilares de basamento dando lugar a pliegues de acomodación.

Finalmente propusieron un modelo de cuenca aulacogénica para el engolfamiento neuquino y definieron por primera vez a la cuenca neuquina como una cuenca de retroarco, a la que relacionaron genéticamente con la cuenca del Colorado.

Esta última hipótesis se basó en identificación de un lineamiento estructural de primer orden transversal al continente sudamericano que vinculaba el margen atlántico con el pacífico.

Con los trabajos de **Harding (1973 y 1974)** en su conferencia brindada en el IAPG, se produce **una bisagra en el conocimiento de la estructura de la cuenca neuquina al proponer y demostrar por primera vez la existencia de un sistema transcurrente dextrógiro para la dorsal de Huincul**, basado en los patrones en *echelon* de los anticlinales oblicuos (Ramos, 2005, com. personal). Lamentablemente en la transcripción de la conferencia brindada en el IAPG sólo fueron transcritos los ejemplos de tectónica de transcurrencia de California (EEUU), y no las propuestas de transcurrencia para la dorsal de Huincul, por lo cual sus propuestas no tuvieron gran difusión y hubo que esperar 10 años hasta las propuestas definitivas de **Ploszkiewicz y Orchuela (1981 y 1984)** para que las mismas fueran aceptadas.

Con el trabajo de **Chotin (1976 y 1978)**, *Analysis of Northern Patagonian Transverse Structure (Chile, Argentina-38° to 42° S.L.) from Landsat documents* se reconoció por primera vez **una serie de lineamientos de orientación oeste-este que se extienden desde la dorsal de Huincul hasta la costa de Chile**, en la localidad de Valdivia, siendo los principales Las Coloradas- Villarica, Paso Flores- Osorno y San Carlos de Bariloche (Fig. 16). Estos lineamientos constituyen **la prolongación del sistema de fallas de la dorsal de Huincul y del lineamiento del río Limay**, en territorio chileno. Sus estudios constituyeron un elemento fundamental que permitió integrar el sector extrandino y andino de la dorsal de Huincul.

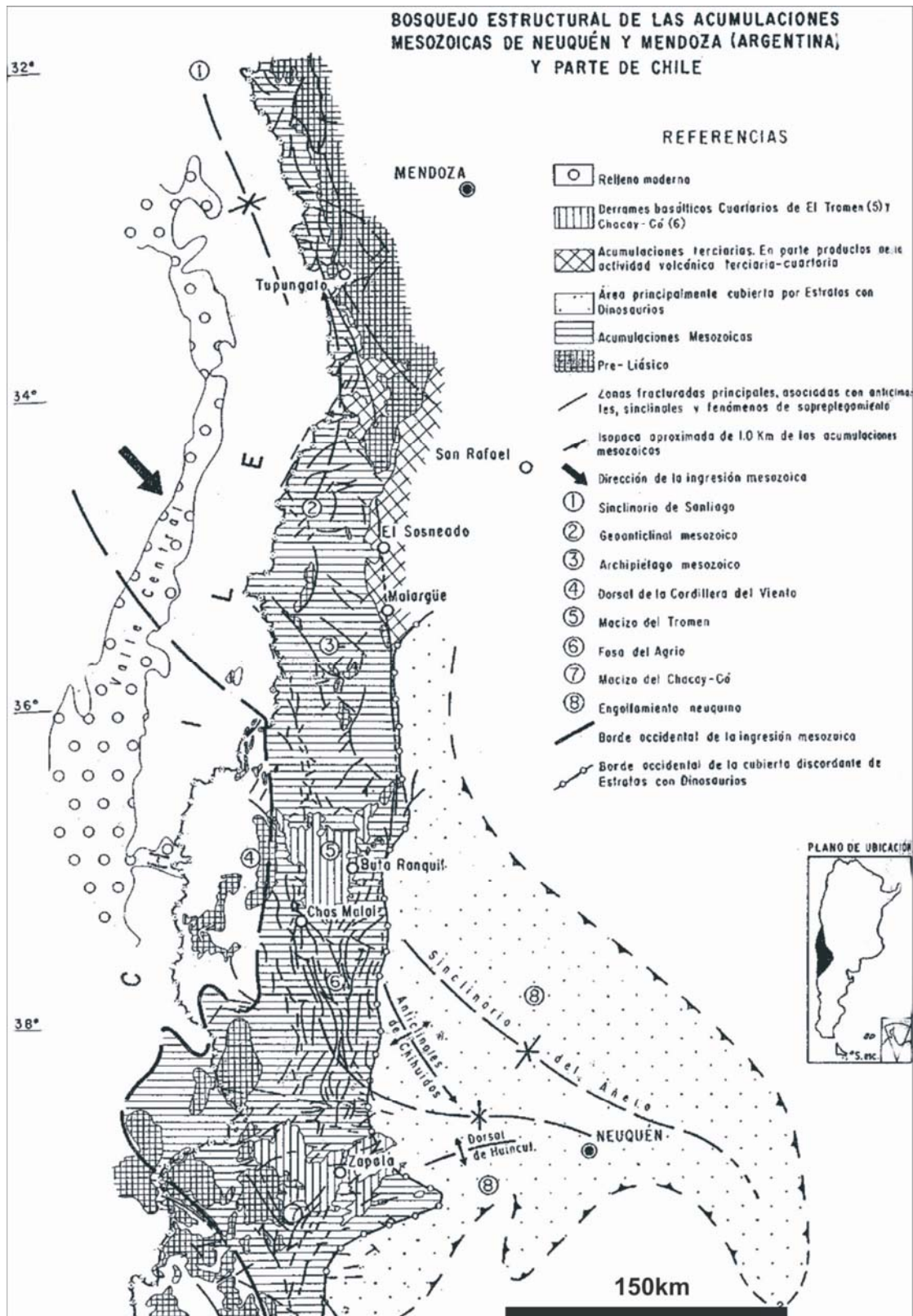


Figura 12. Mapa de integración de datos de afloramiento y subsuelo para las secuencias mesozoicas de la cuenca neuquina realizado por Braccini (1970). Obsérvese la traza del sinclinorio de Añelo en el sector nororiental del engolfamiento neuquino, identificado por primera vez por Braccini (1970).

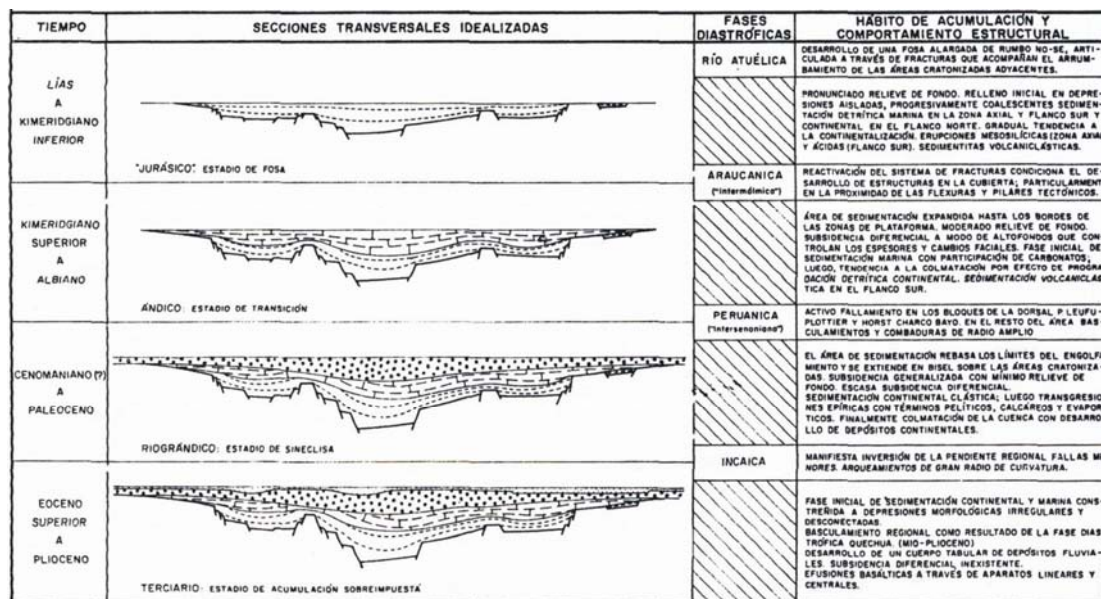


Figura 13. Modelo evolutivo de la cuenca neuquina según Digregorio y Uliana (1972). Nótese la identificación de las cuatro fases diastróficas y los períodos de tranquilidad tectónica correspondientes a las interfases.

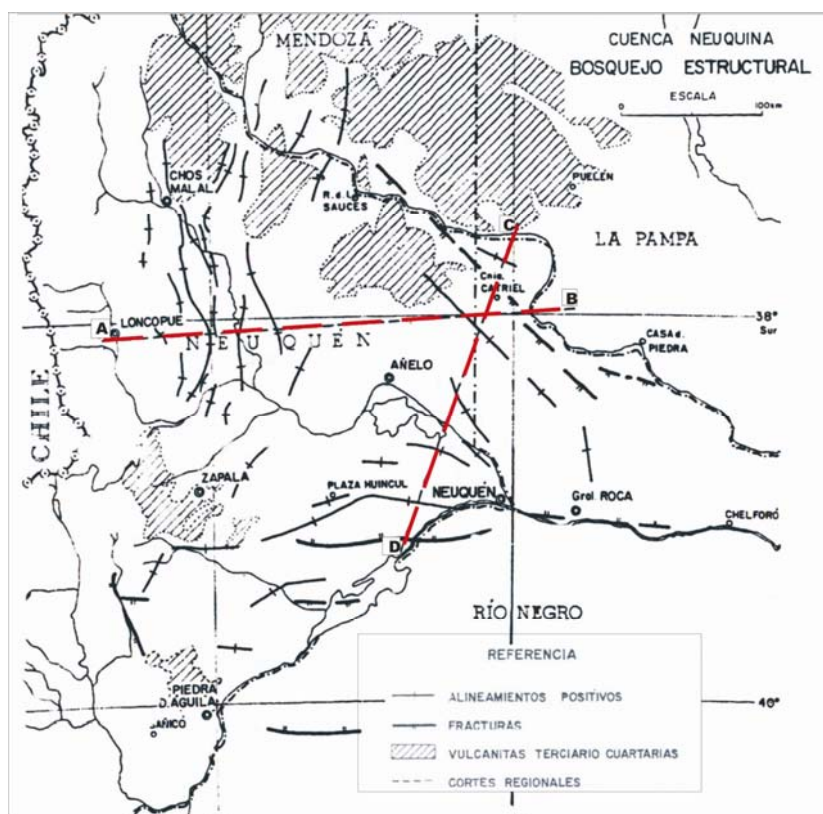


Figura 14. Mapa de lineamientos estructurales de la cuenca neuquina. Obsérvese la presencia de mayor detalle de estructuras en el sector extrandino, tanto en el sector nororiental como en la dorsal de Huincul según Digregorio y Uliana (1972). Ubicación de los cortes de la figura 15.

Ramos (1977) en su trabajo *Estructura del Relatorio del Congreso Geológico Argentino*, actualizó la interpretación estructural de la cuenca al **incorporar el uso de fotos aéreas e imágenes satelitales** reconociendo una **serie de lineamientos que segmentan tanto al sector andino como al engolfamiento neuquino** (Fig. 17).

Este trabajo permitió presentar una actualización de las unidades morfoestructurales en función de la nueva interpretación de los lineamientos y **proveyó de un novedoso y actualizado marco tectónico** para la cuenca neuquina en función de la **tectónica de placas**, siguiendo la propuesta de Dickinson (1976) (Fig. 18). A partir de este modelo se propuso a los **momentos de máxima velocidad de apertura del Océano Atlántico** como **mecanismo para la deformación mesozoica de la cuenca neuquina**.

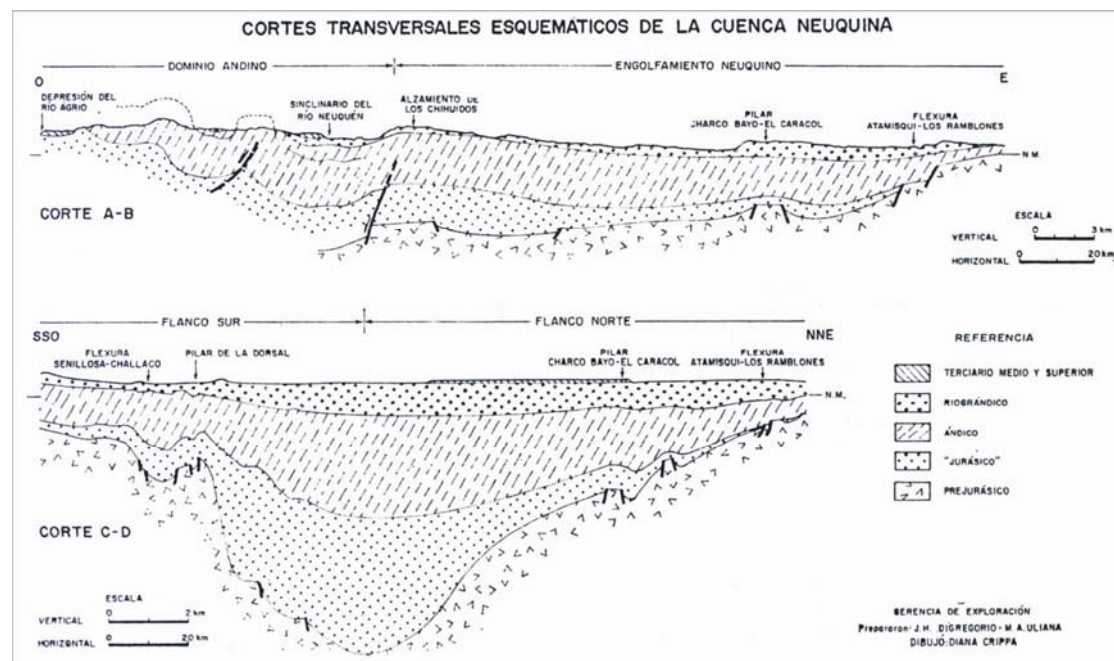


Figura 15. Cortes estructurales esquemáticos del engolfamiento neuquino según Digregorio y Uliana (1972). Ubicación en la figura 14.

Esta propuesta se basó en la correlación de los picos de apertura ocurridos a los 140 Ma y los 80 Ma, que correlacionan con las fases diastróficas del Jurásico Superior, fase araucana y del Cretácico Superior o fase peruana respectivamente.

Un nuevo aporte al conocimiento de la cuenca neuquina los constituyó el trabajo presentado por Mombrú y Uliana (1978): Esquema tectosedimentario de la cuenca mesozoica de Mendoza y Neuquén. En el mismo reconocieron por

primera vez la existencia de depósitos del Jurásico Inferior confinados a depocentros aislados de las Formaciones Planicie Morada y Remoredo, **en el ámbito del margen nororiental de la cuenca.**

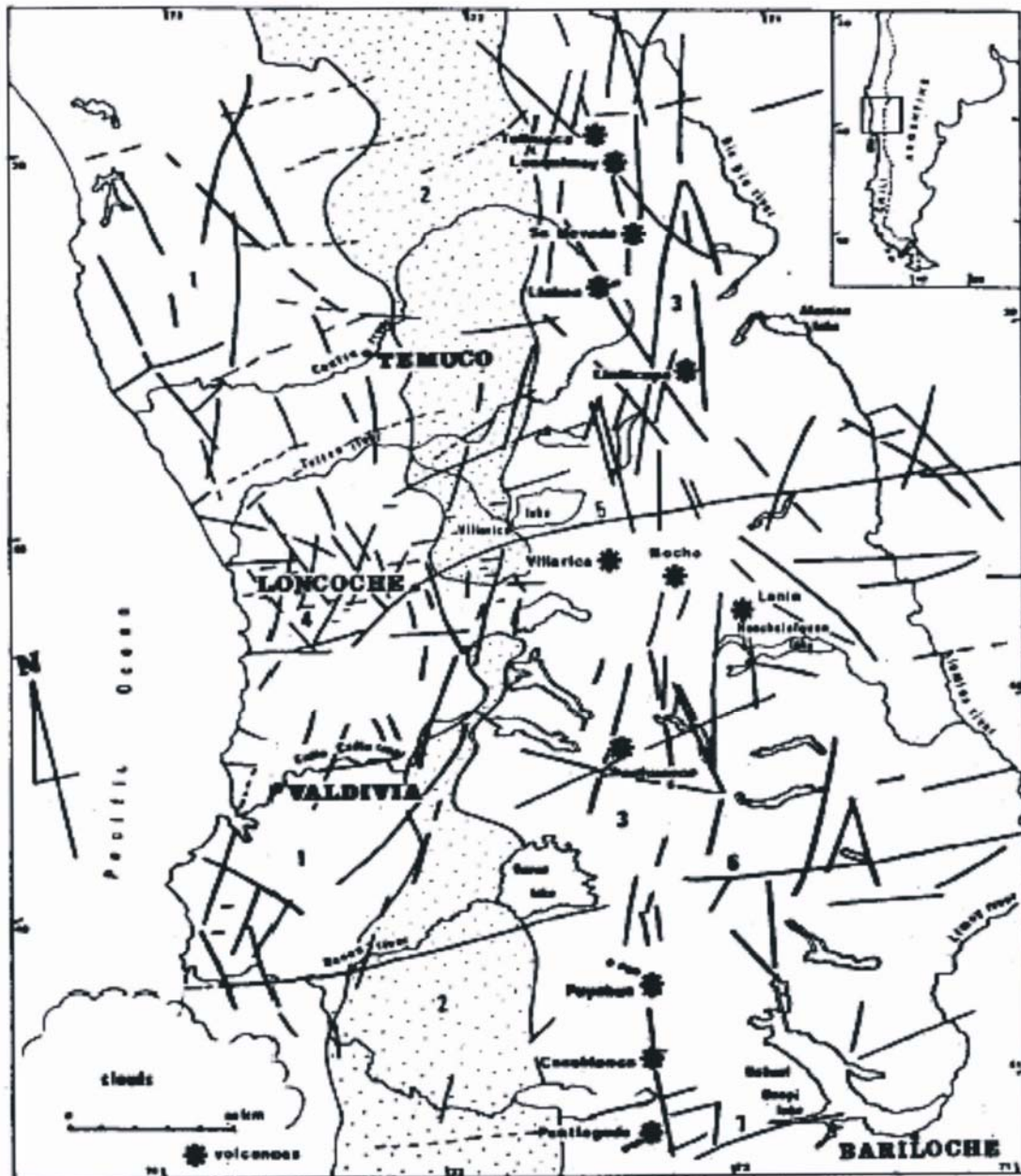


Figura 16. Mapa de interpretación de imágenes Landsat realizado por Chotin (1978). Obsérvese la presencia de lineamientos transversales a los Andes. 5) Las Coloradas- Villarica, 6) Paso Flores- Osorno y 7) San Carlos de Bariloche. Estos lineamientos constituyen la prolongación en territorio chileno de la dorsal de Huincul.

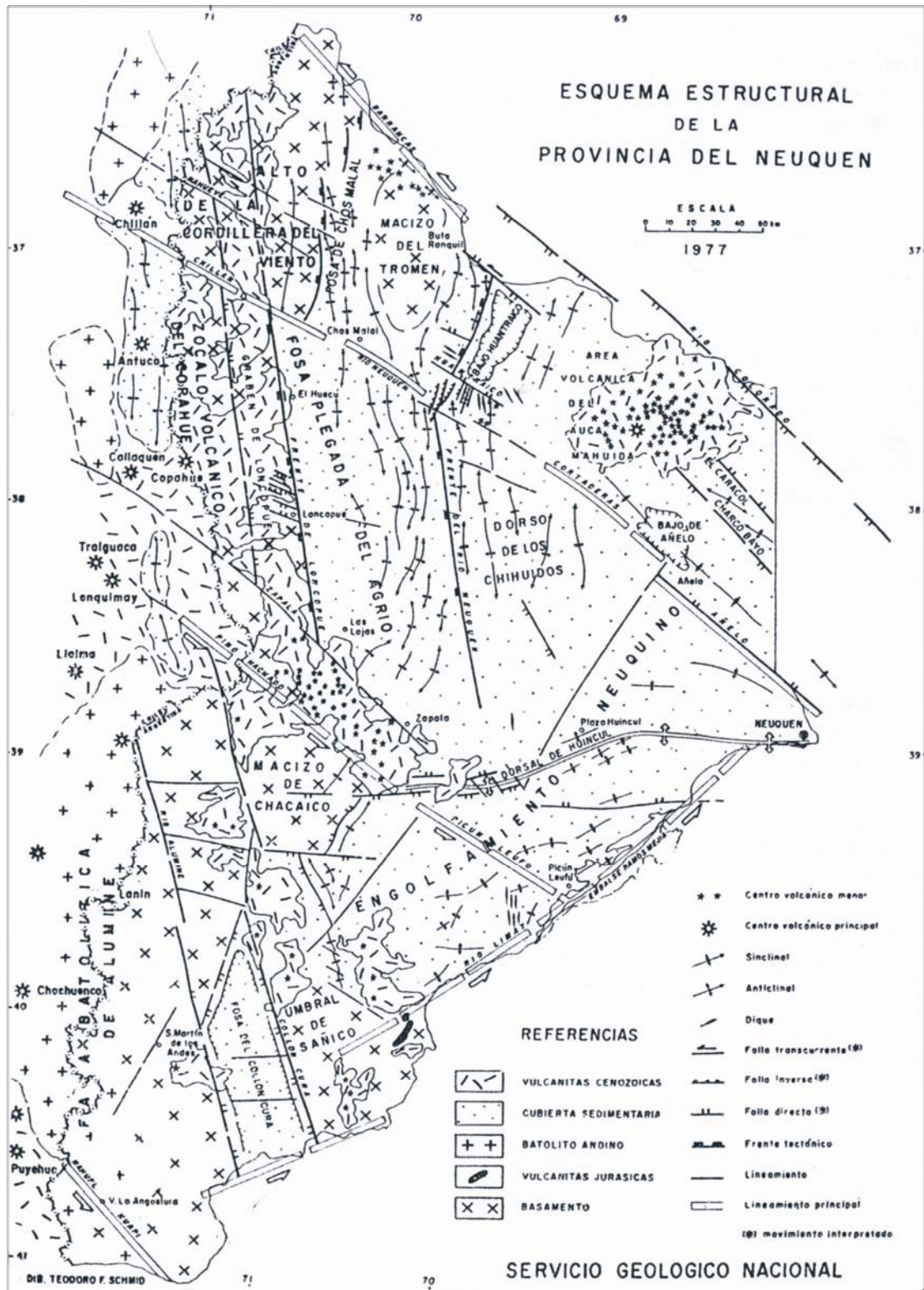


Figura 17. Esquema estructural de la cuenca neuquina según Ramos (1977), en el que se reconocen por primera vez los lineamientos estructurales que como el de Cortaderas se extiende a través del engolfamiento neuquino y el graben de Loncopué.

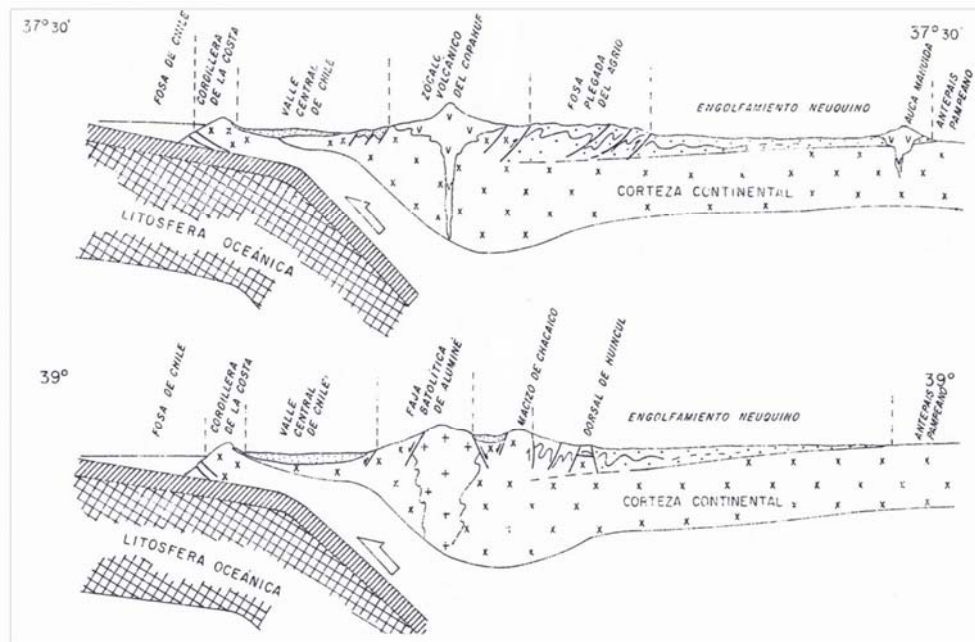


Figura 18. Cortes esquemáticos de la cuenca neuquina a los 37° 30' S y 39° S mostrando la ubicación del engolfamiento neuquino dentro de los esquemas de tectónica de placas propuestos por Dickinson (1976), según (Ramos, 1977).

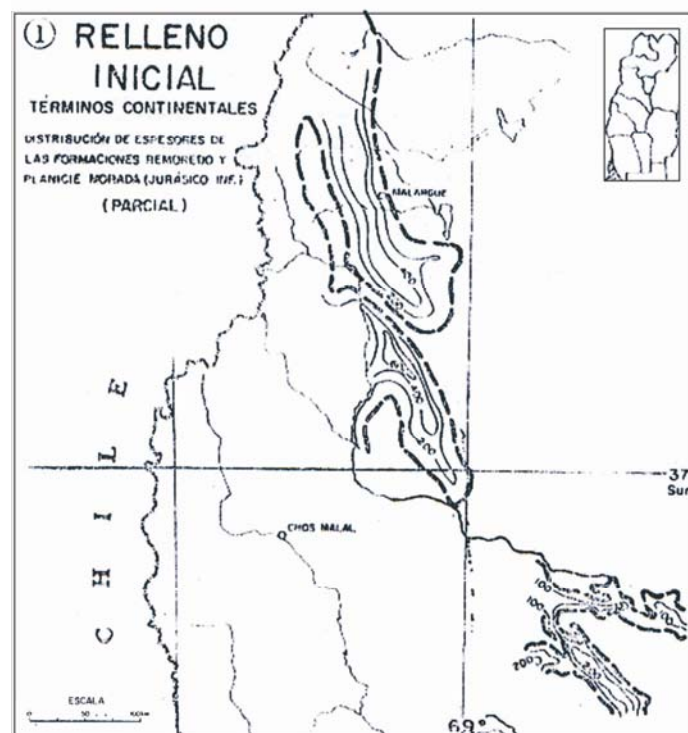


Figura 19. Mapa isopáquico de las Formaciones Remoredo y Planicie Morada, en el que se identifican por primera vez los depocentros aislados que caracterizan a los depósitos volcanoclásticos de Jurásico Inferior, en el ámbito de la margen oriental y norte de la cuenca neuquina, según Mombrú y Uliana (1978).

II.2.d. Etapa IV (1981-1995): Los nuevos modelos

Durante esta etapa se desarrollaron **los modelos actuales de deformación de la cuenca y se actualizó todo el almacén estratigráfico**. El uso de los conceptos de **estratigrafía secuencial**, y el levantamiento de nuevas secciones estratigráficas en las localidades clásicas de la cuenca por parte de las comisiones geológicas de YPF permitieron una actualización importante de los modelos de facies y secuencias deposicionales jurásicas y cretácicas.

Lamentablemente estas comisiones geológicas no realizaron simultáneamente nuevos trabajos de mapeo geológico sistemático en el ámbito de la dorsal de Huincul y los Andes del Neuquén por lo que el avance del conocimiento de la estructura de la cuenca se vio retrasado respecto del notable impulso que mostró la evolución de la estratigrafía.

Los principales avances se dieron a partir de la reinterpretación e integración de los datos de subsuelo en el ámbito del engolfamiento neuquino apoyados por grandes volúmenes de información sísmica 2D, de pozos y las primeras registraciones de sísmica 3D en la zona extrandina.

Un hito de esta etapa lo constituyó la identificación y generalización en la cuenca de la existencia de una **breve etapa de rift de edad jurásico inferior**, durante la cual se **desarrollaron depocentros aislados con geometría de hemigraben**, ya identificados por Mombrú y Uliana (1978). Estos depocentros rellenos por los depósitos volcánicos, volcanoclásticos y clásticos del **Grupo pre-Cuyo**.

Otro aporte significativo de esta etapa lo constituyen los trabajos de **Ploszkiewicz y Orchuela (1981 y 1984)** en los que describieron a la dorsal de Huincul como un sistema transcurrente. Este nuevo modelo reemplazó al clásico modelo de De Ferrariis (1946), adoptado como único válido durante las cuatro décadas anteriores.

Finalmente **Vergani et al.** (1995) presentaron el estudio más completo y actualizado existente del engolfamiento neuquino demostrando la influencia del basamento en la evolución de la cuenca neuquina y proponiendo nuevos mecanismos de deformación.

Ploszkiewicz y Orchuela (1981 y 1984) propusieron **un modelo de fallas transcurrentes para la dorsal de Huincul**, mostrando la combinación de estructuras transpresivas y transtensivas asociadas al movimiento dextrógiro del sistema de fallas

de Huincul (Fig. 20). Innovaron también las metodologías de análisis estructural al incorporar definitivamente el uso de la información sísmica 2D para el mapeo, delimitación de las estructuras de la dorsal de Huincul (Fig. 21) y para el análisis de los principales eventos diastróficos. Propusieron la división en dos segmentos a la dorsal, uno transpresivo occidental y un transtensivo oriental y mantuvieron las fases diastróficas araucana, intravalanginiana e intersenoniana reconocidas para la dorsal.

Este estudio de gran impacto en el conocimiento de la evolución tectónica de la cuenca, no llegó a iluminar la tectónica de edad jurásica inferior presente en la dorsal. La misma fue sugerida a partir del carácter de umbral de la dorsal para el Grupo Cuyo.

Otra virtud de este trabajo fue haber integrado el conocido sistema de fallas directas de Ramón Lista en el modelo de deformación de la dorsal de Huincul y haber introducido el concepto de inversión tectónica de los hemigrábenes del Grupo pre-Cuyo.

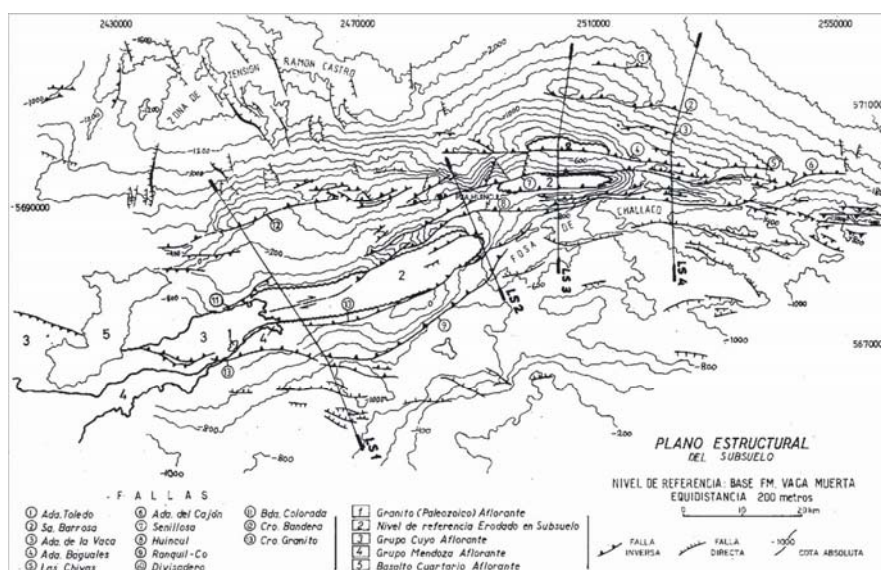


Figura 20. Mapa estructural en profundidad a la base de la Formación Vaca Muerta del sector central de la dorsal de Huincul, mostrando las principales estructuras y sistemas de fallas, según Ploszkiewicz y Orchueta (1981).

Gulisano et al. (1984) propusieron el nombre de Grupo pre-Cuyo para los depósitos volcánicos y volcaniclasticos asociados a hemigrábenes de edad hettangiana- sinemuriana, correspondiente al Jurásico Inferior, en el sector sur de la cuenca (Fig. 23). A partir de este estudio se generaliza el concepto de la existencia de

esta unidad, consolidándose las primeras observaciones realizadas por Mombrú y Uliana (1978).

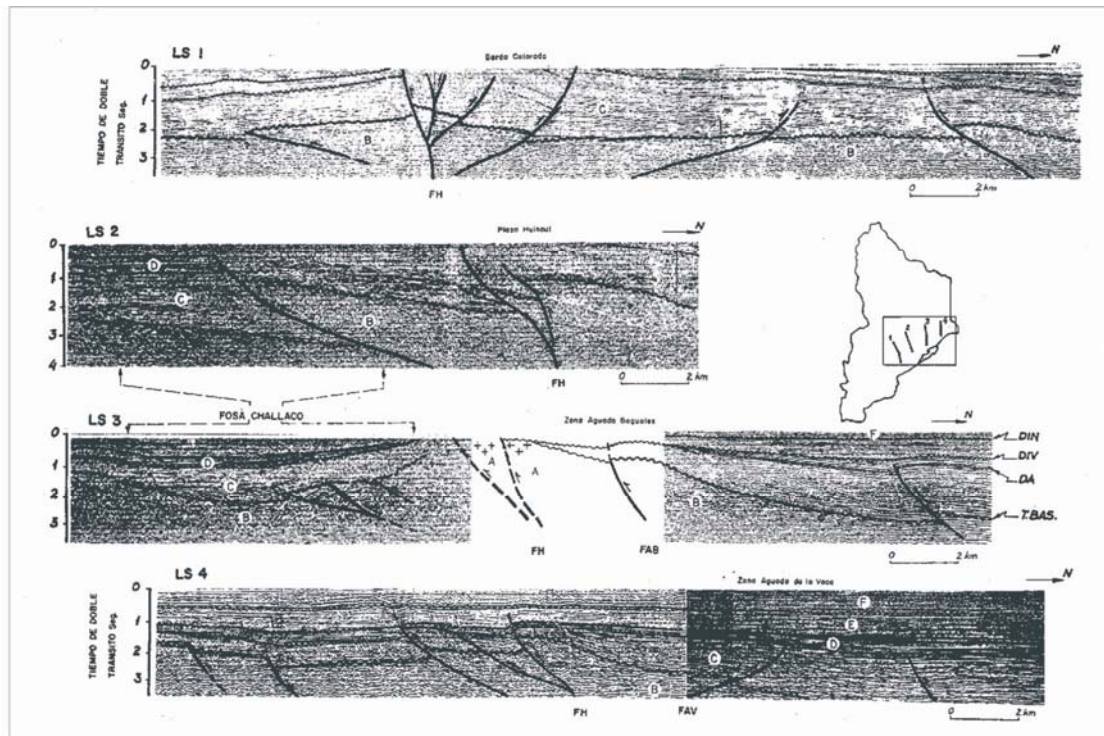


Figura 21. Cortes sísmicos regionales de la dorsal de Huincul mostrando el desarrollo de fallas transcurrentes, según Ploszkiewicz y Orchueta (1981). Ubicación en la figura 20.

Bettini (1984) reconoció nuevamente la discordancia intracaloviana como el primer evento tectónico en la dorsal de Huincul, revitalizando las observaciones hechas por Baldwin (1942). Retomó la idea de la existencia de una sutura entre el macizo norpatagónico y el sistema de la Sierra Pintada, y postuló la continuidad del basamento norpatagónico hasta la estructura de Sausal Bonito en el extremo norte de la dorsal de Huincul (Fig. 22). De esta manera planteó que el límite o sutura entre el macizo norpatagónico y el sistema de la Sierra Pintada se desarrollaría en el centro del engolfamiento neuquino y demostró la afinidad norpatagónica de la dorsal de Huincul.

Orchueta y Ploszkiewicz (1984), en el Relatorio de la Provincia de Río Negro, presentaron el primer esquema estructural y estratigráfico del sector oriental de la dorsal de Huincul, denominado sector rionegrino.

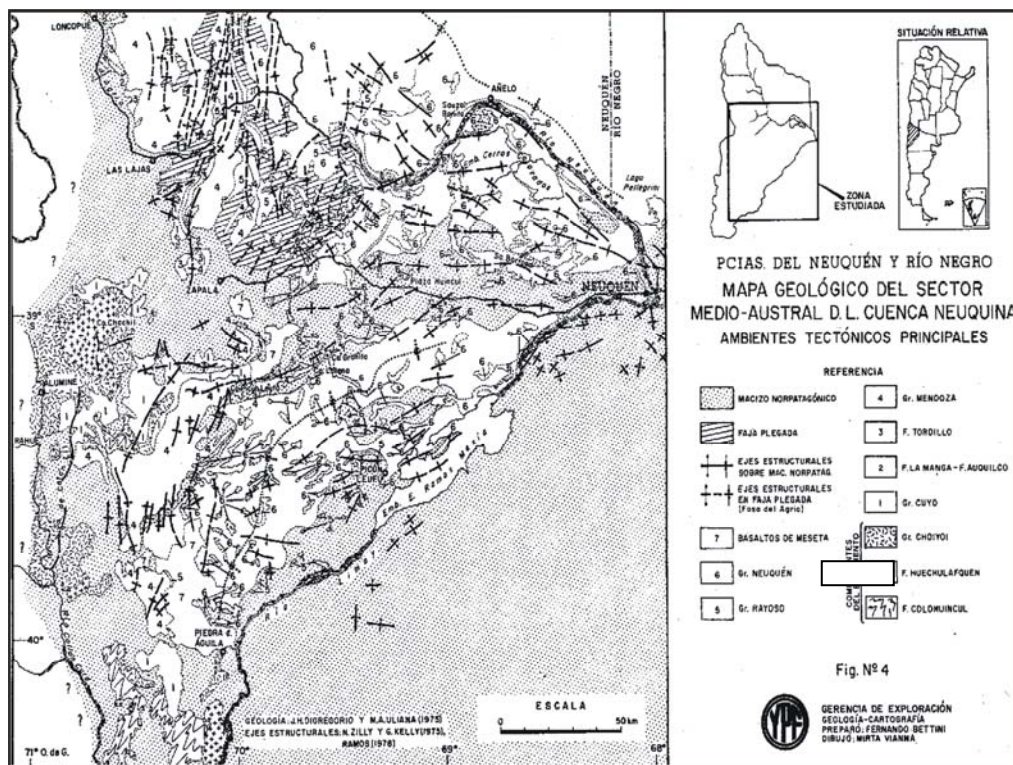


Figura 22. Mapa geológico del sector central y sur de la cuenca neuquina, mostrando los principales ambientes tectónicos de la misma. Obsérvese la diferenciación entre los ejes estructurales de orientación predominantemente N-S de la faja plegada y los ejes de orientación E-O asociados al control de las fábricas del basamento del macizo Norpatagónico. Este fue uno de los criterios utilizados por Bettini (1984) para demostrar la extensión del macizo norpatagónico hacia el interior de la cuenca neuquina.

Estos autores definieron con el nombre de falla de Río Negro al segmento equivalente a la falla de Huincul en sector rionegrino y postularon la continuidad del sistema hasta la zona de Choele Choel. Reconocieron acertadamente en este sector el inicio de la actividad tectónica de la falla de Río Negro durante el Jurásico Inferior y postularon la existencia de deformación paleozoica a lo largo del sistema de fallas de Huincul - Río Negro.

Establecieron los principales lineamientos de subsuelo y propusieron la continuidad del lineamiento de Cortaderas a lo largo del sinclinal de Añelo y la estructura de Lindero Atravesado. También definieron a la Formación Puesto Kaufmann, como depósitos lacustres de edad triásica.

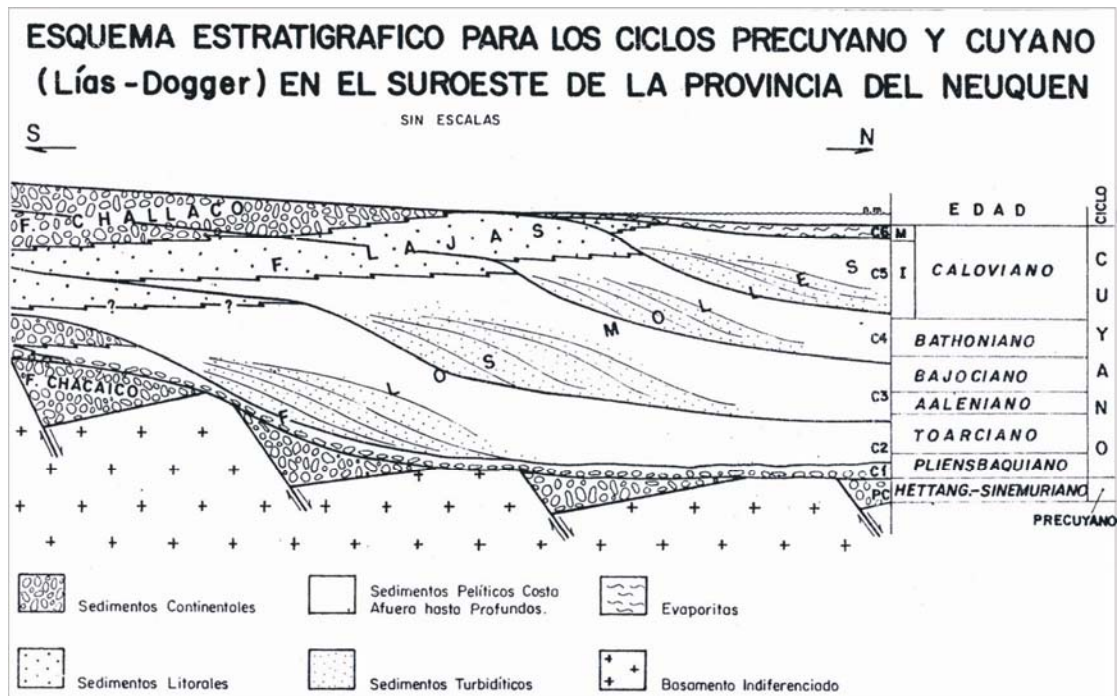


Figura 23. Corte esquemático para los Grupos Cuyo y pre-Cuyo (F. Chacaico) en el sector sur de la cuenca neuquina, mostrando la configuración de hemigrábenes de los depósitos del Grupo pre-Cuyo, según Gulisano *et al.*, 1984. Obsérvese la edad jurásica inferior asignada a los mismos.

Finalmente **Vergani *et al.* (1995)**, realizaron un estudio muy completo de la evolución tectónica de la cuenca neuquina. Este estudio es el más actualizado de la mecánica de deformación. En el mismo asociaron el origen de los depocentros precuyanos y el Grupo Choiyoi al colapso extensional de orógenos permotriásicos, con un campo de esfuerzos extensional orientado NE-SO y un posible modelo de fallas lítricas de bajo ángulo controladas por las corrimientos pérmicos de acuerdo con el modelo *Basin and Range*, siguiendo la propuesta de Uliana y Biddle (1988).

Presentaron el primer mapa de distribución de depocentros del Grupo pre-Cuyo y plantearon un modelo de evolución en dos etapas, con una primera etapa de *rift* que se extendió durante el Jurásico Inferior hasta el Aeleniano, en el Jurásico Medio.

Durante la segunda etapa, o etapa de postrift, comenzó la inversión de los depocentros del Jurásico Inferior a partir del Caloviano, lo que marca el comienzo del diastrofismo mesozoico en sintonía con las propuestas de Baldwin (1942) y Bettini (1984). La misma se extendió hasta el Terciario. Asignaron al Jurásico Superior, durante el Malm al principal evento diastrófico mesozoico y asociado a una

reorganización de campo de esfuerzos en el Jurásico Superior, con el campo extensional orientado NO-SE (Fig. 24).

Durante este evento se produjo también el levantamiento de las Sierra de Caracura y Reyes, evidenciado por truncaciones en los Grupos Lotena y Cuyo.

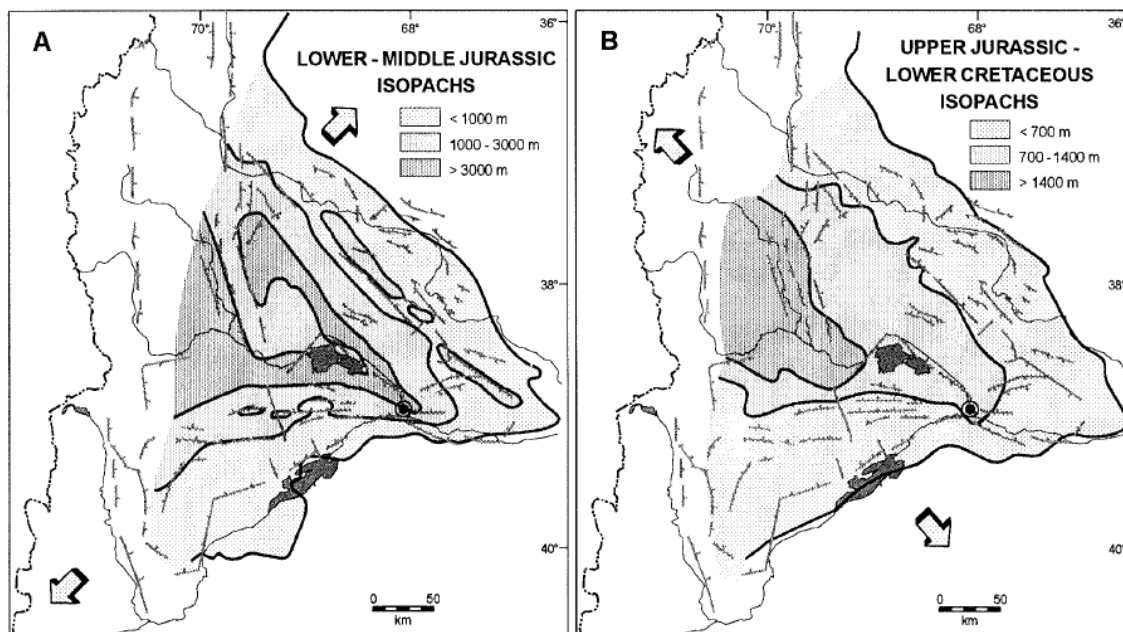


Figura 24. Mapas isopáquicos para los depósitos de edad jurásica inferior y medio (A) y jurásica superior y cretácica inferior (B). Obsérvese la rotación del campo de esfuerzos regional, señalada en este caso a partir de la rotación de la dirección de extensión, asociada a la apertura del océano Atlántico, según Vergani *et al.* (1995).

El modelo de mecánica de deformación planteado es del tipo Atlántico, es decir que la deformación mesozoica es un reflejo pasivo de la reorganización de los campos de esfuerzos que llevaron a la apertura del océano Atlántico durante la fragmentación del Gondwana. Retomaron los modelos de Herrero Ducloux (1946), al plantear que en respuesta a esta reorganización del campo de esfuerzos regional el macizo norpatagónico se desplazó hacia el sistema de la sierra Pintada, en dirección norte produciendo la inversión de los hemigrábenes jurásicos.

II.2.e. Etapa V (1996-2008): La integración 3D

Durante la última década, **resurge el interés por el estudio de la deformación en el engolfamiento neuquino**, a partir de una vasta registración de programas de sísmica 3D y campañas de perforación de pozos exploratorios a objetivos profundos y no tradicionales como ser el Grupo pre-Cuyo. La posibilidad de

contar con información de subsuelo tridimensional de excelente calidad, ha permitido ajustar las interpretaciones estructurales (Fig. 25) y tener una excelente población de puntos de muestreo para el análisis de orientación de la deformación, (Veiga *et al.*, 2001, Mosquera, 2002, Pángaro *et al.*, 2002, Berdini *et al.*, 2002, Gómez Omil *et al.*, 2002, Fernández *et al.*, 2003).

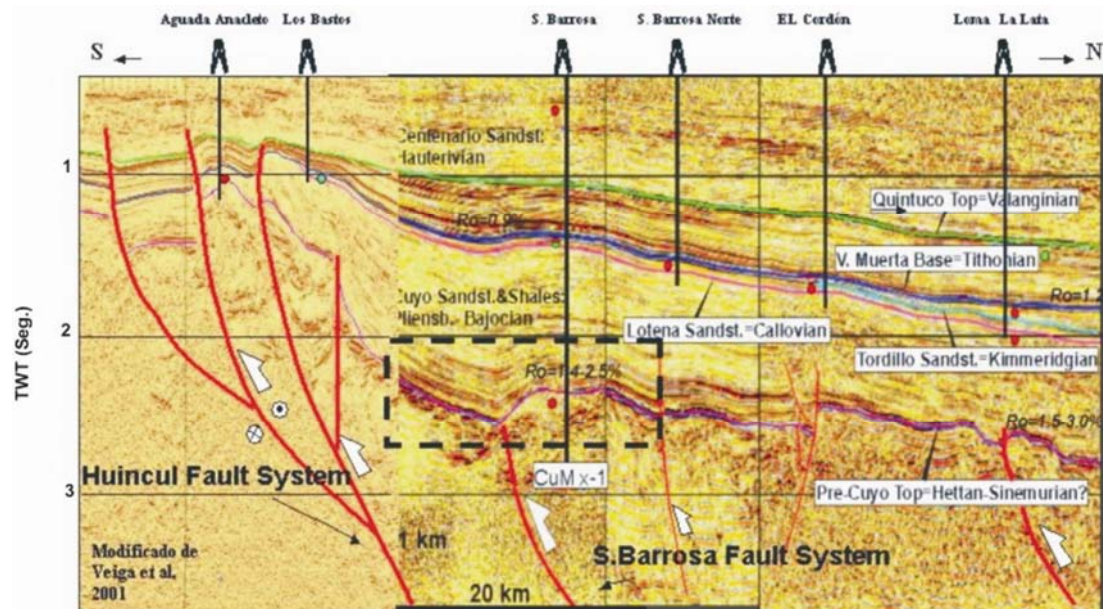


Figura 25: Sección sísmica regional a través de la dorsal de Huincul, mostrando el acuñaamiento de las secuencias mesozoicas en dirección al eje de la dorsal. Modificado de Veiga *et al.* (2001).

Estos primeros trabajos publicados durante esta etapa corresponden a análisis puntuales, ubicados en diferentes puntos de la cuenca en función de la disponibilidad de cada compañía. Los mismos se centraron principalmente en la zona de la dorsal de Huincul, y han permitido **reasignar el comienzo de la deformación de dicho sistema de fallas al Jurásico Inferior, durante el Pliensbaquiano y Toarciano.**

En simultáneo se han retomado las actividades de levantamiento de perfiles estratigráficos de campo en conjunto con el mapeo e interpretación estructural (Fig. 26) (Zavala, 2001 y 2002). Estos trabajos han traído nuevamente a luz ideas y conceptos bosquejados por Groeber (1929), Burckhardt (1900), Keidel (1925) y Herrero Ducloux (1946), acerca de la extensión areal y la edad de la deformación mesozoica en el sector andino de la cuenca neuquina. Sin embargo, la integración de los datos de subsuelo y superficie es aún escasa.

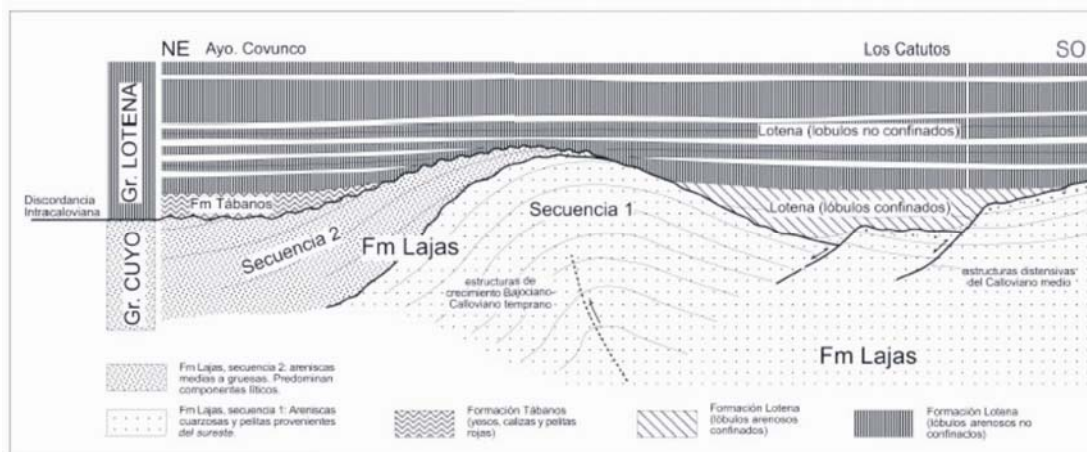


Figura 26: Esquema de las relaciones estratigráficas entre los Grupos Cuyo y Lotena en la zona de los Catutos, en la sierra de la Vaca Muerta, a partir de levantamientos estratigráficos y mapeo geológico, según Zavala (2002). Obsérvese la presencia de discordancias de sinrecimiento.

En los últimos años, en simultáneo y también a partir de adelantos publicados con el desarrollo de este trabajo de investigación, una serie de publicaciones han avanzado en la integración de la información de sísmica 3D y pozos para el análisis estructural tridimensional (Mosquera 2005 y 2006, Pángaro *et al.*, 2006, Silvestro y Zubiri, 2008 y Cristallini *et al.*, 2006), dándose lugar a un moderno y robusto modelo para explicar la mecánica de deformación de la cuenca neuquina.

II.3. Conclusiones

En estas circunstancias se encuentra hoy en día el conocimiento de la deformación en el engolfamiento neuquino, el cual sirvió como marco de referencia para la presente investigación.

La revisión de la información histórica del conocimiento de la deformación ha permitido la revalorización y redescubrimiento de viejas ideas que responden a las inquietudes que motivan el presente estudio. Simultáneamente, se ha podido entender la evolución del conocimiento y comprender la influencia de los diferentes modelos y paradigmas en sucesivas generaciones de geólogos. Sin embargo la cuenca neuquina no cuenta hoy en día con un modelo tectónico actualizado e integrador para explicar su historia de deformación, objetivo primario de este trabajo de investigación.

CAPÍTULO III

LOS PROCESOS ACRECIONALES Y CONVERGENTES PALEOZOICOS EN EL MARGEN PANTHALÁSICO-PATAGÓNICO DEL GONDWANA:

EL DESARROLLO DE LAS FÁBRICAS DE BASAMENTO DE LA CUENCA NEUQUINA.

Palabras Clave: Colisiones paleozoicas, Gondwana, Terrenos alóctonos Cuyania, Chilenia y Patagonia, Suturas, Fajas plegadas paleozoicas, Cuencas de antepaís, Frentes de deformación, Fábricas de basamento, Deformación de intraplaca.

III.1. Resumen

El basamento de la cuenca neuquina presenta una compleja fábrica resultante de la superposición de tres eventos de deformación paleozoicos, asociados a la colisión de terrenos alóctonos al margen panthalásico del Gondwana y a la fase sanrafaélica en este margen convergente.

Durante el Eopaleozoico se produjo la acreción de los terrenos alóctonos de Cuyania en el Ordovícico (Astini *et al.*, 1996), produciendo la orogenia oclóyica y Chilenia durante el Devónico Tardío (Ramos *et al.*, 1984 y 1986), responsable de la orogenia chánica en el margen panthalásico del Gondwana. Las suturas y fábricas de basamento asociadas a ambas colisiones presentan una dirección aproximada N-NO, siendo estas últimas el reflejo del desarrollo de fajas plegadas. Los escasos afloramientos de unidades eopaleozoicas en la cuenca Neuquina, ubicados en el macizo de San Rafael y en la cordillera del Viento, corresponden a rocas sedimentarias y metamórficas de bajo grado.

En el Neopaleozoico, durante el Pérmico inferior, se desarrolló la faja plegada y corrida compuesta de los Gondwánides (Keidel, 1921b) producto de la colisión del terreno de Patagonia y de la fase sanrafaélica a lo largo del margen convergente del Gondwana y la placa oceánica de Panthalasa.

La faja plegada y corrida de los Gondwánides en su segmento panthalásico tuvo un rumbo predominantemente N-NO y comprendía los sectores surmendocino y central de la cuenca neuquina. Por otro lado el segmento patagónico de los Gondwánides, el rumbo de las estructuras es principalmente E-ESE y ENE. Esta flexión de aproximadamente 60° horaria en el rumbo de la faja plegada está asociada

fundamentalmente a un cambio del tipo de faja plegada. En el segmento norte se desarrolló una faja plegada y corrida antitética, asociada a un margen convergente tipo andino y denominada en el presente trabajo como segmento panthalásico. En tanto que el sector sur se estableció a una faja plegada y corrida, si bien antitética, de tipo alpino o colisional y denominada como segmento patagónico.

El segmento neuquino de la faja plegada de los Gondwánides marcaría entonces la transición entre ambos tipos de fajas plegadas.

El basamento neopaleozoico sinorogénico presenta diferencias litológicas muy marcadas, en función del sector de la cuenca. En el extremo norte y oriental está compuesto mayormente por rocas sedimentarias y en forma subordinada, rocas efusivas e intrusivas de edad carbonífera y pérmica que formaron una cuenca de antepaís ubicada a lo largo de segmento panthalásico de la faja plegada de los Gondwánides. En el extremo sur está conformado por un complejo metamórfico-plutónico sincinemático, asociado al desarrollo del sector axial de la faja plegada y corrida antitética de los Gondwánides patagónicos.

Las fábricas del basamento de la cuenca son principalmente el resultado de la deformación neopaleozoica. Durante la misma se reactivaron las fábricas eopaleozoicas en el sector norte de la cuenca y se desarrollaron las fábricas de orientación este del sector sur, mientras que en la zona central y margen oriental ambas fábricas se superponen generando una zona de interferencia.

Queda así conformado un basamento paleozoico con un alto grado de anisotropía, con zonas de debilidad primaria constituido por suturas y otras menores correspondientes a las fábricas de basamento.

El entendimiento y caracterización de las mismas constituye el punto de partida esencial para el análisis de la mecánica de deformación mesozoica y terciaria de la cuenca neuquina. Las mismas tendrán un rol preponderante al particionar los campos de esfuerzo y controlar la orientación de las estructuras resultantes.

III.2. Introducción

La posible existencia de diversos bloques de basamento paleozoicos en el sustrato de la cuenca neuquina y el control de las estructuras paleozoicas en su evolución tectónica constituyeron hipótesis de análisis planteadas ya en los primeros trabajos regionales de la cuenca realizados a principios del siglo XX (Keidel 1925, Groeber 1929 y Herrero Ducloux, 1946). Dichas hipótesis se basaban principalmente

en la orientación este-oeste de las estructuras asociadas a la dorsal de Huincul reconocidas como *un carácter aberrante* según Windhausen (1914), perpendiculares a la cordillera de los Andes y paralelas al borde norte del macizo norpatagónico. Estas observaciones llevaron a Groeber a plantear pioneramente en 1919 la existencia de una sutura entre el macizo brasiliano y el norpatagónico en el sustrato de la cuenca.

Pocos años más tarde Keidel (1925), sugiere la presencia de *líneas de inestabilidad tectónica paleozoica* como origen para las estructuras de la dorsal de Huincul. Finalmente con Herrero Ducloux en 1946, estas hipótesis alcanzan un alto grado de refinamiento al reelaborar las propuestas de Groeber y proponer el desplazamiento del macizo norpatagónico hacia el norte en dirección al brasiliano durante el Paleozoico. Este desplazamiento generaría estructuras en forma de arco que se reactivarían posteriormente en el Mesozoico (Figs. 1 y 2).

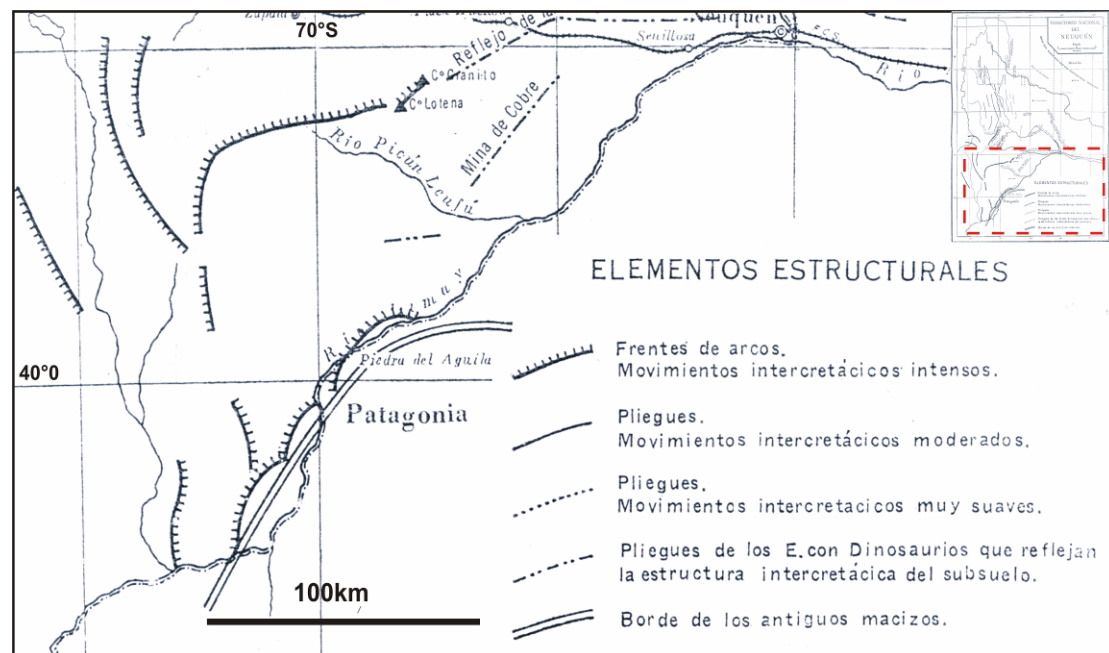


Figura 1. Mapa de elementos estructurales del engolfamiento neuquino elaborado por Herrero Ducloux (1946). Obsérvese la correlación planteada entre las estructuras de edad cretácica superior y el borde septentrional del macizo norpatagónico. Esta zona será analizada posteriormente en este capítulo con datos sísmicos.

Según dicho autor “si observamos en un plano la disposición de los arcos mesozoicos del Neuquén austral, de inmediato llama la atención el que su rumbo se ajusta al contorno del borde del macizo patagónico. Parece evidente que su origen

debe buscarse en el empuje hacia el N y NO de la masa patagónica -como lo indica la convexidad de los pliegues dirigida en la dirección del máximo empuje- en su acercamiento al macizo brasileño... No es imposible, por lo tanto que también el macizo patagónico haya iniciado su empuje hacia el NO al mismo tiempo que se hayan originado entonces las líneas estructurales a las que se ajustaron los movimientos posteriores” (Herrero Ducloux, 1946, pág. 37). La figura que sirvió de base para su análisis corresponde a la Fig.1 de este capítulo.

Digregorio y Uliana (1980) y Turner y Baldis (1978), jerarquizaron aun más la magnitud de dicha sutura, planteando la existencia de una línea transcontinental que divide transversalmente la placa sudamericana a lo largo del borde norte del macizo norpatagónico (Fig. 3). Estos últimos la asociaron como una respuesta a los fenómenos extensivos que llevaron a la fragmentación del Gondwana durante el Mesozoico, mientras que Digregorio y Uliana (1980) lo relacionaron a una respuesta pasiva de la placa sudamericana a discontinuidades en la zona de Wadati-Benioff.

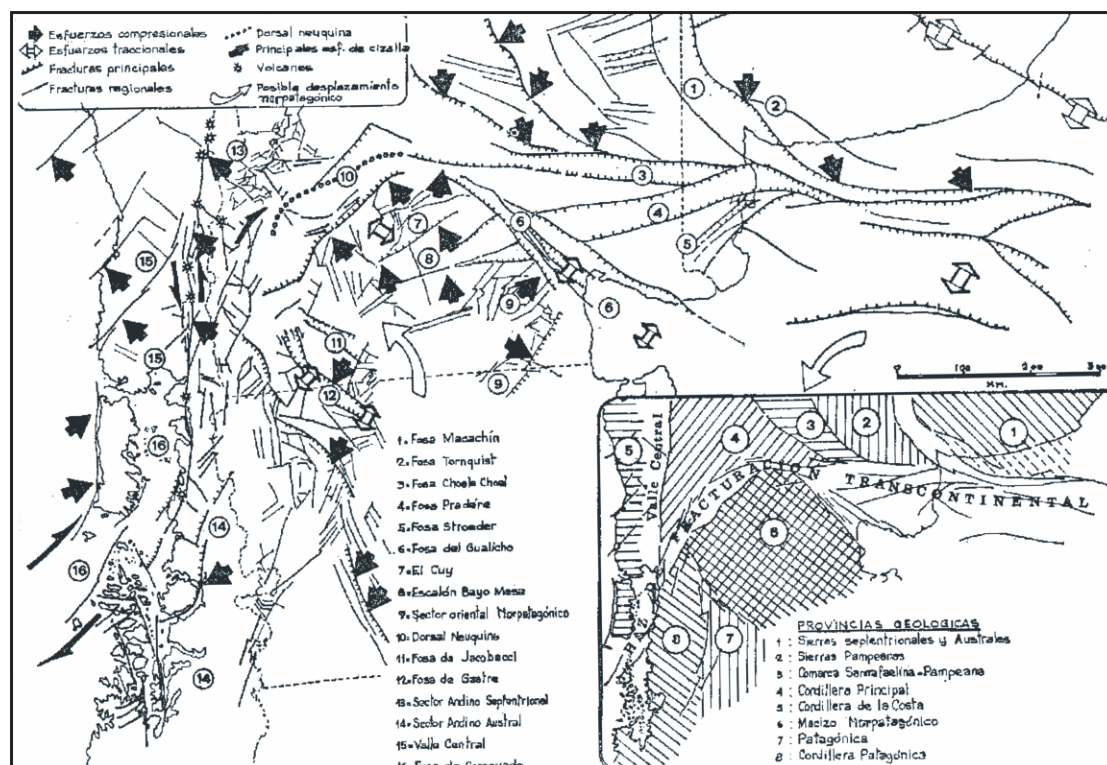


Figura 2. Mapa esquemático mostrando la extensión de la fractura transcontinental según Turner y Baldis (1978). Obsérvese el carácter sinuoso de la traza de la zona de facturación en especial en el sector occidental.

Finalmente Bettini (1984), retomó este tema y planteó la extensión del macizo norpatagónico en el subsuelo de la cuenca neuquina hasta el sector central de la misma, en el alto o estructura de Sauzal Bonito, en el que se ubica el yacimiento de gas de Loma de la Lata. Sus conclusiones y propuestas se basaron en el análisis de la orientación de las estructuras de la dorsal de Huincul y la extensión de los afloramientos y datos de subsuelo de las unidades metamórficas y plutónicas que conforman el macizo norpatagónico (Fig. 21, Cap. I).

En el ámbito del macizo de San Rafael, el trabajo de Moreno Peral y Salvarredi (1984), permitió identificar el desarrollo de una faja plegada y corrida de edad pérmica inferior, la cual correspondería al segmento panthalásico de los Gondwánides, que fuera afectada por un posterior colapso extensional durante el Pérmico superior (Fig. 3).

Por otro lado los trabajos de Zollner y Amos (1973) permitieron extender los eventos diastróficos neopaleozoicos al ámbito de la faja plegada y corrida de Chos Malal al reconocer en el flanco oriental de la cordillera del Viento corrimientos de edad neopaleozoica (Fig. 25).

Las propuestas actuales de acreción de los terrenos de Cuyania, Chilenia y Patagonia al margen panthalásico del Gondwana corresponden a Ramos (1984, y 2008), Ramos *et al.*, (1984 y 1986) y Astini *et al.*, (1996). Las mismas fueron elaboradas fuera del ámbito del engolfamiento neuquino en los Andes Centrales (terreno Chilenia), Precordillera (terreno Cuyania) y en el sistema de Ventania y el macizo norpatagónico (terreno Patagonia), donde la ubicación de las suturas y extensión de las mismas resultaba más evidente (Fig. 4).

Con los recientes trabajos de Chernicoff y Zapettini (2003 y 2004) realizados a partir de datos gravimétricos y magnetométricos ha sido posible definir con más precisión los límites australes de los terrenos Cuyania y Chilenia y la truncación de los mismos contra el terreno Patagonia (Figs. 5 y 6).

La identificación de la sutura de este último terreno es clara en los mapas gravimétricos y magnetométricos para el sector oriental de la cuenca neuquina, hasta las proximidades de la ciudad de Neuquén. Estos trabajos constituyen los últimos avances en el conocimiento de la deformación paleozoica en el ámbito específico de la cuenca neuquina.

En los últimos años se ha producido un notable avance en la calidad y cantidad de la información referida a la estructura, edad, génesis y evolución tectónica del

macizo norpatagónico, (Chernicoff y Caminos, 1996; Franzese *et al.*, 2001; Giacosa *et al.*, 2002; Von Gosen, 2003; Varela *et al.*, 2005). La primera integración de esta información fue realizada por Ramos (2004) en el ámbito del sector oriental del macizo norpatagónico y el Sistema de Ventania, validando las pioneras hipótesis planteadas por el mismo autor en 1984.

Sin embargo, falta aún completar la integración de la información más reciente, focalizada en la zona de la cuenca neuquina, la sierra de Lihuél Calel y el sector oriental del macizo norpatagónico y de este modo confirmar o modificar los modelos vigentes.

Es por lo tanto el objetivo del presente capítulo de la tesis **realizar una reconstrucción de los distintos sectores de la faja plegada y corrida de los Gondwánides en el subsuelo de la cuenca neuquina y especialmente en el sector del engolfamiento. El mismo se hará a partir de la incorporación e interpretación de la información obtenida por sísmica 2D y 3D en lugares específicos de la cuenca neuquina y la integración con la información histórica y la recientemente publicada del macizo norpatagónico, el macizo de San Rafael y la sierra de Lihuél Calel. De esta manera se intenta definir con más exactitud las características de la deformación paleozoica en el ámbito de la cuenca neuquina y su relación con la faja plegada de los Gondwánides.**

Al mismo tiempo se realizarán reconstrucciones paleogeográficas de los sectores sanrafaélino y patagónico de los Gondwánides a los fines de analizar los modelos vigentes. Para ello se integrará también la interpretación de la información sísmica disponible que ilumine el subsuelo de las cuencas Austral y de Malvinas. Finalmente se realizará una reconstrucción esquemática de la deformación de intraplaca de edad pérmica inferior.

Dado que la información sísmica es en general de regular calidad para los eventos paleozoicos, se han seleccionado las localidades con la mejor información disponible, fruto de un minucioso análisis de la información sísmica de la cuenca.

Los modelos resultantes son considerados preliminares y predictivos debido a la reducida cantidad de puntos de control utilizados para su elaboración pero constituyen un cambio significativo en el entendimiento de la deformación paleozoica en la cuenca neuquina.

Su fortaleza principal radica en la integración de datos claves aunque parcialmente saltuarios y de diversa índole, como ser afloramientos, mapas geológicos, información sísmica, gravimétrica, magnetométrica y pozos exploratorios que dieron un marco adecuado para el estudio de las estructuras paleozoicas que conforman el basamento de la cuenca neuquina.

III.3. Evolución tectónica paleozoica del basamento de la cuenca neuquina

La cuenca neuquina registra una historia de deformación paleozoica compresiva desde el Ordovícico hasta el Pérmico que abarcó aproximadamente 200 m.a. Este lapso se dividió en dos etapas, la eopaleozoica y la neopaleozoica, durante las cuales se produjo la acreción de tres terrenos alóctonos. Estos procesos acrecionales permitieron el crecimiento del margen del Gondwana y fueron formando en sucesivas etapas el basamento paleozoico de la cuenca neuquina, el cual queda finalmente conformado en el Pérmico (Fig. 8).

III.3.a. La etapa eopaleozoica

Durante esta etapa se produjo la acreción de dos terrenos al margen del Gondwana, el terreno de Cuyania durante el Ordovícico (Astini *et al.* 1996, y Ramos 2004 b) y el terreno de Chilenia, durante el Devónico tardío (Ramos *et al.*, 1986).

El terreno de **Cuyania** conformó el basamento del margen nororiental de la cuenca, disponiéndose subparalelo al borde de la misma, con un ancho promedio de 100 kilómetros.

Los modelos existentes para la colisión de este terreno, proponen una polaridad este para la sutura de Cuyania. El macizo de San Rafael forma parte de este terreno y constituye la única localidad con afloramientos de unidades ordovícicas, correspondientes a los depósitos clásticos y carbonáticos de las Formaciones Lindero y Ponón Trehue. Los afloramientos existentes no han permitido al día de la fecha identificar y caracterizar las fajas plegadas ordovícicas asociadas al proceso de colisión en el sector del macizo de San Rafael, pues la misma se encuentra obliterada por los posteriores eventos de deformación paleozoicos.

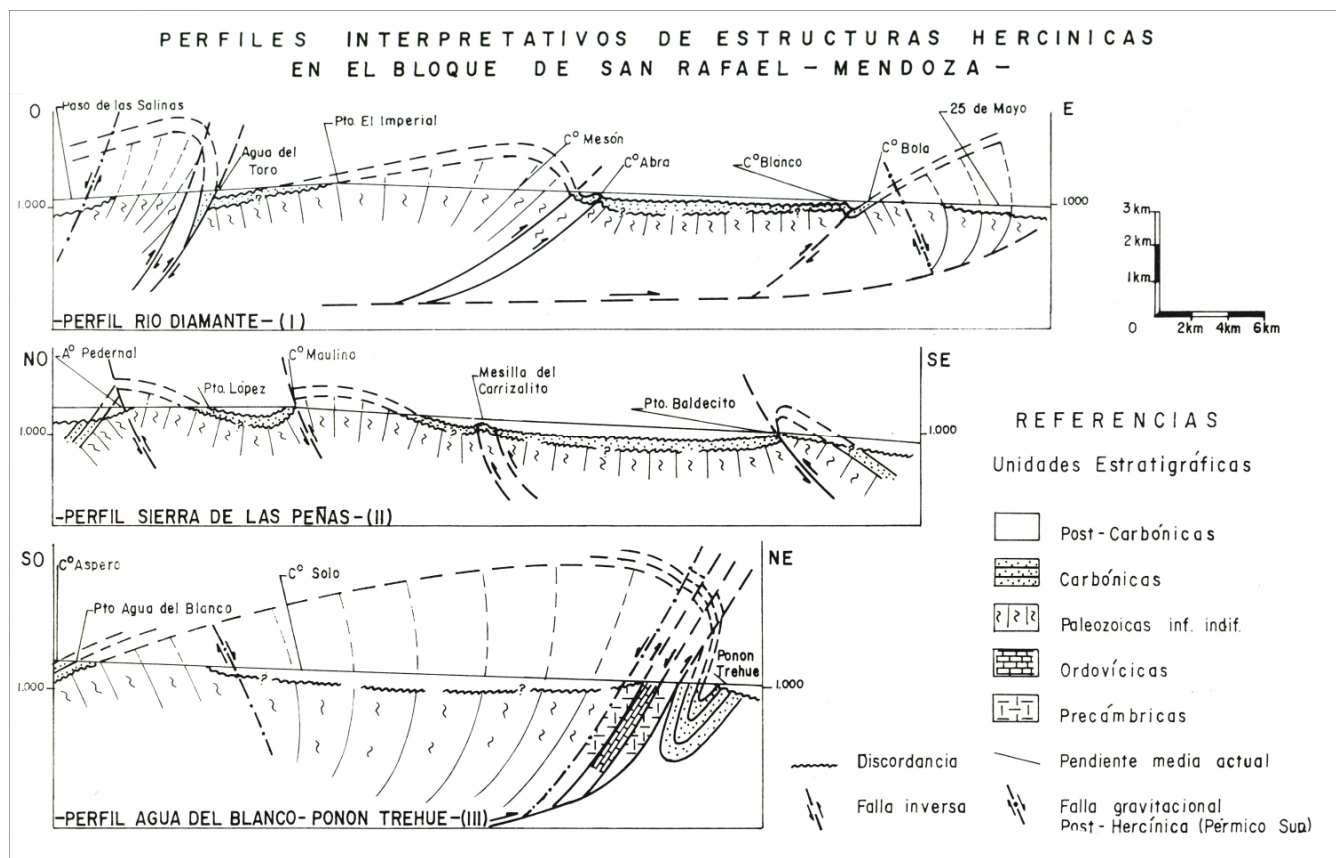


Figura 3. Cortes esquemáticos de las estructuras de edad pérmica inferior en el macizo de San Rafael, correspondientes a la parte externa del segmento panthalásico de la faja plegada de los Gondwánides neuquinos, según Moreno Peral y Salvarredi (1984). Obsérvese la presencia de estructuras extensionales de edad pérmica superior en el perfil Agua del Blanco.

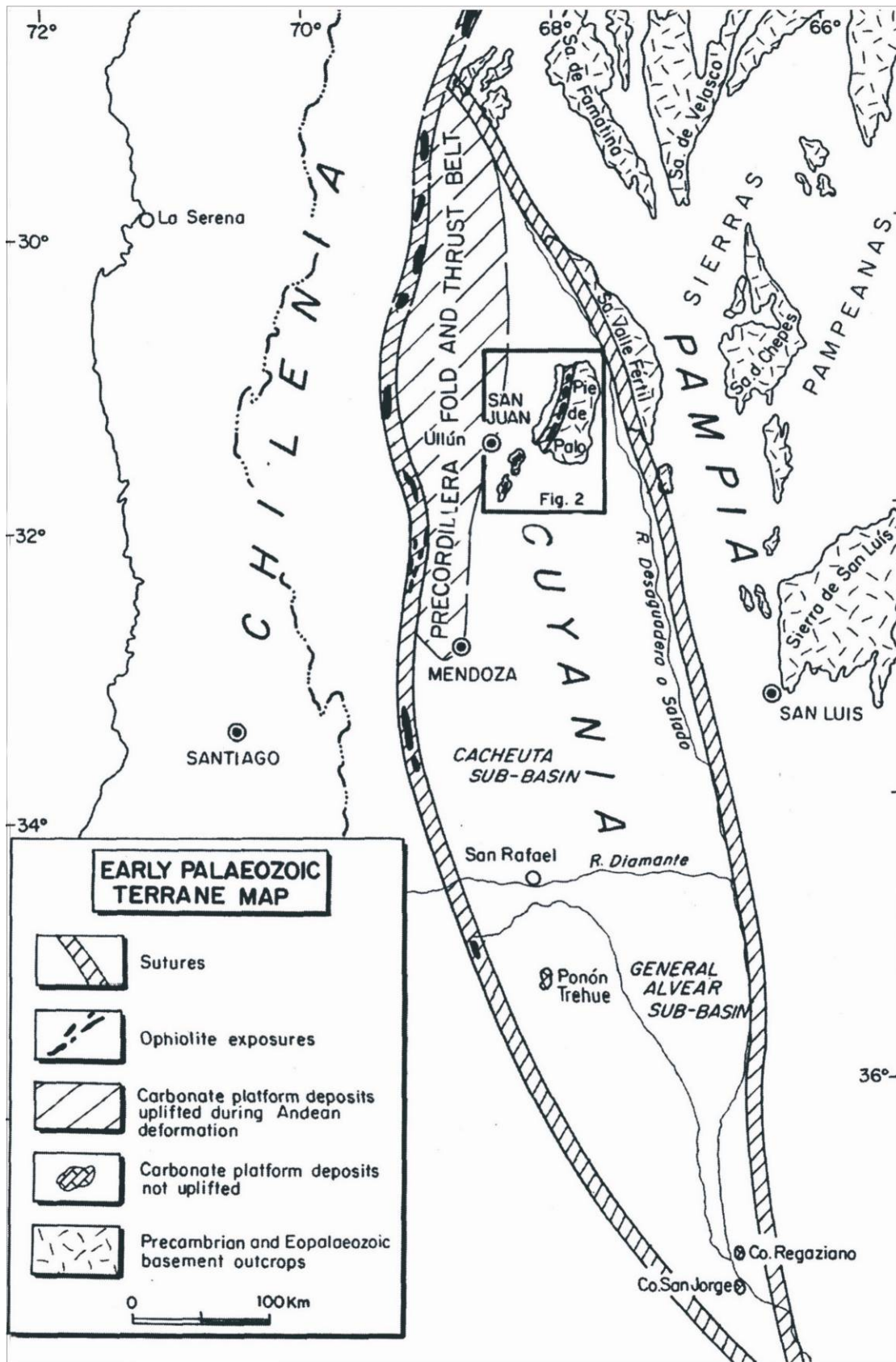


Figura 4. Mapa de ubicación de los terrenos de Chilenia y Cuyania en la zona en que fueron definidos, con las correspondientes suturas, según Ramos *et al.* (1998).

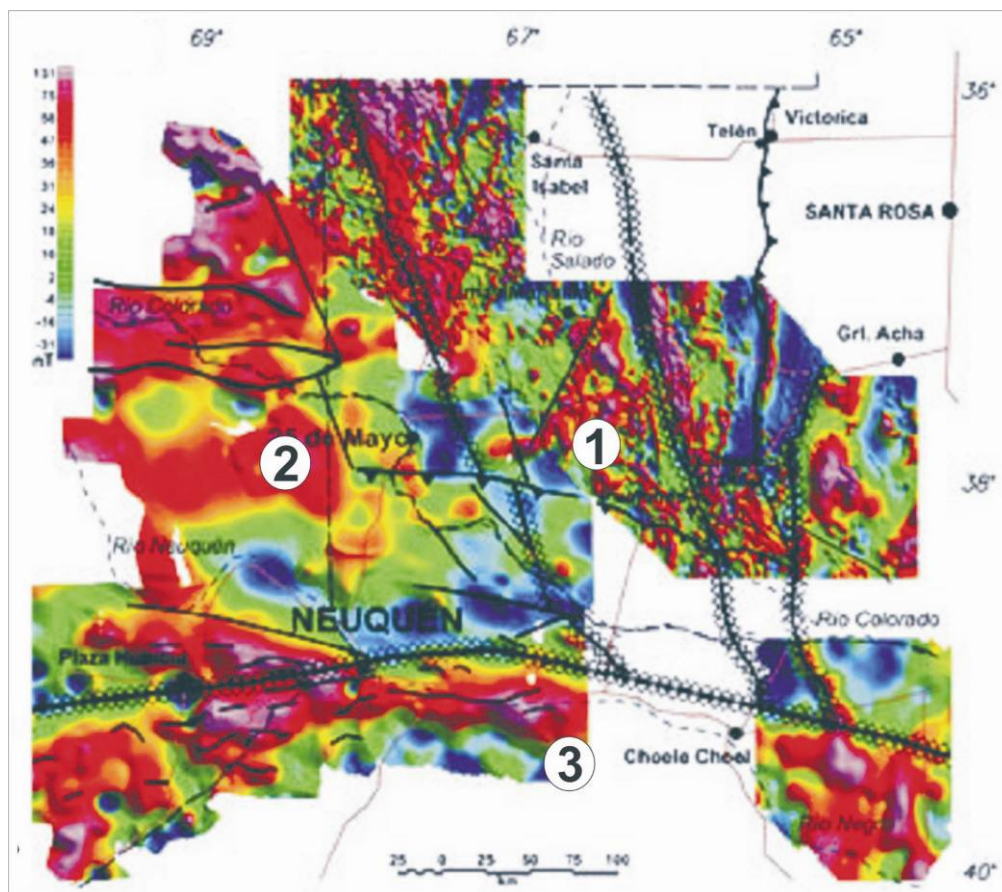


Figura 5: Mapa de datos aeromagnéticos residuales según Chernicoff y Zapettini (2004), a partir del cual se pudo delimitar la extensión sur de los terrenos de Cuyania (1), Chilenia (2) y Patagonia (3). Obsérvese el patrón de truncamiento de los lineamientos NO de las fábricas de los terrenos de Cuyania y Chilenia contra los lineamientos E-O del terreno de Patagonia.

Las fábricas del basamento del terreno de Cuyania presentan una orientación N-NO, coincidente con la orientación de la sutura de Cuyania y Chilenia (Figs. 4, 5, 6 y 9). La orientación de las fábricas de este terreno está documentada en el macizo de San Rafael (Fig. 21) y es coincidente con el rumbo de los lineamientos interpretados en los mapas geológicos de la sierras de Lihuel Calel y Puelches (Fig. 13).

La edad y origen de estas fábricas es de difícil determinación dada la superposición con los eventos de deformación devónicos y pérmicos. Probablemente los mismos sean de edad ordovícica y se asocien al desarrollo de la faja plegada sintética relacionada a la colisión de Cuyania y hayan sido reactivados durante el desarrollo de las fajas plegadas de edad devónica y pérmica.

La sutura de este terreno y sus fábricas han controlado fuertemente el desarrollo de la cuenca de rift de General Alvear de edad triásica, así como también la

vergencia y orientación de estructuras asociadas a posteriores eventos de deformación paleozoica y terciaria (Fig. 9). Por el contrario poca habría sido su influencia en la evolución tectónica de la cuenca neuquina.

El terreno de **Chilenia** en tanto conformó el basamento de la mayor parte de la cuenca neuquina (Fig. 9). Posee un ancho actual de 400 km y se extiende a través de los sectores occidental, central y oriental, incluyendo la faja plegada del Agrio, el anticlinal de los Chihuidos y el sistema de Entre Lomas.

La delimitación de la sutura con el terreno de Cuyania en el ámbito de la cuenca neuquina surge de la integración de los datos de geología de superficie (Fig. 4) y los datos de mapas gravimétricos y magnetométricos (Figs. 5 y 6).

La sutura entre ambos terrenos posee una orientación N-NO, subparalela a la sutura del terreno de Cuyania y el Gondwana. Ambas suturas poseen una idéntica polaridad este (Fig.9).

Las fábricas de basamento de Chilenia poseen orientaciones similares a las de Cuyania, norte y noroeste y una zonificación marcada. En la zona central y oriental poseen una orientación predominante NO (Fig. 9), la cual controló el rumbo de estructuras tales como los anticlinales de Los Chihuidos y Entre Lomas. La zona occidental en tanto posee una orientación predominante N-S y controló el desarrollo de la faja plegada y corrida del Agrio (Fig. 9).

La orientación y cambio de estas estructuras coinciden con las fábricas del basamento posiblemente generadas por la faja plegada sintética de edad devónica.

La presencia de una discordancia angular entre las sedimentitas marinas de edad devónica de la Formación La Horqueta con las sedimentitas de edad carbonífera de la Formación Imperial (Fig. 7) en el macizo de San Rafael, indicaría el desarrollo de la faja plegada devónica.

La extensión de esta faja plegada en el subsuelo de la cuenca neuquina, queda sugerido por la orientación NO de estructuras mesozoicas en el terreno de Chilenia, especialmente en el ámbito del sistema de Entre Lomas o borde nororiental de la cuenca.

Los mapas estructurales en tiempo realizados sobre cubos de sísmica 3D al tope de Grupo pre-Cuyo de edad jurásica inferior en el área Agua Salada (Fig.11) y a la base de la Formación Loma Montosa de edad cretácico inferior (Fig. 12), muestran

la presencia y frecuencia de fallas de orientación NO. Las mismas si bien son de edad mesozoica, involucran el basamento paleozoico y triásico, el cual controló la orientación de las mismas. El anticlinal de Loma Montosa (Fig. 12) es un clásico ejemplo de estas estructuras.

Estos dos puntos de control, son representativos y extrapolables a la totalidad del borde oriental de la cuenca neuquina. A su vez las orientaciones de las fallas eopaleozoicas interpretadas en sísmica son coincidentes con los rasgos de basamento interpretados por Chernicoff y Zapettini (2003 y 2004) en mapas gravimétricos y magnetométricos (Figs. 5 y 6).

A partir de los datos expuestos se interpreta que la faja plegada devónica se habría extendido al menos hasta 200 km al oeste de la sutura de Chilenia, en la parte central del engolfamiento neuquino (Fig. 9), involucrando el Dorso de los Chihuidos, hasta el actual frente orogénico de la faja plegada y corrida del Agrio. Se le asigna a la misma una vergencia oeste, correspondiente a una faja plegada y corrida sintética de tipo colisional.

La sucesión de dos eventos colisionales eopaleozoicos dió lugar al desarrollo de un basamento altamente anisótropo, pero relativamente homogéneo en cuanto a la orientación y vergencia de las fábricas. Este último punto queda sugerido por el paralelismo de las fábricas en ambos terrenos. Las fábricas eopaleozoicas ejercerán un fuerte control en el desarrollo de la faja plegada de los Gondwánides desarrollada durante la colisión del terreno de Patagonia en el Pérmico inferior.

III.3.b. La etapa neopaleozoica

Durante el Pérmico inferior se produce la acreción del terreno de Patagonia a lo largo del margen del Gondwana en simultáneo con el evento compresivo sanrafaélico a lo largo del margen convergente panthalásico del Gondwana (Fig. 8) Ambos fenómenos dieron lugar al desarrollo de la faja plegada y corrida de los Gondwánides y a un importante evento de deformación de intraplaca (Fig. 8).

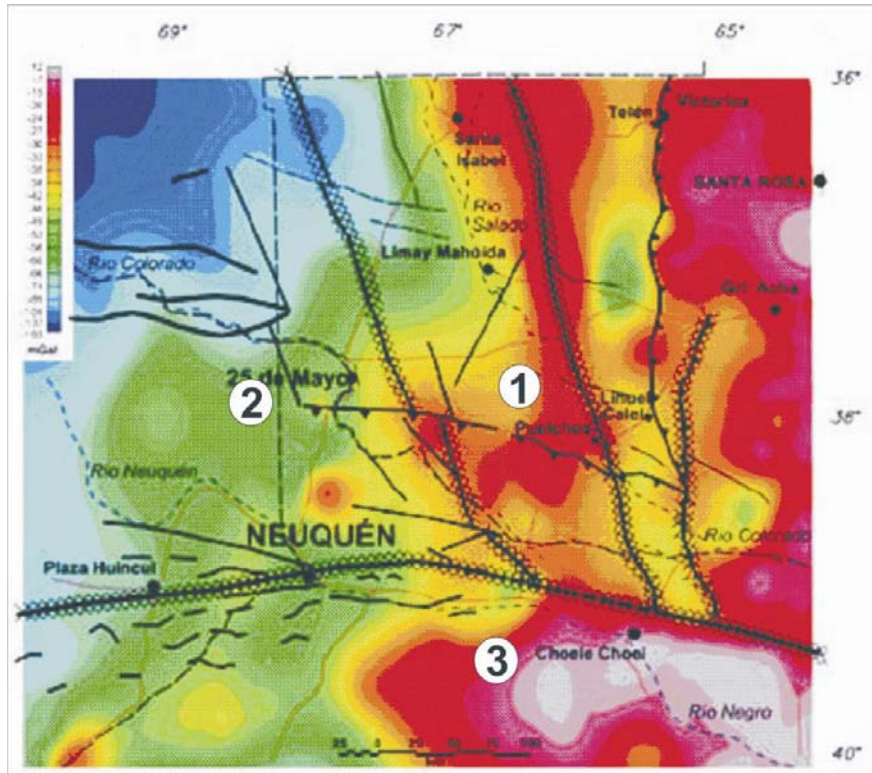


Figura 6. Mapa de anomalías gravimétricas residuales de Bouguer con interpretación estructural según Chernicoff y Zapettini (2004). Obsérvese el patrón de truncamiento de los lineamientos NO de las fábricas de los terrenos de Cuyania (1) y Chilenia (2) contra los lineamientos E-O del terreno de Patagonia (3).

Con la acreción del terreno de Patagonia queda conformada la totalidad del basamento paleozoico de la cuenca neuquina. Dicho terreno constituye el basamento del sector sur de la cuenca, a lo largo de la dorsal de Huincul y la subcuenca de Picún Leufú. La sutura del mismo con los terrenos de Chilenia y Cuyania se desarrolla a lo largo de 600 km desde la localidad de Choele Choele hasta la localidad de Valdivia en Chile, con una orientación aproximada este-oeste y transversalmente a las suturas de Chilenia y Cuyania.

La faja plegada de los Gondwánides involucró la totalidad del basamento de la cuenca neuquina, y habría reactivado las estructuras eopaleozoicas asociadas a las colisiones eopaleozoicas.

A partir del estudio de la sísmica de reflexión se han podido reconocer en esta tesis doctoral estructuras compresivas neopaleozoicas que involucran a las Formaciones Colohuincul y Carapacha, interpretadas como parte de la faja plegada Gondwánide.



Figura 7. Foto de la discordancia angular entre la Formación Imperial, de edad carbonífera y la Formación La Horqueta de edad silúrico –devónica en la margen norte del cañón del Atuel. Esta discordancia se asocia a la fase diastrófica eopaleozoica chánica, producto de la colisión del terreno de Chilenia. Ubicación en la figura 9.

La reasignación de la edad de la Formación Colohuincul al Pérmico Inferior a partir de dataciones radimétricas U-Pb en circones (Varela *et al.* 2005) han permitido reasignar la edad de dichas estructuras al Neopaleozoico, en coincidencia con los estudios paleomagnéticos de las sierras australes de la provincia de Buenos Aires donde se estableció una edad pérmica inferior a la deformación gondwánica (Tomezzoli y Vilas 1999 y Tomezzoli 2001).

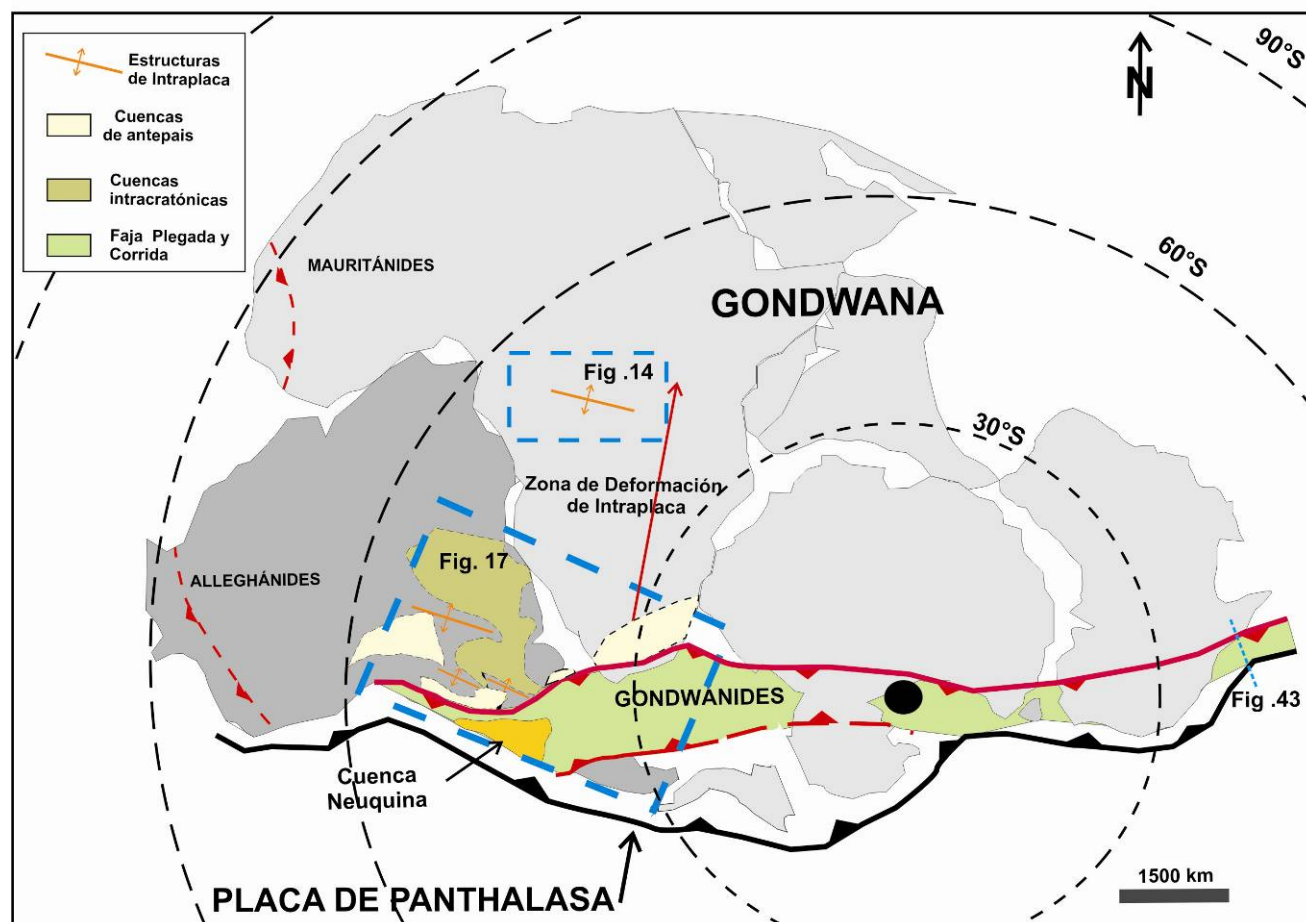


Figura 8: Reconstrucción paleogeográfica del Gondwana a los 280 Ma, durante el Pérmico Inferior, modificada de Unrug (1999), mostrando el máximo desarrollo de la faja plegada y corrida de los Gondwánides, una vez producida la acreción del terreno de Patagonia, en el extremo sur del continente. Obsérvese la flexión y el ensanchamiento de los Gondwánides en el segmento correspondiente a la cuenca neuquina.

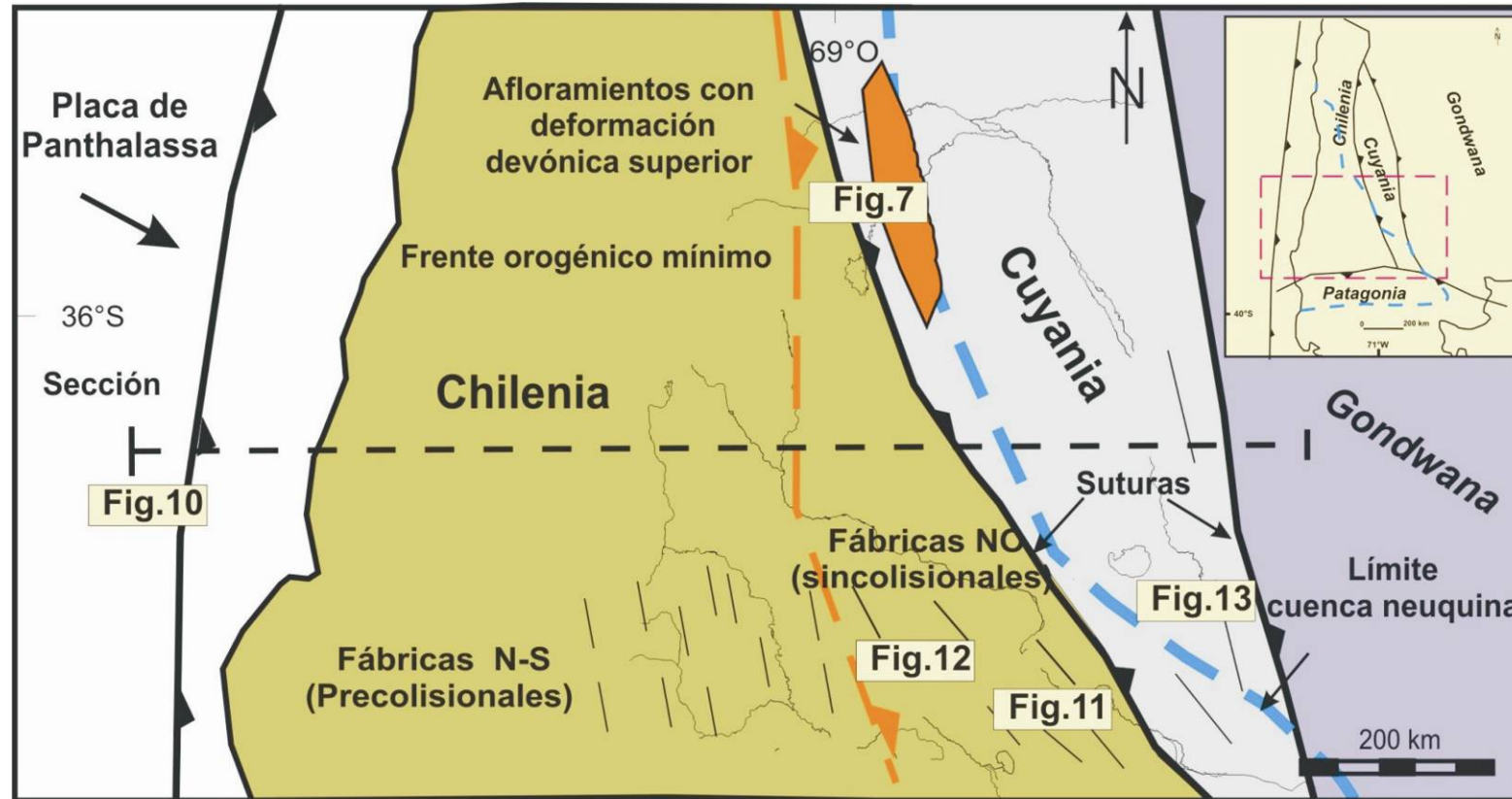


Figura 9. Mapa paleogeográfico de la deformación eopaleozoica en el ámbito de la cuenca neuquina. La línea naranja corresponde al frente mínimo de deformación, el cual se extiende al menos 200 km al oeste de la sutura. Las líneas negras indican la orientación de las fábricas de basamento. Obsérvese que el terreno de Chileña conforma la mayor parte del basamento paleozoico de la cuenca neuquina, en tanto que el terreno de Cuyania, corresponde al borde de la cuenca. La línea azul punteada indica el límite de la cuenca neuquina para el Grupo Neuquén, durante el Cretácico superior.

III.3.b.i. Generalidades de la deformación neopaleozoica.

La deformación ocurrida en el margen panthalásico – patagónico del Gondwana durante el Pérmico Inferior dio lugar a una extensa zona de deformación. Durante la misma se desarrolló un extenso cinturón orogénico de más de 12.000 km de longitud que se extendió a través de las actuales placas de Sudamérica, Sudáfrica, Antártida y Australia, correspondiente a la faja plegada y corrida de los Gondwánides (Keidel 1925, Du Toit 1937, Cawood 2005) y una zona de deformación de intraplaca que se extendió a más de 4.000 km del margen convergente (Fig. 8). El evento de deformación gondwánide fue uno de los eventos diastróficos más importantes acontecidos a lo largo del margen pacífico del Gondwana occidental y de Sudamérica y comparable por su magnitud con la deformación cenozoica que dio lugar al levantamiento de la cordillera de los Andes.

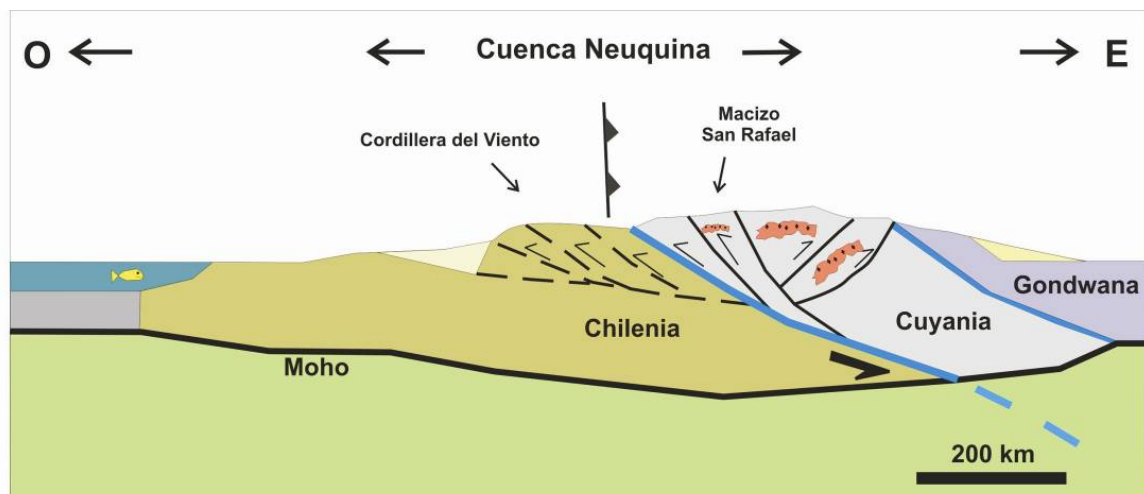


Figura 10. Sección esquemática de la acreción del terreno de Chilenia durante el Devónico superior. Obsérvese el desarrollo teórico de una faja plegada y corrida sintética de vergencia occidental durante la colisión de Chilenia. Ubicación en la figura 9.

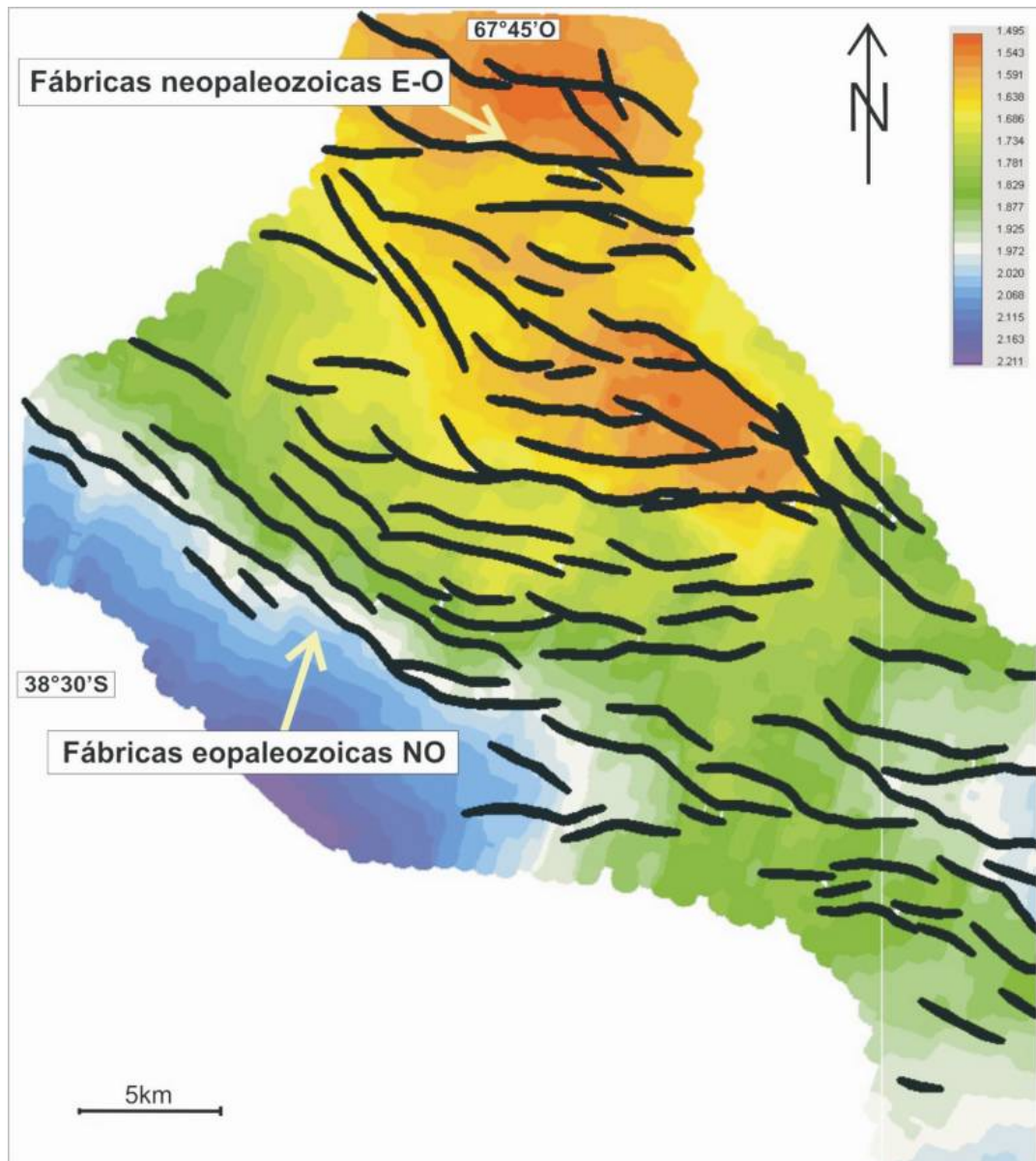


Figura 11. Mapa estructural en tiempo al tope del Grupo pre-Cuyo del área Agua Salada. Obsérvese la superposición e interferencia de dos sistemas de fallas principales. Un sistema de fallas de orientación NO relacionado a fábricas de basamento de edad eopaleozoica y un segundo sistema de fallas de rumbo E-O, asociados a fábricas de basamento de edad neopaleozoica. Ubicación en la figura 9.

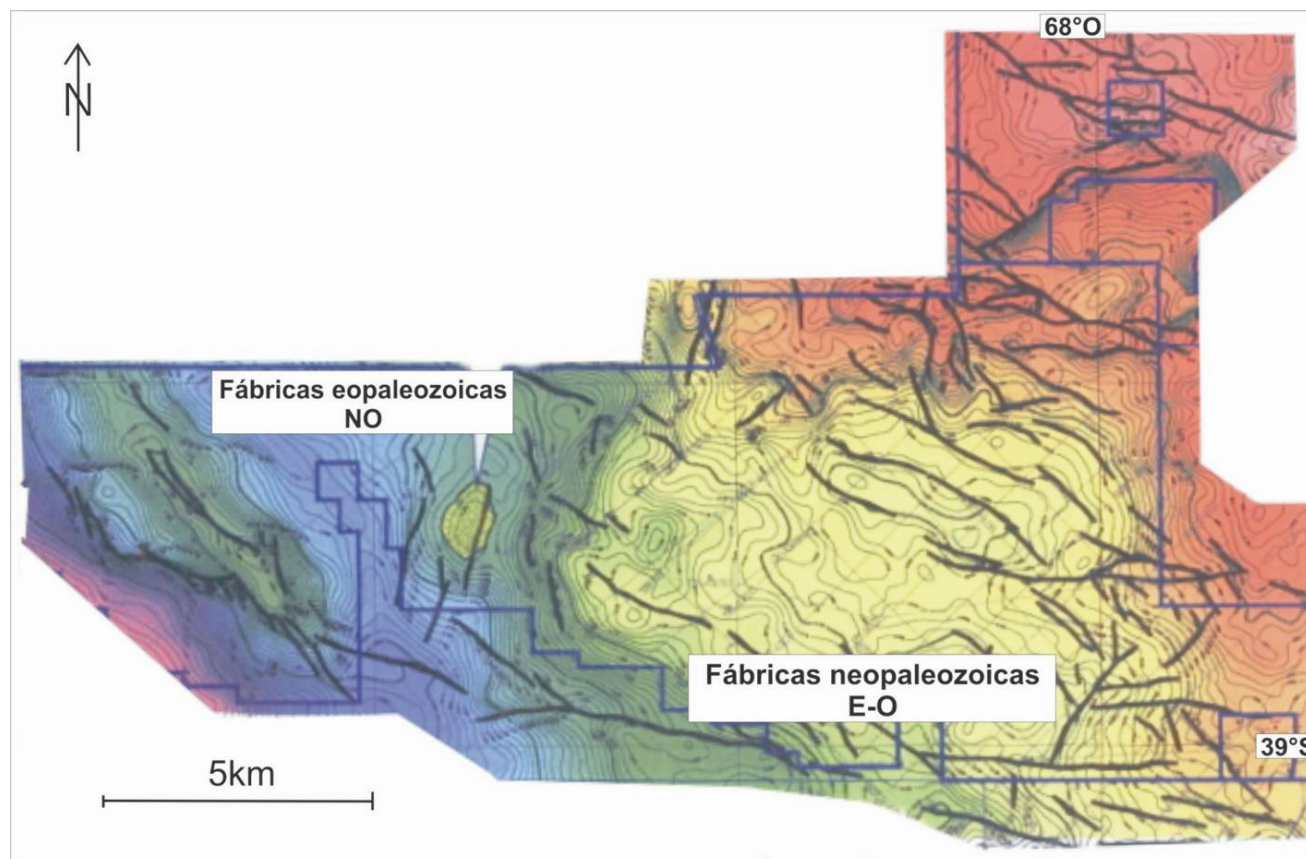


Figura 12. Mapa estructural en tiempo al tope de la Formación Loma Montosa, de edad cretácica inferior en las áreas Catriel Viejo y Tres Nidos. Obsérvese nuevamente la superposición e interferencia de dos sistemas de fallas principales controladas por las fábricas de basamento paleozoico. Un sistema de fallas de orientación N-NO relacionado a fábricas de basamento de edad eopaleozoica y un segundo sistema de fallas de rumbo E-O, asociados a fábricas de basamento de edad neopaleozoica. Ubicación en la figura 9.

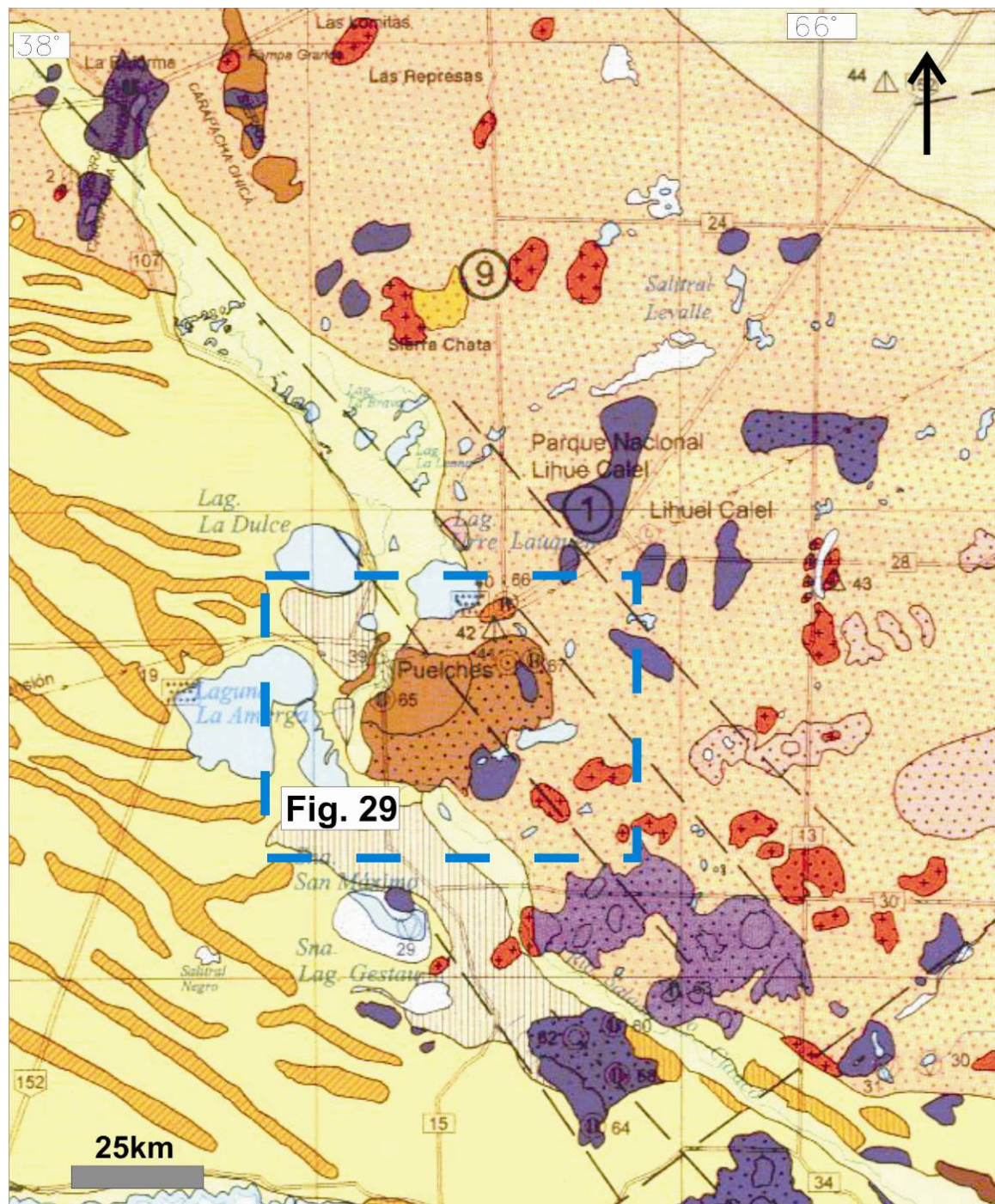


Figura 13. Mapa geológico de la sierra de Lihue Calel (Espejo *et al.*, 1996), ubicada sobre el basamento del terreno de Cuyania. En el mismo se observa el desarrollo de sistemas de fracturas y fallas de orientación NO, característicos de las fábricas del basamento de este terreno. Ubicación en figura 9.

III.3.b.ii. La deformación de intraplaca

La deformación de intraplaca del Pérmico inferior tuvo un amplio desarrollo al norte del frente orogénico de los Gondwánides, su extensión sobrepasó los límites de la actual placa sudamericana, extendiéndose dentro de la parte central de la actual placa Africana. Esta deformación produjo el levantamiento selectivo de grandes estructuras de basamento generalmente asociada a suturas eopaleozoicas y precámbricas, las cuales constituyeron bordes móviles y altos de basamento de cuencas intracratónicas.

El registro más septentrional y alejado del margen convergente fue documentado por Daly *et al.* (1991), en la cuenca central de Zaire a partir de sísmica de reflexión. En esta cuenca se produjo el levantamiento de la estructura de Kiri (*Kiri high*) (Fig.14), durante el Pérmico inferior. Corresponde a una estructura de basamento de aproximadamente 70 km de ancho ubicada a 4.000 km del margen convergente panthalásico.

Las líneas sísmicas (Fig. 14) muestran una discordancia angular entre la Formación Lukunga de edad carbonífera superior - pérmico inferior y otras unidades de edades eopaleozoicas - precámbricas y la Formación Stanleyville de edad triásica, a partir de la cual se pudo determinar la edad pérmica de la deformación. La génesis de dicha estructura fue asignada por los autores a una posible colisión a lo largo del margen sur del Gondwana, la cual es compatible con la acreción de Patagonia.

Por otro lado en el ámbito de la actual placa Sudamericana se han documentado numerosas estructuras asociadas a deformación de intraplaca neopaleozoica. Las mismas se desarrollaron en forma continua a lo largo de 2.000 km desde las adyacencias del frente orogénico de los Gondwánides hasta las cuencas Chacoparanaense (Chebli *et al.* 1999) y de Paraná en Brasil (Milani *et al.* 1998). La deformación de intraplaca gondwánide produjo el levantamiento de numerosas estructuras de basamento tales como Pie de Palo, Michicola, Asunción, Las Breñas, Pampeano-Salteño y Laboulaye, según documentaron Chebli *et al.* (1999) y Starck (1999); y como se interpreta de los mapas isopáquicos de las cuencas pérmicas del extremo sur de Sudamérica (véase López Gamundi *et al.* 1994).

La cuenca Chacoparanaense constituye un excelente ejemplo de la deformación de intraplaca Gondwánide. La misma está limitada y segmentada por

numerosas estructuras inversas que involucran el basamento pre-pérmico, como ser los altos de Laboulaye, Junín-Las Cañas, Pampeano y de Asunción (Fig. 15, Chebli *et al.*, 1999 y Starck 1999). El levantamiento de estas estructuras provocó la erosión de las secuencias neopaleozoicas en los bordes de la cuenca, como ocurre en el sector sur, asociado a los altos de Laboulaye y Junín- Las Cañas (Fig. 12).

Entre tanto en el sector noroccidental de la cuenca Chacoparanaense se desarrolló el cinturón de deformación de intraplaca transpresivo de Las Breñas según surge de la interpretación de Starck (1999). El mismo se desarrolla a los 27°S con un arrumbamiento oeste-noreste y una extensión comprobada de 150 km y un ancho de 120 km y ha sido mapeado a partir de la integración de la información de sísmica 2D y pozos petroleros exploratorios. Su orientación perpendicular al frente orogénico gondwánide representado por la falla de El Rosario-Sumapampa (Fig.16), es comparable al desarrollo del cinturón de deformación de intraplaca mesozoico de la dorsal de Huinul en la cuenca neuquina.

En numerosos casos la topografía generada por la deformación de los Gondwánides, controló la depositación de los miembros basales de las secuencias mesozoicas de la cuenca (Fig.12), como ocurre en el alto de las Breñas.

Estos casos seleccionados para analizar la deformación de intraplaca neopaleozoica han permitido jerarquizar y dimensionar este evento de deformación y mostrar el rol preponderante que tuvo en la evolución tectónica del margen sur del Gondwana. Las dimensiones de la misma con 4.000 km de extensión documentada, son comparables a la deformación de intraplaca miocena del Tien Shan, al norte de la faja plegada del Himalaya y asociada a la hipercolisión de la placa de India con Asia. En esta localidad se definió la deformación de intraplaca (Ziegler *et al.* 1998), como la deformación de basamento desarrollada lejos del margen continental y a centenas de kilómetros del frente orogénico. Las principales características de la deformación de intraplaca son el escaso acortamiento transmitido y la generación de un relieve relativamente más bajo, en comparación con las fajas plegadas y corridas de la región de colisión.

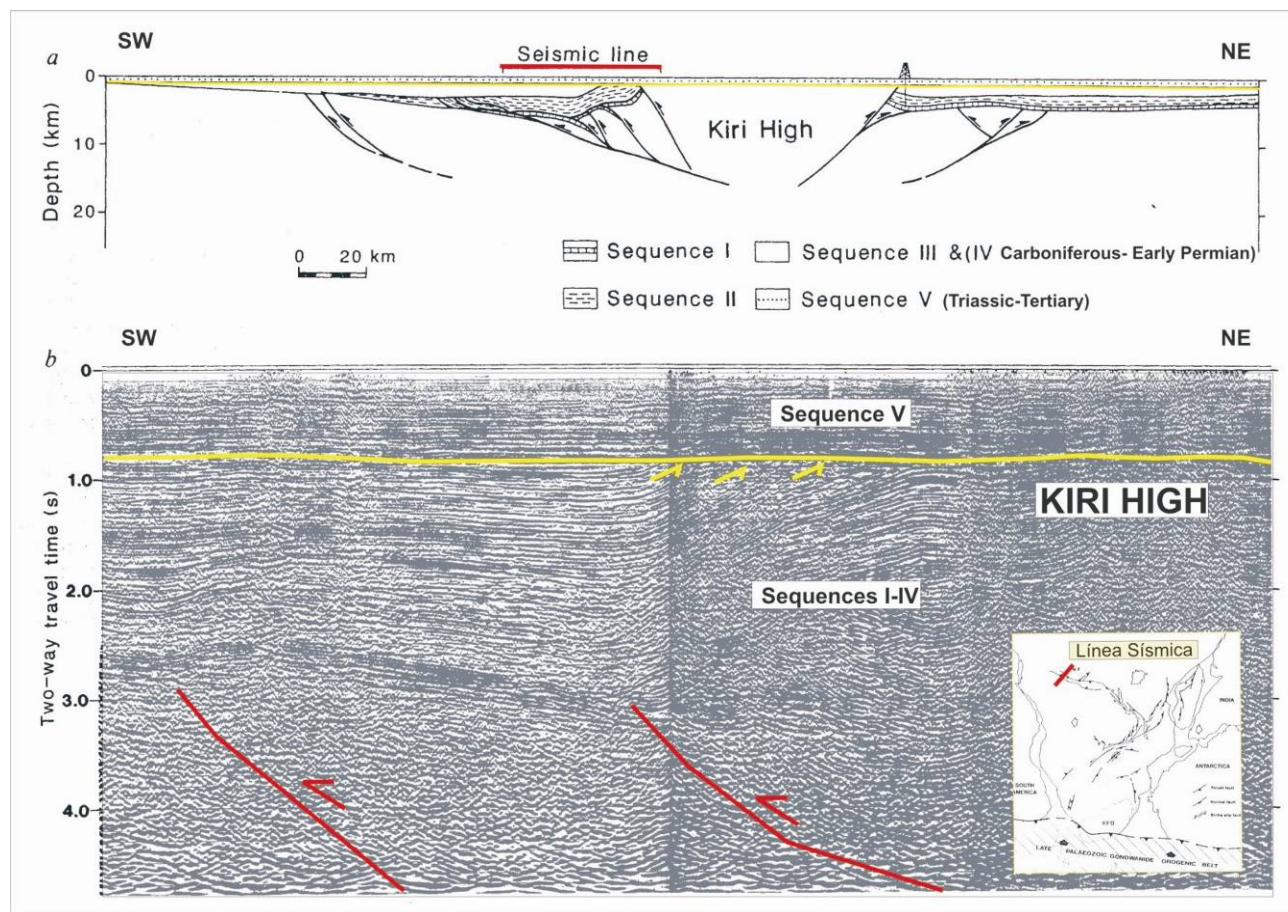


Figura 14. Corte estructural esquemático y línea sísmica de la estructura de Kiri, en la cuenca central de Zaire, según Daly *et al.* (1991). Esta estructura es el producto de la deformación de intraplaca neopaleozoica y se encuentra a 3.000 km del frente orogénico de la faja plegada y corrida de los Gondwánides. La misma fue explicada por los autores como producto de una colisión a lo largo del margen sur del Gondwana. Ubicación en la Fig. 8 y en el mapa de ubicación de esta figura.

La magnitud de la deformación de intraplaca neopaleozoica se relacionaría a la colisión del terreno de Patagonia, como lo propusieron Daly *et al.* (1991), lo que la asemejaría aún más a la deformación de intraplaca del Tien Shan y a la deformación de intraplaca de las Rocallosas ancestrales (*Ancestral rockies*, Dickinson *et al.* 1976).

III.3.b.iii. La faja plegada y corrida de los Gondwánides

La faja plegada y corrida de los Gondwánides, con sus más de 12.000 km de desarrollo a lo largo del margen sur del Gondwana posee una magnitud comparable a la actual faja plegada y corrida de los Andes. A partir de la integración de la información utilizada para la elaboración del presente capítulo fue posible identificar por primera vez la segmentación orogénica del sector sudamericano de los Gondwánides.

El sector sudamericano de la faja plegada y corrida de los Gondwánides se extendió por más de 4.000 km desde los 18° S actual, en el extremo norte de Bolivia hasta los 52° S actual, en la parte austral de la plataforma continental argentina, en el *plateau* de la islas Malvinas (Figs. 8 y 17).

Los Gondwánides sudamericanos presentaban una marcada segmentación orogénica a partir de los 38°- 40° S, quedando dividida en dos sectores, un segmento norte o panthalásico asociado a un margen convergente de tipo andino y un sector sur o patagónico correspondiente a un margen colisional.

Esta segmentación orogénica no responde únicamente a un cambio morfológico de la faja plegada sino que se asocia a un abrupto cambio en la mecánica de deformación de la misma. Dicho cambio entre ambos segmentos se produjo exactamente en el ámbito de la cuenca neuquina, y fue justamente por ello que fue posible su determinación. La segmentación orogénica de los Gondwánides será un factor fundamental en la posterior evolución tectónica mesozoica y cenozoica de la cuenca neuquina.

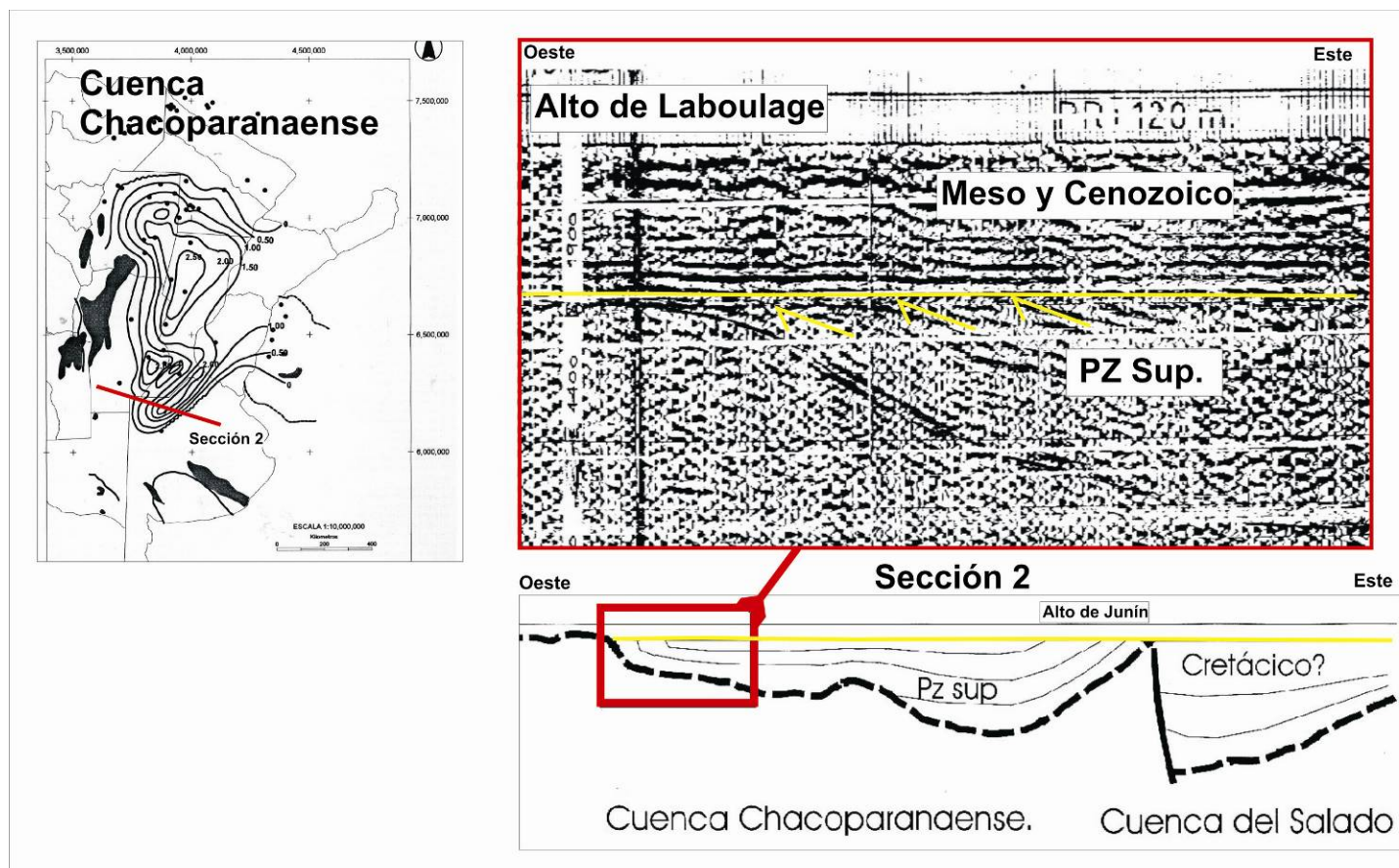


Figura 15. Cortes estructurales esquemáticos de la zona de deformación de intraplaca neopaleozoica sudamericana, correspondiente a la cuenca Chacoparanaense. Obsérvese el carácter erosivo de los márgenes de la cuenca pérmica Chacoparanaense en la sección 2 y en la línea sísmica. Estas discordancias angulares son interpretadas como resultado de fallas inversas que involucran el basamento pre-pérmico. Basado en Chebli *et al.* (1999). Ubicación en la figura 8.

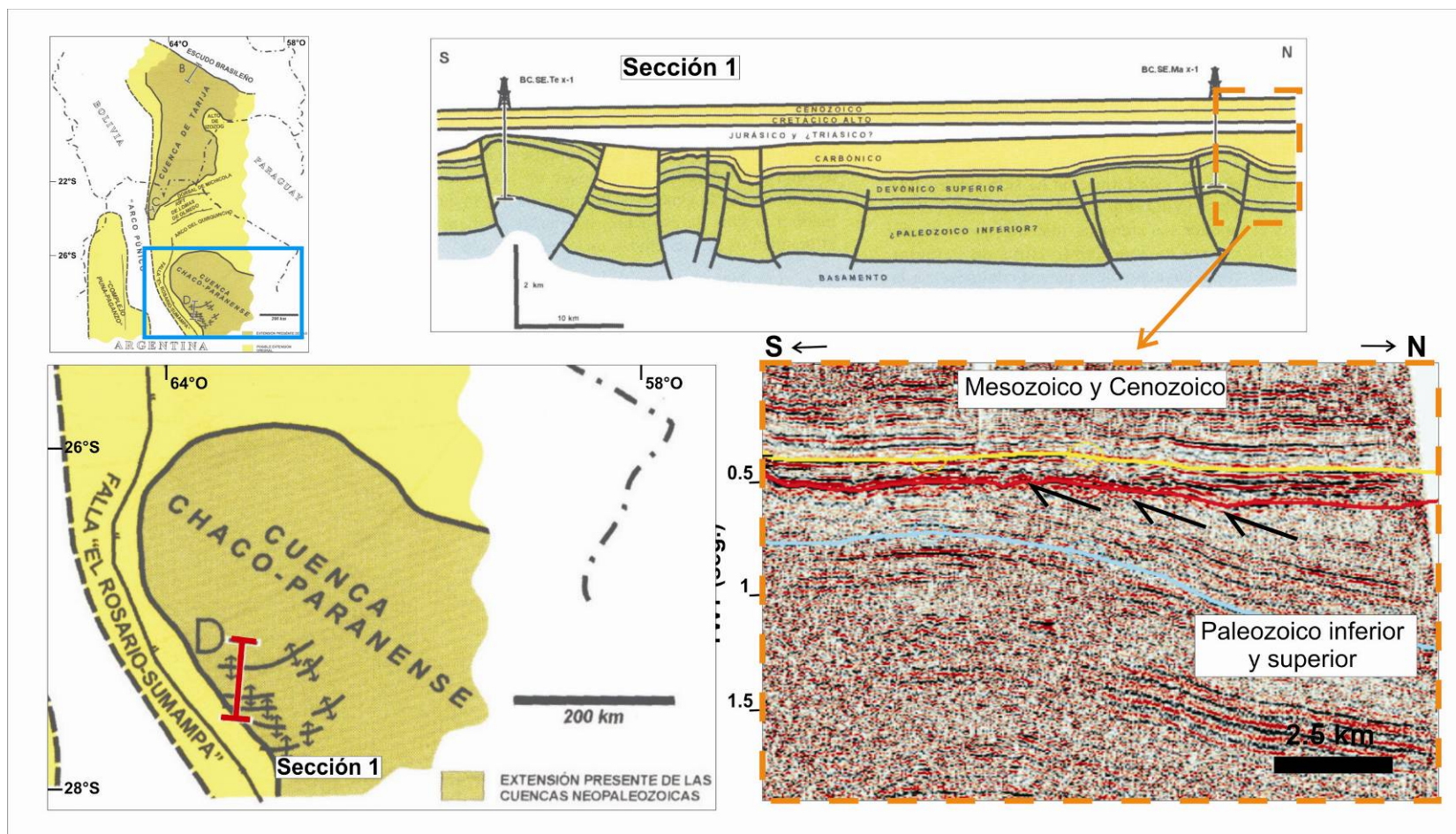


Figura 16. Mapa estructural esquemático mostrando el desarrollo del cinturón de deformación de intraplaca de Las Breñas en el extremo noroccidental de la cuenca Chacoparanaense, perpendicular al frente orogénico de los Gondwánides dado por la falla de El Rosario-Sumapampa. Obsérvese el carácter erosivo de la discordancia entre el Carbonífero y el Mesozoico en los flancos de los anticlinales. (Tomado de Starck 1999). Ubicación en la figura 8.

III.3.b.iii.1. Los Gondwánides panthalásicos

El segmento norte o panthalásico de los Gondwánides correspondió a una faja plegada antitética asociada a un margen convergente tipo andino que se extendió desde la parte media de Bolivia hasta el sector central del engolfamiento neuquino (Fig. 8). El frente orogénico de esta faja parece coincidir parcialmente con el de la faja plegada andina miocena, con un ancho promedio de 300 km y con el desarrollo de cuencas de antepaís como las de Arizaro, Calingasta y Paganzo (Fig.17).

El evento de deformación en este segmento de los Gondwánides es tradicionalmente conocido como fase sanrafaélica. Dicho nombre se asocia al macizo de San Rafael (Figs. 20 y 21), localidad en la que fue originalmente identificado.

Si bien existen numerosos afloramientos a lo largo de los Andes Centrales, como en la Cordillera Frontal, en los que la deformación sanrafaélica se haya bastante expuesta, es en el macizo de San Rafael donde la misma puede observarse con mayor claridad. Esto se debe a la escasa deformación miocena y a la existencia de excelentes exposiciones de los cañones de los ríos Atuel y Diamante.

En el ámbito de la cuenca neuquina surmendocina la información de afloramientos constituye el elemento clave para reconstruir la geometría y extensión de la faja plegada gondwánide. Los mismos se restringen al macizo de San Rafael, ubicado en el borde nororiental de la cuenca y a la cordillera del Viento en el sector centro occidental, en el ámbito de la faja plegada (Figs. 21 y 25).

De los numerosos estudios realizados en el macizo de San Rafael se destaca el trabajo realizado por Moreno Peral y Salvarredi (1984), en el que reconocieron la parte externa de la faja plegada gondwánide, caracterizando su estructura y evolución tectónica (Figs. 3, 21 y 22). Este excelente trabajo no tuvo la difusión que mereció a pesar de la gran calidad del mismo, probablemente por estar enfocado a la prospección de yacimientos de uranio para Fabricaciones Militares. La identificación y caracterización de estos sistemas de pliegues resultaron dificultosas por el carácter discontinuo de los afloramientos con excepción del anticlinal del Arroyo del Tigre (Figs. 3 y 21), lo cual hace aun más meritorio el estudio de Moreno Peral y Salvarredi (1984).

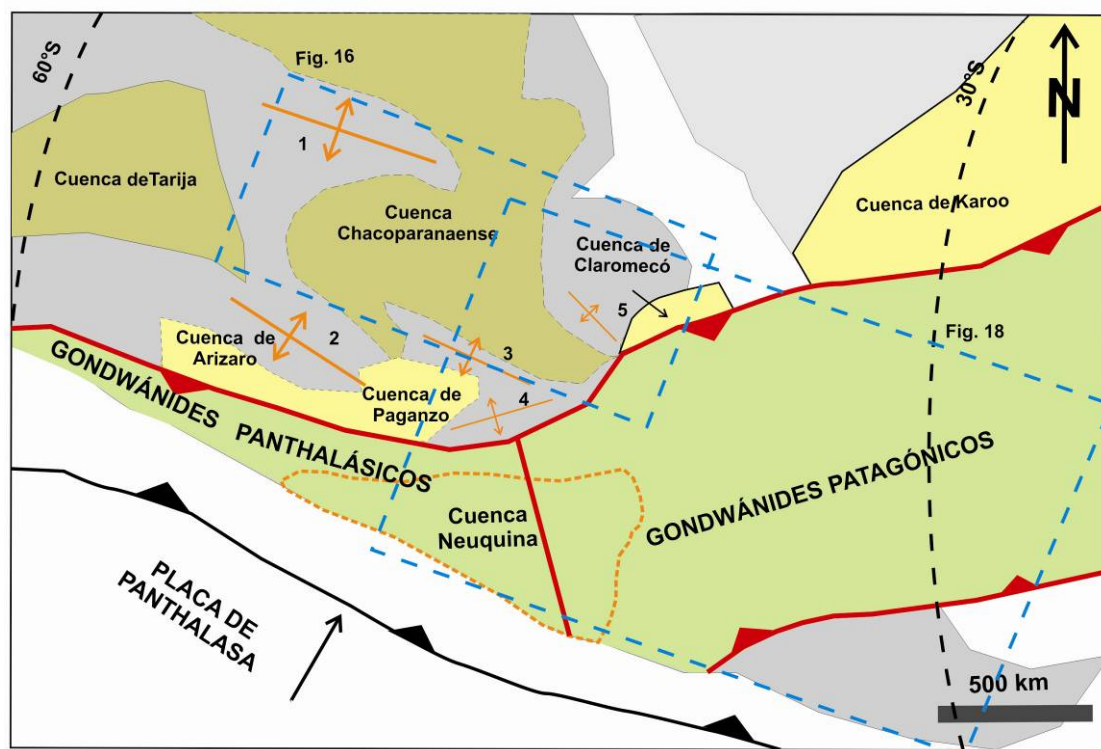


Figura 17. Ampliación de la figura 8, mostrando el sector sudamericano de la faja plegada y corrida de los Gondwánides a los 280 Ma. Obsérvese el segmento panthalásico, desarrollado subparalelo al margen convergente del Gondwana desde la parte media de Bolivia hasta el sector central de la cuenca neuquina, con una extensión de 2.000 km. Nótese también el segmento patagónico, oblicuo respecto del margen del Gondwana y de 2.000 km de extensión con un ensanchamiento de la faja Gondwánide de 250 km a 1.000 km. Las cuencas en color amarillo corresponden a las cuencas de antepaís gondwánicas de Karro, Claromecó y Paganzo - Arizaro. Las cuencas en color verde representan las cuencas de intraplaca sudamericanas de Tarija y Chacoparanaense-Paraná. Finalmente los ejes anticlinales corresponden a las estructuras de deformación de intraplaca de: 1) Asunción, 2) Michicola, 3) Las Breñas-Laboulage, 4) Pie de Palo y 5) Junín-Las Cañas. Obsérvese la posición relativa de la cuenca neuquina, ubicada en el interior de la faja plegada gondwánide y en el sector de segmentación orogénica. Ubicación en la figura 8.

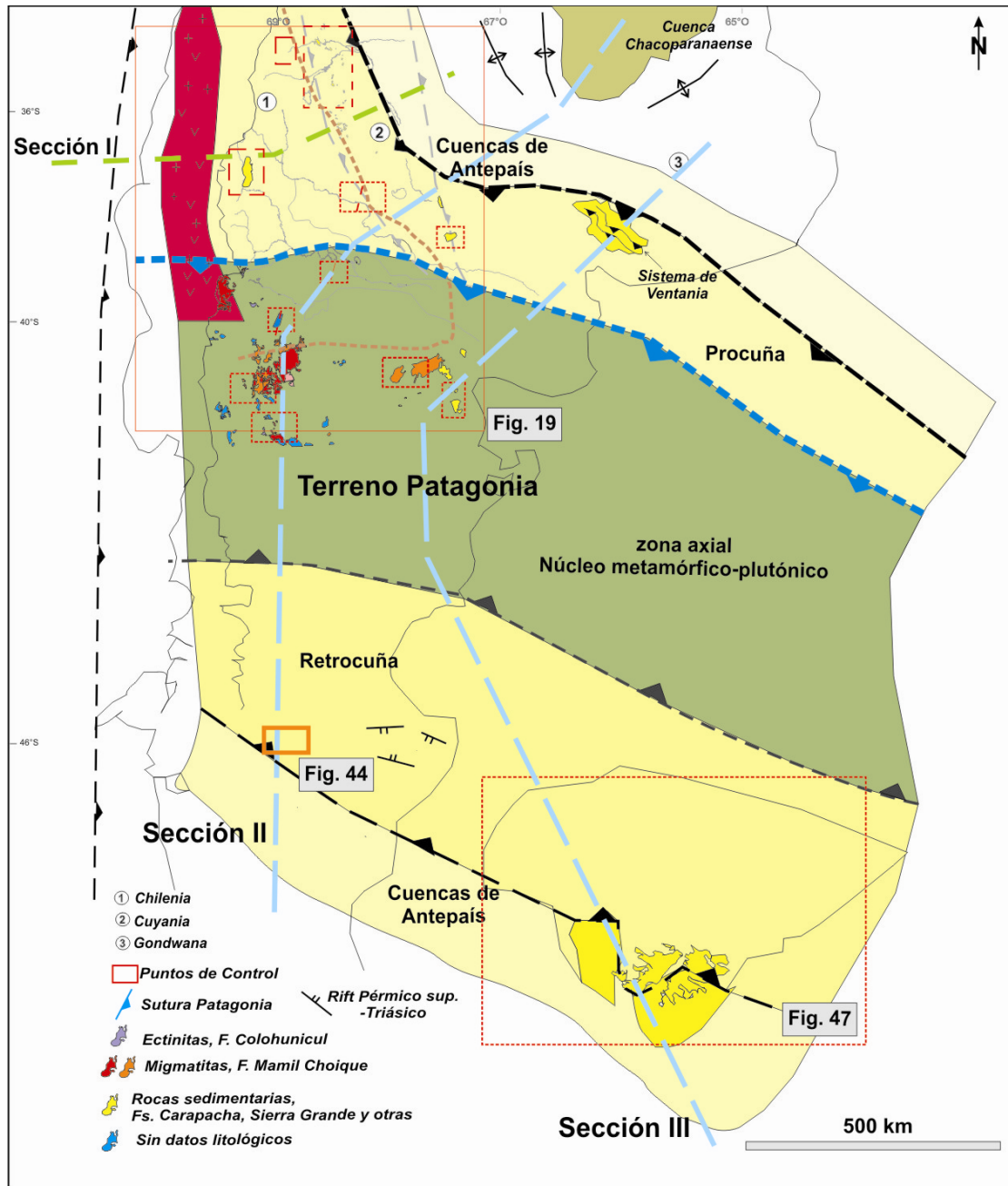


Figura 18. Mapa esquemático del sector central y sur de la faja plegada y corrida de los Gondwánides sudamericanos, incluyendo la porción neuquina del segmento panthalásico y el segmento patagónico. Ubicación en la figura 17.

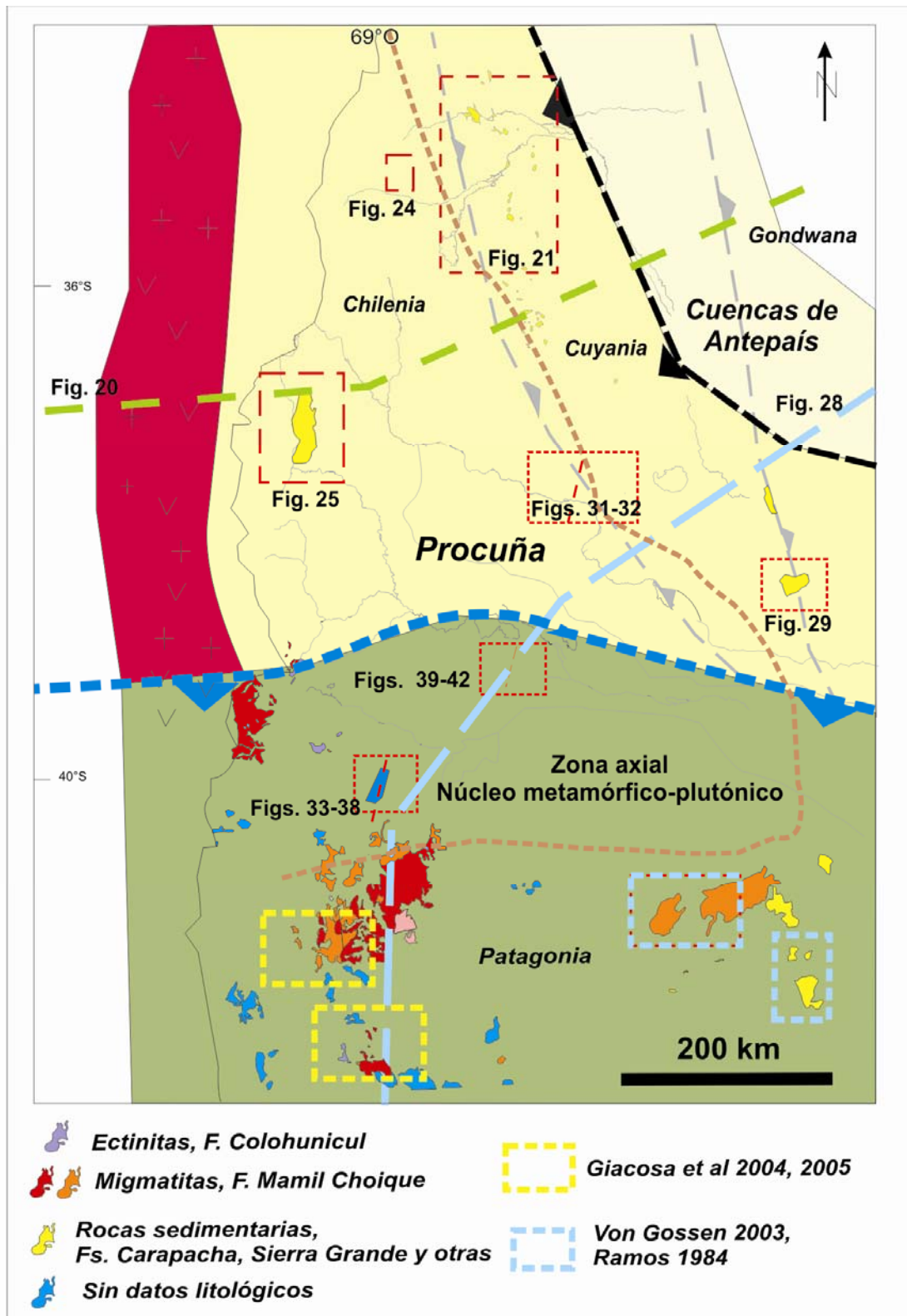


Figura 19. Mapa esquemático de los sectores de la faja plegada y corrida de los Gondwánides en el ámbito de la cuenca neuquina. Ubicación de los diferentes puntos de control utilizados para la reconstrucción paleogeográfica de los Gondwánides en el subsuelo de la cuenca. Ubicación en la figura 18.

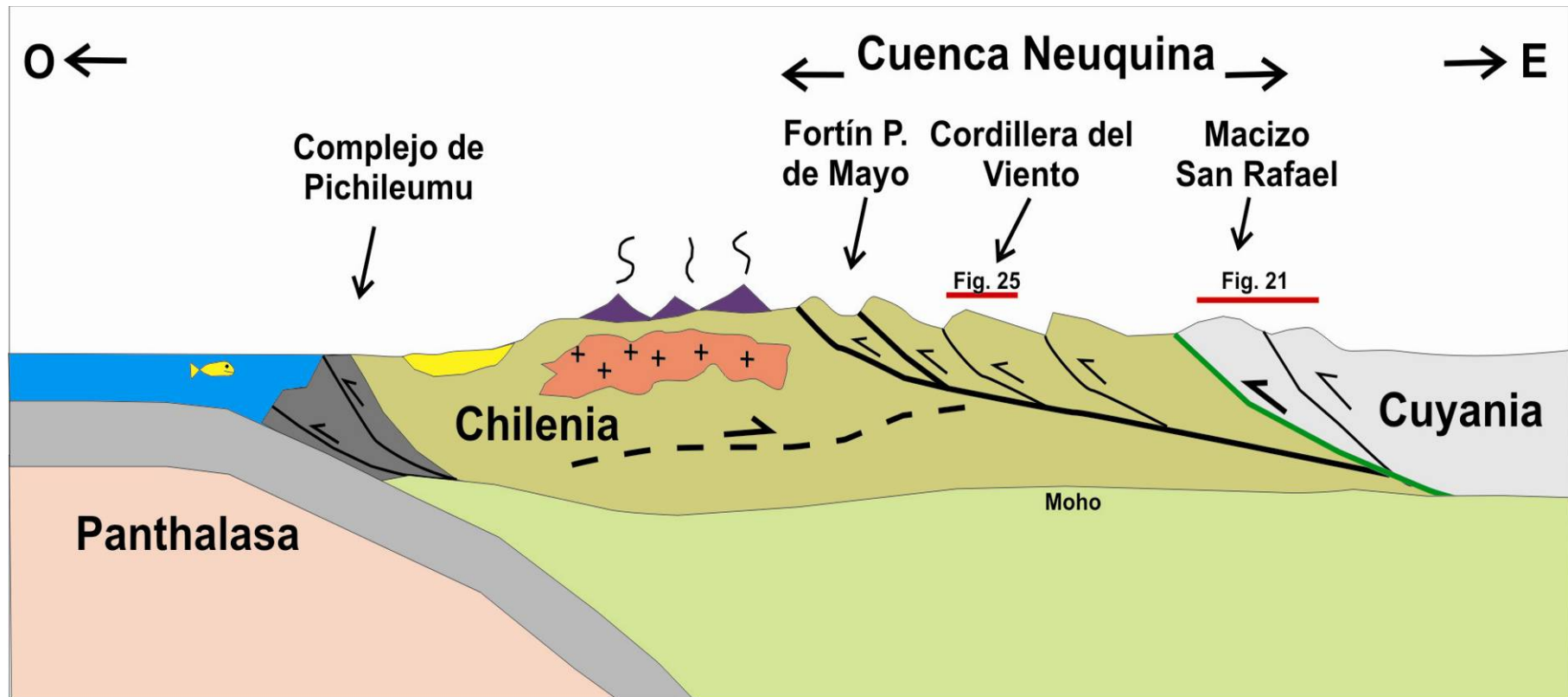


Figura 20. Corte esquemático del margen convergente panthalásico del Gondwana mostrando el desarrollo de la faja plegada de los Gondwánides. El modelo asume una vergencia occidental predominante para los corrimientos en función de la inclinación de la paleozona de subducción hacia el este de las fábricas eopaleozoicas del basamento de los terrenos de Chileña y Cuyania. El modelo supone la reactivación de la sutura de Chileña. Se indican los puntos de control de la cordillera del Viento y del macizo de San Rafael. Ubicación en la figura 19.

Estos autores documentaron la existencia de una serie de ejes anticlinales y sinclinales de rumbo N-NO y vergencia predominante oriental y occidental subordinada (Figs. 3 y 21) que se desarrollaron en todo el ámbito del macizo de San Rafael. Los afloramientos de este sector de la faja plegada gondwánica cubren un área de 9.000 km², con 60 km de ancho en sentido este – oeste y 150 km en sentido norte – sur (Fig. 21). Corresponden a braquianticlinales asimétricos de 80 km de longitud y 5 km de ancho máximo (Fig. 21).

En el caso de los anticlinales de vergencia oriental como los anticlinales de Arroyo el Tigre y Los Reyunos, muestran un flanco occidental tendido y suave con estratos que inclinan entre 15° y 25° al sureste y flancos orientales empinados con valores de inclinación de 35° a 60° (Fig. 3). Las características geométricas de estas estructuras indican que el basamento se encuentra involucrado, y podrían corresponder a fallas eopaleozoicas reactivadas.

Estas estructuras involucraron a secuencias sedimentarias pre-deformación eopaleozoicas de las Formaciones La Ventana, Lindero y La Horqueta y a los depósitos marinos proximales carboníferos de la Formación Imperial.

Estos autores han reconocido geometrías de cuñas de sincrecimiento en los depósitos clásticos y piroclásticos de edad pérmica inferior del Grupo Cochicó, en los flancos y hundimientos de los distintos anticlinales (Figs. 22 y 23). Este último dato ha permitido acotar la edad de la deformación gondwánica y determinar que el macizo de San Rafael correspondió al sector de tope de cuña (*wedge top*, según De Celles y Gilest, 1996) de la faja plegada de los Gondwánides panthalásicos y es correlacionable con la posición del frente orogénico del sistema de Ventania (Fig. 18), donde Tomezzoli (2001) determinó una edad pérmica inferior para este evento de deformación. Este sector corresponde a la parte más proximal de una cuenca de antepaís o distal de la cuña orogénica en los que se desarrollan estratos de sincrecimiento asociados al crecimiento de la cuña. Este sector incluye a las cuencas de *piggy back* y *thrust top*.

Sobre el final de la fase sanrafaélica se habría producido la intrusión de cuerpos subvolcánicos correspondientes a los pórfidos riodacíticos del cerro Agua de las Yeguas y los andesíticos del cerro Maulino. Los mismos fueron interpretados como consanguíneos con los depósitos piroclásticos del Grupo Cochicó o de edad posterior pero próxima a esta fase de deformación.

Finalmente en el Pérmico Superior comienza el colapso extensional de la faja plegada gondwánica en el macizo de San Rafael.

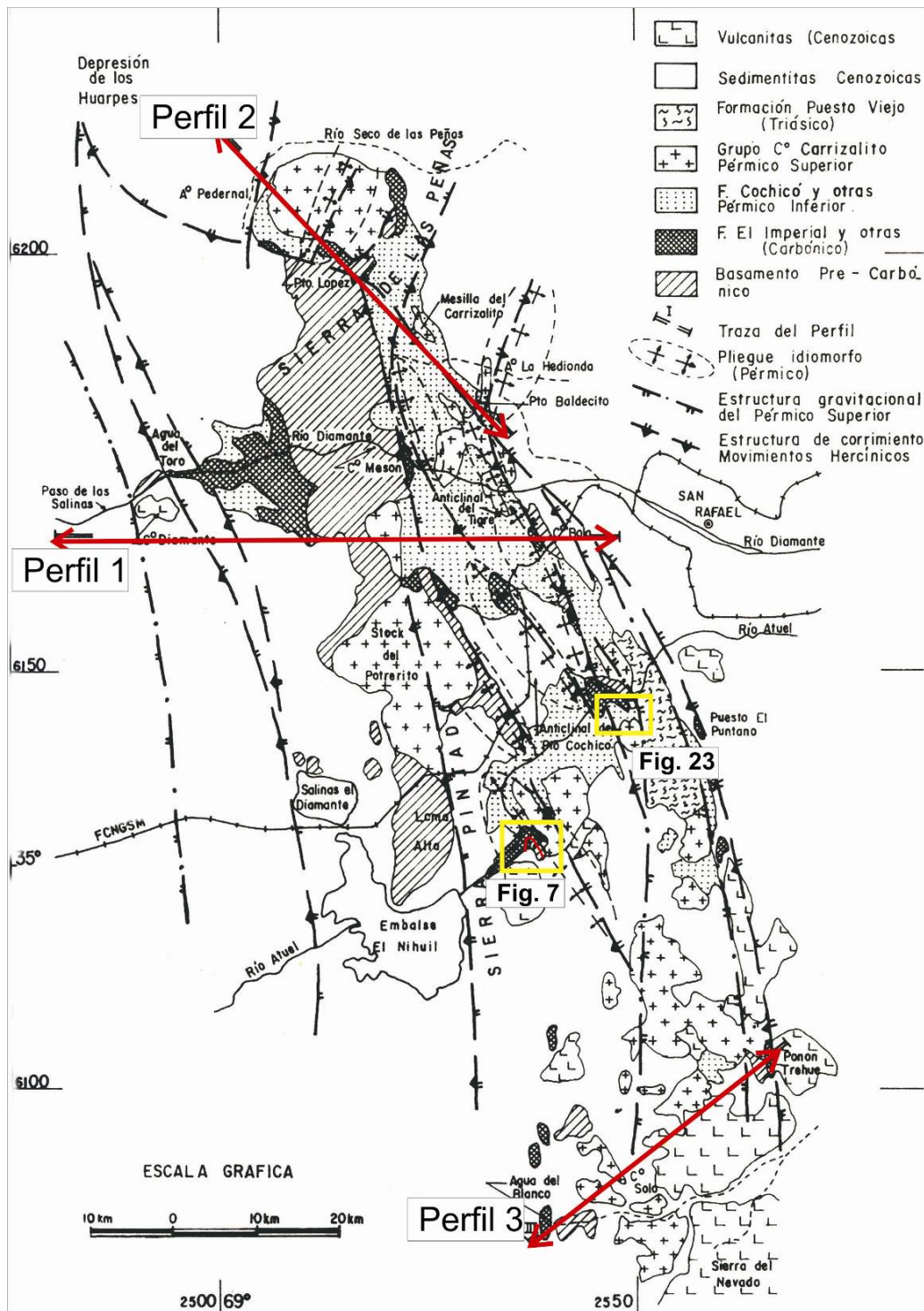


Figura 21: Mapa geológico del macizo de San Rafael según Moreno Peral y Salvarredi (1984). Obsérvese el desarrollo de estructuras anticlinales de orientación N-NO de edad pérmica inferior. Nótese el control de las estructuras de los Gondwánides en la disposición de las fallas extensionales del Pérmico Superior. Los cortes se ilustran en la figura 3.

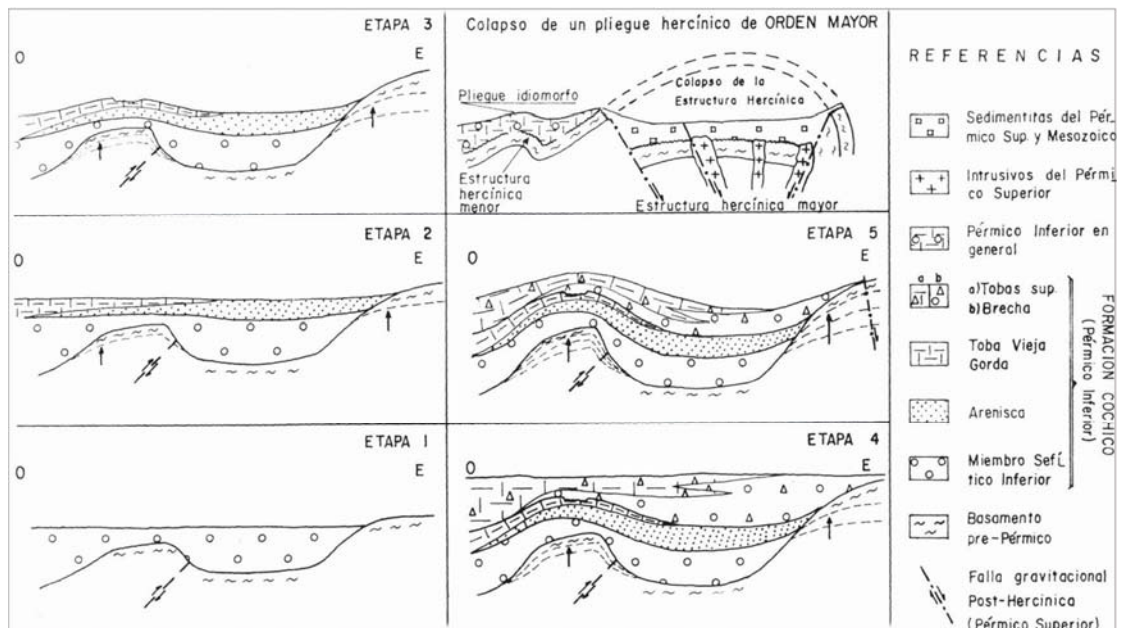


Figura 22. Esquema evolutivo del crecimiento y posterior colapso de las estructuras anticlinales neopaleozoicas del macizo de San Rafael, según Moreno Peral y Salvarredi, 1984. La sección muestra los estratos de sincrecimiento asociados a estructuras compresivas. Las mismas podrían interpretarse como geometrías de cuñas de acumulación. Las secuencias de sincrecimiento corresponden al Grupo Cochicó, de edad pérmica inferior.



Figura 23. Discordancia angular entre las estructuras carboníferas de la Formación Imperial y las ignimbritas y depósitos volcanoclásticos de edad pérmica inferior de la Formación Cochicó, en el cañon del Atuel, aguas debajo del embalse del Nihuil. Ubicación en la figura 21.

En contraposición a los excelentes datos de afloramientos del macizo de San Rafael, la información sísmica del sector surmendocino de la cuenca neuquina es en general de baja calidad para los niveles correspondientes al basamento. Apesar de esto, se pudo identificar una estructura de posible edad pérmica inferior en los niveles profundos del anticlinal de Parlamentos en el borde nororiental de la cuenca neuquina surmendocina, a unos 25 km al oeste del macizo de San Rafael (Fig. 24).

En las líneas sísmicas 2D se puede observar una suave estructura anticlinal terciaria correspondiente a un pliegue por propagación de falla asociado a un corrimiento de basamento que pliega las secuencias mesozoicas del Grupo Malargüe y el Terciario sinorogénico (Fig. 24a). A una profundidad de 1,5 segundos en tiempo doble se pudo identificar una discordancia angular dentro de los reflectores sísmicos que corresponden al basamento. Los mismos fueron asignados a la discordancia angular entre la Formación La Horqueta de edad devónica y el Grupo Cochicó de edad pérmica. En la Figura 24b, correspondiente a la misma línea sísmica de la figura 24a, pero horizontalizada a la base del Grupo Malargüe, se pudo reconocer una estructura anticlinal asociada al mismo plano de falla con el desarrollo de estratos de sincrecimiento en la anteinclinación. Esta estructura fue asignada al Pérmico Inferior según los modelos de Moreno Peral y Salvarredi (1984).

La estructura anticlinal miocena de la cordillera del Viento (Fig.25), es el segundo punto de control para el análisis de la faja plegada gondwánica panthalásica.

En esta localidad afloran unidades de edad neopaleozoica correspondientes a las sedimentitas marinas y depósitos piroclásticos del Grupo Andacollo de edad carbonífera (Fig. 26) y los granitos y granodioritas de edad pérmica superior de la Formación. Huingancó, según Zolner y Amos (1973) y Leanza *et al.* (2005).

Zolner y Amos (1973), han reconocido un corrimiento de vergencia occidental, redominado en esta tesis como corrimiento Andacollo, de rumbo N-NO en el flanco occidental de la cordillera del Viento (Fig. 25), que repite el miembro basal Tobas Inferiores del Grupo Andacollo sobre el miembro superior o tobas superiores del mismo grupo. En esta localidad el Grupo Andacollo, presenta discordancias erosivas y angulares internas y se encuentra a su vez en discordancia angular con las volcanitas mesosilíceas y sedimentitas de edad triásica media a superior de la Formación Cordillera del Viento definida por Leanza *et al.* (2005) (Fig. 25).

Por lo anteriormente expuesto el corrimiento Andacollo es interpretado como de edad neopaleozoica y asignado a la deformación pérmica inferior de la faja plegada gondwánica de la fase sanrafaélica.

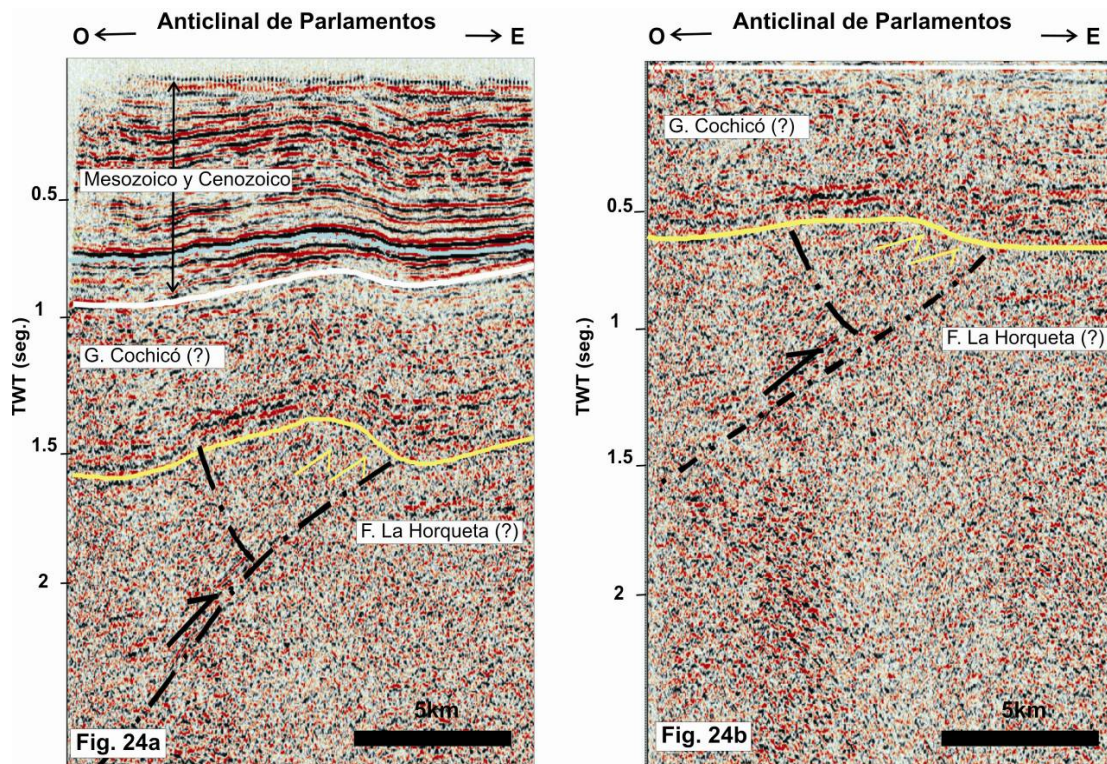


Figura 24: Línea sísmica a través del anticlinal de Parlamentos en el borde nororiental de la cuenca neuquina surmendocina, adyacente al macizo de San Rafael. Fig. 24a: configuración actual. Obsérvese la presencia de una aparente discordancia angular en el basamento asociada al *marker* sísmico amarillo. Fig. 24b: Línea sísmica horizontalizada a la base del Grupo Malargüe, representado por el *marker* sísmico blanco. Obsérvese la presencia de un anticlinal de menor relieve estructural de posible edad pérmica inferior y el desarrollo de estratos de sincrecimiento en el limbo frontal de la estructura.

Al igual que en el macizo de San Rafael, los depósitos carboníferos en este caso del Grupo Andacollo están intruidos por las granodioritas y granitos incluidos genéricamente con el nombre de Granito Huingacó. Las dataciones de estos intrusivos arrojan edades K/Ar (mineral) comprendidas entre 260 ± 10 Ma, 287 ± 9 Ma y 259 ± 18 Ma, abarcando desde el Pérmico Inferior al Superior (Zolner y Amos 1973).

Estos intrusivos son generalmente asignados como postectónicos y postdatan la deformación sanrafaélica, con una edad pérmica superior. Sin embargo las dataciones muestran dispersiones de edades que llegan al Pérmico Inferior y los

mapas geológicos sugieren que el corrimiento pérmico de Andacollo pondría en contacto al Granito Huingacó con el Grupo Andacollo (Fig. 25). De esta manera la deformación pérmica inferior sería la responsable de la exhumación del mismo.

Los afloramientos neopaleozoicos de la Cordillera del Viento muestran entonces claras evidencias de deformación neopaleozoica y la misma correspondería a una posición interna de la faja plegada gondwánide (Figs. 17 y 18).

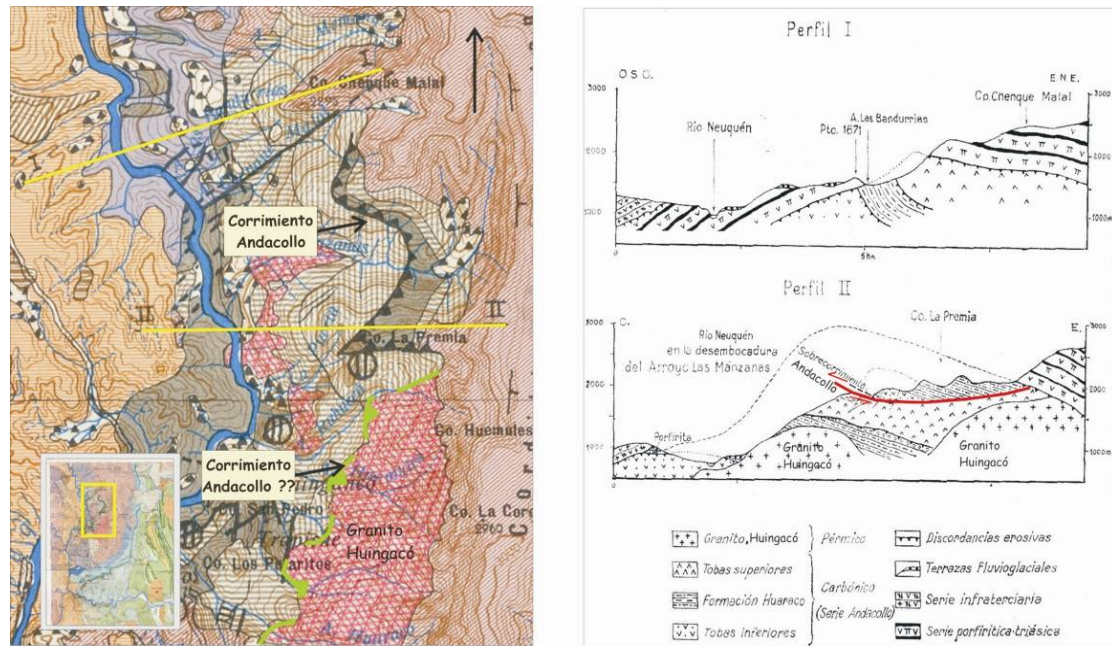


Figura 25. Mapa geológico de la Cordillera del Viento, en el que se puede observar la presencia de un corrimiento pérmico de vergencia oeste, que repite el Grupo Andacollo de edad carbonífera. Obsérvese el posible contacto por falla del Granito Huingacó con el Grupo Andacollo. La Cordillera del Viento es la localidad más occidental en el ámbito de la cuenca neuquina en la que se observa la deformación neopaleozoica (según Zolner y Amos 1973).

III.3.b.iii.2. Los Gondwánides patagónicos

El segmento sur o patagónico corresponde a un sistema de fajas plegadas y corridas sintético y antitético desarrollados durante la colisión del terreno Patagonia con el Gondwana, también durante el Pérmico inferior.

Este segmento se extiende a lo ancho de la Patagonia y de la plataforma continental y continuaría en el extremo sur de Sudáfrica y la Antártida (Fig. 8).

Una serie de factores morfológicos muy distintivos lo diferencian del segmento panthalásico. Los más importantes son la variación horaria de 60° del rumbo del eje principal de la faja plegada, el arco magmático y la orientación de las

cuencas de antepaís asociadas (Figs. 17 y 18). A su vez el ancho de la faja plegada se incrementa a 800 km, involucrando en su parte central un complejo ígneo-metamórfico correspondiente al macizo norpatagónico.



Figura 26. Afloramientos de las sedimentitas marinas del Grupo Andacollo, en el flanco occidental de la Cordillera del Viento. Las mismas presentan un rumbo norte – sur e inclinaciones de 30° en dirección este.

Este segmento de los Gondwánides presenta todas las características de los sistemas de fajas plegadas y corridas asociadas a márgenes de tipo colisionales, según la propuesta actualizada realizada por MacClay y Whitehouse (2005) (Fig. 27). Este modelo y la reciente compilación y actualización sobre el basamento del macizo norpatagónico de Ramos (2004) fueron el punto de partida y el marco de referencia utilizado para el estudio de los Gondwánides patagónicos.

A partir de los mismos se logró integrar nueva información de superficie con la información de subsuelo dada por sísmica y pozos y así caracterizar la porción de la faja plegada y corrida gondwánica que se desarrolló en los sectores centro y sur de la cuenca neuquina, ubicada en el extremo occidental del segmento patagónico (Figs. 18, 19 y 27).

También se actualizaron algunos aspectos de la propuesta de Ramos (2004) para el sector oriental de este segmento que involucra la parte oriental del macizo norpatagónico y el sistema de Ventania y la cuenca de antepaís de Claromecó (Figs. 18, 19 y 27).

De este modo se han reconocido los siguientes sectores de la faja plegada:

- ✓ Un sector septentrional de procuña (*pro wedge*), que comprende a la cuenca de antepaís de Claromecó y a la faja plegada y corrida sintética de Ventania en el extremo oriental y a la faja plegada de Huincul-Carapacha de vergencia antitética en el sector occidental. Este último término se propone en este trabajo para denominar al segmento de los Gondwánides patagónicos desarrollados en el sustrato de la cuenca neuquina (Figs. 18, 19 y 27).

- ✓ Una zona axial, correspondiente a un núcleo metamórfico y plutónico con deformación dúctil que conforma el macizo norpatagónico (Figs. 18, 19 y 27).

- ✓ Un sector de retrocuña (*retrowedge*) que se desarrollaría en el subsuelo de las cuencas del Golfo San Jorge y Austral y la parte central del macizo del Deseado. Las evidencias de la faja plegada y corrida de retrocuña se encuentran en el subsuelo de la cuenca Austral y de la plataforma continental argentina y en los afloramientos de las islas Malvinas. Se propone el nombre de faja plegada y corrida de Malvinas para el segmento de retrocuña de los Gondwánides patagónicos (Figs. 18 y 28). Este segmento se caracteriza por la presencia de corrimientos de orientación noroeste y vergencia sudoeste.

III.3.b.iii.2.a. El sector occidental del segmento patagónico

III.3.b.iii.2.a.i. Sector de procuña

III.3.b.iii.2.a.i.1. Sierras de Gould y Carapacha Chica

El segmento de procuña de este segmento se desarrolla principalmente en el subsuelo de la cuenca neuquina, en la sierra de Gould y la sierra Carapacha Chica en la zona de Lihuél Calel, con una extensión de por lo menos 250 km (Figs. 13, 27 y 29). La identificación y caracterización de este segmento fue realizada partir de la integración de información fragmentaria de datos de afloramientos y sísmica. La parte más externa del sector de procuña está representado por los afloramientos en la sierra de Gould de la Formación Carapacha de edad pérmica inferior, con una extensión de 350 km² y en la sierra Carapacha Chica, con un área de afloramientos de 115 km² (Fig. 13). La primera localidad constituye el principal afloramiento de la unidad.

La Formación Carapacha es una unidad de composición netamente clástica, caracterizada por una sucesión de areniscas líticas, pelitas, cuarcitas, y en menor proporción calizas y abundantes restos vegetales, correspondientes a un ambiente continental a litoral depositada en una cuenca de antepaís (Chernicoff *et al.* 2005).

La datación definitiva de esta unidad dentro del Paleozoico fue realizada por Melchor y Césari (1991), quienes sobre la base del hallazgo de flora de *Glossopteris*, en la localidad de la estancia San Roberto, asignan a esta unidad una edad pérmica inferior.

Si bien el área de afloramientos de la Formación Carapacha en la sierra de Gould es significativa, la misma se encuentra en general subaflorando bajo una cubierta regolítica lo que no permite un mapeo estructural continuo.

Los afloramientos de la sierra de Gould se encuentran en el extremo sur de una cuenca de antepaís eopaleozoica de orientación NO, en la que las capas pérmicas se disponen transversalmente a la misma (Figs. 29 y 30).

Los datos estructurales tomados en dos de los mejores afloramientos muestran que la Formación Carapacha se encuentra deformada. Los bancos correspondientes a los afloramientos del sector norte se orientan con un rumbo de orientación N60°-110° O e inclinaciones de 20°- 60° SE (Fig. 29), en tanto que los afloramientos del sector sur presentan inclinaciones en dirección NO.

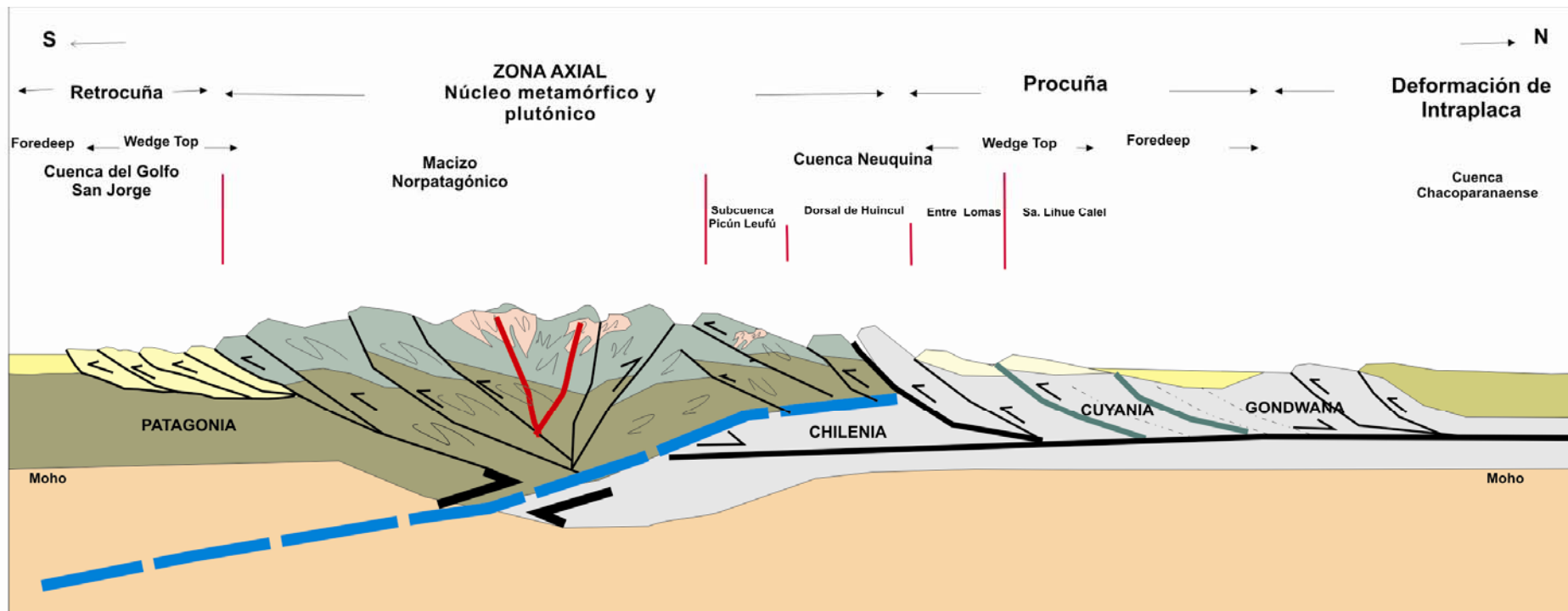


Figura 27. Sección estructural conceptual a lo largo del sector occidental del segmento patagónico de la faja plegada y corrida de los Gondwánides, mostrando los distintos sectores de la misma y la zona de deformación de intraplaca. Obsérvese los límites o suturas de los terrenos de Patagonia, Chilenia y Cuyania y la ubicación relativa de la cuenca neuquina respecto de los mismos. Nótese la vergencia sur del sector de procuña y del extremo norte del núcleo axial metamórfico. Dicha vergencia opuesta a la planteada por los modelos colisionales se explicaría por las fábricas de basamento eopaleozoicas de vergencia oeste y sur. La ubicación de la sutura de Patagonia a lo largo de las dorsal de Huincul es coincidente con las propuestas de Bettini (1984) de extensión del macizo norpatagónico y de Chernicoff *et al.* (2003) basada en magnetometría. Ubicación en las figuras 18 y 19, Sección II.

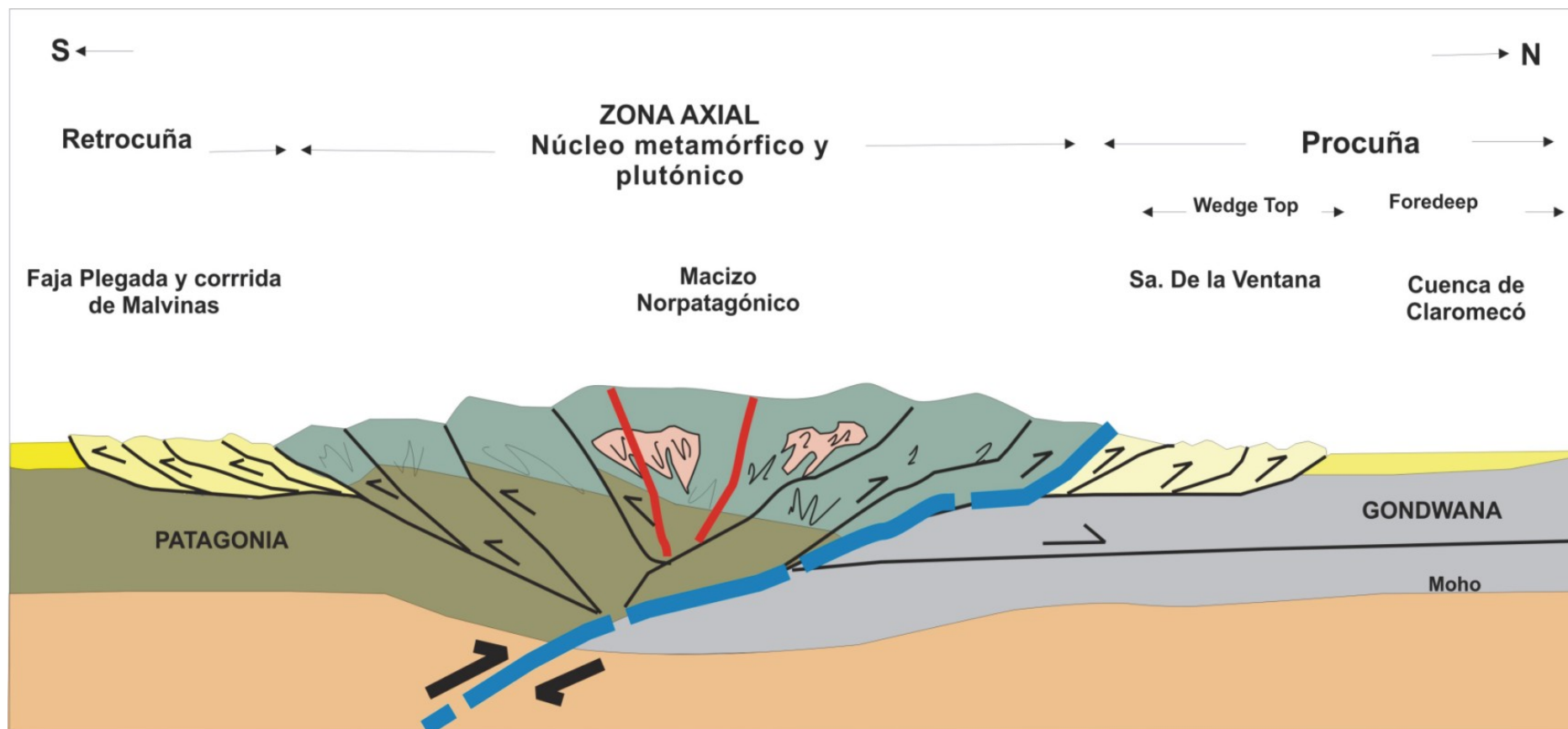


Figura 28. Sección estructural conceptual a lo largo del sector oriental del segmento patagónico de la faja plegada y corrida de los Gondwánides, mostrando los distintos sectores de la misma. Obsérvese el desarrollo de la faja plegada y sintética de Ventania y la cuenca de antepaís de Claromecó en el sector de procuña y la faja plegada y corrida de Malvinas en el sector de retrocuña. La identificación de la faja y plegada de Malvinas fue clave para consolidar el modelo de faja plegada de tipo colisional. Ubicación en las figuras 18 y 19, Sección III.

Estos datos estructurales sugieren la presencia de un sinclinal de orientación oeste-este (Fig. 29) limitado por dos corrimientos subparalelos según la interpretación geológica de los datos aeromagnéticos de Chernicoff *et al.* (2005) (Fig. 30). Este conjunto de estructuras se dispone en forma subparalela al eje del segmento patagónico de los Gondwánides y por lo expuesto se considera que los depósitos de la Formación Carapacha de la sierra de Gould corresponden al segmento de *wedge top*, del sector de procuña de los Gondwánides patagónicos.

III.3.b.iii.2.a.i.2. Sistema de Entre Lomas

La presencia y características del sector de procuña de la faja plegada y corrida de los Gondwánides patagónicos, es de difícil reconstrucción dada la pobre calidad de la información sísmica para los niveles paleozoicos.

Sin embargo el análisis selectivo de la información sísmica 2D, ha permitido identificar sobre el sector oriental del sistema de Entre Lomas una serie de eventos sísmicos relativamente continuos que se desarrollan en el basamento

En la figura 31 se puede observar en una línea sísmica ubicada en el límite oriental del sistema de Entre Lomas un dominio de inclinación este en un conjunto de reflectores ubicados en el basamento. El mismo se extiende hasta los cuatro segundos en tiempo doble de profundidad, mostrando un basamento estructurado.

La figura 32 entre tanto muestra también un grupo de reflectores relativamente homogéneo y estratificado que se extiende en el sustrato del sistema de Entre Lomas y hacia el centro de cuenca, caracterizado por su paralelismo y espesores que alcanzan los dos segundos en tiempo doble.

El carácter continuo y homogéneo de estos eventos contrasta con el carácter discontinuo, irregular y de gran contraste de amplitud que presentan las volcanitas del Grupo pre-Cuyo, que suprayace a estos eventos.

Se plantea en esta tesis que los mismos podrían corresponder a los depósitos neopaleozoicos de la Formación Carapacha y del Grupo El Imperial.

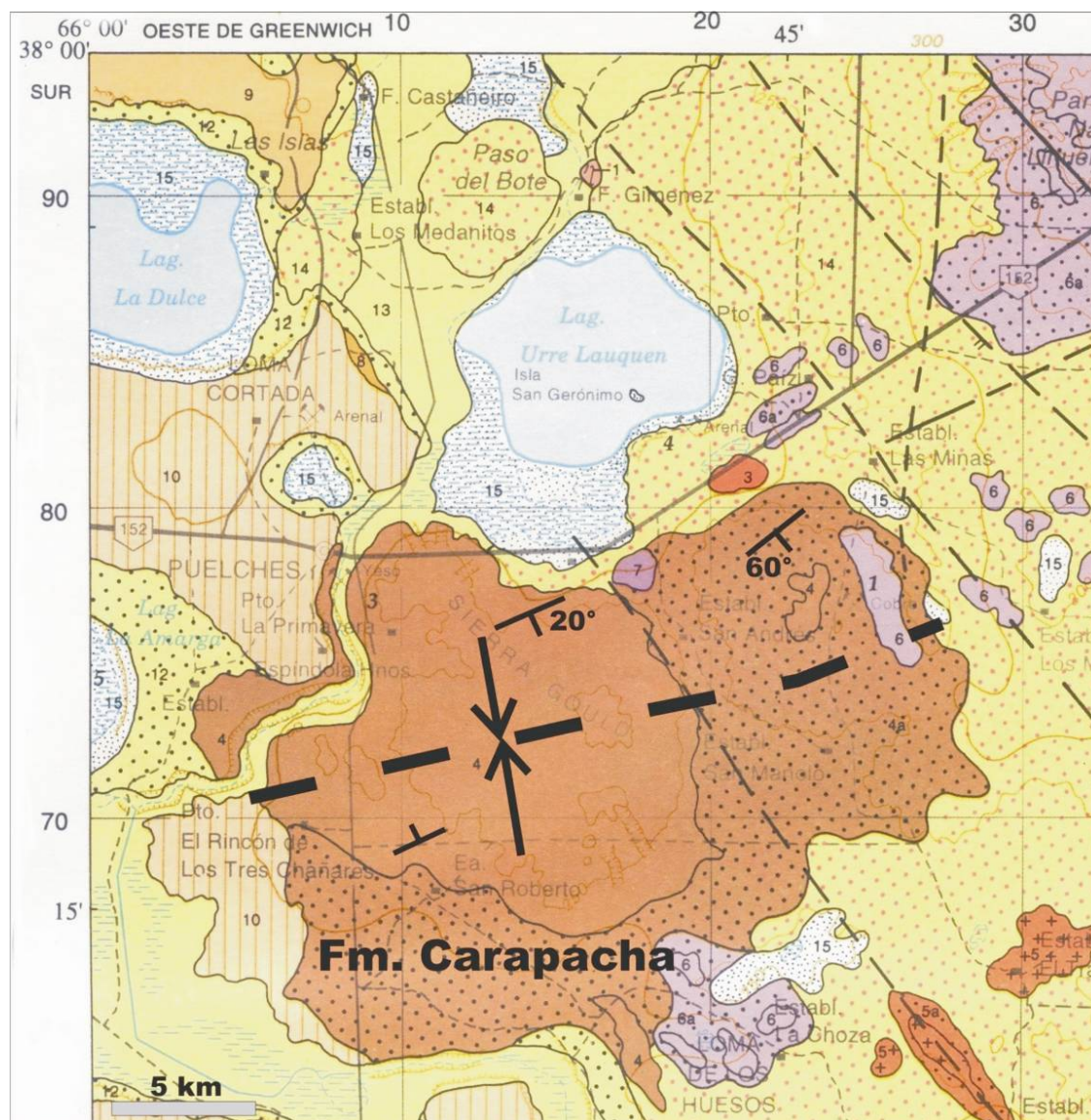


Figura 29. Mapa geológico de la sierra de Gould, en la zona de Lihuel Calel, tomado de la hoja geológica Puelches de Espejo *et al.* (1996). Los afloramientos mapeados en color marrón corresponden a la Formación Carapacha de edad pérmica inferior. Los datos estructurales disponibles muestran que la secuencia se encuentra plegada y posee un rumbo aproximadamente este-oeste, con valores de inclinación que alcanzan los 60°. La deformación es asignada al Pérmico Inferior y por la orientación austral de la estructura, se la incluye dentro del segmento patagónico de los Gondwánides. Ubicación en las Figs. 13, 19 y 30.

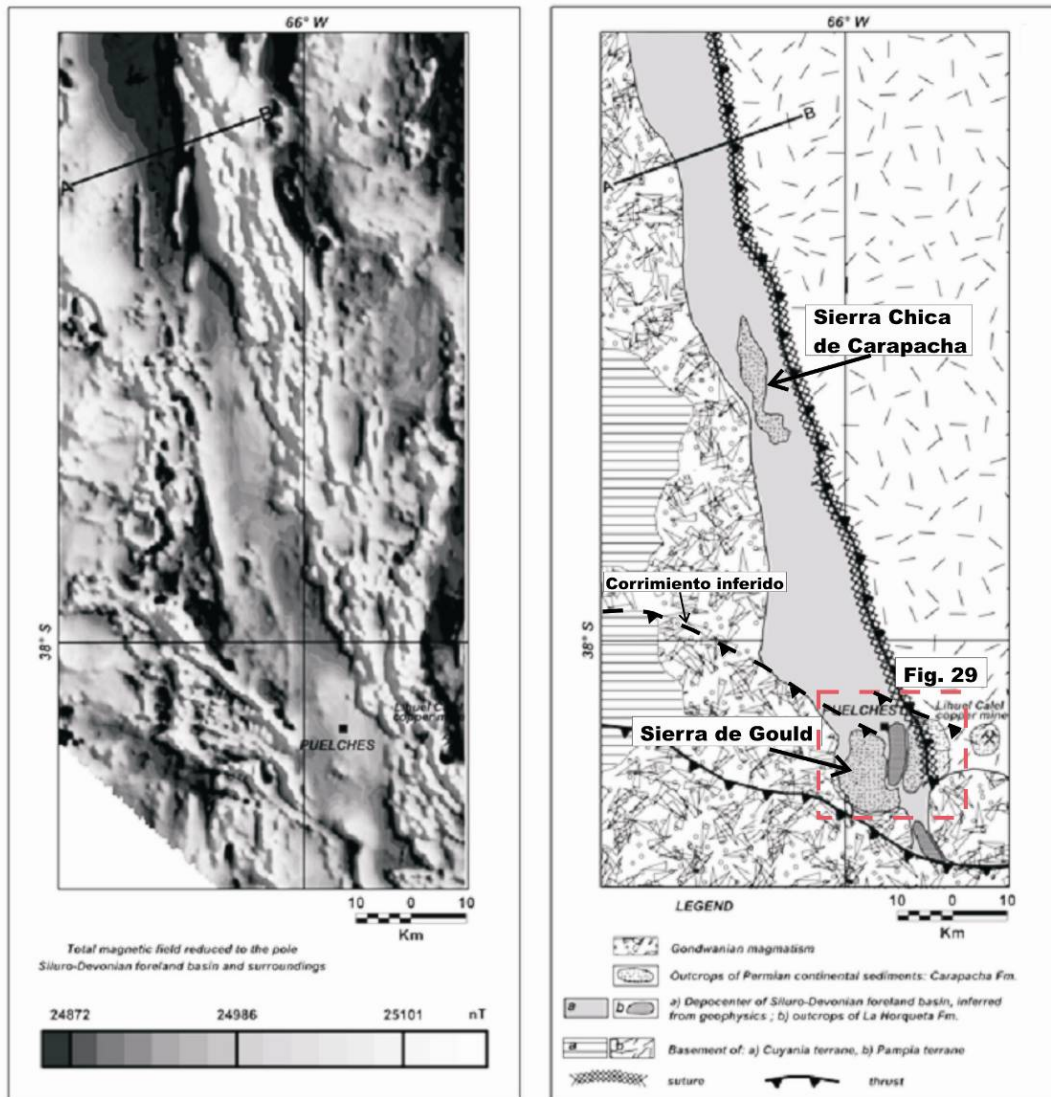


Figura 30. Mapa aeromagnetométrico e interpretación geológica de la región de las sierras de Gould y Carapacha Chica según Chernicoff *et al.* (2005). Obsérvese el desarrollo de una cuenca de antepaís de orientación NNO y de edad siluro-devónica asociada a la colisión del terreno de Chilenia. La misma es interpretada como resultado del desarrollo de la faja plegada sintética chánica y se ubica a lo largo de la sutura entre los terrenos de Cuyania y Pampia. Obsérvese la ubicación de las dos localidades donde aflora la Formación Carapacha, alineadas con la cuenca de antepaís eopaleozoica y la presencia de dos corrimientos de orientación ONO, transversales a la cuenca eopaleozoica. El corrimiento septentrional es interpretado en este trabajo a partir del mapa aeromagnético de estos autores, el austral según Chernicoff *et al.* (2005). Estos corrimientos o fábricas de basamento son subparalelas a los datos de rumbo e inclinación de la Formación Carapacha en la sierra de Gould (Fig. 29).

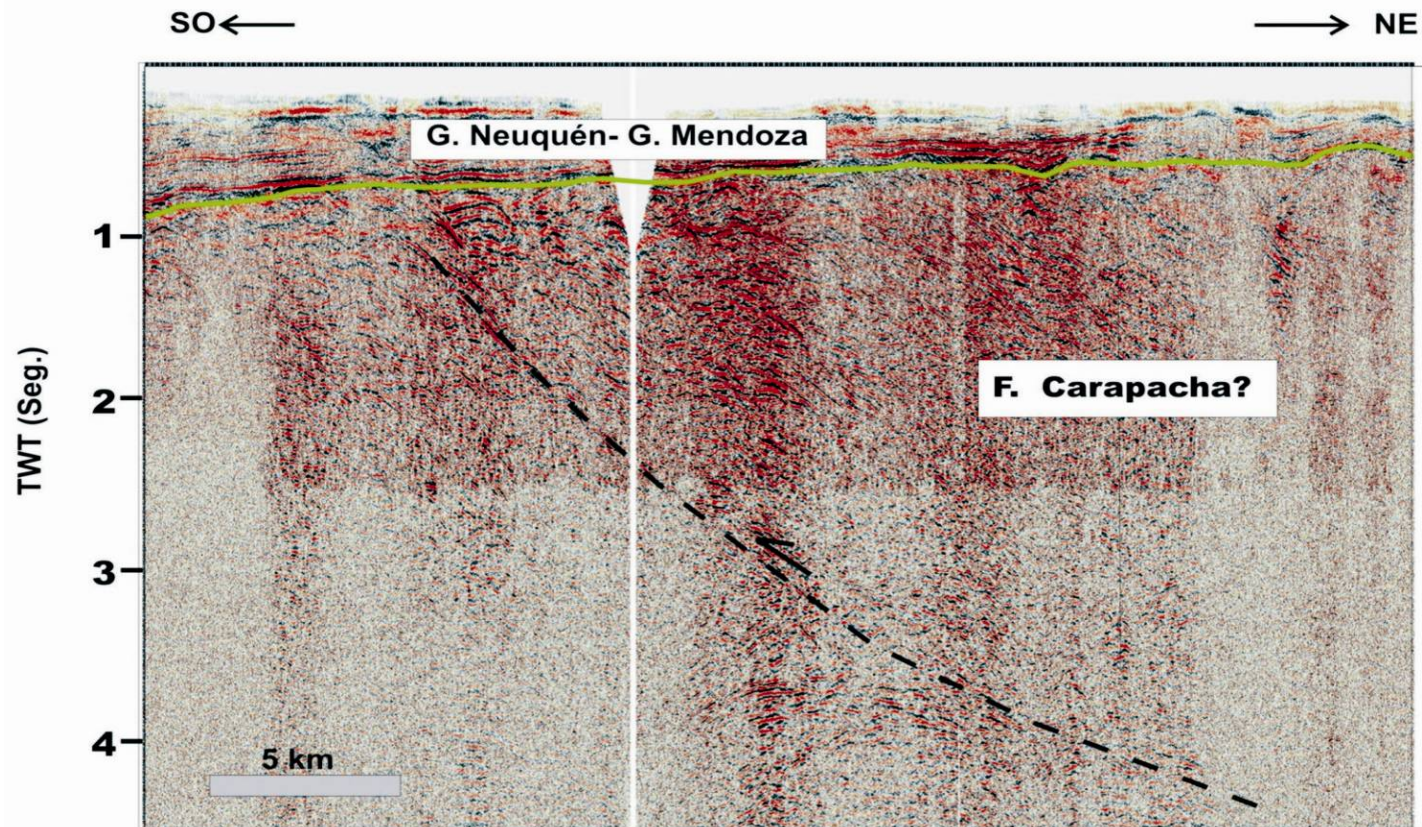


Figura 31. Sección sísmica a lo largo del sector oriental del sistema de Entre Lomas, en el borde nororiental de la cuenca neuquina. Esta línea se ubica en el extremo de cobertura sísmica en ese sector de la cuenca. En la misma se observan por debajo de los reflectores correspondientes a los depósitos cretácicos de los Grupos Mendoza y Neuquén un paquete de reflectores de más de dos segundos de espesor en tiempo doble (4.000 m), que inclinan en dirección este, alcanzando los 4 segundos de profundidad. Los mismos son interpretados como una posible continuación de los depósitos neopaleozoicos que afloran en la zona de Lihuel Calel y el bloque de San Rafael, correspondiente a la Formación Carapacha o Grupo El Imperial.

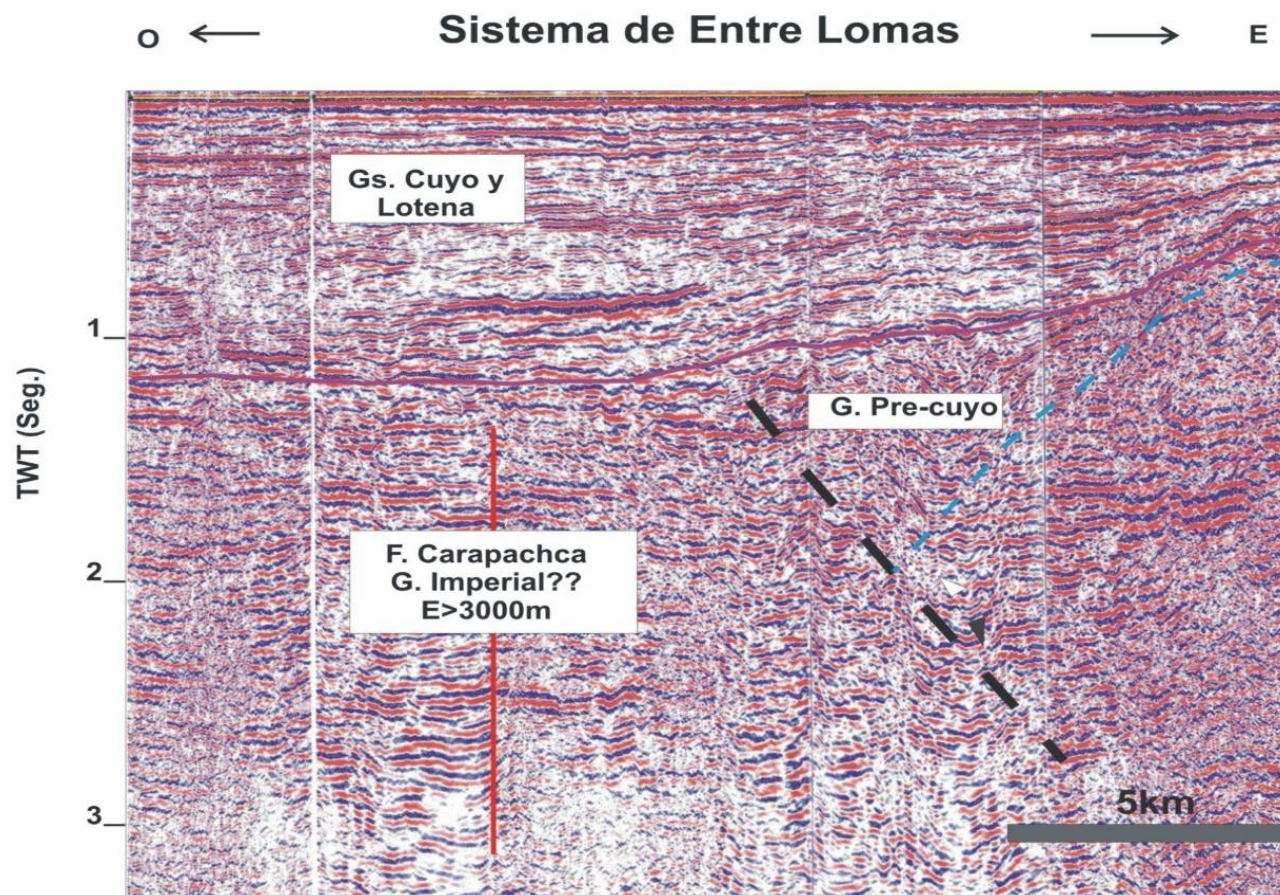


Figura 32. Sección sísmica horizontalizada al tope del Grupo Lotena del flanco occidental del sistema de Entre Lomas. Obsérvese la presencia de un paquete de reflectores subhorizontales en discordancia con el depocentro del Grupo pre-Cuyo y de aproximadamente 2 segundos de tiempo doble, que pondrían corresponder a secuencias neopaleozoicas.

III.3.b.iii.2.a.ii. Zona axial, núcleo metamórfico y plutónico

Este importante sector del segmento patagónico de la faja y plegada de los Gondwánides está representado por el macizo norpatagónico, un complejo ígneo metamórfico que se desarrolla en un área de 250.000 km². Este núcleo comprende una asociación de rocas metamórficas de bajo y alto grado con rocas ígneas calcoalcalinas foliadas.

Las rocas metamórficas de bajo grado están comprendidas por la Formación Ectinitas El Jagüelito y Nahuel Niyue en el sector oriental, la Formación Colohuincul en el sector occidental y Cushamen en ámbito de la Cordillera Patagónica. En el ámbito de la cuenca neuquina, adquieren nombres locales tales como Ectinitas Cordón de la Piedra Santa. Las mismas corresponden principalmente a cuarcitas y esquistos micáceos, micacitas y filitas de bajo grado metamórfico.

Las rocas metamórficas de alto grado corresponden a las Formaciones Gneiss Mina Gonzalito en el sector oriental del macizo, Complejo Yaminué en el sector central y Mamil Choique en el sector occidental. Estas formaciones comprenden gneises, esquistos biotíticos, anfibolitas, granitoides foliados y migmatitas.

Estas últimas unidades fueron históricamente asignadas al Precámbrico y al Eopaleozoico, sin embargo a partir de nuevas dataciones realizadas en los últimos años se las ha reasignado al Neopaleozoico en los sectores centro y occidental, con una edad pérmica inferior a media para el evento metamórfico, principalmente a partir del hallazgo de circones carboníferos y pérmicos inferiores en granitoides y rocas metamórficas (Basei *et al.* 1999 y Varela *et al.* 2005).

Esto último ha sido un elemento crítico en el análisis de la deformación gondwánica ya que ha permitido incorporar con certeza al macizo norpatagónico como un elemento central de la misma y vigorizar las pioneras propuestas de Ramos (1984) respecto de la colisión y aloctonía de la Patagonia y su acreción al margen del Gondwana durante el Pérmico inferior a medio.

En su análisis de la *plataforma patagónica* Ramos (2004) brinda un marco de referencia para las estructuras identificadas en la sísmica en el subsuelo del extremo sur de la cuenca neuquina y para el análisis del sector axial de los Gondwánides patagónicos.

El macizo norpatagónico se encuentra segmentado por una serie de fajas de cizalla con formación de milonitas y ultramilonitas, a temperaturas equivalentes a las

facies de esquistos verdes que han sido identificados en el sector norte, central y este (Ramos, 2004).

Las mismas fueron recientemente reevaluadas por los trabajos de Von Gossen (2003), quién identificó una tectónica de corrimientos de vergencia SO afectando a las unidades supracorticales afectando a los granitoides neopaleozoicos. A su vez reconoció la deformación penetrativa de las rocas silúricas y devónicas así como de los gneises neopaleozoicos durante el Pérmico y el acortamiento dúctil orientado en dirección predominantemente norte. Los nuevos estudios de Rapallini *et al.* (2008) y López de Lucchi *et al.* (2008) realizados en el Complejo Yaminué identificaron eventos de deformación importantes correlacionables con la deformación tipo *thrust tectonics* definida por von Gossen (2003).

Sus estudios permitieron incorporar definitivamente al macizo norpatagónico a una faja plegada de tipo colisional y serán incorporados al análisis del sector oriental del segmento patagónico.

El sector occidental del macizo norpatagónico carecía hasta julio del 2005 de dataciones precisas de las unidades metamórficas y plutónicas que lo componen. El reciente trabajo de Varela *et al.* (2005), ha permitido extender al ámbito occidental del macizo norpatagónico la edad pérmica inferior del metamorfismo de las Formaciones Colohuincul, Cushamen y Mamil Choique. Las dataciones realizadas por estos autores en el ámbito de la Cordillera Patagónica desde la localidad de San Martín de los Andes hasta Bariloche y en el ámbito extracordillerano del macizo norpatagónico, en las localidades de Río Limay, Río Chico, Mamil Choique y Cushamen sobre rocas metamórficas y plutónicas arrojaron una edad pérmica inferior mayoritaria para dichas unidades y en forma subordinada una edad devónica para rocas plutónicas de las localidades de San Martín de los Andes y Collón Cura, indicando una actividad de arco magmático continua desde fines del eopaleozoico. Estas primeras dataciones fueron complementadas por Pankhurst *et al.* (2006) a partir de dataciones de U-Pb.

El sector occidental del macizo norpatagónico, cuenta con estudios estructurales de detalle realizados por Giacosa *et al.* (2002 y 2005) en las localidades de Pilcaniyeu y río Chico (Fig. 19). Estos estudios permitieron reconocer en el sector occidental del macizo norpatagónico zonas de cizalla compresiva de orientación NO similares a las identificadas por Chernicoff *et al.* (1996) y von Gossen (2003) en los sectores central y oriental (Fig. 19). Las zonas de cizalla del sector occidental poseen un vergencia NE opuesta a la SE de las de los sectores central y oriental.

En este contexto la información estructural brindada por la sísmica 2D y 3D constituye un elemento clave para el avance del conocimiento de la estructura del extremo norte del sector axial de los Gondwánides patagónicos.

III.3.b.iii.2.a.ii.1. La subcuenca de Picún Leufú

Dos localidades se han seleccionado como puntos de control para el análisis de la estructura del segmento axial de los Gondwánides. El primer punto de control corresponde al anticlinal de Piedra del Águila, ubicado en el subsuelo del extremo sur de la cuenca neuquina sobre la margen norte del río Limay, en el labio yaciente de la falla directa que conforma el depocentro jurásico inferior de China Muerta (Figs. 18, 19 y 33).

El anticlinal de Piedra del Águila constituye un ejemplo único para el análisis de la deformación gondwánica en el subsuelo de la cuenca neuquina por no haber sido afectado por los fenómenos extensionales acontecidos en el área desde el Pérmico superior hasta el Jurásico inferior.

Esta estructura involucra los afloramientos más septentrionales del macizo norpatagónico en la zona del río Limay y las líneas sísmicas 2D y el cubo de sísmica 3D más australes existentes en la cuenca neuquina. Por lo tanto su identificación y caracterización fue posible a partir de la integración de la información de subsuelo y los afloramientos de las unidades metamórficas correspondientes a las Formaciones Colohuincul y Mamil Choique de edad pérmica inferior.

La edad de dicha estructura fue confirmada por las recientes dataciones realizadas por Varela *et al.* (2005) en los afloramientos ubicados a 7 km al sur de esta estructura en la localidad de Río Limay (Fig. 33). Las edades obtenidas a partir de análisis U-Pb en circones de rocas metaígneas se ubican en torno a 280 Ma (Pérmico inferior) y las edades K-Ar de enfriamiento en micas resultaron próximas a los 260-250 Ma.

La estructura de Piedra del Águila, según la denominación propuesta en este trabajo, corresponde a un anticlinal elongado de rumbo N-NE (Figs. 33 y 36), vergencia oeste-noroeste (Fig. 35), relacionado a un posible corrimiento de rumbo N-NE que inclina en dirección ESE (Figs. 35 y 37). La vergencia de esta estructura es consistente con los estudios realizados por Giacosa *et al.* (2004 y 2005) en las localidades de Pilcaniyeu y río Chico, donde determinaron zonas de cizalla compresiva de rumbo NO y vergencia NE. Todos estos datos permiten incorporar la

parte norte del macizo norpatagónico occidental dentro del sector sintético del núcleo axial metamórfico de los Gondwánides.

El anticlinal posee un cierre vertical de 2.500 m, un desarrollo transversal de al menos 10 km (Figs. 33, 34 y 35) y un desarrollo longitudinal para su porción septentrional de 20 km (Figs. 33, 36 y 37).

Las unidades involucradas corresponden a las Formaciones Mamil Choique o Colohuincul, resultando difícil la determinación de cual de ambas unidades se trata, dado que el anticlinal de Piedra del Águila se ubica en una zona de transición entre ambas formaciones. Esto queda demostrado por los afloramientos ubicados al sur y oeste de la estructura (Fig. 33) y los pozos exploratorios La Horqueta Centro x-1 y Fortín Noguera x-1 que atravesaron los términos cuspidales de estas unidades.

El pozo Fortín Noguera x-1 ubicado en el sector central del anticlinal y con una profundidad final de 1.328 m.b.b.p., atravesó 30 metros de la Formación Mamil Choique.

Por otro lado el pozo Horqueta Centro x-1 ubicado 25 km al noreste del primer pozo y en el hundimiento sur del anticlinal de Piedra del Águila, con una profundidad final de 1.241 mbbp. atravesó 40 m de la Formación Colohuincul.

La Formación Mamil Choique está compuesta por rocas metamórficas de grado medio a alto, granitoides con mayor o menor grado de deformación, pero siempre con señales de deformación interna e inyección granítica, migmatitas y esquistos de grado medio a alto.

La Formación Colohuincul está conformada por rocas metamórficas de bajo grado, pizarras, filitas y esquistos casi carentes de inyección cuarzo feldespática, pero con cierta penetración cuarzosa. Presentan esquistosidad mimética con la estratificación original marcada por la orientación de los minerales laminares (biotita, clorita, etc.).

Por el carácter estratificado y continuo que presentan los reflectores correspondientes a las unidades paleozoicas en las líneas sísmicas, se infiere que los mismos representan a las rocas metamórficas de bajo grado correspondientes a la Formación Colohuincul.

A partir de las secciones sísmicas se ha podido estimar por primera vez los espesores de las secuencias paleozoicas del macizo norpatagónico estimándose un espesor mínimo de 2.500 metros.

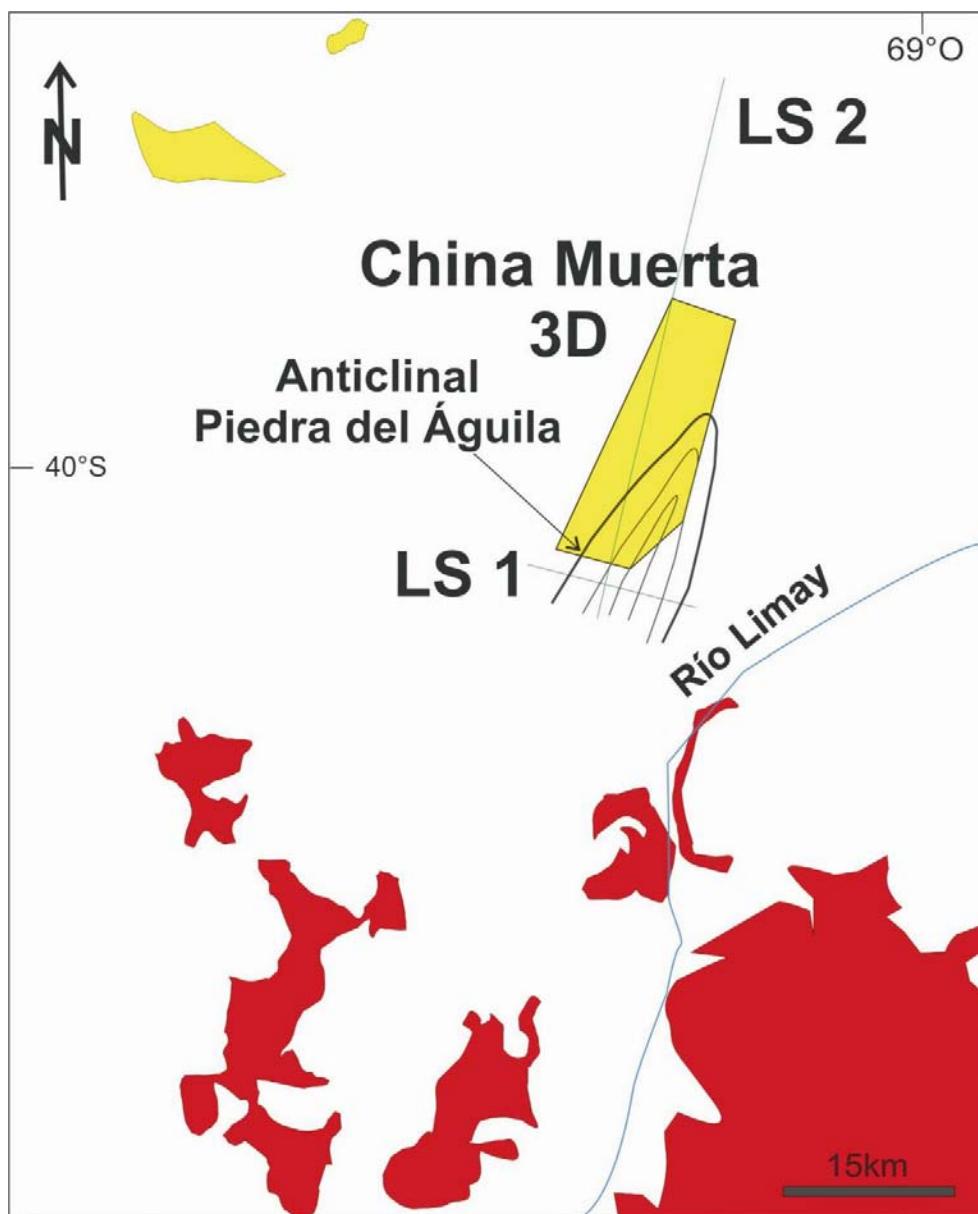


Figura 33. Mapa esquemático del sector norte del anticlinal Piedra del Águila mostrando la ubicación relativa de dicha estructura, las líneas sísmicas 2D, el cubo de sísmica 3D utilizados para su interpretación y mapeo. En color rojo se mapearon los afloramientos correspondientes a las migmatitas de la Formación Mamil Choique ubicados 7 km al sur de las líneas sísmicas y en color amarillo se mapearon los afloramientos de la Formación Colohuincul ubicados 30 km en dirección noroeste del anticlinal de Piedra del Águila (Cuchi *et al.*, 1998). Ubicación en la Fig. 19.

El anticlinal Piedra del Águila es la primera estructura de edad pérmica inferior reconocida en secciones sísmicas el sector oriental del macizo norpatagónico y reúne todas las características de las estructuras asociadas a los núcleos axiales de las fajas plegadas y corridas de tipo colisional. La orientación subparalela al hemigraben de edad triásica superior- jurásica inferior de China Muerta, sugiere un

fuerte control de la deformación compresiva neopaleozoica en el desarrollo y orientación de los depocentros extensionales de edad triásica - jurásica inferior.

Estas observaciones serán complementadas con la información obtenida a partir de la sísmica en el segundo punto de control correspondiente al eje de la dorsal de Huinul.

Finalmente la orientación N-NE del eje del anticlinal de Piedra del Águila resulta perpendicular a la orientación predominantemente este-oeste de la sutura del terreno de Patagonia. Esta estructura se asociaría al campo de esfuerzos regional compresivo de orientación ONO-ESE (von Gossen 2003) definido para el Pérmico, cuando el mismo rotó de una orientación inicial NE-SO.

III.3.b.iii.2.a.ii.2. El sistema de Huinul

La caracterización de la faja plegada gondwánica en este sector de la cuenca neuquina resulta más dificultosa que en el sector del anticlinal de China Muerta por corresponder a la zona de máxima extensión triásica-jurásica inferior y de mayor inversión mesozoica y terciaria. Sin embargo del análisis detallado de la información sísmica fue posible identificar nuevamente un conjunto de reflectores homogéneo de más de 1 segundo de espesor en tiempo doble. Los mismos se caracterizan por una estratificación marcada, arreglo interno paralelo y continuo y contrastes de amplitud.

Todas estas características sugieren que este conjunto de reflectores corresponde a una secuencia sedimentaria con un espesor que alcanza los 3.000 metros de espesor (Fig. 39). La misma correspondería a una secuencia de *prerift*, dado el contacto de discordancia angular y erosivo que posee con las secuencias de *synrift* correspondientes al Grupo pre-Cuyo de edad triásica - jurásica inferior y conforman los niveles de despegue de las fallas directas como se puede ver en las figuras 39 y 40.

Las fallas directas muestran una geometría lítrica, consistente con la geometría de hemigraben de los depocentros extensionales. Las mismas muestran una reducción del ángulo de inclinación y adquieren su carácter lítrico con una inclinación subparalela a este conjunto de reflectores. El análisis detallado de la información sísmica en cortes verticales muestra un evento de gran amplitud interpretado como una reflexión de plano de falla que es subparalela a estos eventos (Fig. 40).

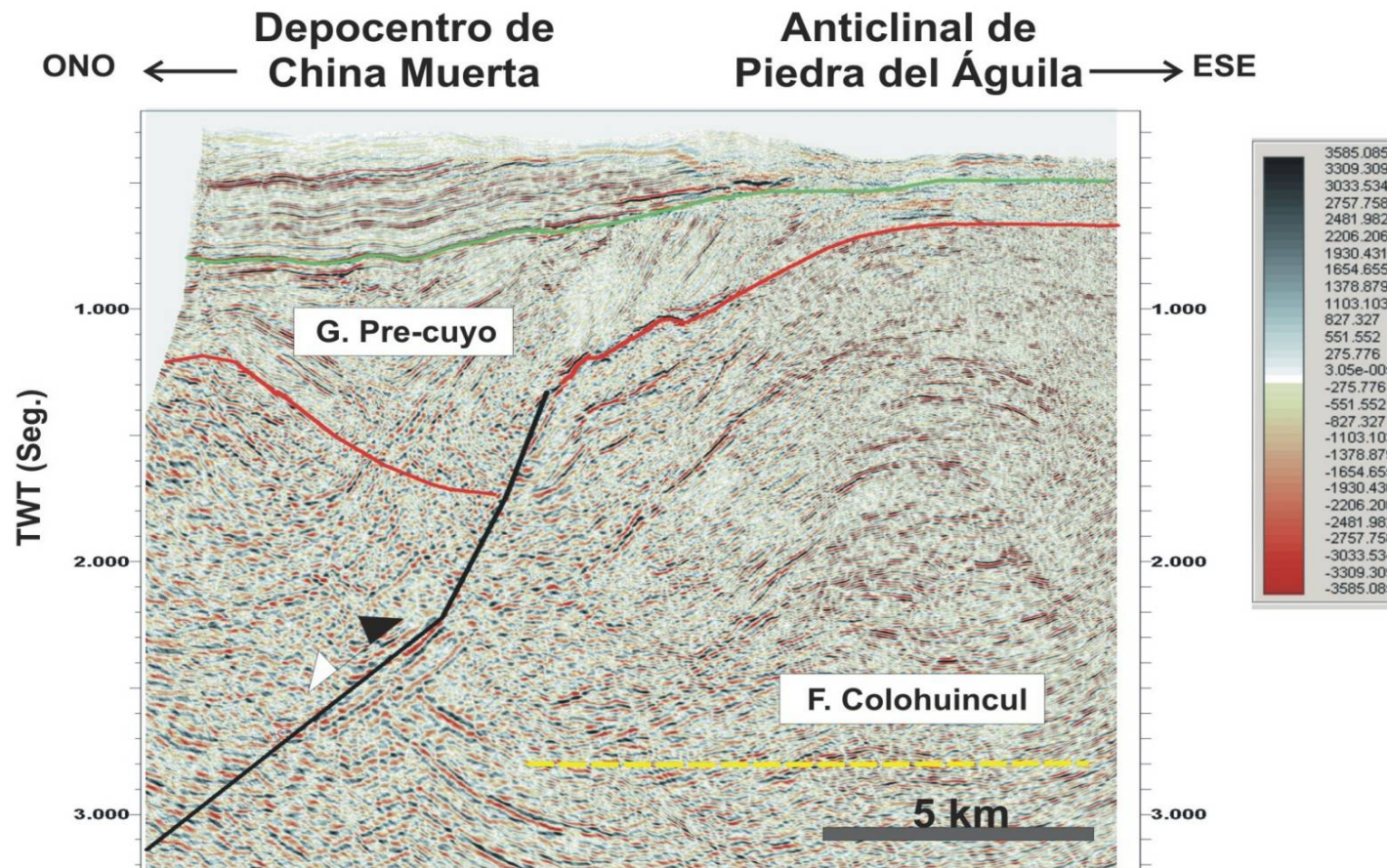


Figura 34. Línea sísmica 2D (LS1) transversal al depocentro de China Muerta, mostrando la presencia de la estructura anticlinal Piedra del Águila en el bloque yacente de la falla directa de China Muerta. El anticlinal Piedra del Águila involucra a rocas metamórficas de edad pérmica inferior correspondientes a las Formaciones Mamil Choique o Colohuincul, aflorantes unos pocos kilómetros al sur de la línea sísmica. Ubicación en la figura 33.

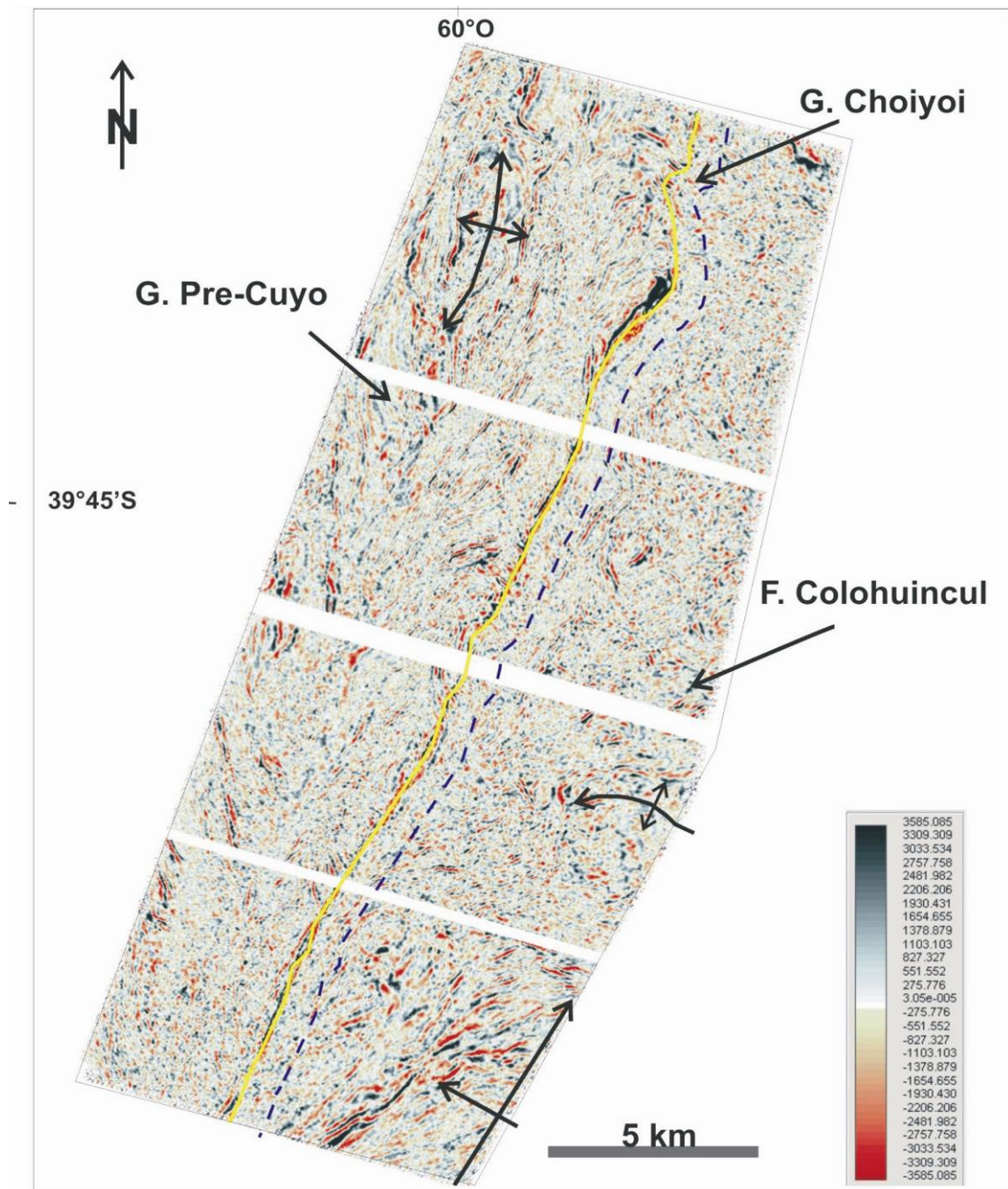


Figura 36. Corte horizontal en tiempo (*time slice*) no horizontalizado al tope la Formación Colohuincul del cubo de sísmica 3D que cubre el flanco occidental y el hundimiento norte del anticlinal Piedra del Águila. Obsérvese el rumbo nor-noreste del eje del anticlinal y el hundimiento en dicha dirección y el carácter subparalelo con el depocentro de edad jurásica inferior del Grupo pre-Cuyo. Sobre el sector norte del corte horizontal se observa una serie de perturbaciones en el eje del anticlinal interpretadas como producto de la deformación dúctil que afectó a dicha unidad. Ubicación en la Fig. 33.

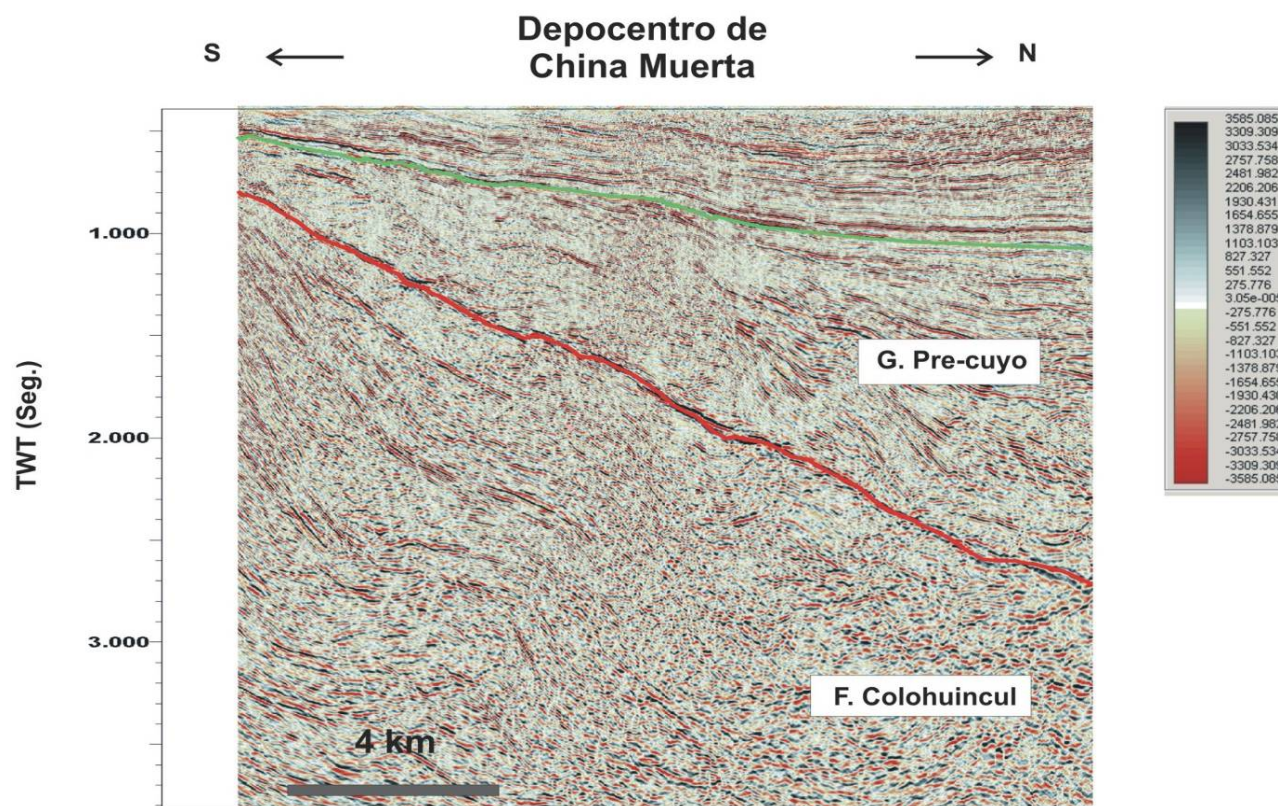


Figura 37. Línea sísmica 2D LS2, subparalela al eje del anticlinal Piedra del Águila mostrando el hundimiento general en dirección norte. Obsérvese el espesor de hasta dos segundos de los reflectores correspondientes a las Formaciones Colohuincul-Mamil Choique y el carácter ondulado de los mismos. Se considera como información válida la ubicada en el sector sur y centro de la sección sísmica. Esta línea sísmica permitió correlacionar los reflectores ubicados en la base del Grupo pre-Cuyo con los afloramientos de las Formaciones Mamil Choique y Colohuincul ubicadas 7 km en dirección sur. Ubicación en la Fig. 33.

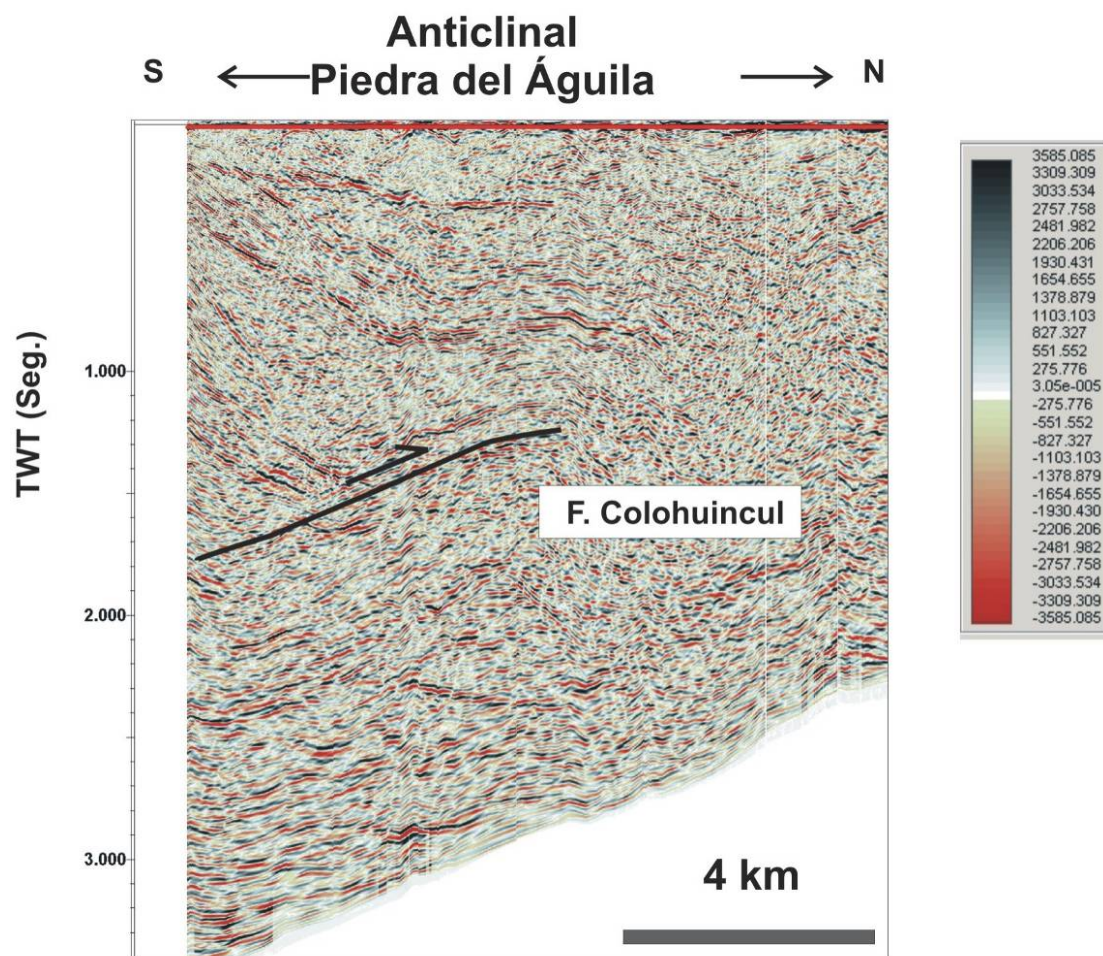


Figura: 38. Línea sísmica LS2 horizontalizada a la base del Grupo pre-Cuyo. Obsérvese el hundimiento en dirección norte de los reflectores correspondientes a las Formaciones Colohuincul y Mamil Choique. A una profundidad de 1,8 s en tiempo doble se ha identificado un posible plano de falla, coincidente con el identificado en la línea sísmica LS2. Ubicación en la Fig. 33.

A su vez el análisis de secciones sísmicas horizontales (*time slice*) muestran que dicha reflexión de plano de falla se orienta en forma paralela al rumbo de los eventos sísmicos mencionados (Fig. 41).

La restitución al estado pre-extensional (Fig. 42) muestra que las secuencias de *prerift* se encuentran deformadas, con una inclinación homogénea hacia el norte.

A partir de todo lo expuesto se considera que el grupo de reflectores que conforman la secuencia de *prerift* pueden ser correlacionados con la Formación Colohuincul de edad pérmica inferior, por su proximidad al macizo norpatagónico.

La deformación que presentan las unidades de *prerift* se relacionaría con el desarrollo de la faja plegada de los Gondwánides.

Se interpreta que la falla directa que forma el hemigraben de Las Chivas, puede corresponder a un corrimiento de edad pérmica inferior asociado al desarrollo de la faja plegada gondwánica. Este corrimiento habría controlado la orientación y geometría del depocentro de Las Chivas. El mismo presenta una inclinación en dirección al norte, indicando una vergencia sur para dicho corrimiento pérmico.

Las observaciones realizadas sobre este hemigraben son en principio extrapolables al resto de los hemigrábenes de la dorsal de Huincul y eventualmente del sector central y nororiental del engolfamiento. Como se analizará en el capítulo IV de este trabajo, los hemigrábenes del Grupo pre-Cuyo muestran una polaridad noreste casi constante.

Las observaciones realizadas en el hemigraben de Las Chivas, fueron confirmadas en otros depocentros del engolfamiento (Cap. IV de esta tesis) lo que permite postular la existencia de una faja plegada y corrida pérmica inferior de vergencia sur para el sector de procuña y extremo norte de la zona axial del segmento occidental de los Gondwánides patagónicos (Fig. 27).

La vergencia sur resulta antitética respecto de la polaridad sur de la zona de subducción asociada a la colisión de Patagonia y opuesta también a la del sector de procuña del segmento oriental de los Gondwánides patagónicos, representado por la faja plegada sintética de Ventania (Fig. 28).

Los ejemplos actuales de fajas plegadas colisionales como ser la faja plegada de los Himalaya y los Alpes corresponden a fajas plegadas sintéticas. Existen sin embargo ejemplos de fajas plegadas fósiles asociadas a colisiones con sectores de procuña antitéticos como ser el caso de la faja plegada pérmica inferior de los Tasmánides en el este de Australia (Glen 2005).

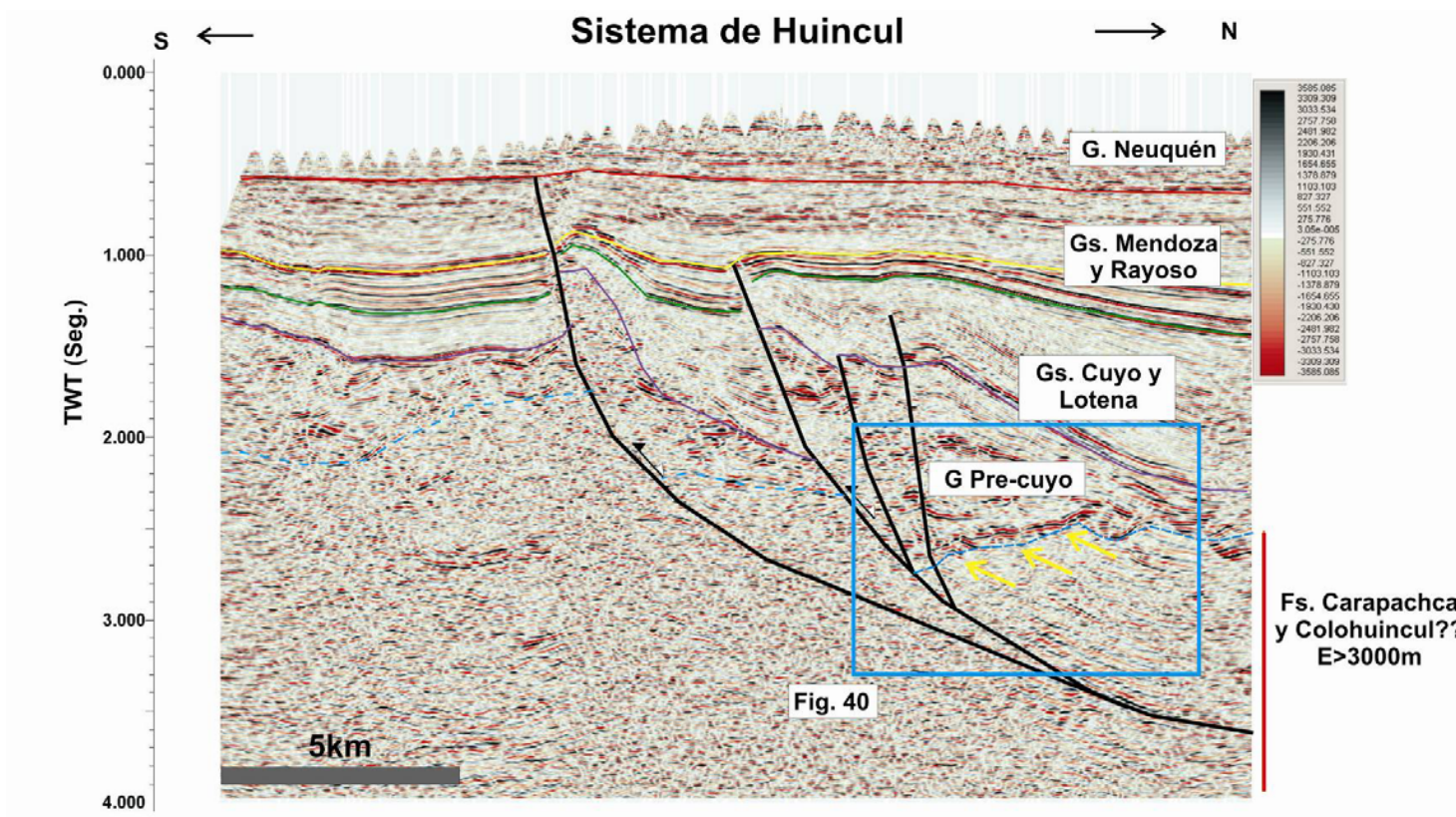


Figura 39: Línea sísmica a través del sector central de la dorsal o sistema de Huincul, mostrando la inversión jurásica inferior-terciaria de un conjunto de hemigrabenes triásico superior-jurásico inferior. Nótese en el extremo inferior de la línea sísmica la existencia de una discordancia angular y erosiva indicada por flechas entre los depósitos de *synrift* y los depósitos de *prerift*. Estos últimos presentan un espesor similar a los de *synrift* y están caracterizados por un paquete homogéneo de reflectores paralelos y de mediana amplitud. Obsérvese la disposición subparalela del plano de falla que conforma el hemigraben con los eventos de *prerift*. Ubicación en la Fig. 19.

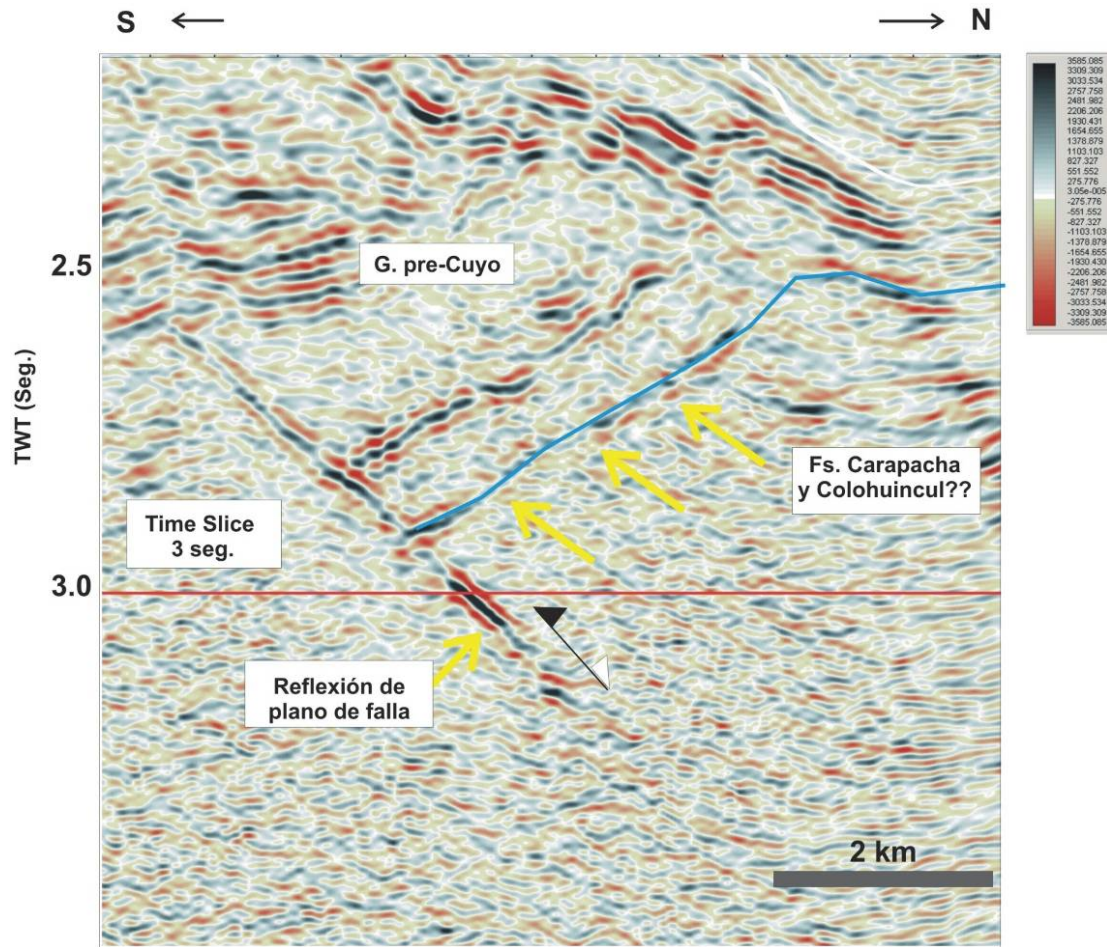


Figura 40: Ampliación del extremo inferior derecho de la Fig. 38, en el que puede observarse un evento de alta amplitud subparalelo al grupo de reflectores de *prerift*. El mismo corresponde a una reflexión de plano de falla. Obsérvese el carácter angular de la discordancia entre las secuencias de *synrift* y *prerift* indicado por las flechas. Ubicación en la Fig. 39.

En esta faja plegada y corrida a partir de datos de sismica de reflexión profunda se pudo reconstruir los diferentes segmentos de una faja plagada y corrida de tipo colisional observándose el desarrollo de un sector de procuña antitético (Fig. 43).

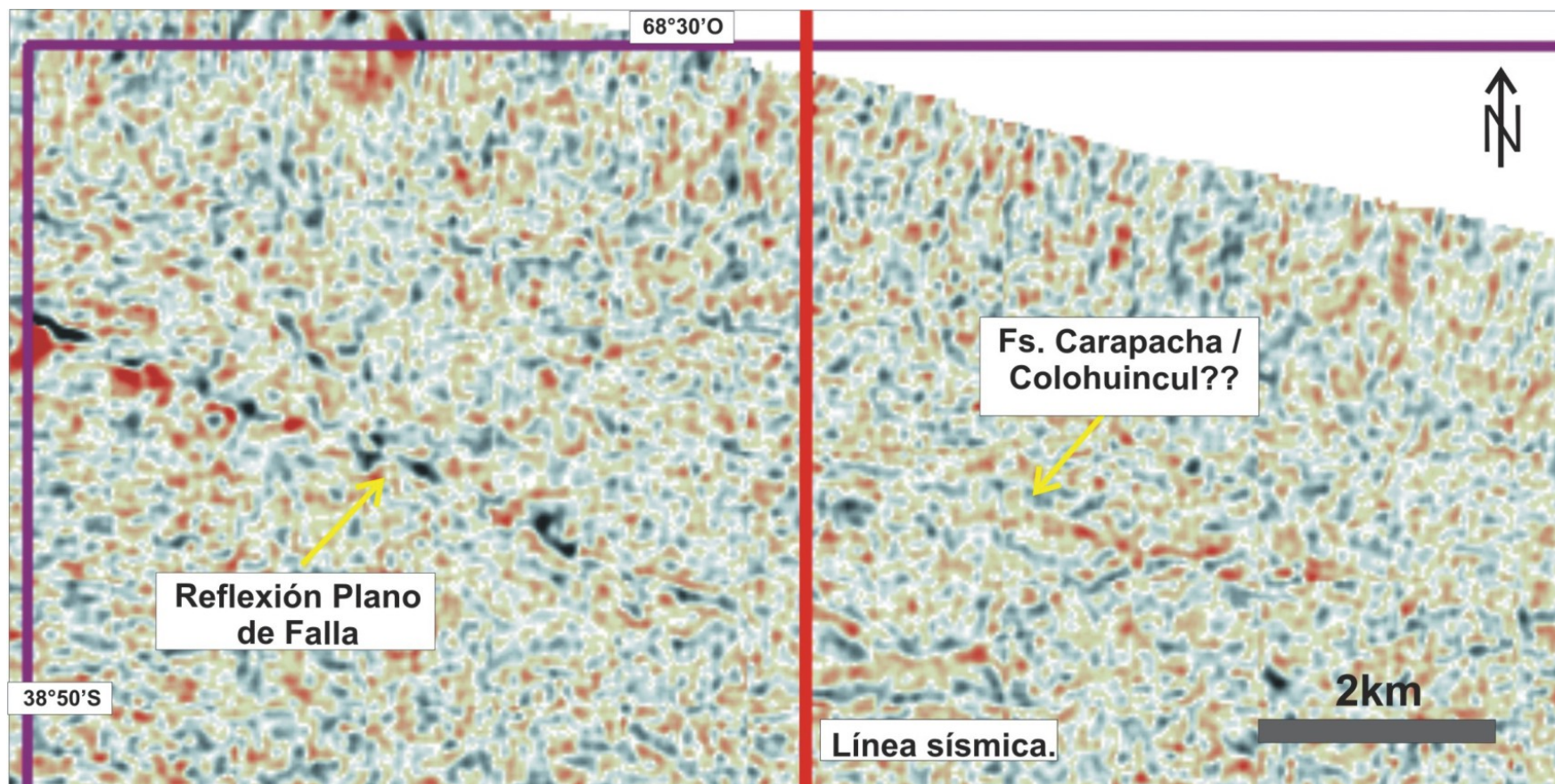


Figura: 41. Corte horizontal en tiempo (*time slice*) del cubo de sísmica 3D del área Los Bastos a 3 seg. en tiempo doble atravesando la reflexión del plano de falla y las secuencias de *prerift*. Obsérvese el carácter subparalelo de la reflexión del plano de falla y los reflectores correspondientes a las secuencias de *prerift*. Estas últimas si bien poseen mejor resolución en las secciones sísmicas verticales que en las horizontales, pudieron ser reconocidas y correlacionadas en la sección horizontal. Ubicación en la Fig. 40.

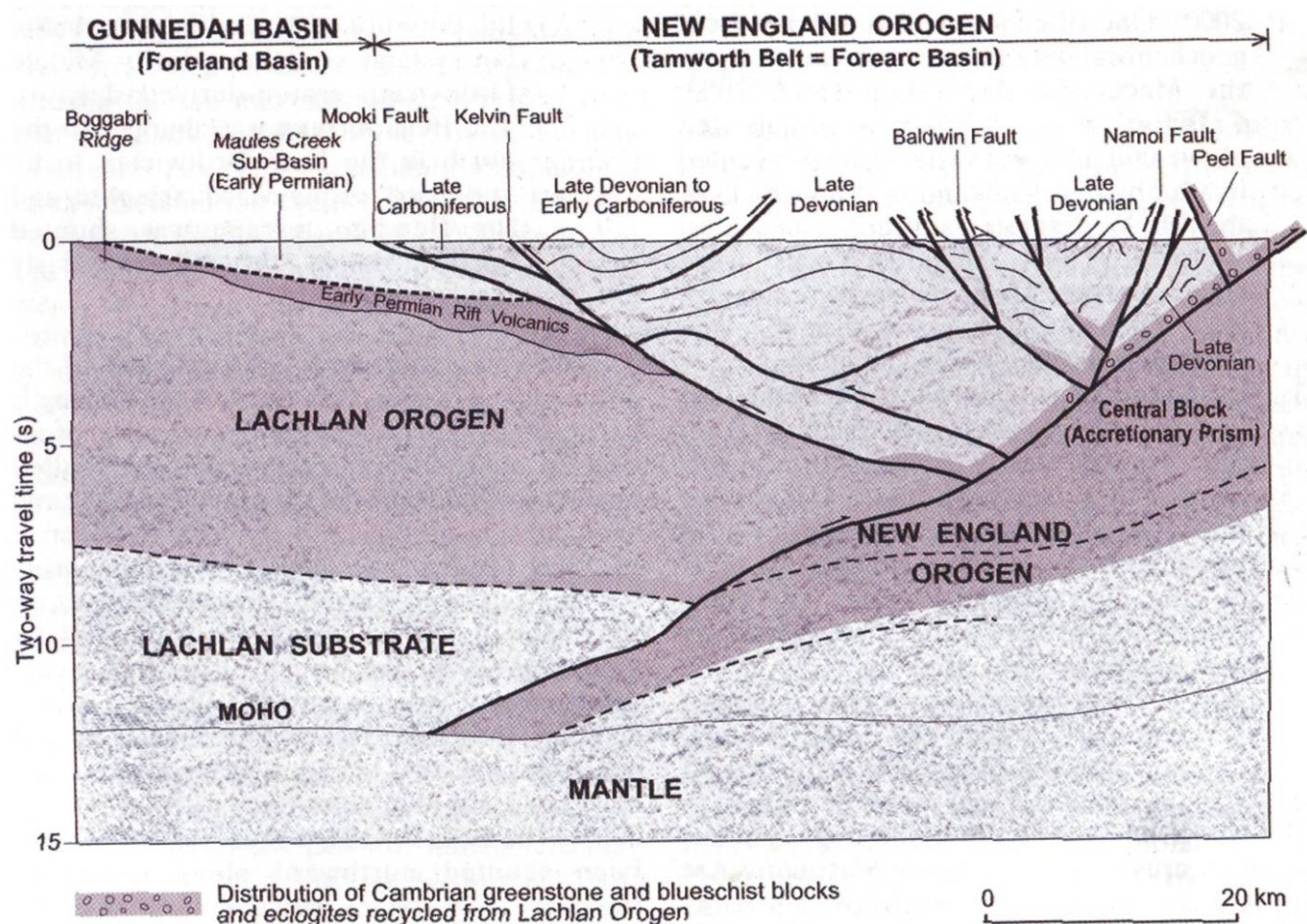


Figura 43: Sección sísmica profunda de reflexión a través de la faja plegada y corrida de los Tasmánides en el sector este de Australia. Obsérvese el desarrollo de una angosta faja y plegada y corrida de 100 km de de ancho, de vergencia predominantemente antitética. Este ejemplo constituye un análogo al planteado para la cuenca neuquina. Ubicación en la figura 8. Según Glen (2005).

El modelo de sector de procuña antitético propuesto para los Gondwánides desarrollados en el subsuelo de la cuenca neuquina puede explicarse por el alto grado de anisotropía que presentaba el basamento eopaleozoico de la cuenca al colisionar con el terreno de Patagonia. El sucesivo desarrollo sobrepuesto de dos fajas plegadas y corridas sintéticas de vergencia occidental y sur durante la acreción de los terrenos de Cuyania y Chilenia podría haber generado un sustrato lo suficientemente anisótropo como para generar una faja plegada antitética durante la acreción del terreno de Patagonia.

El reproceso de líneas sísmicas 2D claves en la cuenca neuquina para mejorar la calidad y resolución de los eventos sísmicos atribuidos a la faja plegada de los Gondwánides es una herramienta necesaria para validar los modelos propuestos, ante la falta de sísmica de reflexión profunda.

Los trabajos de sísmica profunda realizados por Cominguez y Ramos (1991) permitieron desentrañar la estructura profunda de las Sierras Pampeanas occidentales y los trabajos preliminares realizados por Cominguez y Franzese (2004) para iluminar la estructura profunda del dorso de los Chihuidos constituyen antecedentes auspiciosos para intentar esta metodología enfocada a avanzar en el conocimiento de la estructura de los Gondwánides en el subsuelo de la cuenca neuquina.

III.3.b.iii.2.b.El sector de retrocuña

La identificación de un sector de retrocuña constituye un elemento importante para completar el modelo colisional del sector patagónico de la faja plegada y corrida de los Gondwánides. Este sector se desarrollaría dentro del ámbito del subsuelo de las cuencas del Golfo San Jorge y austral y en el sector norte del macizo del Deseado. La información sísmica 2D del basamento del sector norte de la cuenca austral muestra en ubicaciones específicas la presencia de estructuras asignables a corrimientos de vergencia sur (Fig. 44). Esta información no es complementada con datos de superficie dada la ausencia de afloramientos de edad pérmica inferior en dichas regiones. Sin embargo permite postular la presencia de un sector de retrocuña en el sector occidental de la Patagonia.

Las evidencias de este sector serán integradas con las del sector oriental en el que existen otras evidencias de su desarrollo.

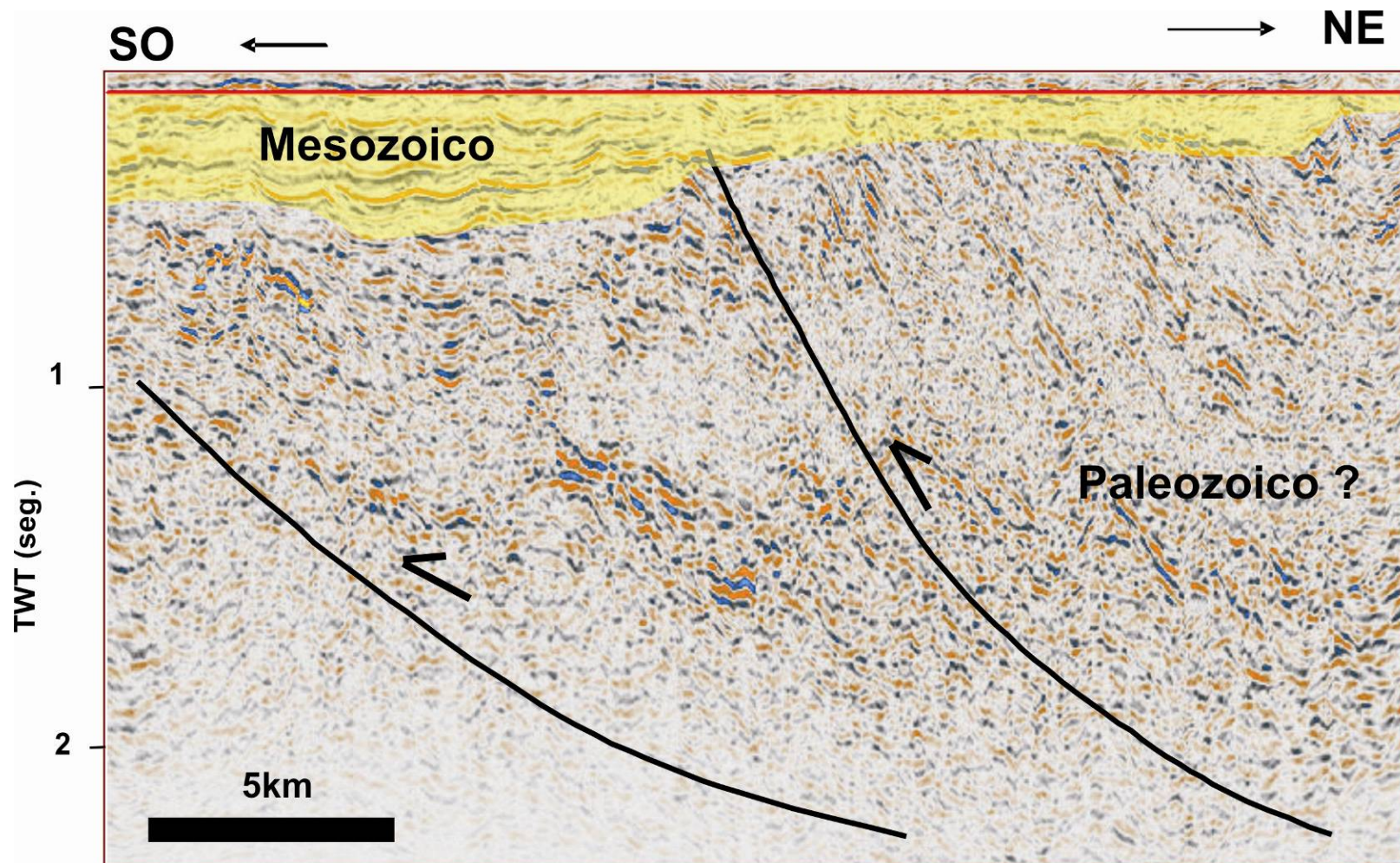


Figura 44. Línea sísmica en el subsuelo del sector norte de la cuenca austral mostrando el desarrollo de corrimientos en el basamento de vergencia sur. Ubicación en la Fig. 18.

III.3.b.iii.2.b. El sector oriental del segmento patagónico

III.3.b.iii.2.b.i Sector de procuña

Este sector corresponde al sistema de Ventania, una faja plegada y corrida sintética que según Ramos (2004), se extiende hasta el sistema del Cabo en Sudáfrica, como ya reconocieran Keidel (1916) y Du Toit (1937) (Figs. 18 y 28). La edad de la deformación fue establecida entre los 280 y 260 Ma, a partir de la datación de illita metamórfica (Varela *et al.*, 1985; Buggish, 1987; von Gossen *et al.*, 1991) y por los estudio palomagnéticos de Tomezzoli y Vilas (1999) y Tomezzoli (2001), los que muestran claramente el avance en dirección NE de la deformación en el sistema de Ventania y la edad pérmica inferior de la deformación.

III.3.b.iii.2.b.ii. Zona axial, núcleo metamórfico y plutónico

El sector oriental de esta zona se encuentra segmentado por una serie de fajas de cizalla con formación de milonitas y ultramilonitas, a temperaturas equivalentes a las facies de esquistos verdes asociadas a tectónica compresiva (von Gossen, 2003 y Ramos, 2004). Está compuesto por metatonalitas y ortogneises correspondientes al arco magmático neopaleozoico.

III.3.b.iii.2.b.iii. El sector de retrocuña

Las evidencias del desarrollo de este sector de la faja plegada Gondwánide se encuentran en la plataforma continental argentina, en el *plateau* de Malvinas y en los afloramientos paleozoicos que conforman las islas Malvinas. Estos últimos constituyen el principal punto de control para postular la existencia de este sector.

III.3.b.iii.2.b.iii.1. Las islas Malvinas

Las unidades que conforman el basamento de las islas Malvinas corresponden mayoritariamente a secuencias de rocas de edad paleozoica las cuales fueron deformadas durante el Pérmico inferior durante el desarrollo de los Gondwánides.

Los afloramientos de las unidades de edad silúrica–devónica correspondientes al Grupo Gran Malvina (Borrello, 1963 y 1972, Scasso y Mendía, 1985) conforman casi la totalidad de los afloramientos de la isla Gran Malvina y el sector norte de la isla Soledad (Fig. 45). Los mismos se encuentran deformados conformando una serie de corrimientos y pliegues de orientación ONO en el sector norte de ambas islas y de

orientación OSO en el sector sur de la isla Gran Malvina y vergencia sudoeste y sudeste respectivamente.

El resto de la columna sedimentaria está conformado por el Grupo Isla Soledad de edad carbonífera (Borrello, 1963 y 1972) y la Formación Lafonian (Halle, 1912) de edad pérmica inferior (Fig. 45). Los mismos se desarrollan en el sector central y sur de la isla Soledad (Fig. 45) y se encuentran deformados siguiendo los mismos patrones de las secuencias eopaleozoicas. Los depósitos del Grupo Gran Malvina constituyen depósitos de precrecimiento en tanto que los depósitos del Grupo Lafonia corresponden a depósitos de cuenca de antepaís deformada (*broken foreland basin*) (Figs. 45 y 46).

III.3.b.iii.2.b.iii.2. El *plateau* de Malvinas

La prolongación de las secuencias paleozoicas de las islas Malvinas en el subsuelo de la plataforma continental argentina pudo ser identificada y mapeada a partir de líneas sísmicas 2D. Los mapas de afloramientos de fondo oceánico permitieron establecer la continuidad de las unidades paleozoicas aflorantes en las islas Malvinas en el sector norte del *plateau* de Malvinas cubriendo un área de 350 km² (Fig. 47) y conformando el basamento de las cuencas mesozoicas de San Julián y Malvinas norte.

La información sísmica también permitió demostrar el control de los corrimientos que conforman este sector de los Gondwánides en el desarrollo de las cuencas extensionales desarrolladas durante la fragmentación del Gondwana y la apertura del océano Atlántico. Un claro ejemplo de este proceso lo constituye la cuenca de Malvinas en la que se pueden observar la interferencia de dos juegos de fallas extensionales (Fig. 47). El principal de orientación N-S correspondiente a las fallas directas que respondieron al campo de esfuerzos regional relacionado a la apertura del océano Atlántico cuyo σ_3 se orientaba en dirección E-O. El segundo juego corresponde a fallas directas de orientación NO cuya orientación se haya controlada por los corrimientos de la faja plegada gondwánica, los cuales fueron invertidos extensionalmente durante la apertura de la cuenca (Fig. 48).

La integración y consistencia de la información de afloramientos de las islas Malvinas y subsuelo del *plateau* de Malvinas demuestran la existencia de una porción de la faja plegada y corrida gondwánica en la plataforma continental argentina.

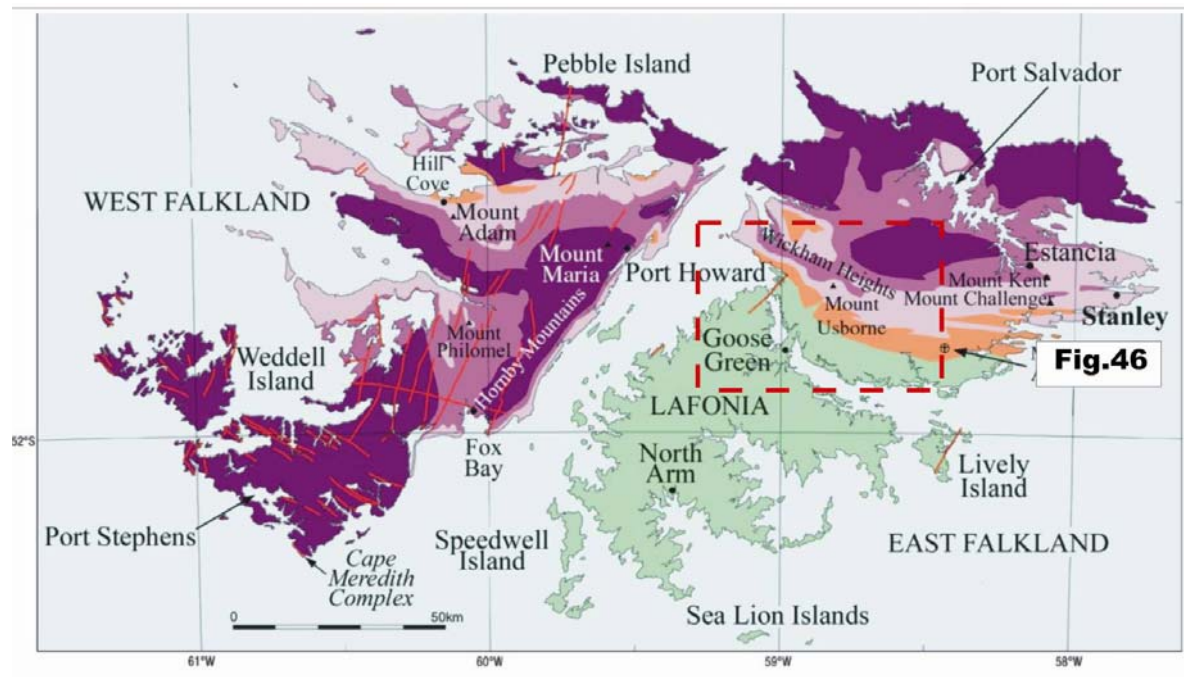


Figura 45: Mapa geológico de las islas Malvinas realizado por el Servicio Geológico Británico. Las unidades mapeadas en color violeta y naranja corresponden a las secuencias de precrecimiento eopaleozoicas y carboníferas, que conforman el núcleo de este segmento de los Gondwánides. En color verde se mapearon los depósitos de cuenca de antepaís deformada (*broken foreland basin*) de edad pérmica inferior del Grupo Lafonia. Obsérvese el desarrollo de una serie de estructuras de orientación este-oeste y noreste en las unidades precrecimiento. Ubicación en Figura 18.

La faja plegada y corrida gondwánica muestra una orientación actual NO y vergencia SO y posee una extensión areal similar al sistema de Ventania ubicada en el sector de cuña de los Gondwánides.

El factor clave para poder determinar a que segmento de la faja plegada de los Gondwánides corresponde el sector de Malvinas es conocer su ubicación paleogeográfica durante el Pérmico inferior. Este tópico fue tema de controversia y debate existiendo hoy en día dos propuestas principales y contrapuestas que postulan la aloctonía y autoctonía del *plateau* de Malvinas respecto de la actual placa sudamericana durante el Jurásico temprano.

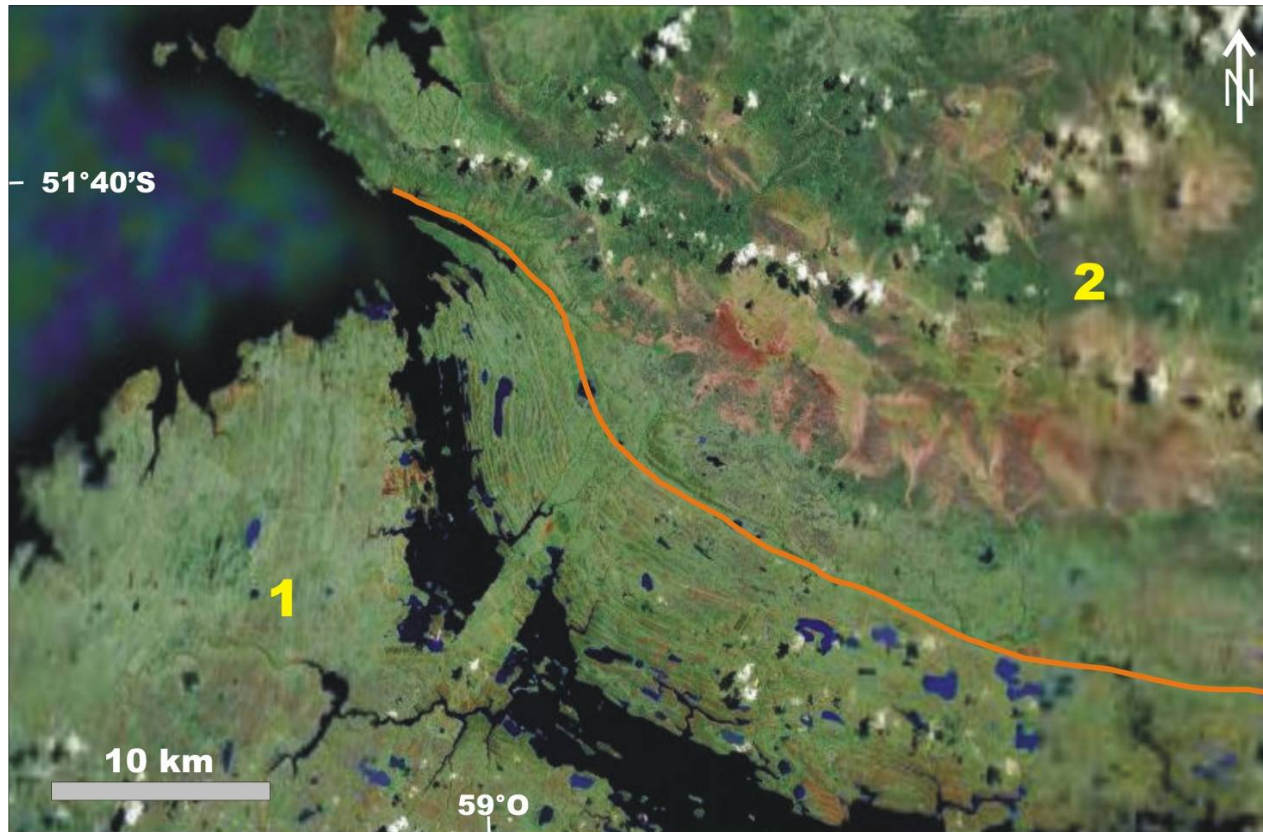


Figura 46: Imagen satelital del sector central de la isla Gran Malvina. La línea naranja corresponde al límite de los afloramientos de:
1) Los depósitos de edad pérmica inferior del Grupo Lafonia en el sector sudoeste. 2) La Formación Tilita Fitz Roy (*Fitz Roy Tillite*) de edad carbonífera y el Grupo Gran Malvina, de edad siluro – devónica, correspondiente a depósitos de preecimiento en el sector noreste. Obsérvese la deformación de los depósitos sinorogénicos del Grupo Lafonia, correspondientes a una cuenca de antepaís. Ubicación en la figura 45.

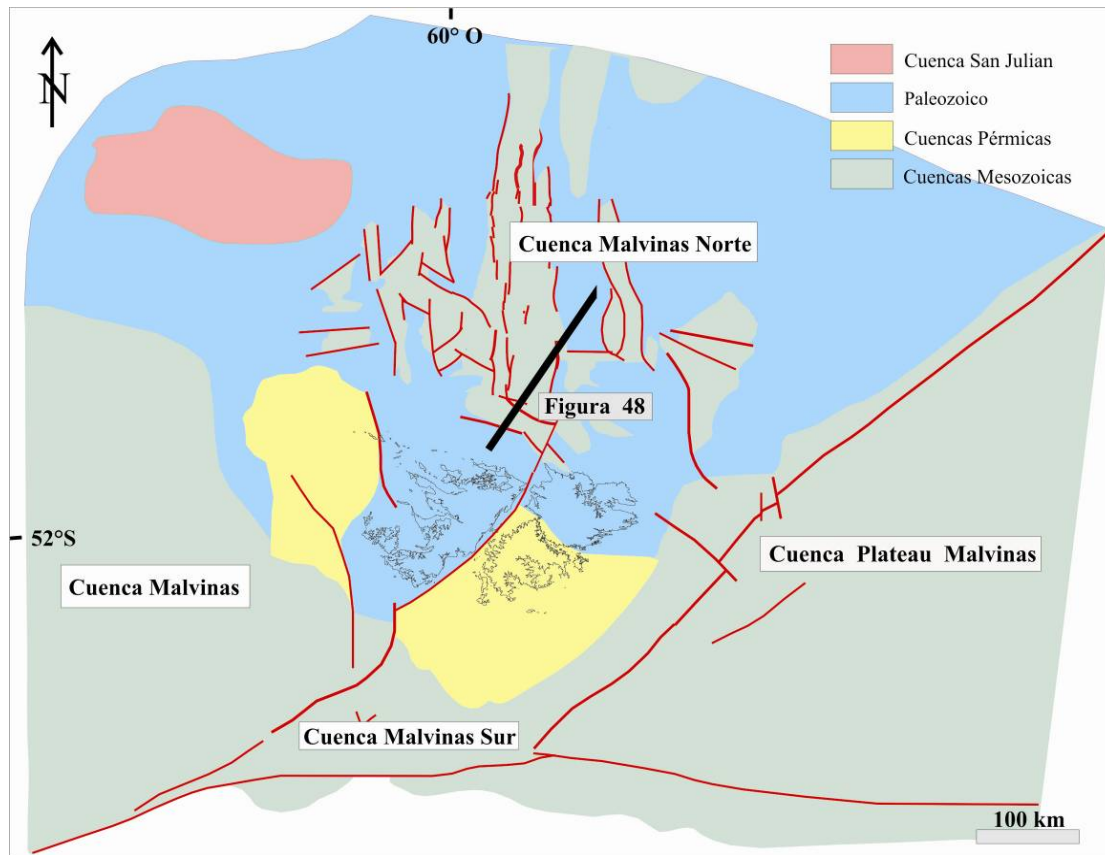


Figura 47: Mapa esquemático de afloramiento de fondo oceánico del *plateau* de las Malvinas y afloramientos de las islas Malvinas. Obsérvese la continuidad de los depósitos paleozoicos pre-pérmicos mapeados en color celeste en el sector norte del *plateau* de Malvinas cubriendo un área de 3500 km² y la presencia de dos cuencas de edad pérmica inferior en el extremo sur occidental del *plateau* de Malvinas. Nótese también la presencia de fallas directas de orientación oeste-noroeste en el sector sur de la cuenca mesozoica de Malvinas Norte cuya orientación es coincidente con la de las estructuras pérmicas aflorantes en las islas Malvinas. Ubicación en la figura 18.

La propuesta de aloctonía propone que el *plateau* de Malvinas está conformado por un grupo de terrenos que habrían estado ubicados en la costa oriental de Sudáfrica y Mozambique antes del comienzo del desmembramiento del Gondwana durante el Jurásico y la apertura del océano Atlántico en el Cretácico Inferior (Martin *et al.*, 1982; Norton, 1982; Martin *et al.*, 1986; Lawver y Scotese, 1987;).

Mitchell *et al.* (1986), Taylor y Shaw (1989) y Marshall (1994) propusieron sobre la base de escasos datos paleomagnéticos de diques máficos de 190 Ma, que la microplaca de las islas Malvinas probablemente haya sufrido una rotación horaria total de hasta 180°, de los cuales 120° ocurrieron durante los estadios tempranos de la

fragmentación del Gondwana y los restantes 60° ocurrieron durante la apertura del océano Atlántico.

A pesar de que la hipótesis de la rotación de microplacas como un factor importante en la conformación del *plateau* de Malvinas es hoy en día la más difundida, el Servicio Geológico Británico ha puesto en duda recientemente la validez de esta hipótesis. Richards (1995) propuso que el *plateau* de las Malvinas es en realidad una placa fija y rígida que fue trasladada a su posición actual sin rotación. Según estos autores el *plateau* de Malvinas se encontraba ubicado en una posición más al sudeste que en las propuestas rotacionales.

Esta propuesta fue reevaluada por Ramos (1996) llegando a las mismas conclusiones al demostrar la afinidad de las rocas proterozoicas medias de la Formación Cabo Blanco con la procedencia y edad de los circones del macizo del Deseado.

Si se considera el carácter autóctono del *plateau* de Malvinas, la orientación NO y vergencia SO de las estructuras del pérmico inferior y finalmente su extensión areal, resulta plausible proponer al mismo como el sector de retrocuña del segmento patagónico de la faja plegada y corrida de los Gondwánides, quedando de esta manera la paleogeografía de los Gondwánides con una extensión regional acorde con la importancia de la colisión de la Patagonia como una microplaca continental durante el Pérmico inferior.

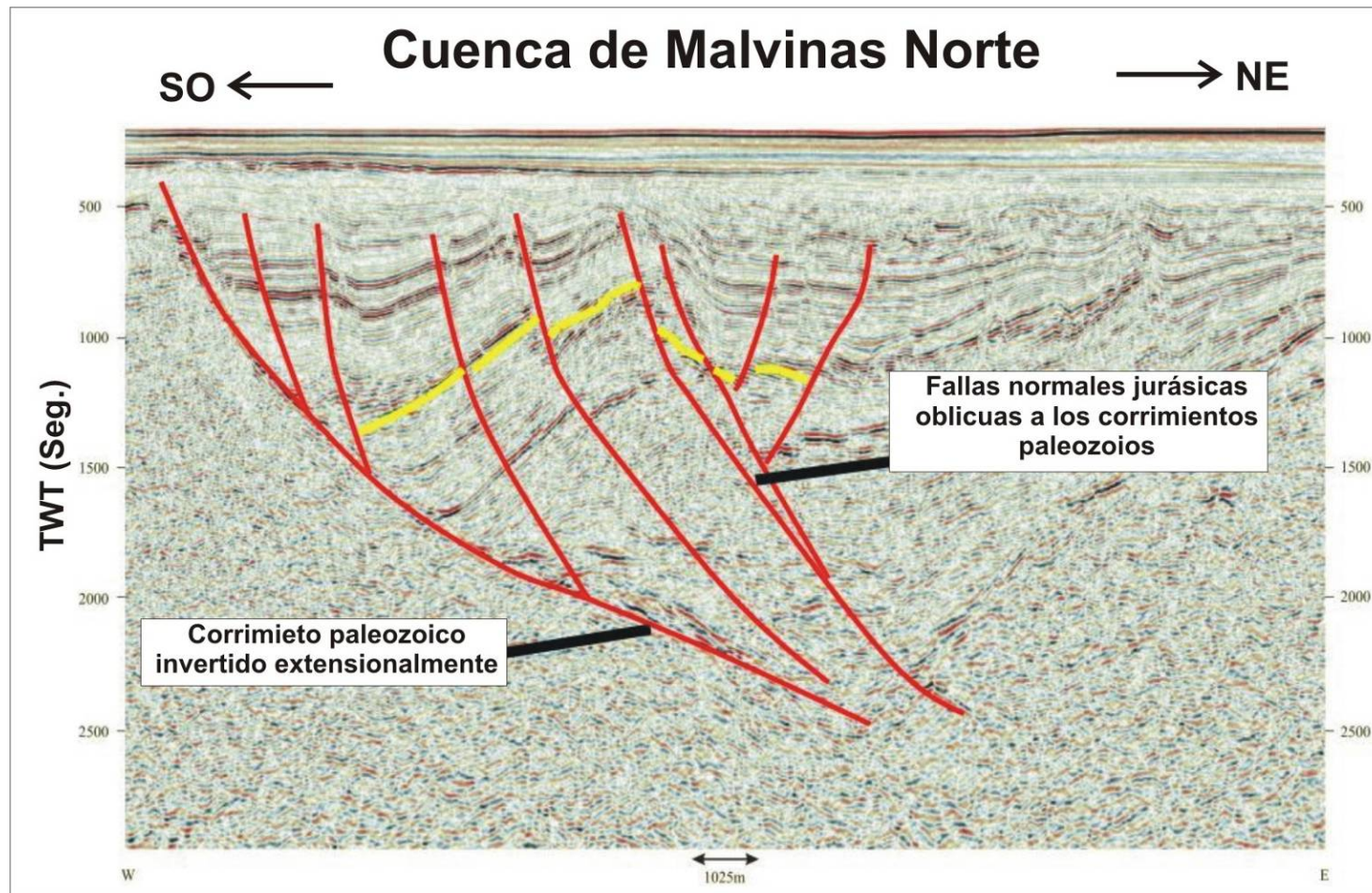


Figura 48: Línea sísmica de la cuenca mesozoica de Malvinas Norte en el sector norte del *plateau* de Malvinas. Obsérvese la presencia de un corrimiento paleozoico de orientación NO y vergencia sudoeste que controló la orientación de la falla directa principal en el extremo sur de la cuenca y fallas directas sin control del basamento paleozoico y de orientación N. Ubicación en la Fig. 47.

III.4. Conclusiones

1. Las anisotropías del basamento de la cuenca neuquina son el ***resultado de una etapa de colisional de 200 m.a.*** de duración que se extendió desde el Ordovícico tardío hasta el Pérmico inferior durante la cual se conformó el basamento de la cuenca neuquina.
2. Los procesos ***acrecionales eopaleozoicos de los terrenos Cuyania y Chilenia*** dieron lugar a las ***anisotropías de basamento de orientación noroeste*** que caracterizan ***al margen nororiental*** o sistema de Entre Lomas de la cuenca neuquina.
3. El evento de ***deformación gondwánide de edad pérmica inferior fue el principal factor en la conformación de las anisotropías del basamento de la cuenca neuquina*** al reactivar las fábricas eopaleozoicas y generar nuevas durante la acreción del terreno de Patagonia.
4. El evento diastrófico gondwánide es el evento de deformación de mayor magnitud que se desarrolló en el ámbito de la cuenca neuquina y al margen convergente pacífico. A partir de la compilación y análisis de la información publicada se pudo por primera vez ***establecer la traza del frente orogénico de la faja plegada y corrida de los Gondwánides e identificar la magnitud y distribución areal de la deformación de intraplaca*** asociada.
5. Se estableció la existencia de una marcada ***segmentación orogénica del segmento sudamericano de la faja plegada y corrida de los Gondwánides***, identificándose un ***sector panthalásico*** correspondiente a una faja plegada y corrida sintética asociada a un margen convergente y ***un sector patagónico*** correspondiente a una faja plegada de tipo colisional.
6. Se caracterizó el ***sector neuquino del segmento panthalásico*** de la faja plegada de los Gondwánides y se estableció la ubicación relativa del bloque de San Rafael y de la Cordillera del Viento.

7. *Se documentó la continuidad de la traza de la sutura del terreno de Patagonia a lo largo del sistema de Huincul hasta la Cordillera de la Costa, en Chile.*
8. *Se realizó por primera vez un corte del segmento patagónico de la faja plegada y corrida de los Gondwánides incluyendo a la cuenca neuquina y al macizo norpatagónico, identificando los distintos sectores de la faja pegada y su relación con las diferentes unidades morfoestructurales actuales.*
9. *Se identificaron e interpretaron por primera vez estructuras de comprobada edad pérmica inferior del segmento patagónico de los Gondwánides como ser el anticlinal de Piedra del Águila y se demostró la existencia de eventos sísmicos pre extensionales con deformación compresiva prerift asignados a la faja de los Gondwánides.*
10. *Se le asignó a los Gondwánides patagónicos una paleogeografía con una extensión regional acorde con la importancia de la colisión de la Patagonia como una microplaca continental durante el Pérmico inferior y se mostró su continuidad hasta el plateau de Malvinas.*

CAPÍTULO IV

LA ETAPA EXTENSIONAL PÉRMICA MEDIA-JURÁSICA INFERIOR ASOCIADA AL DESMEMBRAMIENTO DEL GONDWANA:

LA CONFORMACIÓN FINAL DE LAS ANISOTROPIAS DEL BASAMENTO DE LA CUENCA NEUQUINA.

Palabras Clave: Extensión, colapso post-orogénico, desmembramiento del Gondwana, Grupos pre-Cuyo y Choiyoi, relajamiento de corrimientos gondwánides, Triásico Medio-Superior-Jurásico Inferior.

IV.1. Resumen

El margen occidental del Gondwana estuvo sometido a un prolongado régimen extensional de 90 m.a. de duración que se extendió desde el Pérmico Medio hasta el Jurásico Inferior, que correspondió a un período de transición entre dos procesos tectónicos de primer orden correspondientes al desarrollo de los Gondwánides durante el Pérmico Inferior y la fragmentación del Gondwana durante el Jurásico y el Cretácico.

Este régimen extensional fue una respuesta al colapso postorogénico de la faja plegada y corrida de los Gondwánides durante el Pérmico Medio a Superior y el inicio del desmembramiento del Gondwana durante el Triásico - Jurásico Inferior. El mismo dio lugar a la conformación de un extenso sistema de depocentros que solamente en el territorio argentino cubrieron un área de más de 500.000 km² y cuyo desarrollo, geometría y distribución estuvo fuertemente controlada por las suturas y fábricas paleozoicas.

Los depósitos de *synrift* de estos depocentros corresponden a una espesa secuencia de rocas volcánicas y volcanoclásticas asignadas genérica y regionalmente al Grupo Choiyoi (Llambías *et al.*, 1999, Martínez 2005) el cual ha sido dividido en dos secciones o miembros. Una sección inferior de edad pérmica a triásica inferior conformada por rocas volcánicas calcoalcalinas y una sección superior (G. pre-Cuyo en el ámbito de la cuenca neuquina) de edad triásica superior-jurásica temprana formada principalmente por rocas volcánicas silíceas.

La distribución paleogeográfica de estos depocentros muestra una reducción del área de extensión en dirección sudoeste hacia el área de la cuenca neuquina desde el Pérmico Superior hasta Jurásico Inferior (Barrionuevo *et al.*, 2005).

Estos procesos extensionales tuvieron su clímax en el ámbito de la cuenca neuquina durante el Triásico Superior y Jurásico Inferior dando lugar a la conformación de una cuenca de retroarco. La etapa pérmica superior – triásica media por el contrario solo habría afectado al margen nororiental de dicha cuenca a lo largo del sistema de Entre Lomas y el macizo de San Rafael.

La etapa de *rift* de la cuenca neuquina se extendió de este modo por un período de 30 m.a., dando lugar a la formación de un denso mosaico de depocentros de mediano tamaño (70 km de longitud por 5 a 10 km de ancho). Los mismos se orientaron siguiendo tres direcciones principales, ONO, NE y N, característicos de sectores específicos de la cuenca.

Estos depocentros poseen una geometría de hemigrábenes dados por planos de falla lístricos y una polaridad casi constante con solo unas pocas fallas conjugadas.

Los depósitos de *synrift* en el ámbito de la cuenca neuquina reciben el nombre genérico de Grupo pre-Cuyo (Gulisano *et al.*, 1984), quienes asignaron originalmente a este evento una edad jurásica inferior, sinemuriana-hettangiana y una duración de tan solo 5 m.a. de la etapa de *rift* de la cuenca.

Estudios recientes (Llambías *et al.*, 1999; Franzese y Spalleti, 2001; Leanza *et al.*, 2005, Barrionuevo *et al.*, 2005 y Llambías, 2008), han postulado y datado una duración más extensa para la etapa de *rift* que se extendió desde el Triásico Medio-Superior al Jurásico Inferior, identificando al menos una discordancia importante dentro de los depósitos de *synrift*, asociadas a la rotación de los bancos durante el proceso extensional.

En el ámbito de la dorsal de Huincul, estudios recientes sobre datos de coronas de pozos exploratorios han permitido reconocer depocentros de edad únicamente jurásica inferior (Schiuma y Llambías, 2007), mostrando el carácter diacrónico de su formación.

Los depósitos neopaleozoicos de las Formaciones Colohuincul, Cushamen, Mamil Choique y el Grupo Andacollo constituyen las unidades de *prerift* para los depocentros ubicados en el sector occidental correspondiente a la faja plegada y corrida del Agrio y en el sector sur a lo largo del sistema de Huincul, donde los datos de afloramientos y la información sísmica muestra que el relajamiento de los

corrimientos de la faja plegada de los Gondwánides dio lugar a la formación de los hemigrábenes del Grupo pre-Cuyo.

Por el contrario en el borde nororiental de la cuenca, a lo largo del sistema de Entre Lomas los depocentros triásico superior-jurásicos se superponen a los depocentros de edad pérmica superior-triásica media del Grupo Choiyoi.

El control de las estructuras de la faja plegada de los Gondwánides en este sector se evidencia a partir del paralelismo de la orientación NO de los hemigrábenes con las estructuras neopaleozoicas presentes en el macizo de San Rafael, donde Moreno Peral y Salvarredi (1984) documentaron el relajamiento de los corrimientos de los Gondwánides asociados a la génesis de los depocentros del Grupo Choiyoi.

El mecanismo de relajamiento de corrimientos godwánicos en la formación de depocentros extensionales no es exclusivo de la cuenca neuquina. Éste mecanismo fue postulado por Rodríguez Fernández *et al.* (1997) para los depocentros del Grupo Choiyoi en la Cordillera Frontal y demostrado por el servicio geológico británico para la cuenca de *rift* jurásica de Malvinas Norte.

En el caso la cuenca neuquina el desarrollo de depocentros asociados al relajamiento de corrimientos gondwánicos incrementó el alto grado de anisotropía del basamento, factor crítico que facilitó la inversión mesozoica y terciaria de los hemigrábenes.

IV.2. Introducción

El Grupo Choiyoi fue primeramente definido por Stipanovic *et al.* (1968) para un conjunto heterogéneo de rocas porfíricas y tobas cercanas al macizo norpatagónico, las cuales con anterioridad habían sido denominadas como serie porfírica (Groeber, 1918), Choiyoi Mahuida (Groeber, 1946), serie porfírica supratriásica o choiyoilitense (Groeber *et al.*, 1953), serie volcánica post-carbónica (González Díaz, 1957), asociación volcánica meso y tardío variscica (Polanski, 1958 y 1964), asociación volcánica variscica (Caminos, 1965), vulcanitas (*sic*) eopérmicas (Desanti y Caminos, 1967) y Formación Choiyoi (Rolleri y Criado Roque, 1969). De esta manera la denominación de Grupo Choiyoi, reemplazó exitosamente a una serie de nombre anteriores y ha perdurado desde entonces.

El grupo Choiyoi corresponde a una secuencia de rocas plutónicas y efusivas originadas a partir de una intensa actividad magmática que se desarrolló en el margen sudoccidental del Gondwana durante el Pérmico Medio hasta el Jurásico Inferior,

cubriendo un área de más de 500.000 km². El Grupo Choiyoi se extendió desde el norte de la provincia de San Juan en el ámbito de la Cordillera Frontal hasta el macizo norpatagónico, a través de la Precordillera, el bloque de San Rafael, la cordillera del Viento, el subsuelo de la cuenca neuquina, la sierra de Lihuel Calel, el bloque de Chadileuvú y en territorio chileno (Fig. 1).

Se han realizado numerosos estudios de índole regional del Grupo Choiyoi entre los que se destacan los de Kay *et al.* (1989); Mpodozis y Kay (1990 y 1992); Llambías y Sato (1990 y 1995); Pérez y Ramos (1996); Cortes *et al.* (1999 a y b); Caminos (1965 y 1979); Kleiman (1999 y 2002) y Llambías *et al.* (2003). Además de ellos en los últimos años se han estudiado problemas en localidades específicas, como los recientes trabajos de investigación de Martínez (2005) en el ámbito del cordón del Plata en la Cordillera Frontal mendocina, y Leanza *et al.* (2005), Llambías *et al.*, (2005 y 2007), Llambías (2008), Schiuma y Llambías (2007) en la cuenca neuquina, que han permitido establecer un modelo tectónico evolutivo regional para el Grupo Choiyoi.

Siguiendo la propuesta de Martínez (2005) se propone una división en tres estadios a partir de los cambios registrados en la geometría de la zona de Wadati-Benioff según los modelos propuestos por James y Sacks (1999), y aplicados al margen convergente de la placa de Pantalhasa durante el Pérmico Medio y Superior.

De esta manera quedan definidos tres estadios:

Estadio Pérmico Medio durante el cual se produce un fenómeno de extensión generalizada que provoca el colapso del sector panthalásico de los Gondwánides. El mismo se asociaría al empinamiento de la placa subducida como ha sido propuesto por Martínez (2005).

Estadio Pérmico Superior - Triásico Inferior Alto, en el cual comienza el desarrollo inicial de cuencas de *rift* asimétricas, generadas a partir del colapso gravitacional del orógeno Gondwánide tanto en el sector panthalásico como en el patagónico. En este último se desarrollaron los *rift* de La Golondrina y San Julián, en el bloque colgante de la colisión de Patagonia.

Estadio Triásico Medio – Jurásico Inferior, caracterizado por la extensión generalizada asociada al inicio del desmembramiento del Gondwana y el cese de la subducción de la placa de Pantalhasa. Recién durante el Jurásico Inferior se restableció la subducción activa a lo largo del margen pacífico, como lo demuestra el carácter calcoalcalino de los depósitos

volcánicos de *synrift* del G. pre-Cuyo (Bermudez *et al.*, 2002 y Schiuma y Llambías, 2007).

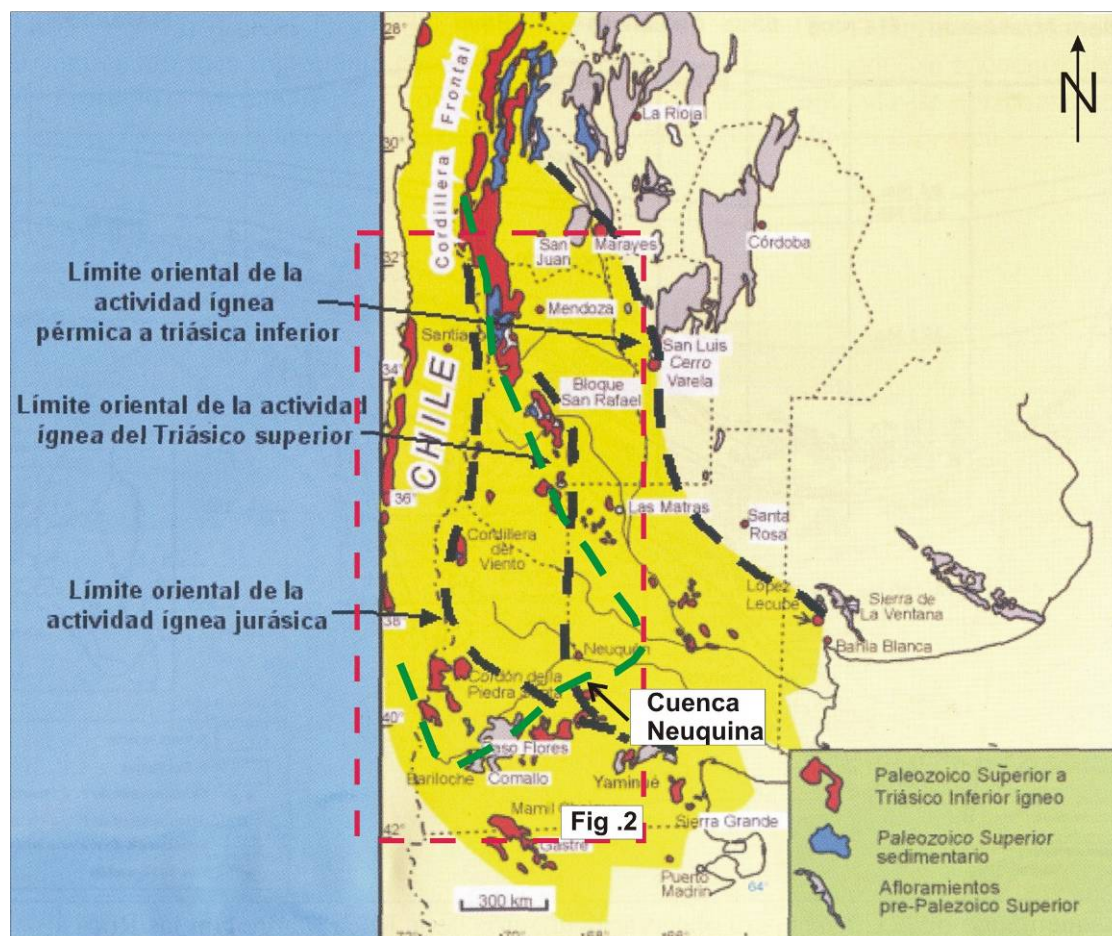


Figura 1. Mapa de distribución de afloramientos del Grupo Choiyoi en Chile y Argentina. Obsérvese la reducción del área del Grupo Choiyoi desde el Pérmico Superior hasta el Jurásico Inferior, período este en el que la actividad extensional se concentra en el ámbito de la cuenca neuquina (según Barrionuevo *et al.* (2005).

El desarrollo de estos depocentros estuvo fuertemente controlado por las zonas de debilidad que constituyeron las suturas asociadas a las colisiones eopaleozoicas de los terrenos de Cuyania y Chilenia y la neopaleozoica de Patagonia, mostrando un patrón de reducción areal y migración en dirección sudoeste. La sutura de Chilenia tuvo un rol preponderante durante el desarrollo de los depocentros de los tres estadios de extensión (Figs. 2 y 3), en tanto que la sutura de Patagonia controló la disposición de los depocentros del estadio Triásico Medio- Superior - Jurásico Inferior (Figs. 2 y 3).

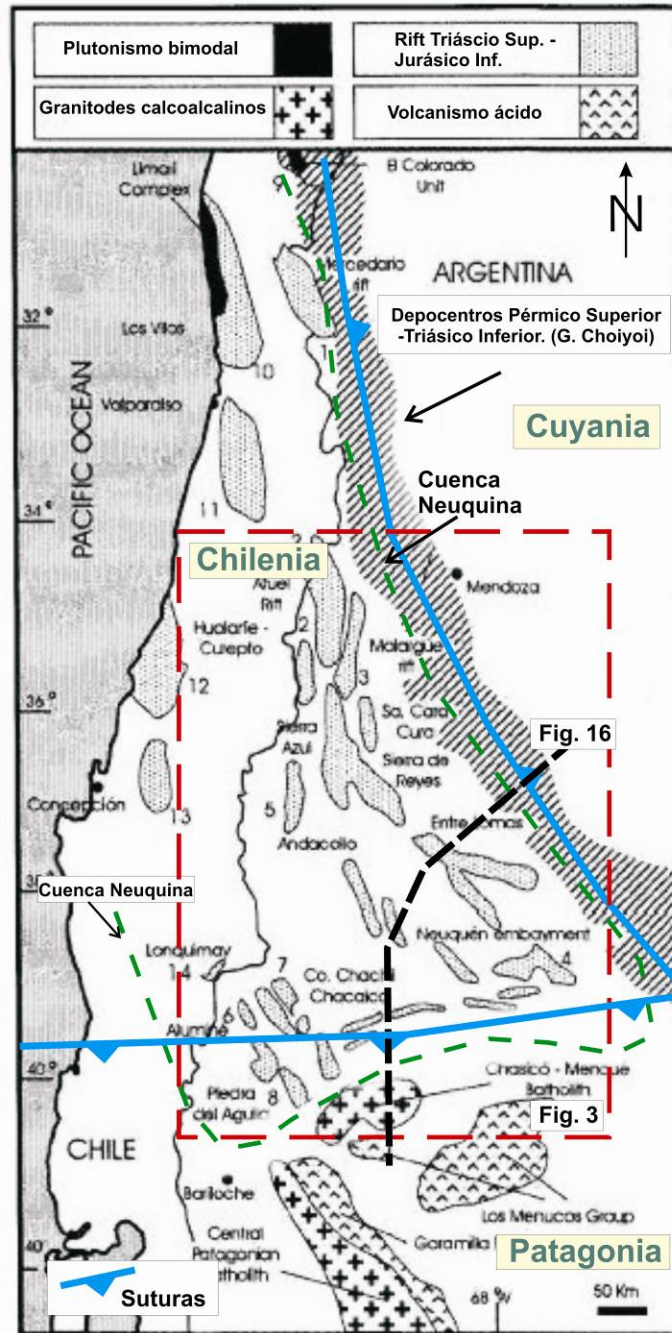


Figura 2. Mapa de distribución de los depocentros del Grupo pre-Cuyo de edad triásica superior-jurásica inferior en el ámbito de la cuenca neuquina y su relación con los depocentros del Grupo Choiyoi de edad pérmica superior- triásica media. Obsérvese la distribución de los afloramientos del Grupo Choiyoi a lo largo del flanco nororiental de la cuenca neuquina, en coincidencia con la traza de la sutura de los terrenos de Chilenia y Cuyania. La traza continua para los depocentros del Grupo Choiyoi se debe a que el mismo fue interpretado como un plateau riolítico y no asignado a depocentros extensionales por Franzese y Spalleti (2001), criterio no compartido en este trabajo (modificado de Franzese y Spalleti, 2001). Ubicación en la figura 1.

En el ámbito de la cuenca neuquina, los fenómenos extensionales tuvieron su desarrollo durante el Triásico Medio-Superior a Jurásico Inferior.

El reconocimiento de estos depocentros se debe a Mombrú y Uliana (1978), quienes identificaron por primera vez la presencia de fosas alargadas de orientación NO-SE, subparalelas al margen nororiental de la cuenca, que controlaban el desarrollo y espesor de las Formaciones Remoredo y Planicie Morada (Fig. 19, Cap. II). Este fenómeno también había sido reconocido en forma particular por Robles (1970), quien reconoció y separó dos unidades dentro del sustrato volcánico del margen nororiental de la cuenca, las Volcanitas Medanito y las Tobas Barda Alta, relacionando las primeras al sustrato en el que se generaron fosas tectónicas y la segunda al relleno de las mismas.

Finalmente, Gulisano *et al.* (1984), definieron estos depocentros en el ámbito de la dorsal de Huincul en el margen sur de la cuenca neuquina (Fig. 24, Cap. II) identificando una secuencia de rocas volcánicas y volcanoclásticas ubicadas estratigráficamente entre las sedimentitas del Grupo Cuyo y el “basamento” de la cuenca, observando la geometría de hemigraben de dichos depósitos. Los mismos asignaron una edad jurásica inferior (Sinnemuriano-Hettangiano) a estas secuencias, a las que denominaron genéricamente Grupo pre-Cuyo. Esta unidad estaba limitada por dos discordancias, una superior, la Intraliásica de 184 Ma y una basal, la Supratriásica de 193 Ma, quedando así definida una breve etapa de *rift* de 9 m.a. de duración. Bajo el nombre Grupo pre-Cuyo se agrupó en forma informal a una serie de formaciones de carácter local como ser las Formaciones Chacaico, Remoredo, Planicie Morada, Piedra del Águila, Lapa, Sañicó y Puesto Kaufmann.

La edad de la base del grupo pre-Cuyo, fue originalmente establecida por correlación con la fase “Río Atuel” (Stipanovic y Rodrigo, 1970) y con las observaciones hechas en el anticlinal Malargüe, donde la Formación Remoredo apoya en discordancia angular sobre la Formación Llantenes de edad triásica superior (Nórico), (Gulisano *et al.*, 1984).

Estudios más recientes (Franzese y Spalletti, 2001; Leanza *et al.*, 2005; Llambías *et al.*, 2005 y 2007; Llambías 2008) asignaron una edad triásica media a superior para los términos basales de numerosos hemigrábenes tales como Cordillera del Viento, Catan Lil y Los Chihuidos, extendiendo la duración de la etapa de *rift*. La conformación de los distintos depocentros precuyanos fue en algunos casos diacrónica

como lo demuestran las edades jurásicas inferiores de los depocentros estudiados por Schiuma y Llambías (2007) en el subsuelo de la dorsal de Huincul.

Ya en los primeros trabajos en los que se identificaron estos depocentros se hacía mención al paralelismo entre la orientación de los hemigrábenes y los bordes del engolfamiento neuquino (Mombrú y Uliana, 1978; Gulisano *et al.*, 1984). Trabajos más modernos como Vergani *et al.* (1995), propusieron un modelo tipo *Basin and Range* para explicar la geometría y disposición de los hemigrábenes asociándolos al relajamiento de los corrimientos de los Gondwánides. Franzese y Spalleti (2001) analizaron la relación entre la orientación de los depocentros del margen nororiental de la cuenca y la sutura de Chilenia y Cuyania.

Sin embargo no existen hoy en día elementos que hayan demostrado la relación entre la geometría y disposición de los hemigrábenes y los corrimientos de la faja plegada y corrida de los Gondwánides. A su vez la reciente incorporación de la traza de la sutura de Patagonia y el Gondwana a lo largo del eje de la dorsal de Huincul, constituye un elemento novedoso y crítico para el análisis de la relación de las fábricas del basamento paleozoico y los depocentros extensionales.

Es por lo tanto **el objetivo del presente capítulo analizar la relación entre las fábricas paleozoicas del basamento, en especial los corrimientos de la faja plegada de los Gondwánides y la configuración de los depocentros extensionales a partir del análisis de la información sísmica. De este modo se intentará establecer la configuración final de las anisotropías pre-existentes que controlaron la deformación de intraplaca mesozoica y cenozoica.**

Al mismo tiempo se incorporará la información regional existente y se discutirá la duración de la etapa de *rift* y el significado temporal del Grupo pre-Cuyo.

IV.3. Los depocentros extensionales

IV.3.a. Generalidades

IV.3.a.i. Geometría

Los depocentros extensionales triásico medio-jurásico inferiores que constituyen la etapa de *rift* de la cuenca neuquina presentan una marcada segmentación o zonificación dada por la presencia de tres dominios estructurales principales (Figs. 2 y 3). Los mismos están dados por tres orientaciones matrices que corresponden a N-S en el sector occidental de la cuenca neuquina a lo largo de la faja

plegada del Agrio, ONO-ESE a en el ámbito del sistema o dorsal de Huincul en el extremo sur de la cuenca y finalmente NO-SE, en el margen nororiental de la cuenca neuquina.

Estos tres dominios definen la forma aproximadamente triangular del sector extrandino de la cuenca o del engolfamiento neuquino (Figs. 2 y 3). Las mismas si bien predominantes no son exclusivas de cada sector, existiendo depocentros de menor magnitud asociados a las direcciones matrices de los otros dominios, principalmente en los límites de cada uno.

Otra característica importante de la configuración de dichos depocentros son sus dimensiones y frecuencia de ocurrencia. A diferencia de otras cuencas de *rift* en las que se desarrollan unos pocos depocentros de gran magnitud, como ser las cuencas del Colorado, Cuyana y la cretácica de Lomas de Olmedo, la cuenca neuquina presenta una vasta red de depocentros de tamaños mediano a pequeño cuyas magnitudes oscilan entre los 5 y 70 km de longitud y poseen un ancho variable entre los 5 y 10 km, (Figs. 3, 4 y 5), distanciados entre 5 y 10 kilómetros.

Finalmente la polaridad NE y E casi constante de la inclinación de los planos de falla en los tres dominios estructurales, las geometrías de cuñas de los depósitos de *synrift* (Figs. 4, 8 y 9) y la geometría lítrica de las fallas directas constituyen elementos distintivos de estos depocentros.

IV.3.a.ii. Edad de los depocentros

El inicio de los procesos extensionales en el ámbito de la cuenca neuquina se remontaría al Pérmico Superior al menos en el sector del macizo de San Rafael (Moreno Peral y Salvarredi, 1984 y Kleiman, 2002) asociados al colapso de los Gondwánides (Fig. 3, Cap. III) y se extendieron a lo largo del margen nororiental abarcando el sistema de Entre Lomas (Fanzese y Spalleti, 2001 y Martínez, 2005) (Fig. 2). Esta etapa extensional estuvo fuertemente controlada por el *rifting* a lo largo de la sutura eopaleozoica de Chilenia (Fig. 2).

Esta etapa extensional se habría extendido hasta el Triásico Inferior tardío y corresponde a la depositación del Grupo Choiyoi (Llambías *et al.*, 1999).

Posteriormente durante el Triásico Medio a Superior temprano habría comenzado una segunda etapa extensional, generalizada para todo el ámbito de la cuenca neuquina, que constituyó la etapa de *rift* propiamente dicha y durante la cual se generó una cuenca marginal (Franzese y Spalleti, 2001). Este proceso se extendió

hasta el Jurásico Inferior (Pliensbaquiano), cuando comienza la deformación compresiva y transpresiva de numerosos depocentros.

Los depósitos de *synrift* de esta etapa corresponden al miembro superior del Grupo Choiyoi (Llambías *et al.*, 1999 y Martínez, 2005). En el ámbito del subsuelo de la cuenca estos depósitos corresponden al Grupo pre-Cuyo (Gulisano *et al.*, 1984). Este término fue utilizado originalmente asignado a toda la secuencia de *synrift* de esta segunda etapa extensional, pero se le asignó una edad únicamente jurásica inferior (Hettangiano-Sinemuriano), por lo que cronológicamente correspondería a los términos cuspidales de los depósitos de *synrift* (Leanza *et al.*, 2005).

Dada la diversidad de nombres y variaciones de edad para las secuencias de *synrift*, se propone en este trabajo mantener el criterio original de Grupo pre-Cuyo como denominación para la totalidad de las secuencias de *synrift* de la cuenca neuquina desarrolladas desde el Triásico Medio hasta el Jurásico Inferior, siguiendo la propuesta de Llambías (2008). Al tiempo que se lo divide en dos unidades una superior correspondiente al intervalo original jurásico inferior y otra inferior de edad triásica media a superior, según la subdivisión de Leanza *et al.* (2005).

El fin de la etapa de *rift* se ubicaría en la parte media del Jurásico Inferior (Pliensbaquiano), durante la depositación del miembro inferior de la Formación Los Molles (Mosquera, 2002).

En el ámbito de la subcuenca de Picún Leufú y en el extremo oriental de la dorsal de Huincul, existe un grupo de depocentros asignados al Grupo pre-Cuyo, con depósitos de *synrift* compuestos por espesas secuencias de pelitas lacustres. A diferencia del resto de los depocentros los mismos presentan discordancias erosivas internas asociadas a la inversión tectónica de los mismos. Este hecho será discutido más adelante en este capítulo.

IV.3.b. Los depocentros occidentales

Los depocentros ubicados en el margen occidental de la cuenca están caracterizados por su orientación N-S (Fig. 3) y se ubican en la faja plegada del Agrio, el dorso de los Chihuidos y en la Cordillera Patagónica y son bisectados por los depocentros de orientación ONO-ESE asociados al sistema o dorsal de Huincul (Fig. 3).

Los recientes trabajos de Leanza *et al.* (2005) y Llambías (2008) realizados en el ámbito de las cordilleras Neuquina y Patagónica han permitido definir un modelo

preliminar de la evolución tectosedimentaria de estos depocentros y fueron utilizados como base para el análisis de los distintos hemigrábenes de la cuenca.



Figura 3. Mapa de ubicación de los principales depocentros extensionales de edad triásica media / superior-jurásica inferior correspondientes al Grupo pre-Cuyo, modificado de Vergani *et al.* (1995). Obsérvese el paralelismo entre la orientación de los depocentros extensionales y las suturas de los terrenos de Patagonia en el sector sur y del terreno de Chilena en el sector nororiental. El área coloreada en amarillo corresponde tentativamente a la zona de desarrollo de unidades de *prerift* neopaleozoicas, en tanto que el color rosado corresponde a la zona de desarrollo del Grupo Choiyoi como unidad de *prerift*. Principales depocentros: CV (Cordillera del Viento), CC (Cara Cura), SR (Sierra de Reyes), DCh (Dorso de los Chihuidos), TCh (Tres Chorros), VM (Vaca Muerta), CL (Catan Lil), Sa (Sañico), CL (Las Coloradas), CHM (China Muerta), ES (El Sauce), BC (Bajada Colorada), PH (Plaza Huincul), RN (Río Neuquén), BV (Bajada Vidal), EL (Entre Lomas). Ubicación en la fig. 2.

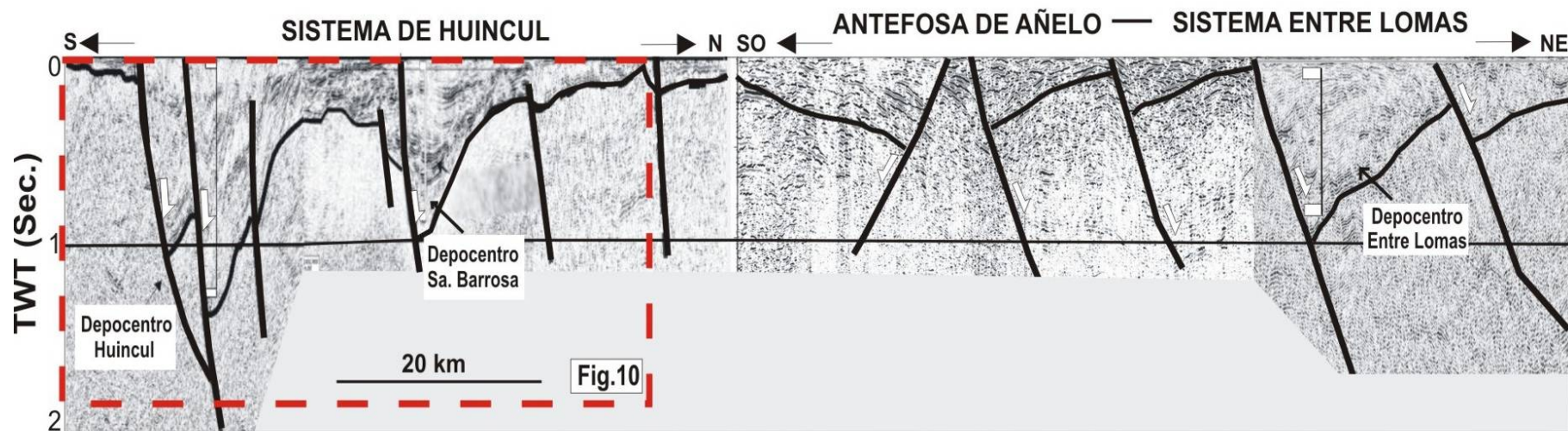


Figura 4. Sección sísmica regional a través de los sectores sur, centro y nororiental del engolfamiento neuquino (sistema de Huincul, antefosa de Añelo y el sistema de Entre Lomas), horizontalizada al tope del Grupo pre-Cuyo. Obsérvese la polaridad casi constante de los depocentros extensionales y las geometrías de cuña de los depósitos de *synrift* de dichos hemigrábenes. Ubicación en la figura 3.

IV.3.b.i. La Cordillera Neuquina

Los principales depocentros de este dominio lo constituyen Cordillera del Viento, Tres Chorros, Cara Cura y Sierra de Reyes.

De este conjunto de depocentros los estudios más recientes corresponden al hemigraben de la cordillera del Viento donde los depósitos de *synrift* alcanzan los 2.000 m de espesor (Leanza *et al.*, 2005; Llambías 2008). Estos autores reconocieron dentro de los depósitos de *synrift* dos unidades volcánicas y volcanoclásticas limitadas por discordancias angulares (Fig. 5a). La primera corresponde a la Formación Cordillera del Viento de 1.200m de espesor y compuesta por rocas efusivas ácidas a mesosilíceas asignadas al Triásico Medio - Triásico Superior temprano. La misma suprayace a las sedimentitas carboníferas del Grupo Andacollo y al Ganito Huingacó de edad pérmica superior.

La segunda unidad corresponde a la Formación Milla Michicó compuesta por andesitas, riolitas y basaltos con un espesor de 700 m y asignada al Triásico Superior tardío por correlación con la Formación Lapa.

IV.3.b.ii. La Cordillera Patagónica

En el ámbito del extremo norte de la Cordillera Patagónica se desarrollaron los depocentros de Chacaico-Catán Lil, Sañicó y las Coloradas. El depocentro de Chacaico fue también estudiado por Leanza *et al.* (2005), quienes pudieron reconocer dos secuencias volcánicas y volcanoclásticas en los depósitos de *synrift* de dicho depocentro, con características litológicas similares a las presentes en el depocentro de Cordillera del Viento (Figs. 5b y 6) y un espesor total de 1.200 m. La unidad inferior corresponde a la Formación Ñireco (900 m) de edad triásica media a superior compuesta por rocas volcánicas mesosilíceas y en menor proporción rocas epiclásticas. Esta secuencia inicial se apoya en discordancia sobre las rocas metamórficas de edad pérmica inferior de la Formación Mamil Choique.

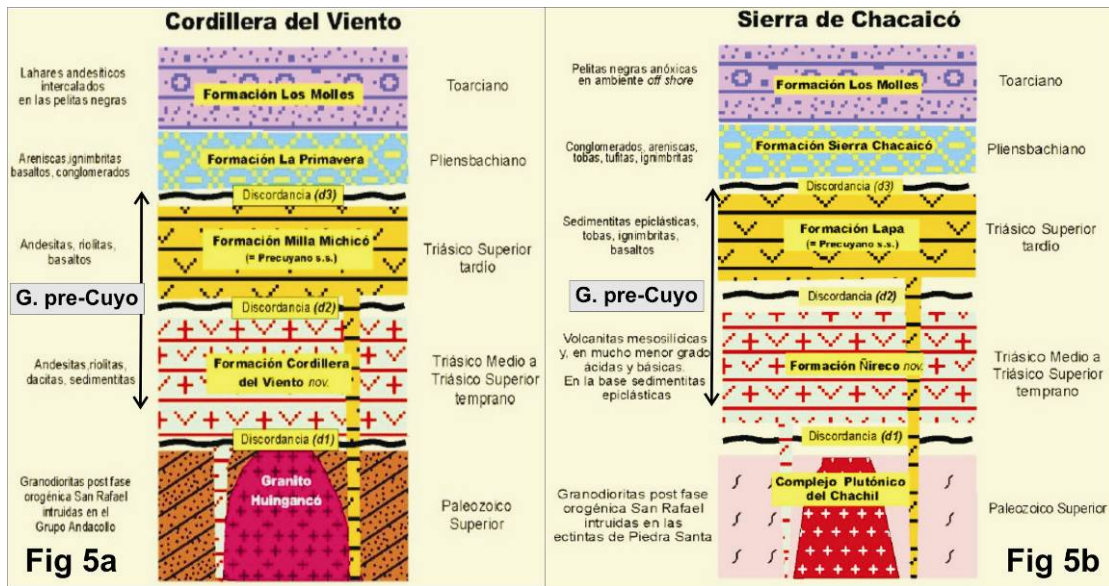


Figura 5. a) Columna estratigráfica del depocentro de la Cordillera del Viento (Cordillera Neuquina) y b) depocentro de Chacaico (Cordillera Patagónica), mostrando las dos secuencias volcánicas que caracterizan el relleno de dichos hemigrábenes y la discordancia angular que los separa (Leanza *et al.*, 2005). Las unidades de edad pliensbaquiana y toarciaria correspondientes a los términos basales del Grupo Cuyo incluídas por los autores como parte de los depósitos de *synrift*, son consideradas en este trabajo como unidades de *post-rift* (Capítulo V).

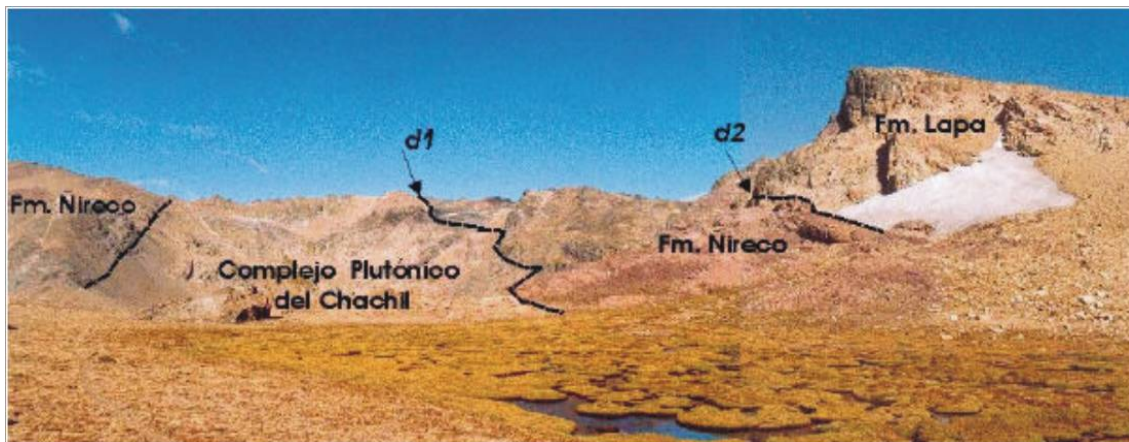


Figura 6. Foto del eje del anticlinal que conforma la sierra de Chacaico mostrando las dos secuencias volcánicas y volcanoclasticas que conforman los depósitos de *synrift* del depocentro de Chacaico. Obsérvese la presencia de las unidades pérmicas inferior de la Formación Mamilchoique o Complejo Plutónico del Chachil conformando la unidad de *prerift*. Obsérvese la presencia de las dos discordancias que limitan ambas secuencias.

La segunda unidad corresponde a la Formación Lapa (Figs. 5b y 6) (300 m) conformada por rocas epiclásticas, ignimbritas y basaltos y datada por restos vegetales como de edad triásica superior alto a jurásica inferior. Esta unidad está limitada por respectivas discordancias angulares y fue correlacionada con la Formación Milla Michicó del depocentro de la Cordillera del Viento.

Ambas unidades se encuentran separadas por discordancias angulares y al mismo tiempo son referidas como depósitos de *synrift*, por lo que se interpreta a dichas discordancias como producto de la rotación de las capas asociadas al proceso de extensión.

Esto queda también sugerido en el corte estructural esquemático de la sierra de Chacaico (Fig. 7) en el que se puede observar la baja relación de angularidad entre las dos secuencias de *synrift* correspondientes a las Formaciones Ñireco y Lapa (d2) y la fuerte angularidad existente entre la Formación Ñireco y la Formación Piedra Santa (*prerift*).

Esta situación se repite en otros depocentros del sector occidental y en los depocentros de los otros dominios estructurales.

IV.3.b.iii. El dorso de los Chihuidos

Finalmente en el ámbito extrandino se ubica el depocentro o conjunto de depocentros (Figs. 3 y 9) que se asocian a esta gran estructura de basamento que es el dorso de los Chihuidos.

La información sísmica ha permitido reconocer la presencia de un depocentro de mediana magnitud en el extremo norte de dicho anticlinal (Fig. 8). Este depocentro de 8 km de ancho presenta una geometría de hemigraben. Los depósitos de *synrift* se apoyan en discordancia angular horaria sobre secuencias a las que se propone en este trabajo asociar a las unidades neopaleozoicas del Grupo Andacollo, Formación Carapacha o equivalentes (Fig. 8) por la relación de angularidad similar a la observada en la Cordillera del Viento.

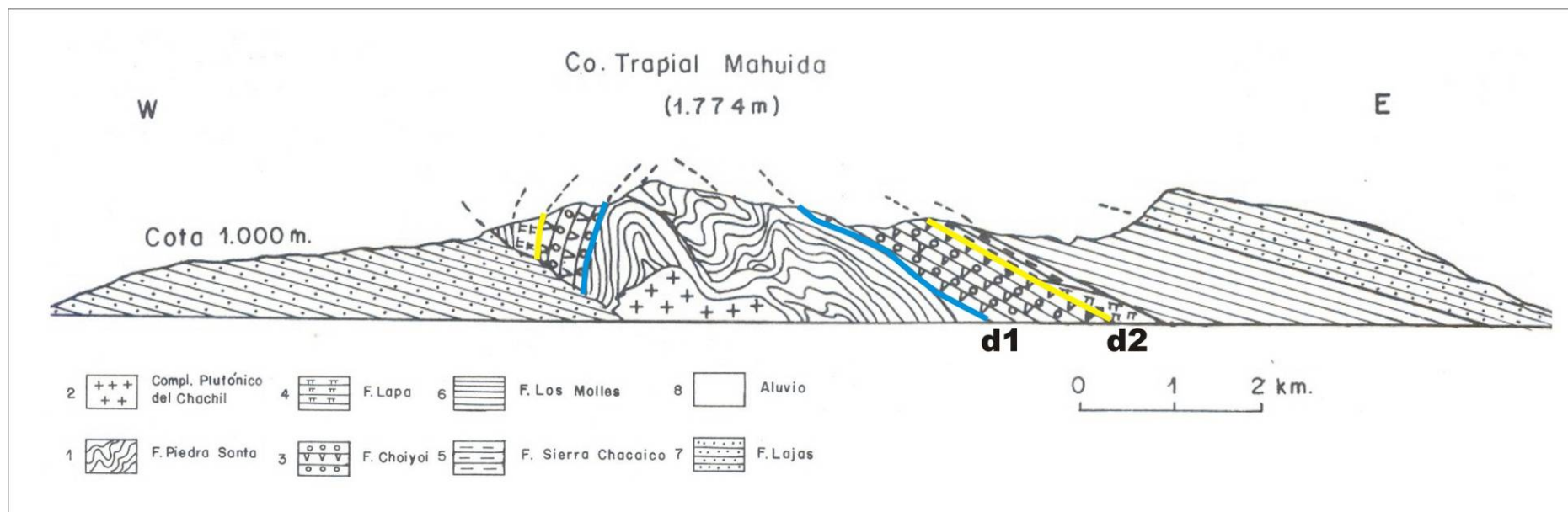


Figura 7. Corte estructural esquemático a través de depocentro de Chacaico a la altura del Cerro Trapial Mahuida. Obsérvese el carácter fuertemente angular (d1) entre las secuencias de *prerift* de la Formación Piedra Santa y las volcanitas de la Formación Choiyoi o Ñireco en contraste con la relación de baja angularidad existente entre esta última y la Formación Lapa (d2) (modificado de Leanza y Hugo, 1997).

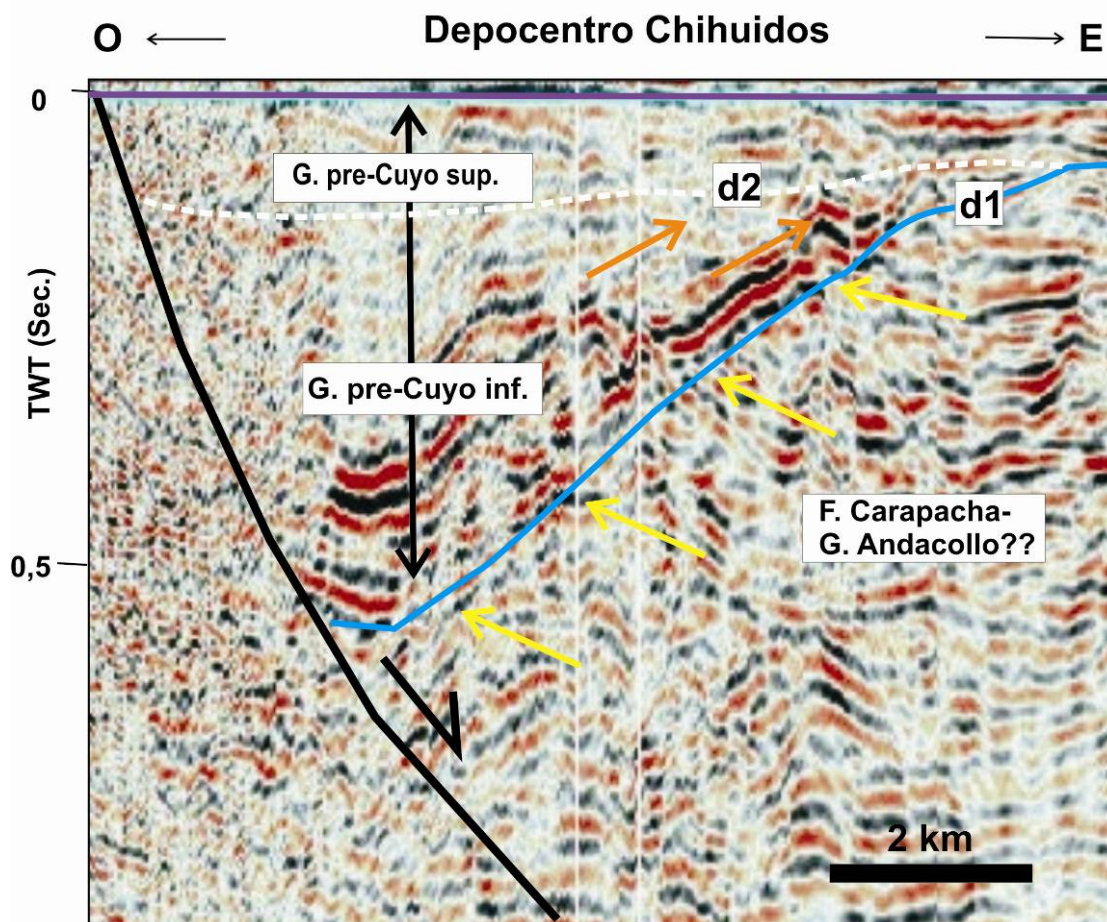


Figura 8. Sección sísmica a través del depocentro de los Chihuidos horizontalizada al tope de las secuencias de *synrift*. Obsérvese la geometría de cuña de los depósitos de *synrift* y la discordancia angular y erosiva entre las secuencias de *prerift* y los depósitos de *synrift*. Nótese la diferencia con discordancia interna dentro de los depósitos de *synrift* asociado a la rotación de las capas producto de la extensión.

Internamente se puede identificar la presencia de al menos una discordancia angular dentro de los depósitos de *synrift*, de carácter antihorario (Fig. 8). Esta discordancia sería correlacionable con la discordancia d2 identificada por Leanza *et al.* 2005, en los depocentros de Cordillera del Viento y Chacaico. El espesor de las secuencias de *synrift* de este depocentro se estima en el orden de los 2.000 metros y la orientación N-S de los mismos se debería a la orientación de las fábricas de basamento generadas durante la acreción de Chilenia y la reactivación de las mismas durante la fase sanrafaélica.

IV.3.c. Los depocentros del sector sur

Este segundo conjunto de depocentros ubicados en el sector sur de la cuenca neuquina se caracterizan por tener un rumbo principal aproximadamente E-O y polaridad sur y espesores de secuencias de *synrift* de hasta 3000 m y orientaciones secundarias de rumbo ONO y ENE (Figs. 2, 3 y 9).

Los depocentros de este sector de la cuenca son el producto del *rifting* a lo largo de la sutura pérmica del terreno de Patagonia, y aquí se alcanzan los mayores espesores de secuencias de *synrift*.

Dentro de este sector se ubican tres segmentos bien diferenciados, el sector occidental y central de la dorsal de Huincul, el segmento oriental de la dorsal de Huincul y la subcuenca de Picún Leufú.

IV.3.c.i. Los sectores central y occidental de la dorsal de Huincul

Este sector incluye a los principales depocentros del sector sur de la cuenca como ser los depocentros de Challacó, Plaza Huincul, Bajada Colorada y Sierra Barrosa, Río Neuquén, El Mangrullo y Vaca Muerta (Fig. 3).

Estos depocentros alineados a lo largo de la sutura de Patagonia desarrollan los máximos espesores de hasta 3.000 m a lo largo del eje de la dorsal, la cual constituye la zona de máxima extensión (Figs. 3 y 10).

Estos depocentros muestran los mismos arreglos de discordancias que fueron descritos para los depocentros del sector occidental. Las figuras 11 y 12 ilustran claramente la discordancia entre las secuencias de *synrift* y *prerift* (d1) en los depocentros de Las Chivas y Sierra Barrosa. La interpretación de la relación de angularidad entre ambas secuencias fue tratada en detalle en el capítulo III y se busca en este capítulo mostrar la repetitividad de este patrón en los principales depocentros de la cuenca.

IV.3.c.ii. Sector oriental de la dorsal de Huincul y la subcuenca de Picún Leufú

Estos dos sectores son considerados por separado del resto de la dorsal de Huincul debido a la presencia de una serie de depocentros asignados al Grupo pre-Cuyo cuyas secuencias de *synrift* están representadas por depósitos lacustres de hasta 3.000 m de espesor correspondientes a la Formación Puesto Kaufmann.

Estos depocentros poseen orientaciones diferentes a las del resto de la dorsal de Huinul, siendo las direcciones predominantes NO (Depocentro de Estancia Vieja) y SO (Depocentro de China Muerta).

A su vez presentan fases de inversión tectónica contemporánea con la depositación del Grupo pre-Cuyo (Figs. 13 y 14), claramente visibles en líneas sísmicas donde pueden reconocerse discordancias angulares y erosivas asociadas a la inversión de dichos depocentros (Figs. 13 y 14). Este hecho constituye una excepción cuando se lo compara con el resto de los depocentros del Grupo pre-Cuyo asociados a rocas volcánicas y volcanoclásticas presentes en el resto de la dorsal de Huinul, en los que en general no se observan evidencias de importantes eventos de inversión durante la depositación del Grupo pre-Cuyo.

Se plantean dos hipótesis para este hecho.

1.- Existencia de una zona de deformación a lo largo del borde sur de la cuenca neuquina a lo largo del lineamiento del río Limay y el extremo oriental del sistema de fallas de Huinul, en los que la deformación de intraplaca mesozoica habría comenzado con anterioridad al resto de la cuenca.

2.- Se asigna al menos a la parte superior de los depósitos lacustres de la Formación Puesto Kaufman y equivalentes una edad jurásica inferior alta (Pliensbaquiano-Toarciano), siendo estos depósitos correlacionables con la Formación Los Molles.

Esta segunda opción es considerada la más viable. La edad de estos depósitos ha sido recientemente reasignada al intervalo Pliensbaquiano-Toarciano (Legarreta y Limeres, com. pers., 2008) y de esta manera la inversión documentada en las líneas sísmicas sería contemporánea con la observada en toda la cuenca para esa edad y que afecta a la Formación Los Molles. El origen de estos depocentros se asociaría a cuencas de *strike-slip*, similares a las desarrolladas para la Formación Los Molles en la fosa de Challacó. Finalmente el hecho de que estos depocentros se encuentren ubicados en posiciones externas de la cuenca neuquina, más allá del límite deposicional de la Formación Los Molles, constituye un factor adicional que sustenta la segunda hipótesis.

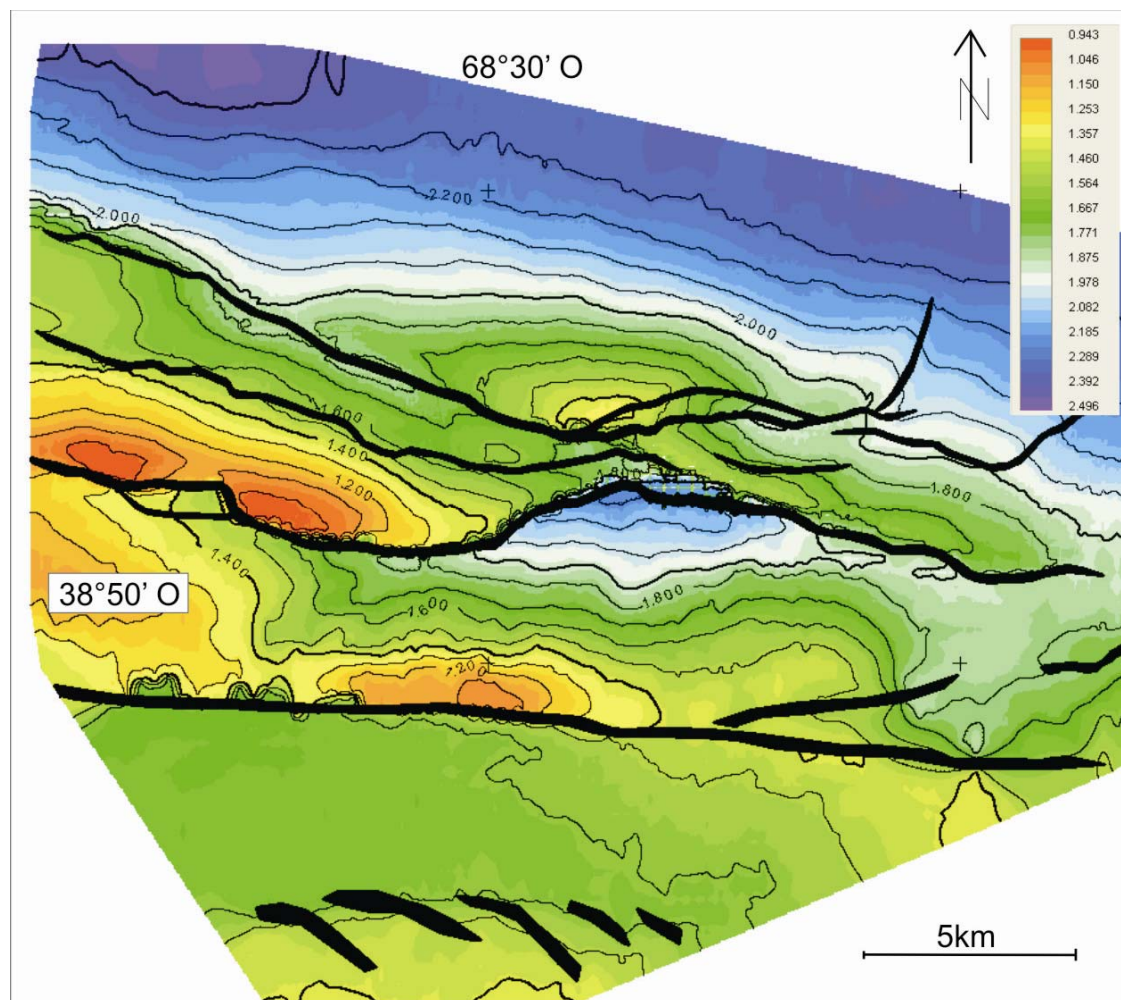


Figura 9. Mapa estructural en tiempo al tope del Grupo pre-Cuyo en el sector central de la dorsal de Huincul. Obsérvese la presencia de sistemas de fallas de orientación O-E, ONO-ESE y OSO-ENE. Ubicación en Fig. 3.

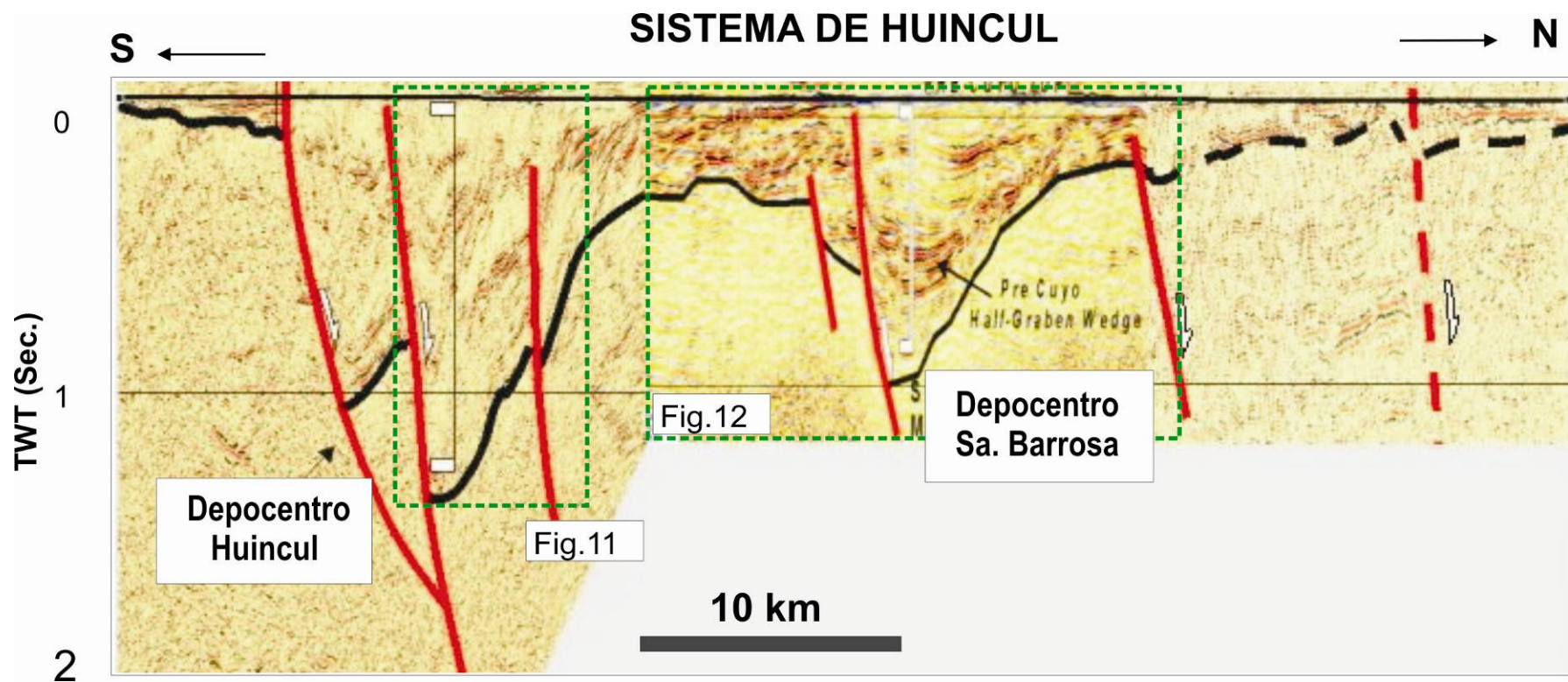


Figura 10: Sección sísmica horizontalizada al tope del Grupo pre-Cuyo en el sistema o dorsal de Huincul. Obsérvese la geometría de cuña de los depocentros extensionales y la ubicación de los más profundos en el sector occidental o eje de la dorsal de Huincul. Ubicación de las figuras 11 y 12. Ubicación en la figura 4.

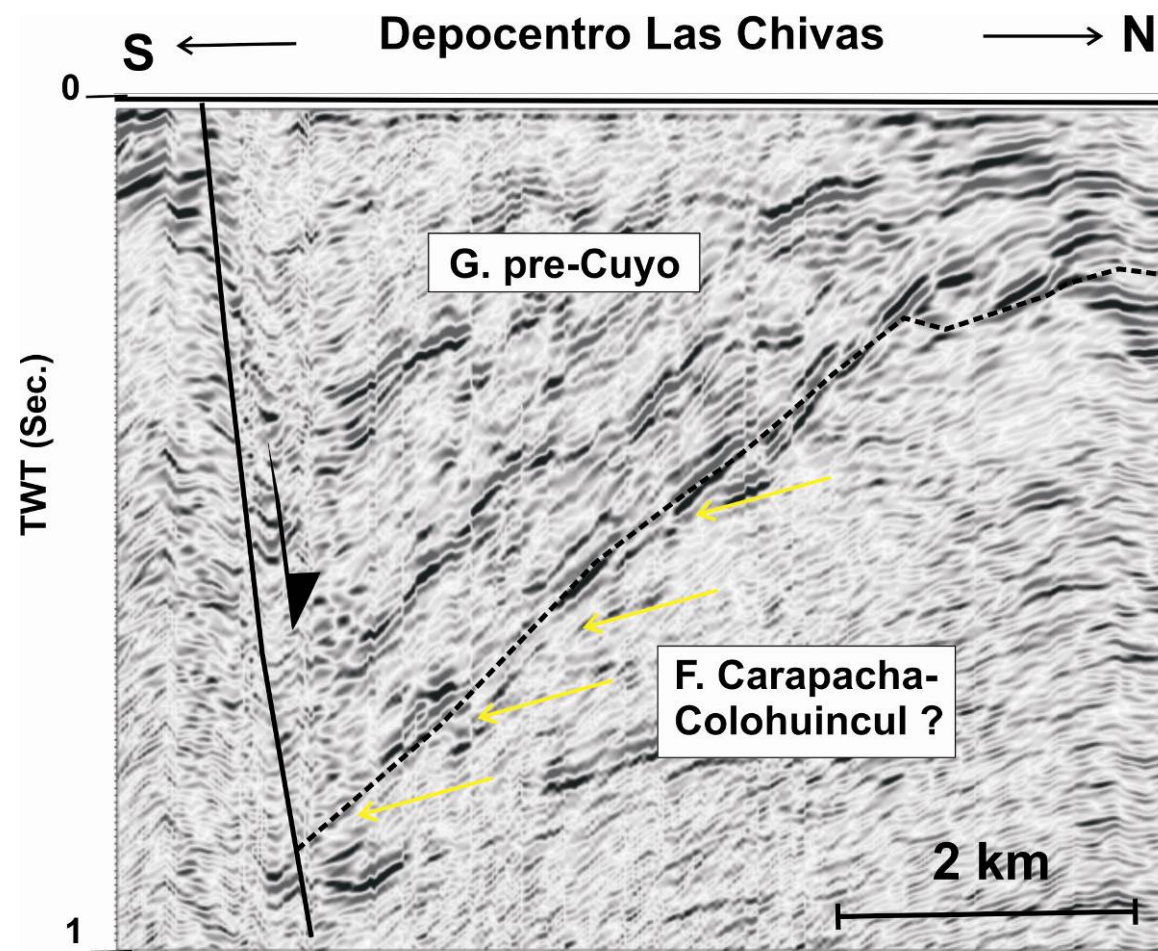


Figura 11. Sección sísmica horizontalizada al tope del Grupo pre-Cuyo del depocentro de las Chivas en el eje de la dorsal de Huincul. Detalle de la relación de angularidad de la discordancia d1. Ubicación en Figs. 9 y 10.

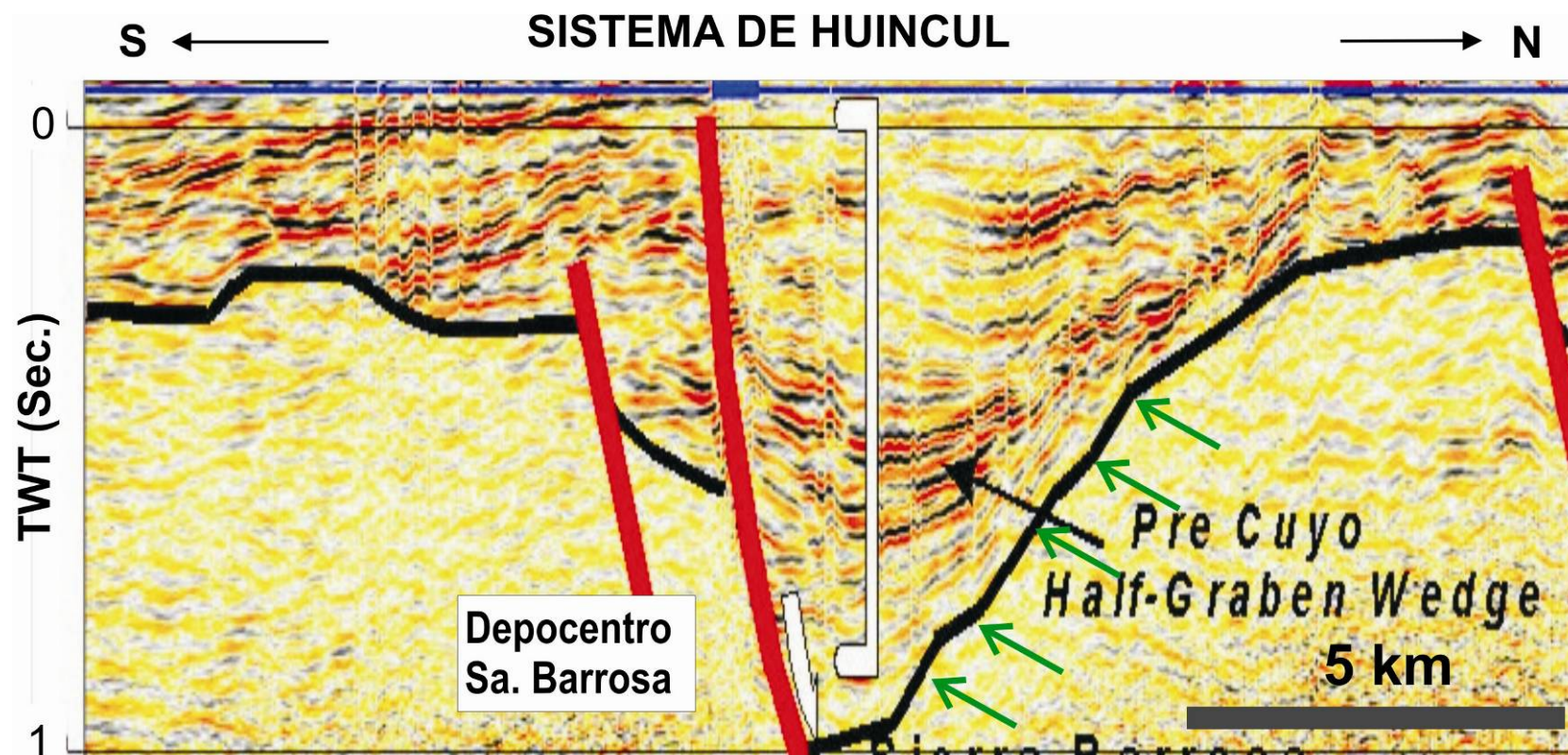


Figura 12. Sección sísmica horizontalizada al tope del Grupo pre-Cuyo del depocentro de Sierra Barrosa. Obsérvese la presencia de un conjunto de reflectores correspondiente a las secuencias de *prerift* en discordancia angular con el Grupo pre-Cuyo. Los mismos son interpretados como posibles unidades neopaleozoicas (Formación Carapacha o Grupo Andacollo).

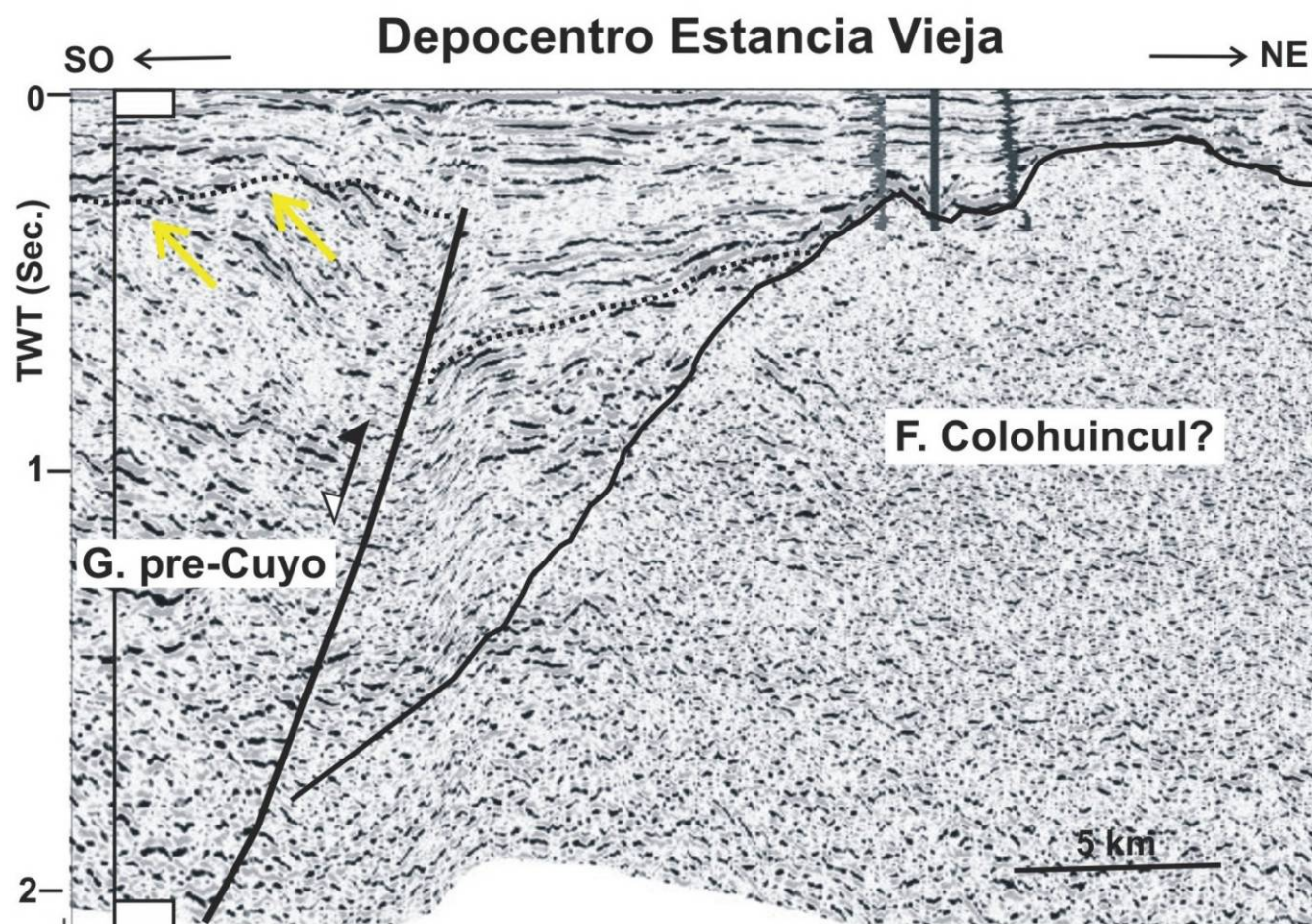


Figura 13. Sección sísmica horizontalizada al tope del Grupo pre-Cuyo en el depocentro de Estancia Vieja. Obsérvese la presencia de una fuerte discordancia erosiva dentro del Grupo pre-Cuyo. El relleno de este hemigraben está dado por las pelitas de la Formación Puesto Kaufmann, originalmente asignadas al Triásico Superior (Ploszckiewicz y Orchuela, 1984) y reasignadas al Jurásico Inferior. Ubicación en la Fig. 3.

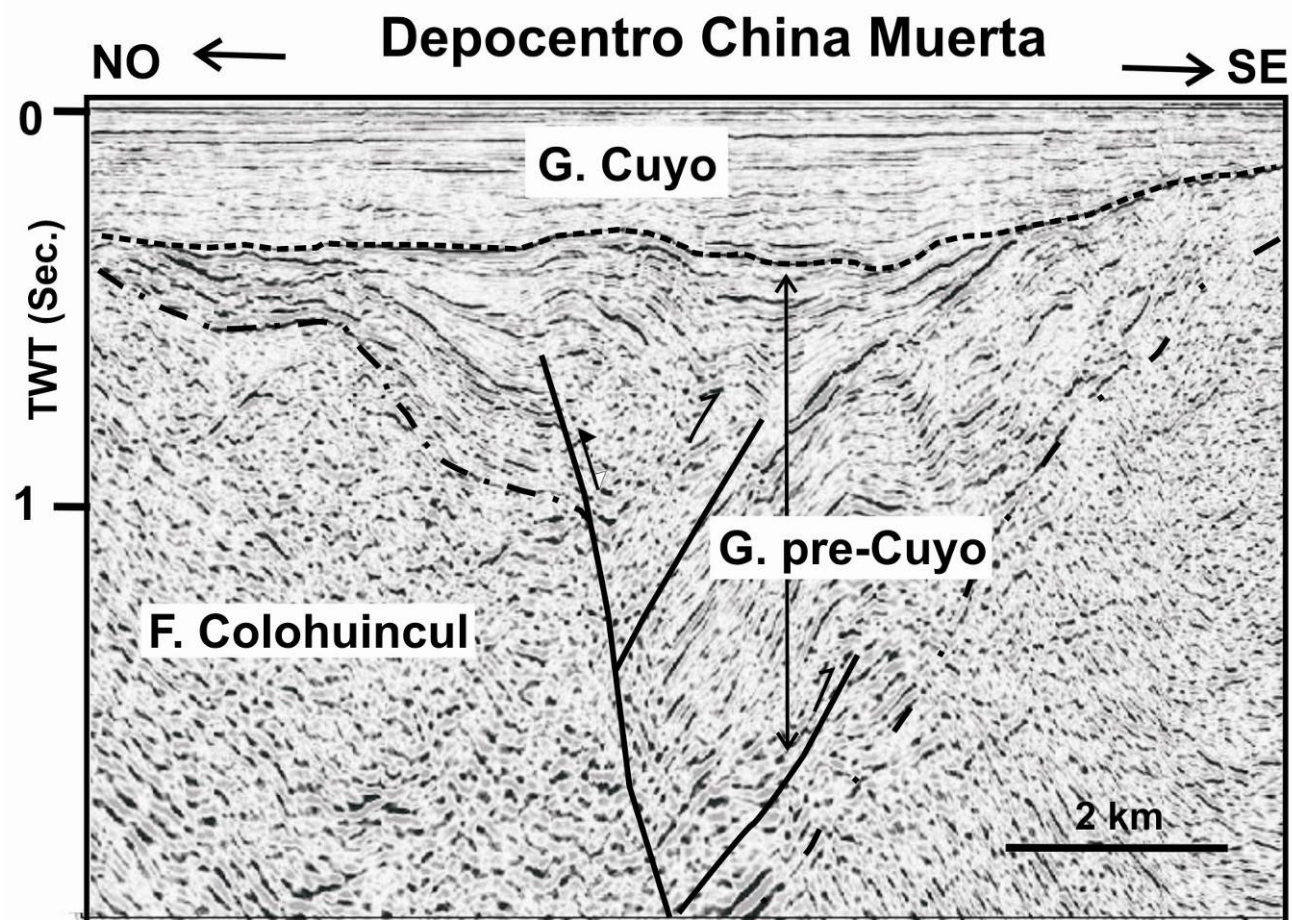


Figura 14. Sección sísmica a través del hemigraben de China Muerta en la subcuenca de Picún Leufú, horizontalizada al tope del Grupo Cuyo. Obsérvese nuevamente la deformación de los depósitos lacustres asignados al Grupo pre-Cuyo como ocurre en el hemigraben de China Muerta.

Ubicación en la Fig. 3.

IV.3.d. Los depocentros del margen nororiental

Finalmente en el ámbito del sistema de Entre Lomas, se desarrollaron una serie de depocentros de orientación principal noroeste como ser los de Entre Lomas, Loma Montosa y Bajada Vidal (Fig. 3). Un segundo grupo de depocentros se orientan en dirección oeste-este, como el depocentro de Medanito (Fig. 3).

En este ámbito las secuencias de *prerift* para los depocentros del Triásico Medio - Jurásico Inferior están constituidos por las volcanitas del miembro inferior del Grupo Choiyoi como puede observarse en la figura 15.

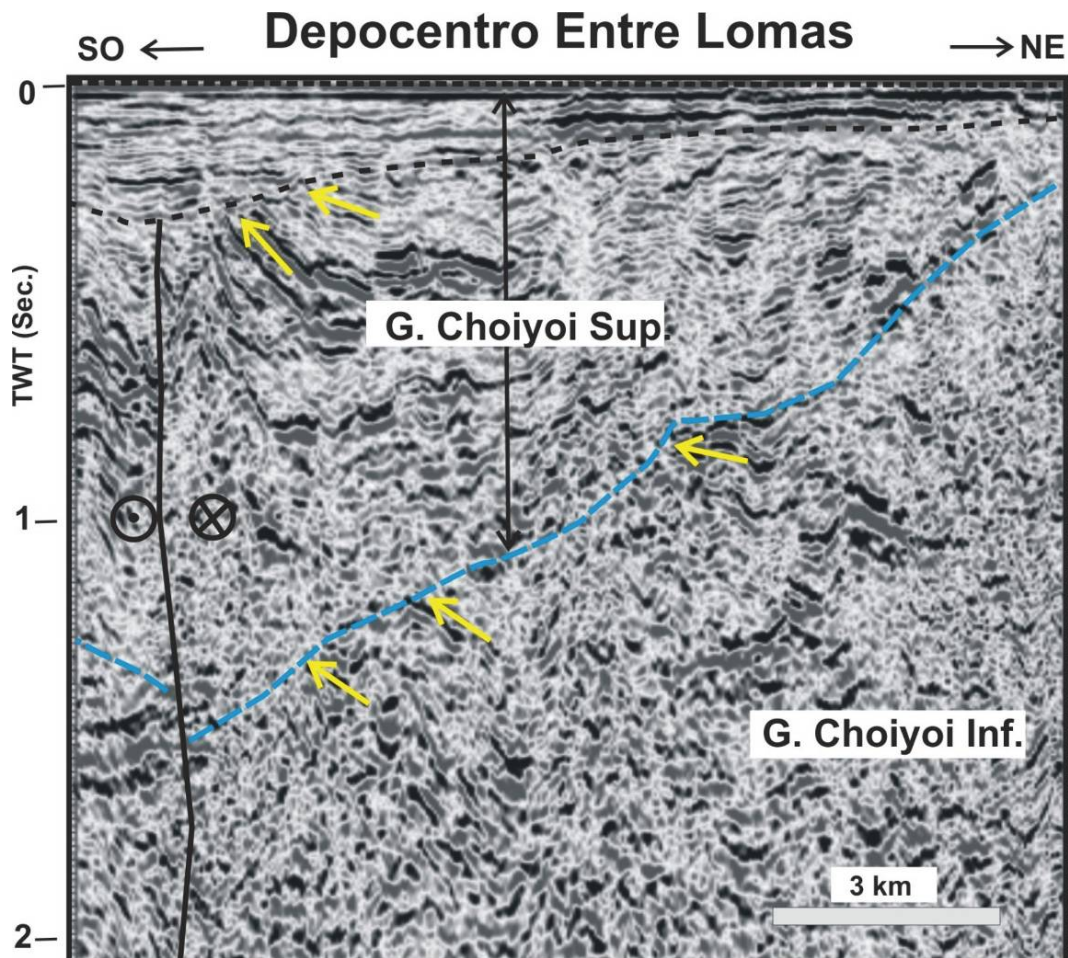


Figura 15. Sección sísmica horizontalizada al tope del miembro superior del Grupo Choiyoi o Grupo pre-Cuyo. Obsérvese la presencia de una discordancia interna dentro del Grupo pre-Cuyo (d2?) y la presencia de una discordancia también en la base de los depósitos de synrift (d1). Nótese el carácter sísmico discontinuo y de amplitudes variables de las unidades de *prerift*, diferente al presente en los depocentros del margen occidental y del margen sur de la cuenca. En este caso los depósitos de *prerift* corresponden a las volcanitas del miembro inferior del Grupo Choiyoi, según se determinó a partir de la información brindada por los pozos exploratorios.

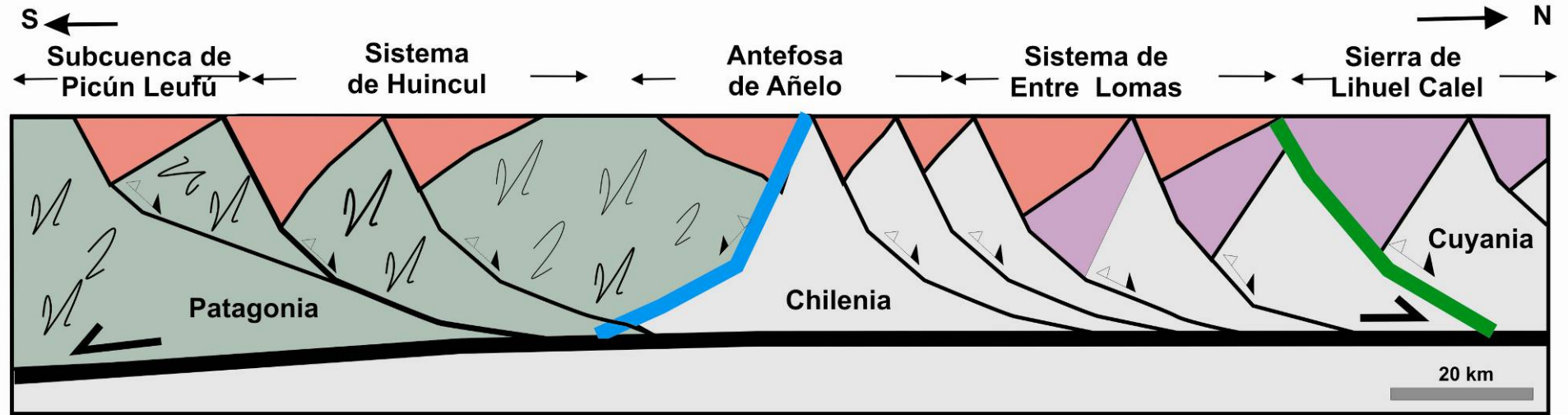


Figura 16. Corte estructural regional horizontalizado al tope del Grupo pre-Cuyo. Obsérvese la relación entre los diferentes terrenos, suturas y secuencias de prerift. Ubicación en la figura 2.

En general en este sector no se han documentado evidencias generalizadas de inversión tectónica de estos depocentros. Localmente se observan patrones en las líneas sísmicas que muestran deformación compresiva, probablemente asociada a zonas de transferencia de rechazos (Fig. 15).

La discordancia angular y erosiva ubicada en la base de los depósitos de *synrift*, no resulta de fácil interpretación dada la mala calidad de los eventos sísmicos de dichas secuencias. Las mismas podrían asociarse a rotación de bloques asociado a extensión o eventualmente corresponder a estructuras inversas gondwánides (Formación Cochicó).

IV.4. Integración general

A partir del análisis de las características de los depocentros en cada dominio estructural y la posterior integración de la información se ha podido realizar un corte regional de integración correspondiente a la figura 16. De esta manera se analizó la relación entre los principales depocentros, las suturas y las secuencias de *prerift*, observándose la presencia de los depósitos del miembro inferior del Grupo Choiyoi en el ámbito del sistema de Entre Lomas y la sierra de Lihuel Calel asociados a la sutura de Chilenia.

IV.5. Conclusiones

IV.5.a. Mecanismo extensional

La caracterización de la información de afloramientos y subsuelo de los depocentros extensionales del Triásico Medio – Jurásico inferior ha permitido dar un mayor sustento a las hipótesis planteadas en el capítulo III respecto del control de la estructura de la faja plegada de los Gondwánides y de las suturas paleozoicas en el desarrollo de los depocentros extensionales.

Se considera que los siguientes factores sustentan el modelo de relajamiento de fallas inversas de los Gondwánides como mecanismo primordial del *rifting*:

1. Orientación paralela de depocentros extensionales y estructuras Gondwánides preservadas (Depocentro China Muerta y anticlinal Piedra del Águila).
2. Relación de corte y angularidad antihoraria entre los términos basales de las secuencias de *synrift* y las secuencias de *prerift* en el ámbito de la

dorsal de Huincul, las Cordilleras Patagónica y Neuquina y el dorso de los Chihuidos.

3. La restauración de las secuencias de *prerift* al estado pre-extensión muestran la existencia de un sustrato deformado con unidades con inclinación paralela a los planos de falla extensionales.
4. Evidencias de control de las unidades de *prerift* en la geometría de las fallas directas.
5. Geometría de fallas lítricas de bajo ángulo y polaridad casi constante de las mismas.
6. Documentación en el macizo de San Rafael del colapso de estructuras compresivas Gondwánides.
7. Similitud entre el espaciamiento y polaridad de los depocentros extensionales con los de los corrimientos de una faja plegada y corrida.
8. Existencia de dominios de depocentros coincidentes con la segmentación de los Gondwánides y la orientación de las suturas paleozoicas.
9. Evidencias de este mecanismo en otros sectores de la faja plegada de los Gondwánides como ser la Cordillera Frontal, el *Plateau* de Malvinas y la cuenca de Malvinas Norte.

IV.5.b. Edad de la deformación

Se considera que la etapa de *rift* de la cuenca neuquina se extendió desde el Triásico Medio hasta el Jurásico Inferior (Pliensbaquiano). La etapa de *synrift* involucra a los depósitos volcánicos y volcanoclásticos del Grupo pre-Cuyo.

Los depocentros ubicados en el extremo sur de la cuenca neuquina y el extremo oriental de la dorsal de Huincul cuyos depósitos de *synrift* están constituidos por depósitos lacustres son más jóvenes que los correspondientes a secuencias volcánicas y la inversión que los mismos muestran sería contemporánea a la registrada durante la depositación de la Formación Los Molles.

Esta etapa de *rift* aumentó el grado de anisotropía del basamento de la cuenca neuquina al reactivar corrimientos gondwánides y zonas de debilidad preexistentes generando de este modo un sustrato altamente heterogéneo que controló y facilitó la posterior deformación de intraplaca.

La finalización de la etapa de extensión durante el Jurásico Inferior coincidió con el comienzo de un largo y multiepisódico período de deformación de intraplaca que se prolongó durante el resto del Mesozoico y parte del Cenozoico.

Este proceso de deformación estuvo fuertemente controlado por estos depocentros de edad triásica media–jurásica inferior y resultó en la compresión de numerosos hemigrábenes.

CAPÍTULO V

LA DEFORMACIÓN DE INTRAPLACA MESO-CENOZOICA DE LA CUENCA NEUQUINA:

180 M.A. DE DEFORMACIÓN MULTIEPISÓDICA CONTROLADA POR LA ROTACIÓN DEL CAMPO DE ESFUERZOS REGIONAL

Palabras Clave: Deformación de intraplaca, frentes de deformación, unidades morfoestructurales, **Evento Ia:** Jurásico Inferior-Cenomaniano, **Campo de esfuerzos noroeste,** **Evento Ib:** Cenomaniano-Maastrichtiano, **Campo de esfuerzos oeste.**

V.1. Resumen

La integración de la información sísmica 2D y 3D y de afloramientos ha permitido identificar diferentes sectores del engolfamiento neuquino que registraron una alternancia de episodios de inversión y extensión durante el Jurásico, Cretácico y el Cenozoico.

La deformación que tuvo lugar al este de la faja plegada y corrida del Agrio estuvo caracterizada por períodos de transpresión, compresión ortogonal al margen continental, extensión y de relativa quietud tectónica.

El análisis de la historia de deformación en cada uno de los sectores muestra un cambio en el patrón de orientación del campo de esfuerzos regional para cada uno de estos episodios.

El primer episodio de deformación comenzó durante el Jurásico temprano, a partir del Pliensbaquiano con un campo de esfuerzos regional cuyo vector σ_1 se ubicaba en el cuadrante N-NO. Durante este evento la deformación se concentró en el margen sur de la cuenca a lo largo del sistema de Huincul de orientación predominantemente O-E y mayormente ortogonal a dicho campo de esfuerzos. Este sector alcanzó durante este episodio el clímax de deformación, produciéndose la inversión de los depocentros extensionales por contracción y transpresión dextrógira.

En los sectores occidental y nororiental del engolfamiento la deformación fue más suave, produciéndose una incipiente inversión por transpresión levógira en el sistema de los Chihuidos y posiblemente en la faja plegada del Agrio.

A tiempos del Cretácico Inferior, durante el Valanginiano, una disminución en el campo de esfuerzos regional, produjo una desaceleración de la deformación en el sistema de Huincul y un retroceso del frente de deformación de este sistema.

Durante el Cenomaniano la deformación se concentró en el margen nororiental de la cuenca, con el desarrollo de un *bulge* periférico y estructuras incipientes de inversión en el sistema de Entre Lomas, asociado al comienzo del desarrollo de la faja plegada y corrida del Agrio en el sector del retroarco.

El sistema de los Chihuidos en tanto fue sometido a inversión durante la etapa tardía de este evento. La deformación del estadio tardío de este evento se concentró en el desarrollo de la faja plegada del Agrio, en tanto que en el sector extrandino se mantuvo mayormente sin deformación.

Durante el Mioceno el campo de esfuerzos se orientó perpendicularmente al margen continental dando lugar al mayor episodio de deformación de la cuenca.

Durante este evento se produce el clímax de deformación en la faja plegada del Agrio y la segmentación y deformación de la cuenca de antepaís cretácica superior.

Finalmente durante el Plioceno inferior y el Cuaternario se produjo el colapso extensional de la faja plegada del Agrio y del engolfamiento neuquino asociado al empinamiento de la placa de Nazca.

V.2. Introducción

La documentación y el análisis de los eventos de deformación mesozoica en el ámbito de la cuenca neuquina ha sido motivo recurrente de interés, asombro y estudio, ya desde los albores del conocimiento de la geología del Neuquén hasta los más recientes estudios. A lo largo de más de 120 años de estudios el interés en los episodios de deformación jurásica inferior–terciaria y desde su descubrimiento por parte de Burckhardt (1900), se concentró en tres aspectos principales, **la edad de los**

distintos eventos de deformación, la distribución areal y la mecánica de la deformación.

La determinación de la **edad y duración** de los eventos de deformación de intraplaca fue variando y extendiéndose a lo largo del siglo XX en la medida que fueron incorporándose la información de afloramientos, pozos exploratorios, sísmica, etc.

Ya en las primeras observaciones realizadas por Windhausen (1914), Keidel (1925) y Groeber (1929) se reconocieron dos eventos principales de deformación asociados a las discordancias intramálmica del Jurásico Superior y la interesenoniana del Cretácico Superior. Los posteriores estudios de Baldwin (1942) permitieron reconocer dos nuevas discordancias tectónicas en el ámbito de la dorsal de Huincul, una de edad interneocomiana asociada a la base de la Formación Centenario y una segunda asociada a la base de la Formación Lotena denominada intracaloviana. Esta discordancia fue tomada como inicio de la deformación de intraplaca en la dorsal de Huincul por las siguientes cinco décadas, inclusive en el trabajo de Vergani *et al.* (1995); con la excepción de los trabajos de Orchueta y Ploszkiewicz (1981 y 1984) donde sugieren una edad jurásica inferior para el inicio de la deformación de intraplaca.

Desde fines de la década del 90 al presente una serie de trabajos tanto de carácter local como regional (Veiga *et al.*, 2001, Mosquera, 2002, Pángaro *et al.*, 2002, Berdini *et al.*, 2002, Gómez Omil *et al.*, 2002, Fernández *et al.*, 2003, Mosquera 2005 y 2006, Pángaro *et al.*, 2006, Cristallini *et al.*, 2006 y Silvestro *et al.*, 2008) han permitido reasignar el comienzo de la deformación de dicho sistema de fallas al Jurásico Inferior, durante el Pliensbaquiano y el Toarciano.

El conocimiento de la **distribución de la deformación** siguió una evolución similar a la de la edad y duración. Las primeras observaciones se centraron en los afloramientos de Cerro Lotena, Cerro Granito y la Sierra de la Vaca Muerta en el sector occidental y andino de la dorsal de Huincul, como lo reflejan los trabajos de Burckhardt (1900), Windhausen (1914), Keidel (1925) y Suero (1939). Los posteriores estudios de Groeber (1929), Herrero Ducloux (1946) y De Ferrariis (1947) demostraron la magnitud y escala regional de la deformación de intraplaca al comprobar su extensión a lo largo de la dorsal de Hincul por una longitud de 200 km hasta la localidad de Senillosa y postular su continuidad a lo largo del río Negro hasta

la localidad de Choele Choel. Al mismo tiempo extendieron la zona de influencia de la deformación jurásica superior hasta la Cordillera de la Costa en Chile.

A su vez correlacionaron la deformación de intraplaca de la cuenca neuquina con los eventos de deformación mesozoicos de la cordillera patagónica. Los estudios de Orchueta y Ploszkiewicz (1981 y 1984) permitieron extender la dorsal de Huincul hasta el extremo oriental del engolfamiento en la provincia de Río Negro, a partir del uso generalizado de la sísmica 2D, siendo corroborado por el estudio de Vergani *et al.* (1995).

Las diferentes **propuestas de mecanismos** para explicar la deformación de intraplaca de la cuenca neuquina comienza con los trabajos de Groeber (1929), Suero (1939) y Herrero Ducloux (1946) quienes establecieron un modelo de fallas de carácter inverso para la deformación de intraplaca en la dorsal de Huincul. Herrero Ducloux (1946) propone un mecanismo para la deformación de intraplaca asociado al empuje en dirección N-NO del macizo Norpatagónico hacia el escudo brasileño, dando lugar a la formación de la dorsal de Huincul.

Con las propuesta de De Ferrariis (1947) se estableció un modelo puramente extensional para explicar la deformación de intraplaca de la cuenca neuquina, el cual seguiría vigente por las siguientes tres décadas.

Con la propuesta de Harding (1973 y 1974) y la integración y difusión de la misma realizada por los trabajos de Orchueta y Ploszkiewicz (1981 y 1984) se instaló un nuevo modelo de tectónica transcurrente, transpresiva y transtensiva para explicar la génesis de la deformación de intraplaca en la dorsal de Huincul.

Los trabajos de Digregorio y Uliana (1972) y Ramos (1977) integraron los modelos de tectónica de placas a la evolución tectónica de la cuenca neuquina, explicando los pulsos de deformación de intraplaca a los momentos de máxima velocidad de apertura del océano Atlántico durante el Mesozoico y explicaron el origen de la dorsal de Huincul a partir de las anisotropías de la placa Pacífica subducida.

Finalmente durante la década del noventa se generalizó a partir de los trabajos de Eisner (1991), Uliana y Legarreta (1993), Uliana *et al.* (1995) y Vergani *et al.* (1995), un modelo de inversión tectónica generalizado para explicar la deformación de intraplaca, vigente al momento del inicio de este trabajo de investigación.

V.3. Estado actual del conocimiento

La propuesta más actualizada y moderna de la evolución tectónica mesozoica y terciaria del engolfamiento neuquino corresponde al excelente trabajo de Vergani *et al.* (1995). Este trabajo constituyó un hito en el estudio de la evolución tectónica de la cuenca neuquina. El mismo incorporó definitivamente el uso de los datos de subsuelo integrándolos con la información de afloramientos y los estudios históricos de la geología del Neuquén.

En el mismo se hizo un fuerte hincapié en la evolución estructural del engolfamiento neuquino y el impacto y control de la actividad tectónica en la sedimentación y la estratigrafía. Estos aportes complementaron las propuestas de Uliana y Legarreta (1993), Uliana *et al.* (1995), entre otros, que mostraban el rol de los cambios relativos del nivel del mar, asociados a cambios eustáticos globales en el desarrollo estratigráfico del engolfamiento neuquino.

Los principales *items* de su propuesta son:

✓ **Evolución tectónica:**

- Dos estadios de evolución de la cuenca:
 - Etapa extensional que involucró dos episodios de *rift* que se extendió desde el Triásico Superior hasta el Jurásico Inferior (Fig. 1).
 - Episodio I: Triásico Superior (Noriano) - Jurásico Inferior (Sinemuriano) - Grupo pre-Cuyo.
 - Episodio II: Jurásico Inferior (Pliensbaquiano-Toarciano) - Formación Los Molles.
- Etapa de subsidencia térmica, con múltiples episodios de inversión tectónica que se extiende desde el Jurásico Medio al Mioceno, de los cuales cinco son los principales. (Fig.1)
 - Jurásico:
 - Inversión caloviana
 - Inversión araucana (Oxfordiano-Kimmerdigiano)
 - Cretácico:
 - Inversión valanginiana

- Inversión cenomaniana o Mirano.
- Terciario
 - Inversión miocena.

El clímax de la inversión ocurrió en el Jurásico Superior tardío durante la fase araucana.

✓ **Campos de esfuerzos:**

Por primera vez se planteó en forma clara la necesidad de contar con una rotación del campo de esfuerzos regional para explicar la evolución tectónica del engolfamiento neuquino. De este modo se definieron dos campos de esfuerzos y el período de tiempo en el que fueron activos. Los modelos planteados se basaron en la premisa de que las etapas de extensión e inversión de la cuenca neuquina eran el producto de la acción y rotación de campos extensionales. El análisis del campo de esfuerzos se enfocó en definir la orientación del vector σ_3 y el mismo fue realizado a partir de mapas regionales del engolfamiento neuquino, sin incluir puntos de control de detalle sobre las principales estructuras.

De esta manera se determinaron dos campos de esfuerzos regionales

- ✓ Campo I: σ_3 orientado NE-SO, extendiéndose desde el Jurásico Inferior hasta el Jurásico Medio.
- ✓ Campo II: σ_3 orientado NO-SE, extendiéndose desde el Jurásico Superior hasta el Cretácico Inferior.

El análisis y los postulados realizados sobre la rotación el campo de esfuerzos y las etapas de evolución de la cuenca neuquina realizados por Vergani *et al.* (1995), entre otros temas, dieron un importante impulso al conocimiento de la evolución tectónica del engolfamiento neuquino.

Sin embargo, nuevos estudios realizados durante los últimos 10 años (Mosquera, 2002; Gómez Omil *et al.*, 2002, Vergani *et al.*, 2005) han documentado eventos compresivos de edad pliensbaquiana-toarciana en el ámbito de la dorsal de Huincul, extendiendo el inicio de la deformación de intraplaca al Jurásico Inferior.

A su vez la existencia de múltiples cubos de sísmica 3D ha provisto de numerosos puntos de control para el análisis de los campos de deformación en los diversos sectores de la cuenca. Este hecho ha permitido un nuevo y más detallado análisis de los campos de deformación.

Son por lo tanto **los objetivos del presente capítulo de la tesis realizar un redefinición de las unidades morfoestructurales de la cuenca neuquina, con especial énfasis en lo referente a su extensión y límites; estudiar la evolución areal y temporal de la deformación junto con la orientación y variación de los campos de esfuerzos de cada una de las unidades morfoestructurales. Se busca de este modo redefinir o actualizar la propuesta de Vergani *et al.* (1995) de estadios de evolución tectónica a partir de la integración de la evolución de cada sector del engolfamiento utilizando la nueva información disponible brindada por la sísmica 3D.**

Se buscará interpretar la evolución tectónica del engolfamiento neuquino a partir de la orientación tanto de campos compresivos y extensionales para cada etapa analizada del intervalo Jurásico Inferior –Plioceno.

V.4. La deformación de intraplaca de la cuenca Neuquina

V.4.a. Configuración actual y frentes de deformación

Si bien el engolfamiento neuquino estuvo sometido a una continua historia de deformación de intraplaca que se extendió por más de 180 m.a. desde el Jurásico Inferior (Pliensbaquiano) hasta el Plioceno, constituye actualmente una zona tectónicamente fósil al igual que la mayor parte del sector de la faja plegada y corrida del Agrio.

Las únicas evidencias de deformación en el sector neuquino de la cuenca neuquina se ubican en el ámbito de la faja plegada y corrida. El frente de deformación actual se encuentra restringido a un pequeño sector del extremo norte de los Andes Neuquinos, en la faja plegada y corrida de Guañacos, donde Folguera *et al.* (2004) han documentado evidencias de neotectónica compresiva. El mismo se ubica 120 km al oeste del frente orogénico mioceno (Fig. 3).

El evento de deformación miocena que afectó a la cuenca neuquina es por intensidad y extensión el principal evento diastrófico con posterioridad a la orogenia Gondwánide del Pérmico Inferior. Este evento dio lugar a la formación de dos frentes de deformación de diferente orientación.

Por un lado se estableció un frente orogénico de orientación N-S asociado a la faja plegada y corrida del Agrio que se ubicó a 500 km de la trinchera oceánica (Fig. 3).

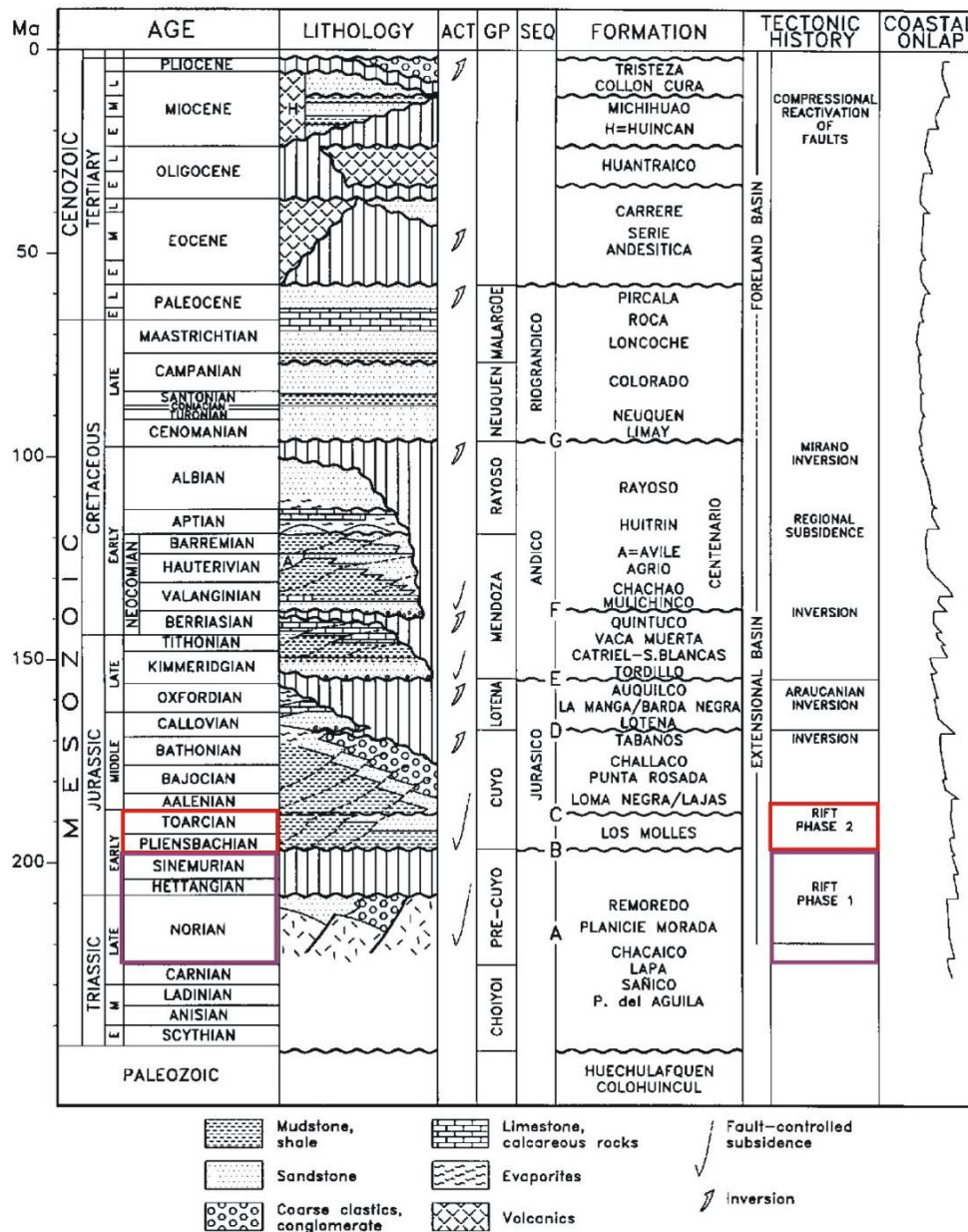


Figura 1. Esquema de estadios de evolución tectónica de la cuenca neuquina según Vergani *et al.* (1995). Obsérvese la existencia de dos etapas de *rift* que se extienden hasta el Jurásico Inferior tardío. El segundo evento está asociado a la depositación de la Formación Los Molles. Nótese la existencia de numerosos pulsos de inversión tectónica desde el Jurásico Medio al Mioceno.

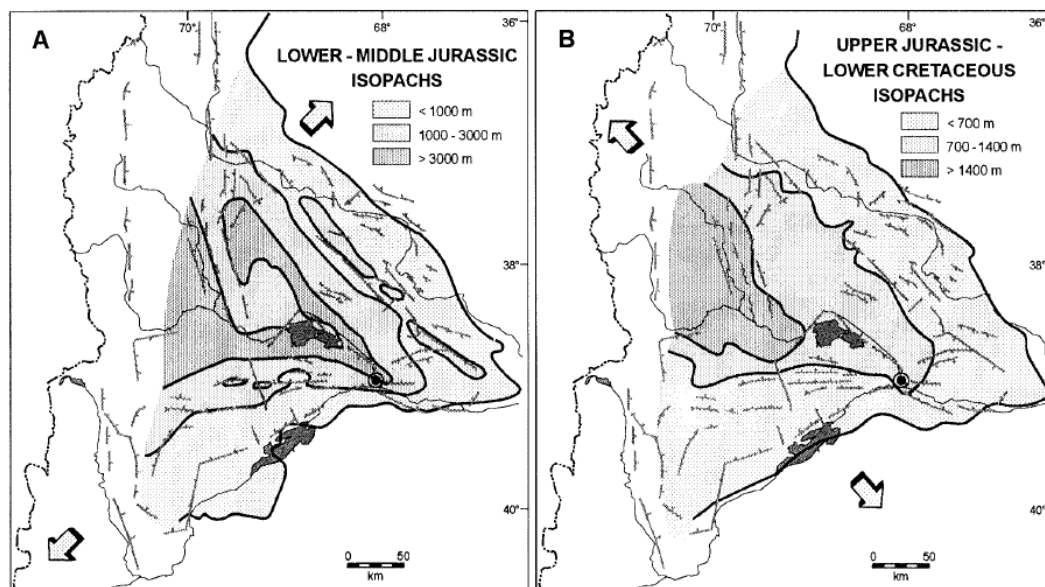


Figura 2. Mapas isopáquicos para los depósitos de edad jurásica inferior y media (A) y jurásica superior y cretácica inferior (B). Obsérvese la rotación del campo de esfuerzos regional. El modelo propuesto por Vergani *et al.* (1995), considera a la deformación de intraplaca del engolfamiento neuquino como un proceso originado en el cambio de orientación de los campos de esfuerzo extensional.

En simultáneo en el sector extrandino se desarrolló una zona de baja deformación o de deformación de intraplaca. La misma se caracterizó por la formación de suaves estructuras de basamento que no generaron relieve. Se caracterizó por un escaso acortamiento, reactivación de estructuras previas de edad mesozoica y zonas de debilidad cortical correspondientes a suturas paleozoicas.

La deformación de intraplaca miocena provocó el levantamiento generalizado del engolfamiento neuquino. Este factor combinado a la limitada sobrecarga tectónica provocada por la faja plegada del Agrio, dio lugar a la exhumación de los depósitos de antepaís de edad cretácica superior del Grupo Neuquén inhibiendo el desarrollo de una cuenca de antepaís miocena en el sector del engolfamiento.

Este frente de deformación de intraplaca alcanzó un máximo desarrollo de 700 km al este del eje de la trinchera oceánica y 300 km del frente orogénico. Su geometría en planta es aproximadamente triangular, con una traza subparalela al curso de los ríos Limay y Colorado (Fig. 3) y una orientación oblicua respecto del frente orogénico.

Entre los 40°-39° S este frente de deformación tuvo un rumbo NE y E-O y es coincidente con la traza del sistema de Huincul (Figs. 3 y 4), punto de máximo desarrollo, que coincide con la transición entre los Andes Patagónicos y los Andes Principales en la Cordillera Neuquina (Chotin y Giret, 1979).

Por otra parte, entre los 39°-37° S, el frente de deformación de intraplaca cambió su orientación a NO, siguiendo la orientación del sistema de Entre Lomas (Figs. 3 y 4).

La presencia de un frente de deformación de intraplaca de esta geometría y extensión constituye un elemento anómalo a lo largo de los Andes Principales, caracterizados por su orientación predominante N-S y una evidencia indirecta del rol de las suturas y fábricas paleozoicas en el control de la deformación de intraplaca.

La etapa miocena de deformación de intraplaca dio lugar a la impronta actual que presenta el complejo mosaico de unidades morfoestructurales (Fig. 4) que caracterizan al engolfamiento neuquino. Sin embargo, las etapas mesozoicas de deformación de intraplaca tuvieron un rol preponderante en el desarrollo de las mismas como es el caso de la dorsal o sistema de Huincul (Fig. 4).

V.4.b. Unidades morfoestructurales

El sector neuquino de la cuenca neuquina presenta un complejo de siete unidades morfoestructurales que involucran tanto al sector andino como extrandino (Fig. 4) y que se caracterizan por presentar historias de deformación y orientaciones distintivas.

La redefinición de las unidades morfoestructurales se realizó a partir de la integración de la información de superficie tomada de los mapas geológicos e integrada con la información de subsuelo (Fig. 5) y las propuestas previas de Herrero Ducloux (1946), Braccini (1970), Ramos (1977) y Bettini (1984).

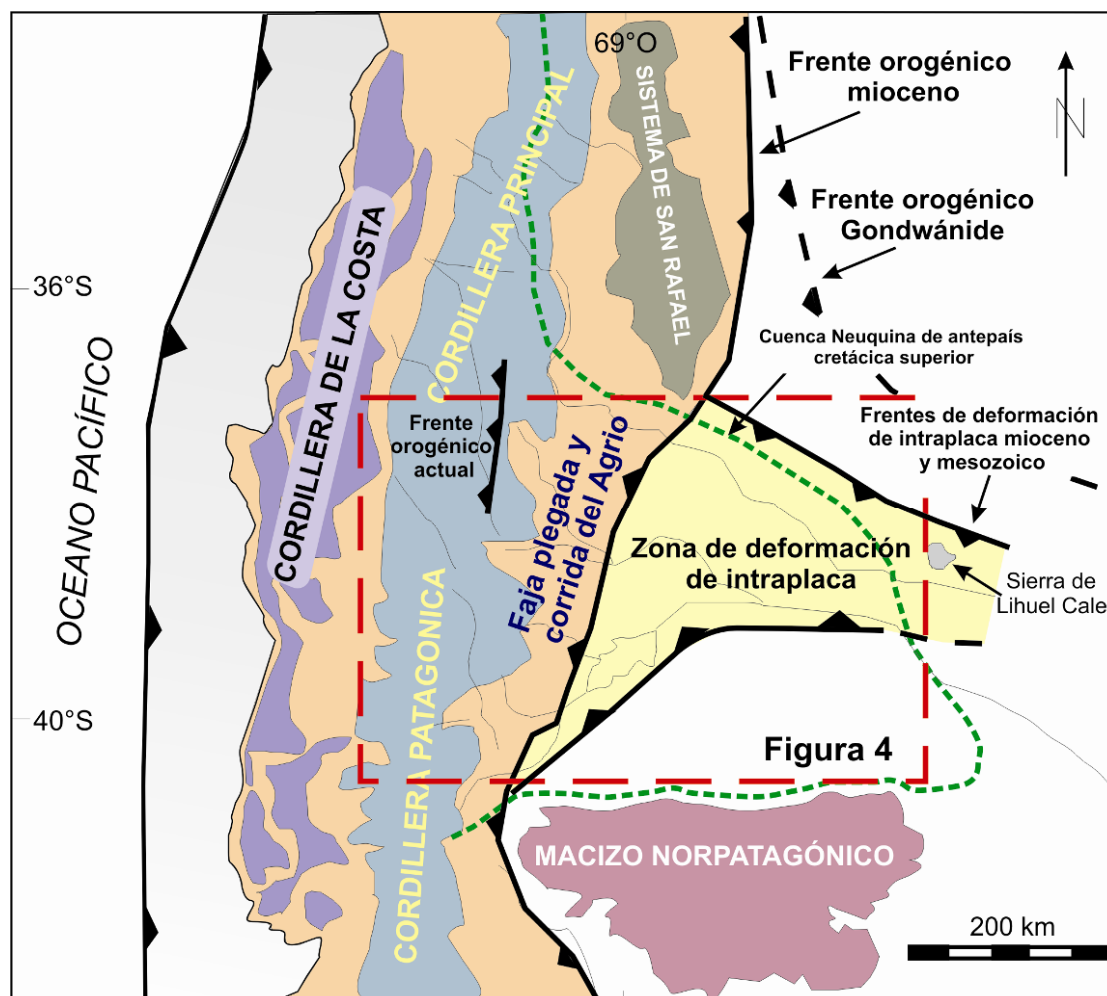


Figura 3. Mapa de frentes de deformación de la cuenca y engolfamiento neuquino mostrando la ubicación relativa de los diferentes frentes orogénicos y de deformación que se desarrollaron en el ámbito de la cuenca y el engolfamiento neuquino. Obsérvese la proximidad entre los frentes de deformación miocena y el frente orogénico pérmico inferior de los Gondwánides. Nótese la traza de orientación N-S del frente orogénico mioceno en contraste con la traza oblicua del frente de deformación de intraplaca desarrollado hacia el antepaís. Finalmente se destaca la ubicación relativa del frente orogénico actual sobre el eje de la Cordillera Principal, en el interior de la faja plegada y corrida miocena. Ubicación de las principales unidades geológicas que constituyen los límites de la cuenca neuquina. Ubicación de la figura 4.

El primer criterio utilizado para la clasificación de las unidades morfoestructurales consistió en separar entre las ubicadas en el ámbito de la faja plegada y en el sector extrandino. Dado que durante el evento de deformación mioceno no se desarrolló una cuenca de antepaís, se adoptó como criterio de análisis para el sector extrandino la cuenca de antepaís cretácica superior (Figs. 4 y 5).

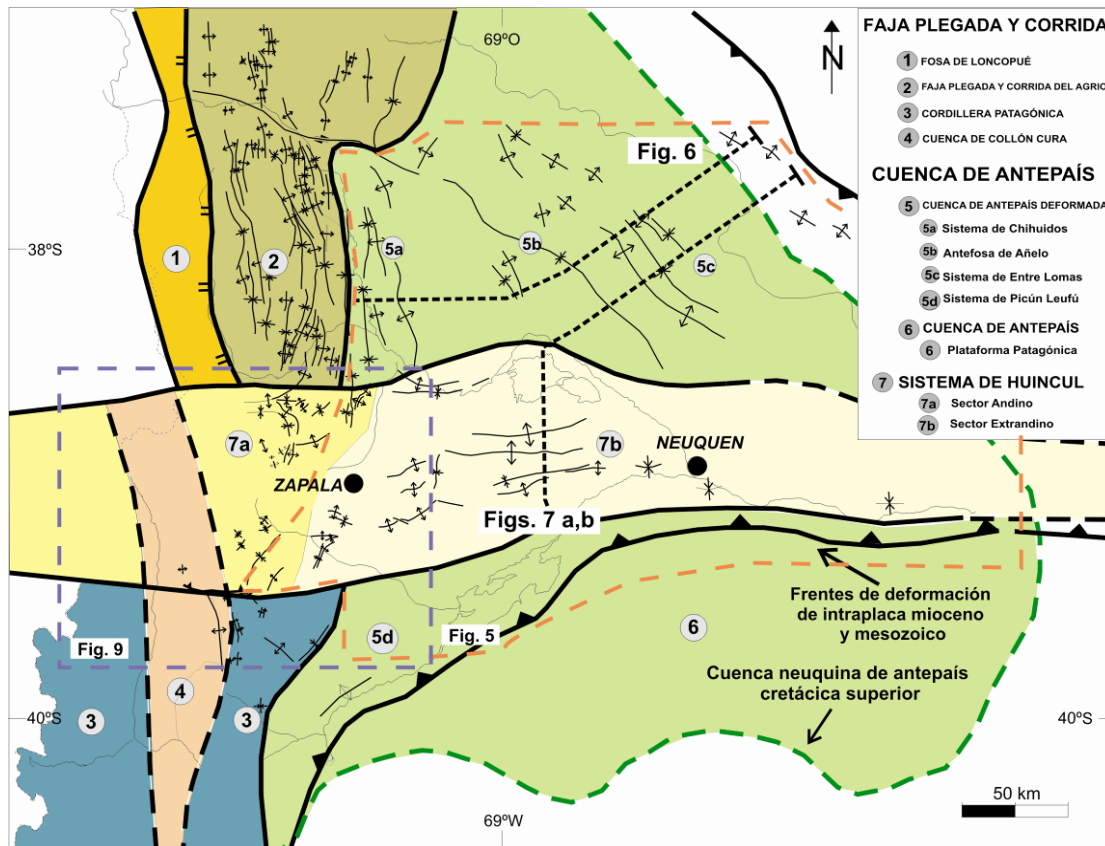


Figura 4. Mapa de las principales unidades morfoestructurales de la Cordillera Principal y del engolfamiento neuquino. Los límites de las mismas surgen principalmente de la integración de los datos de geología de superficie y de subsuelo y de trabajos previos (Herrero Ducloux, 1946, Braccacini, 1970, Ramos, 1977 y Bettini, 1984). En color verde se mapeó el límite de la cuenca de antepaís del Cretácico Superior, correspondiente a los depósitos del Grupo Neuquén. Obsérvese la presencia del cinturón de deformación de intraplaca del sistema de Huincul bisectando la faja plegada y la cuenca de antepaís. Nótese la orientación “aberrante” de las estructuras del sistema de Huincul de orientación oeste y el paralelismo de los ejes anticlinales con los depocentros extensionales y las suturas paleozoicas (Fig. 4, Cap. IV). Ubicación de las líneas sísmicas regionales correspondientes a las figuras 5, 6a, 6b y 7. Ubicación en la figura 3.

Se decidió separar como una unidad morfoestructural independiente al sistema o dorsal de Huincul, dado que corresponde a un cinturón de deformación de intraplaca que divide a la faja plegada y corrida y a la cuenca de antepaís cretácica superior (Figs. 4 y 6a)

El sector de la cuenca de antepaís cretácica superior fue a su vez subdividida en dos sectores tomando como criterio los sectores que habían sido deformados y no

deformados durante el evento diastrófico mioceno con sus respectivas unidades morfoestructurales (Figs. 4, 5, 6a y 6b).

- ✓ Cuenca de antepaís deformada:
 - Sistema de Chihuidos
 - Antefosa de Añelo
 - Sistema de Entre Lomas
 - Sistema de Picún Leufú

- ✓ Cuenca de antepaís no deformada
 - Plataforma Patagónica

En el sector de la faja plegada y corrida se reconocieron cuatro unidades morfoestructurales (Figs. 4 y 5):

- ✓ Faja plegada y corrida del Agrio
- ✓ Cordillera Patagónica
- ✓ Fosa de Loncopué
- ✓ Cuenca de Collón Cura

V. 4.b.i. La información de subsuelo

Para la integración de la información de subsuelo y como punto de partida para el estudio de la deformación de intraplaca del engolfamiento, se elaboró un mapa regional en profundidad a la base de la Formación Vaca Muerta de edad kimberidgiana- tithoniana de aproximadamente 150 Ma (Fig. 5). Esta unidad está conformada por depósitos marinos profundos y la base de la misma corresponde a una superficie de máxima inundación y es una de las unidades de mayor distribución areal en el engolfamiento neuquino. La misma posee una excelente respuesta sísmica por lo que es un evento de fácil identificación y mapeo.

El mapa estructural en profundidad a la base de la Formación Vaca Muerta, muestra más claramente que la figura 4 la complejidad estructural del engolfamiento neuquino, dada por la presencia de estructuras anticlinales de orientación oblicua a casi ortogonal como ser los sistemas de Chihuidos, antefosa de Añelo y Entre Lomas y el sistema de Huincul (Fig. 5).

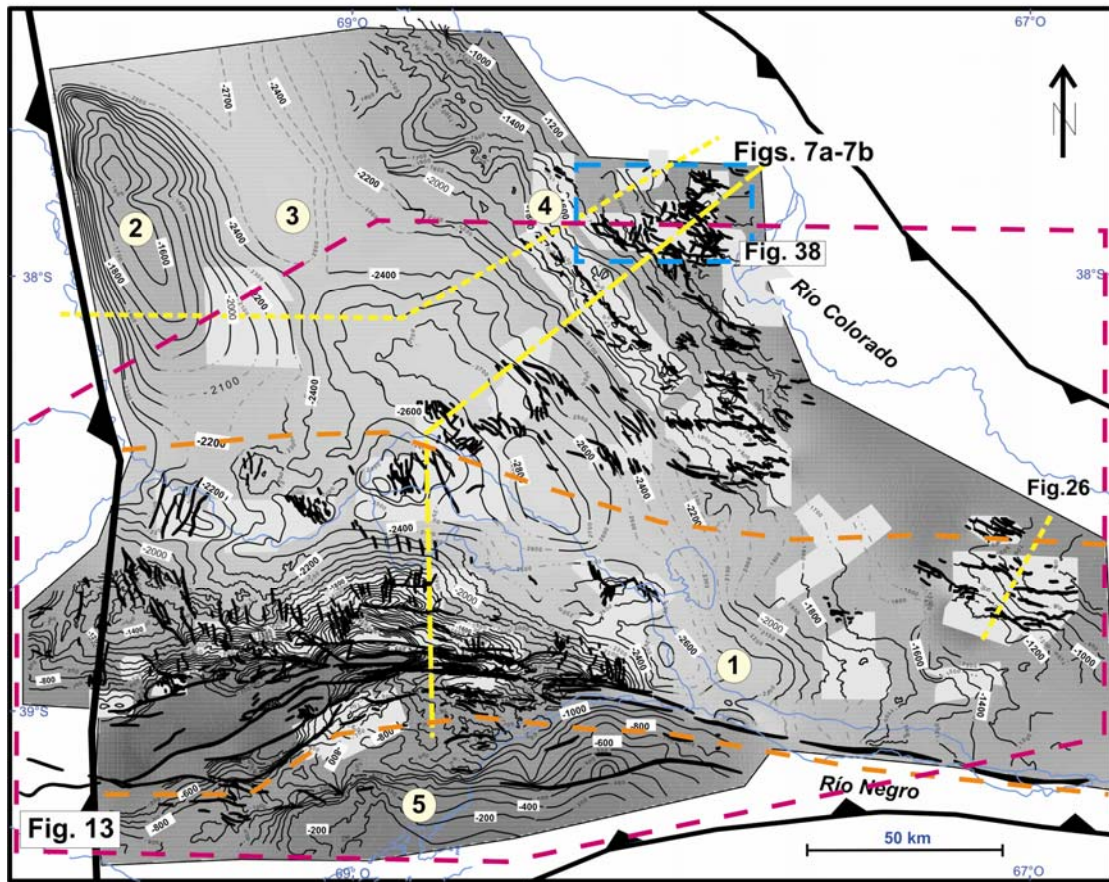


Figura 5. Mapa estructural en profundidad a la base de la Formación Vaca Muerta (Jurásico Superior) del engolfamiento neuquino. 1.- Sistema de Huincul, 2.- Sistema de Chihuidos, 3.- Antefosa de Añelo, 4.- Sistema de Entre Lomas, 5.- Sistema de Picún Leufú. Obsérvese la asimetría del anticlinal de los Chihuidos en el extremo noroeste del mapa y el eje sinclinal correspondiente a la antefosa de Añelo. Nótese el escaso relieve estructural de los ejes anticlinales del sistema de Entre Lomas de orientación NO y finalmente los ejes anticlinales de la dorsal de Huincul de orientación E-O. Obsérvese la desaparición de estructuras a nivel de la base de la Formación Vaca Muerta en el sector oriental del sistema de Huincul. Los polígonos en color gris claro corresponden a la ubicación de los cubos de sísmica 3D utilizados para la confección del mapa y análisis de la deformación de intraplaca. El área que cubre el mapa corresponde al área con información sísmica 2D utilizada para el análisis del engolfamiento neuquino. Ubicación de las figuras 6, 7a, 7b. Ubicación en la figura 4.

Este mapa y una serie de líneas sísmica regionales (Figs. 6, 7a y 7b) fueron utilizadas para definir con mayor precisión la geometría, dimensión y orientación de cada uno de los sistemas definidos para el sector extrandino y las principales

estructuras de cada sector y complementado con el mapa de lineamientos estructurales de la dorsal de Huincul elaborado por Silvestro y Zubiri (2008) (Fig. 13).

La figura 5 muestra en el sector sur del engolfamiento el desarrollo del sistema de Huincul, el cual en sus sectores occidental y central presenta una serie de anticlinales de orientación O-E, los que no están presentes en el sector oriental (Figs. 5 y 7a).

El límite sur del sistema de Huincul está dado por un sistema de fallas principal de orientación aproximada O-E que constituye el sistema de fallas de Huincul (Figs. 5 y 7a).

Un segundo sistema de fallas de carácter extensivo y de orientación NNO-SSE y en menor medida N-S se desarrolló en forma local asociado a los ejes anticlinales y en zonas de desplazamiento lateral en los sectores central y occidental (Figs. 5 y 7a).

Por último en el sector oriental se desarrolló un sistema de fallas directas de orientación NO-SE asociado al colapso de estructuras anticlinales sin expresión a nivel estructural de la Formación Vaca Muerta (Figs. 5 y 28).

En el sector noroeste del engolfamiento y adyacente al frente orogénico de la faja plegada del Agrio se desarrolló el sistema o dorso de los Chihuidos, que muestra una geometría asimétrica correspondiente a una estructura de basamento. El mismo tiene una orientación NNO-SSE ortogonal a las estructuras anticlinales del sistema de Huincul (Figs. 5 y 6).

La antefosa de Añelo corresponde a un eje sinclinal de orientación NNO-SSE en el extremo Norte y NO-SE en el extremo sur. El mismo separa al dorso de los Chihuidos del sistema de Entre Lomas y presenta una orientación paralela al dorso de los Chihuidos en el extremo norte en tanto que en el sector sur se orienta según el sistema de Entre Lomas (Fig. 5).

Finalmente el sistema de Entre Lomas está caracterizado por una serie de estructuras anticlinales de orientación NO-SE, de escaso relieve estructural (Fig. 6) que no tienen mayor expresión en el mapa regional del engolfamiento neuquino (Fig. 5).

A su vez se observan un sistema de fallas también de orientación NO-SE de carácter distensivo y un segundo sistema de fallas transtensivas de orientación ONO-ESE (Figs. 5 y 6).

Este mapa estructural constituye un excelente punto de partida para el análisis regional de la estructura y evolución tectónica del engolfamiento neuquino pero presenta algunas limitaciones. El mismo no muestra estructuras de edad mayor a 150 Ma como las existentes en el extremo oriental de la dorsal de Huincul (Fig. 29), ni permite analizar estructuras que se hayan generado en niveles estructurales más someros.

Finalmente la existencia de dominios estructurales compresivos de dimensiones semiregionales y orientaciones casi ortogonales constituye un marco tectónico de alta complejidad. El mismo resulta de difícil explicación si se intenta analizar a partir de un único campo de esfuerzos o evento de deformación. Por lo tanto para abordar el estudio de la evolución tectónica mesozoica y cenozoica del engolfamiento neuquino se analizará en forma particular el sistema de Huincul y las unidades morfoestructurales de la cuenca de antepaís, y se intentará hacer inferencias de la evolución pre-cretácica superior del sector de la faja plegada por correlación con lo observado en el sector extrandino.

Las unidades morfoestructurales correspondientes al sistema de Huincul y de la cuenca de antepaís serán analizadas en términos de su configuración estructural actual y su evolución tectónica mesozoica y cenozoica, en tanto que las unidades correspondientes a la faja plegada serán brevemente descriptas.

El análisis de la evolución tectónica se hará según la siguiente subdivisión en cinco etapas.

- 1. Etapa I : Jurásico Inferior – Cretácico Inferior (Pliensbaquiano - Cenomaniano).**
 - Etapa Ia: Pliensbaquiano-Valanginiano.
 - Etapa Ib: Valanginiano-Cenomaniano.
- 2. Etapa II: Cretácico Superior (Cenomaniano-Maastrichtiano)**
- 3. Etapa III: Mioceno**
- 4. Etapa IV: Plioceno**

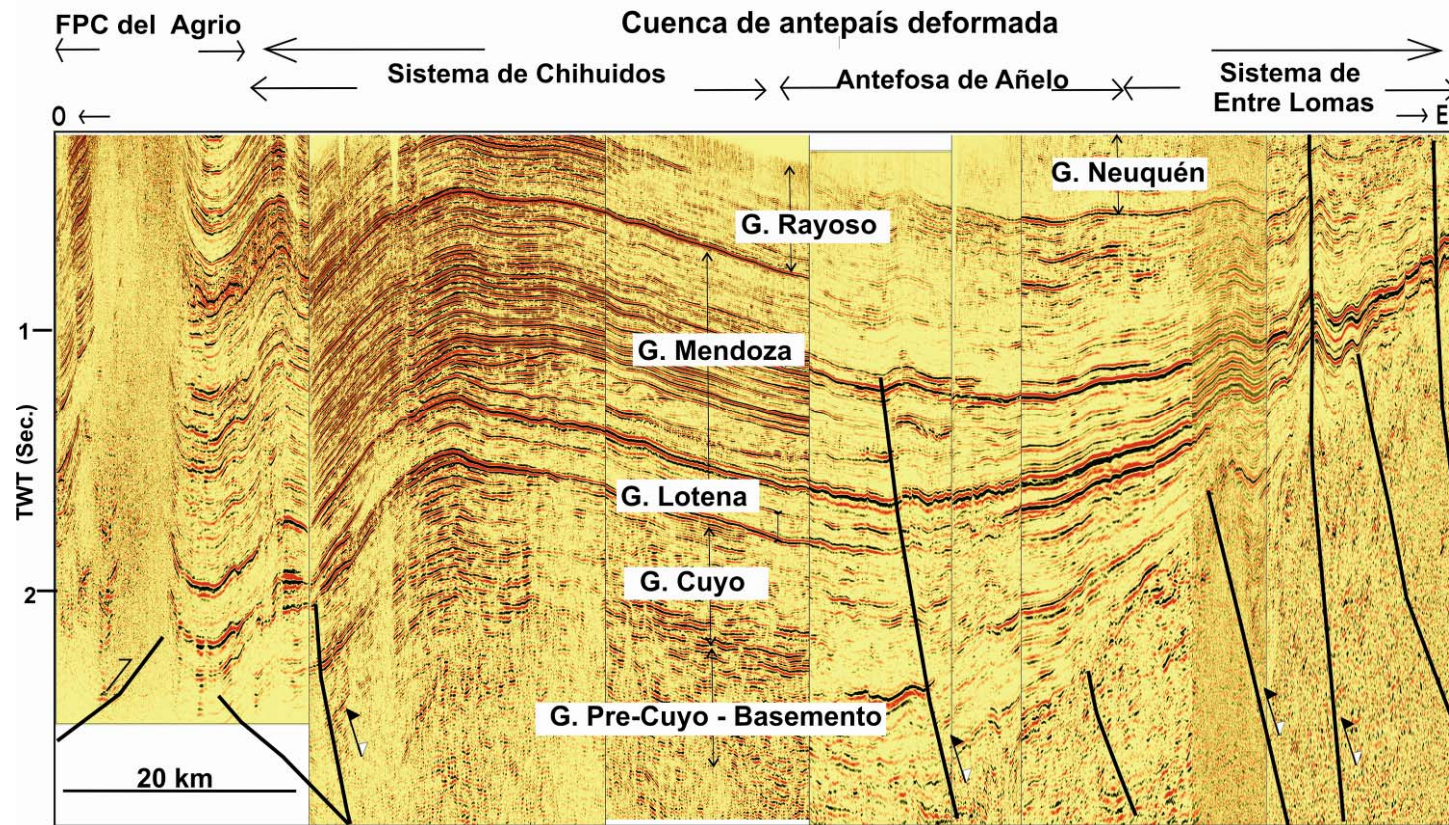


Figura 6. Sección sísmica regional a través del sector deformado de la cuenca de antepaís cretácica superior conformado por los sistemas de Chihuidos, Entre Lomas y la antefosa de Añelo y el frente orogénico de la faja plegada y corrida del Agrio. Obsérvese la megaestructura de basamento correspondiente al anticlinal de los Chihuidos, la principal estructura que deforma la cuenca de antepaís, el sinclinal correspondiente a la antefosa de Añelo y el sistema imbricado de fallas que conforma el sistema de Entre Lomas. Nótese la escasa magnitud de este sistema comparado con el de Chihuidos y el acunamiento de las distintas unidades en el flanco occidental del sistema de Entre Lomas. Ubicación en las figuras 4 y 7.

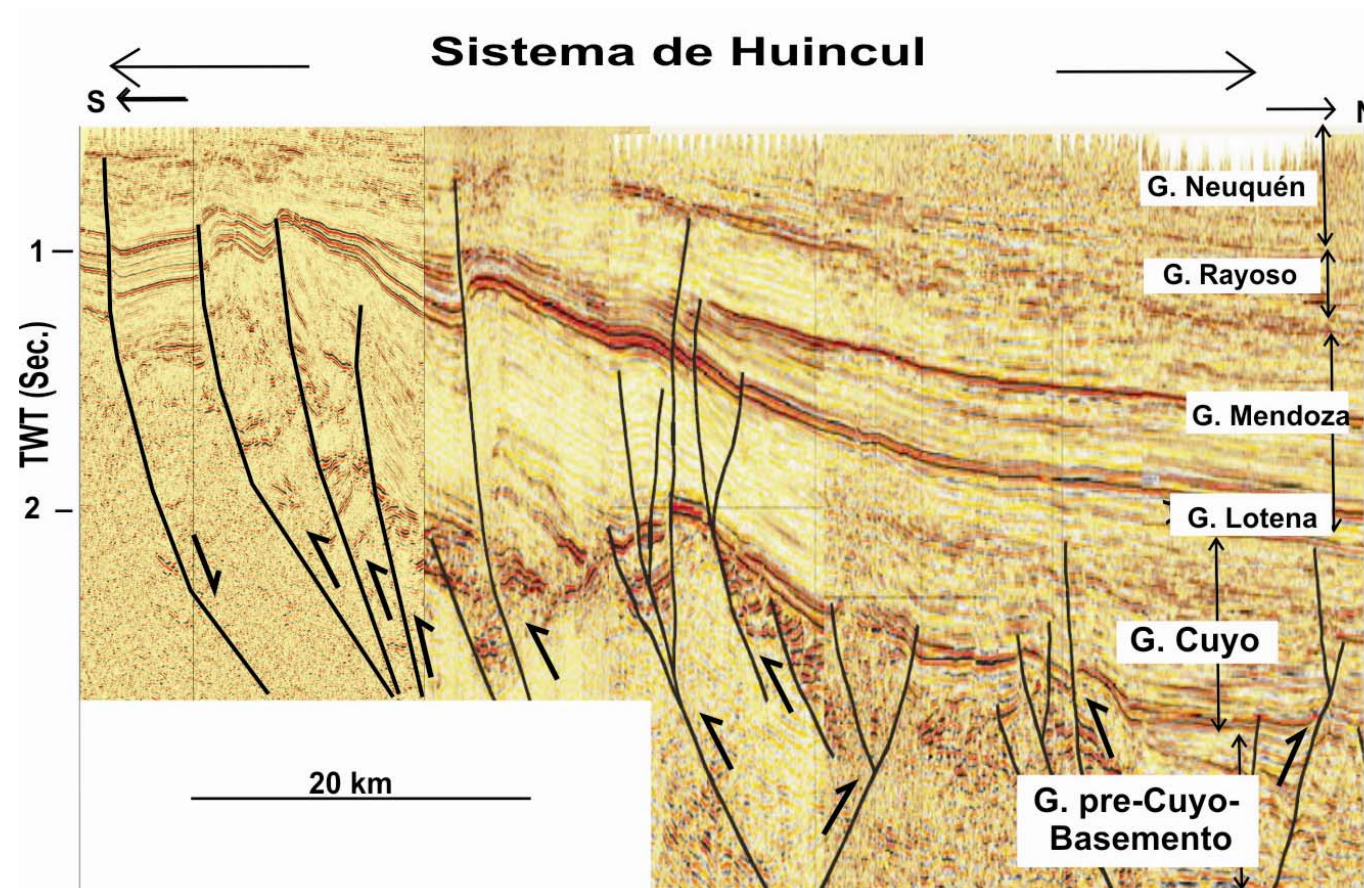


Figura 7a. Porción sur de la sección sísmica regional a través del sistema o dorsal de Huincul – antefosa de Añelo y el sistema de Entre Lomas. Obsérvese el sistema de fallas que conforman la dorsal de Huincul y el adelgazamiento de las distintas unidades mesozoicas en dirección al eje del sistema asociado al crecimiento de los diferentes trenes estructurales. Ubicación en las figuras 4 y 7.

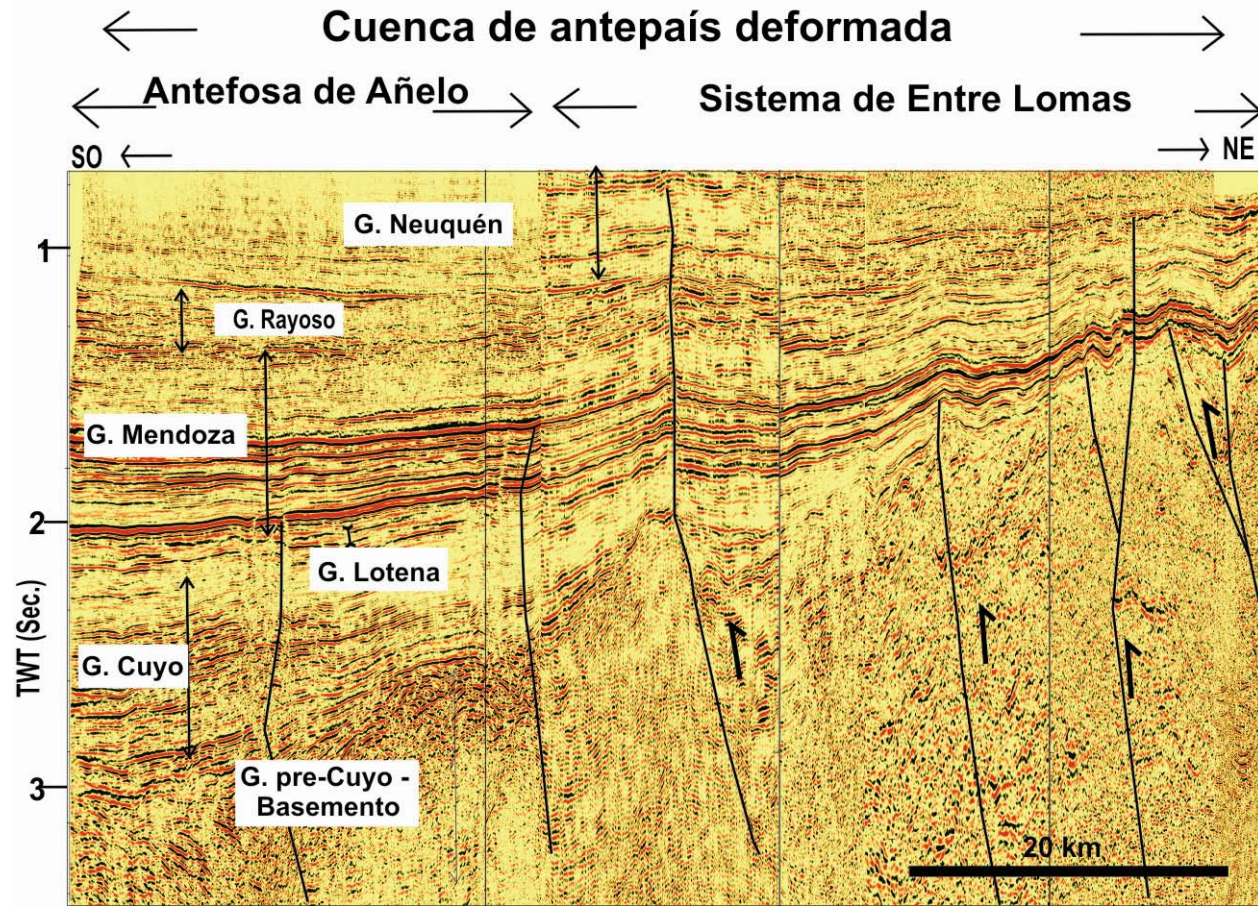


Figura 7b. Porción norte de la sección sísmica regional a través del sistema o dorsal de Huincul – antefosa de Añelo y el sistema de Entre Lomas. Obsérvese el sistema de fallas que conforman el sistema de Entre Lomas y el adelgazamiento de las distintas unidades mesozoicas en dirección al eje del sistema asociado al crecimiento de los diferentes trenes estructurales. Ubicación en las figuras 4 y 7.

V.4.b.ii. El sistema o dorsal de Huincul

V.4.b.ii.1. Generalidades

El sistema o dorsal de Huincul constituye el rasgo tectónico más sobresaliente del engolfamiento neuquino, en términos de intensidad, extensión y duración de la actividad tectónica de intraplaca, la cual estuvo activa en forma ininterrumpida desde el Jurásico Inferior hasta el Terciario.

El sistema de Huincul constituye un excelente ejemplo de una **faja o cinturón de deformación de intraplaca transpresiva dextrógira** (*intraplate right lateral transpressive deformation belt*) siguiendo los criterios de Storti *et al.* (2003), compuesta por un sistema de hemigrábenes y anisotropía de basamento de orientación ortogonal a oblicua al margen convergente pacífico que fueron reactivados en forma inversa por inversión tectónica, compresión oblicua y desplazamiento de rumbo, generando localmente pequeñas cuencas de *strike slip* (Ploszkiewicz *et al.*, 1984).

El sistema de Huincul constituye un segmento de una estructura de mayor escala que se extiende desde la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal en Chile (Chotin, 1976, Chotin y Giret, 1979) y hacia el este a lo largo de los ríos Colorado y Negro, excediendo la zona de cobertura de sísmica de la cuenca y delineando el límite norte del terreno de Patagonia (Fig.17, Cap. III).

En el ámbito de la cuenca neuquina este cinturón de deformación de intraplaca divide tanto a la Cordillera de los Andes como al engolfamiento neuquino. Alcanzó un desarrollo máximo de 650 km de longitud desde la Cordillera de la Costa en Chile hasta la localidad de Choele Choel, en la provincia de Río Negro y un ancho casi constante de 120 km en los sectores occidental y central, angostándose a 60 km en su extremo oriental.

Constituyen el límite sur de los sistemas de Chihuidos, Entre Lomas y la antefosa de Añelo y el norte del sistema de Picún Leufú.

La evolución tectónica del sistema de Huincul estuvo íntimamente ligada a la del sistema de Picún Leufú sobre todo durante el estadio I (Jurásico Inferior – Valanginiano). Si consideramos a esta unidad morfoestructural como parte del sistema de Huincul en este estadio, la misma alcanzaría un ancho de 160 km.

Resulta entonces evidente que si bien el sistema de Huincul es una unidad distintiva, sus límites norte y sur pueden resultar difusos dado que tanto al norte como al sur la deformación de intraplaca dio lugar a estructuras de menor relieve.

El sistema de Huincul ha sido dividido en dos segmentos principales: el segmento andino y el segmento extrandino (Fig. 4). Este último ha sido dividido en tres sectores bien distintivos; el sector occidental, el central y el sector oriental.

Cada segmento será estudiado en detalle en cuanto a la evolución de la deformación y finalmente se integrará la información en un único modelo para el sistema de Huincul.

V.4.b.ii.2. El segmento andino

Este segmento del sistema de Huincul, abarca el sector comprendido desde la Cordillera de la Costa en Chile hasta la localidad de Zapala en Argentina, alcanzando una extensión de 300 km y bisectando la Cordillera de los Andes.

La delimitación del sistema de Huincul en el sector Andino fue posible gracias los pioneros trabajos de Chotin (1976) y Chotin and Giret (1979), quienes a partir de estudios de imágenes satelitales y de campo pudieron determinar la existencia de una serie de lineamientos de orientación oeste-este que se disponían en forma transversal a la Cordillera de los Andes (Fig. 16, Cáp. II) y alcanzaban la costa pacífica a la latitud de la ciudad de Valdivia.

Identificaron tres lineamientos principales entre los 38°-40° S que delimitan una zona de 150 km de ancho coincidente con los límites de los sistemas de Huincul y Picún Leufú (Fig. 8). El lineamiento de las Coloradas-Villarica se alinea con las estructuras del Cordón de la Piedra Santa y Cerro Lotena y el sistema de fallas principal del sistema de Huincul del sector argentino del segmento andino.

Los lineamientos de Paso Flores-Osorno y San Carlos de Bariloche (Fig. 8) constituyen a su vez la prolongación occidental del lineamiento del Río Limay que marca el límite sur del sistema de Picún Leufú. Estos tres lineamientos constituyen la mejor evidencia del sistema de Huincul en el ámbito de la Cordillera de la Costa.

Entre tanto en el sector de la Cordillera de los Andes existen una gran variedad de rasgos estructurales adicionales a los lineamientos definidos por Chotin (1976), tanto del sector argentino como en el sector chileno.

A los 38°30'S se observa en el sector argentino de la Cordillera de los Andes la flexión de los ejes de estructuras anticlinales y sinclinales del extremo sur de la faja plegada y corrida del Agrio (Fig. 4). El mejor ejemplo lo constituye el anticlinal de la Sierra de la Vaca Muerta, el cual presenta una flexura en la orientación de su eje, cambiando de N-S a NE-SO (Fig. 9).

En sintonía con estos rasgos en el límite sur de la dorsal se ubica el anticlinal del Cordón de la Piedra Santa (Fig. 9) de orientación oeste–este y sudoeste-noreste y que a través de la falla de la Jardinera corta las estructuras de orientación N-S que constituyen el extremo norte de la Cordillera Patagónica (Fig. 9).

Si bien los diferentes lineamientos que caracteriza a la dorsal de Huincul en este sector son de orientación oeste–este, la orientación de los diferentes trenes estructurales es oblicua a los mismos disponiéndose en dirección NE-SO (Figs. 4, 9 y 11). Tanto la Sierra de la Vaca Muerta como el Cordón de la Piedra Santa y el resto de las estructuras ubicadas en este segmento de la dorsal de Huincul muestran evidencias de inversión tectónica mesozoica como fuera destacado en los primeros reconocimientos de este sector de los Andes (Burckhardt, 1900; Keidel, 1925; Groeber, 1929) y recientemente estudiados por Zavala *et al*, 2001 y 2003 (Fig. 11b).

Estos rasgos tectónicos también están presentes en el sector Chileno de la cordillera de los Andes (Fig.10), donde se han identificado una serie de ejes anticlinales de orientación NE-SO como los presentes en la Cordillera del Lonquimay (Fig.10a) y de orientación ENE-OSO como los ubicados próximos al paso de Lonquimay (Fig. 10b). Estas estructuras afectan a los depósitos volcánicos y marinos de la Formación Nacientes del Bio Bio, de edad jurásica inferior a superior (Pliensbaquiano- Oxfordiano), equivalentes a los Grupos Cuyo, Lotena y Mendoza del sector argentino de la cuenca neuquina.

Los presencia conjunta de lineamientos de orientación oeste–este que se extienden hasta la Cordillera de la Costa y de estructuras anticlinales oblicuas de orientación predominante NE-SO en la Cordillera de Los Andes a las mismas latitudes en las que se desarrolla el sistema de Huincul en el sector extrandino constituyen evidencias muy significativas de la continuidad de dicho sistema hacia el oeste, más allá de la localidad de Zapala. El sector andino y el sector occidental del segmento extrandino conforman un dominio estructural de casi 100 km de extensión dentro del sistema de Huincul, caracterizado por la orientación NE-SO predominante de las estructuras anticlinales.

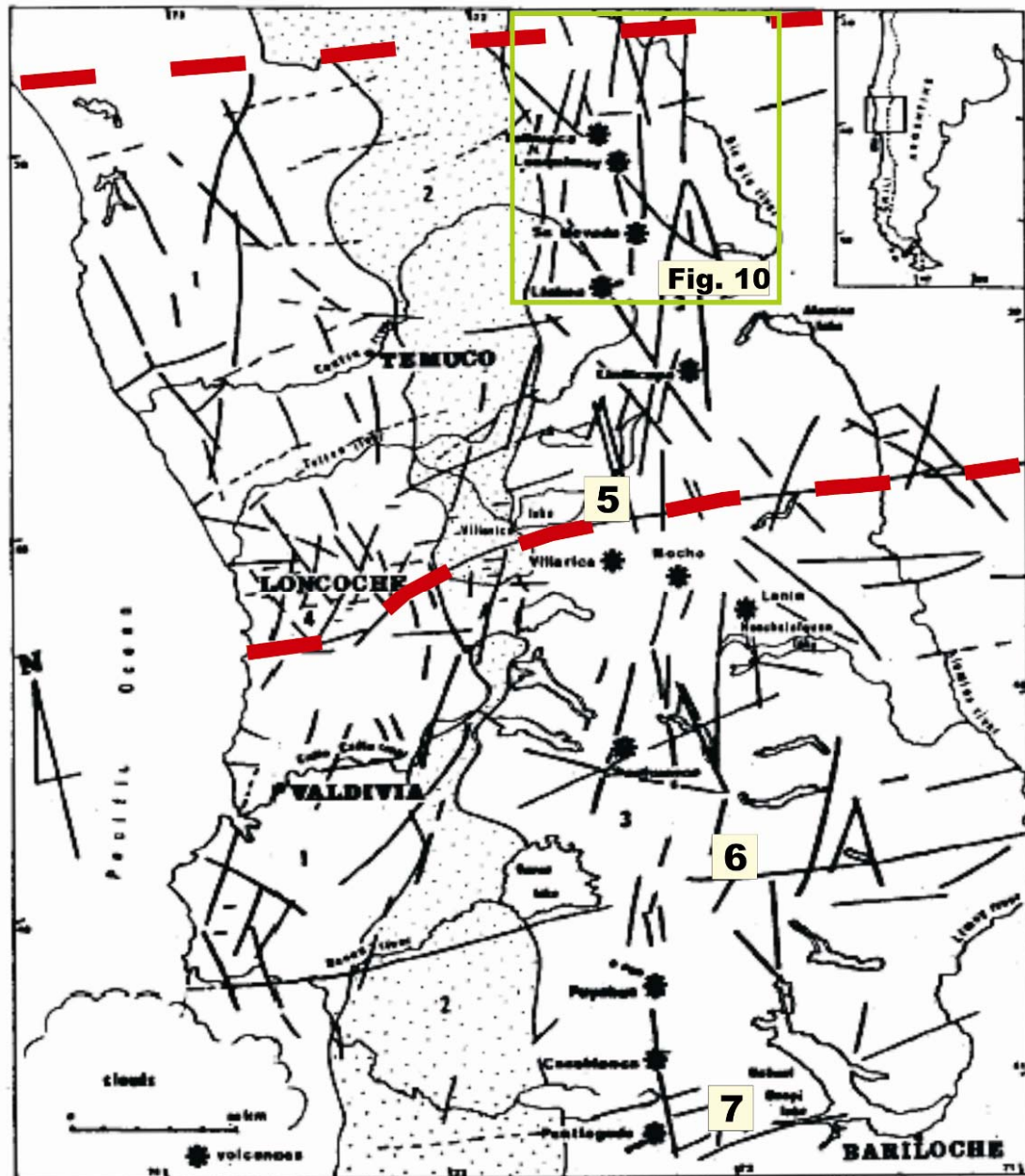


Figura 8. Mapa de lineamientos del sector andino de la dorsal de Huincul según Chotin, 1976. Obsérvese la presencia de lineamientos transversales a los Andes. 5) Las Coloradas- Villarica, 6) Paso Flores-Osorno y 7) San Carlos de Bariloche. El lineamiento de Las Coloradas corresponde al límite sur de la dorsal de Huincul, en tanto que los lineamientos de Paso Flores y San Carlos de Bariloche se alinean con el de Río Limay. Las líneas rojas corresponden a los límites del sector andino del sistema de Huincul. Ubicación de la figura 10.

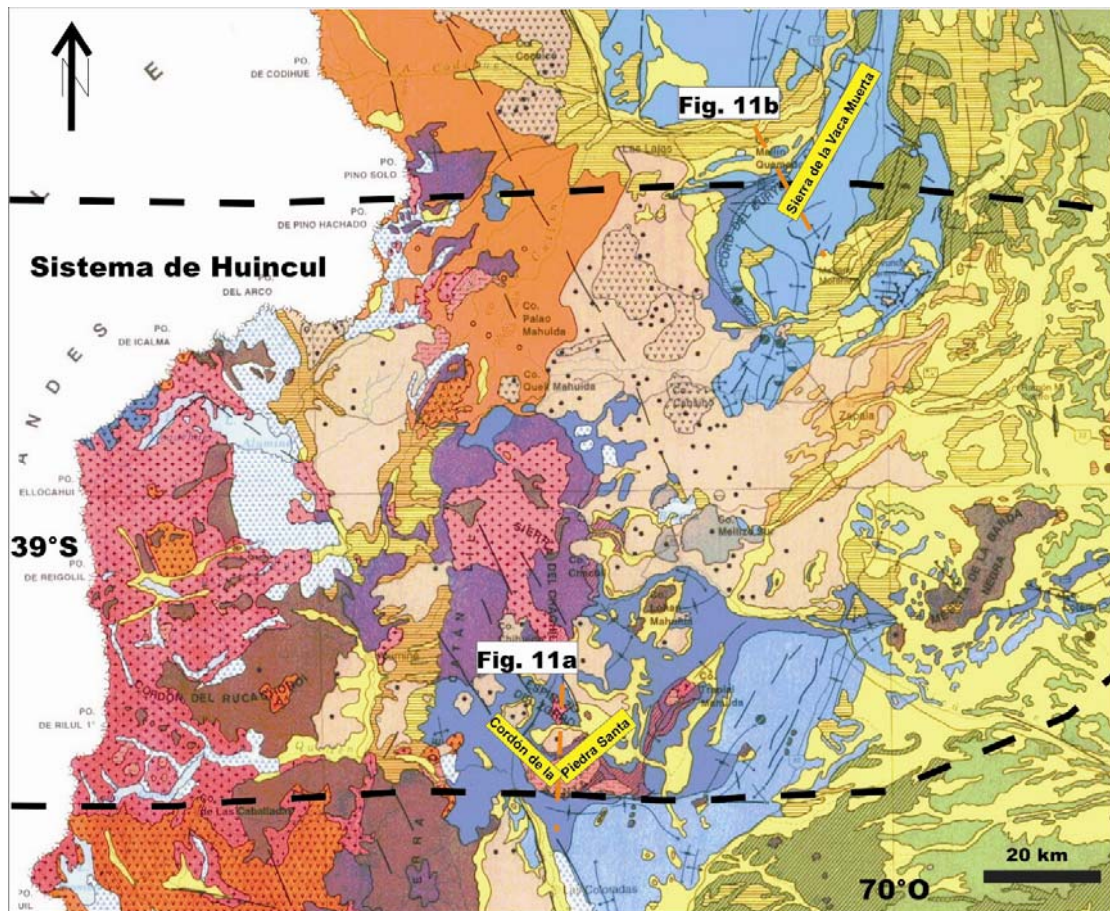


Figura 9. Mapa geológico del sector andino de la dorsal de Huincul. Obsérvese la presencia de flexuras en los ejes de los anticlinales del extremo sur de la faja plegada del Agrío al interferir con el sistema de Huincul, en el extremo norte. Nótese la presencia de estructuras de orientación predominante SO-NE como el Cordón de la Piedra Santa, en el extremo sur y la Sierra de la Vaca Muerta en el extremo norte. Obsérvese el *kink* o flexión en la orientación de los ejes estructurales en la transición al segmento extrandino de orientación OSO-ENE. Todas estas estructuras muestran evidencias de actividad tectónica compresiva desde el Jurásico Inferior. Ubicación en la figura 4. Ubicación de la figura 10. Modificado del mapa geológico de la provincia del Neuquén del Servicio Geológico Nacional.

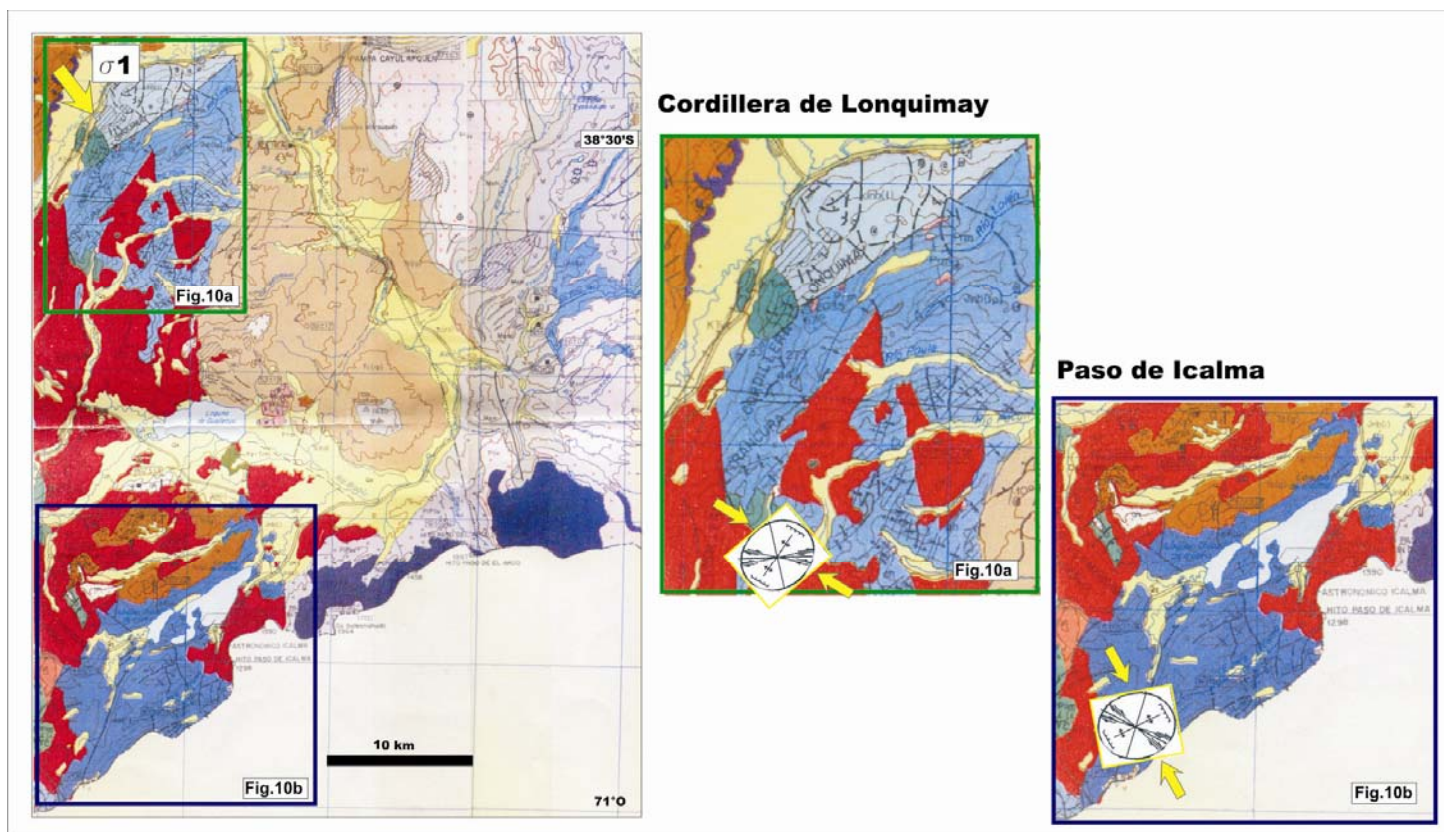


Figura 10. Mapa geológico de la zona de Curacautín (Suárez y Emparan, 1997), en el sector chileno del sector andino de la dorsal de Huincul. Obsérvese la presencia de ejes anticlinales de orientación NE-SO en el sector de la Cordillera de Lonquimay (Fig. 10a) y de orientación ENE-ONO en la zona del paso de Icalma (Fig. 10b). El campo de esfuerzos deducido a partir del rumbo de los ejes de las estructuras anticlinales muestra una orientación NO-NNO para el vector σ_1 . Los Colores azules y celestes corresponden a los depósitos de la Formación Nacientes del Bio Bio de edad jurásica inferior a medio. Ubicación en la figura 8.

V.4.b.ii.3. Evolución temporal de la deformación

El sector oriental del segmento andino del sistema de Huincul constituye un excelente laboratorio para el estudio de los eventos de deformación mesozoicos, en especial para los acontecidos durante el Jurásico y el Cretácico Inferior correspondientes al Estadio I (Pliensbaquiano-Valanginiano).

Tres de las localidades clásicas para el estudio de la deformación de intraplaca de la cuenca neuquina se encuentran en este sector y corresponden a la Sierra de la Vaca Muerta, Cerro Covunco y el Cordón de la Piedra Santa (Figs. 9 y 11), ubicados respectivamente en el extremo norte, sector central y límite sur de este segmento de la dorsal de Huincul. Las mismas corresponden a tres estructuras anticlinales de orientaciones variables entre NE-SO a E-O, asociados a la inversión tectónica de depocentros extensionales del Grupo pre-Cuyo y han sido recientemente estudiadas por el Grupo de Estudios de Cuenca Sedimentarias de la Universidad Nacional de Bahía Blanca, dirigido por el Dr. Carlos Zavala.

En los tres casos se documentó la existencia de actividad tectónica compresiva asociada al crecimiento de las tres estructuras desde al menos el Jurásico Medio (Aaleniano) hasta Cretácico Inferior temprano (Berriasiano) (Fig. 11). En todos estos casos la deformación compresiva dejó su impronta en las geometrías de sincrecimiento en los depósitos de los Grupos Cuyo, Lotena y Mendoza, en los que se pueden observar geometrías de cuña de sincrecimiento, el desarrollo de discordancias progresivas y angulares y la migración de los depocentros de las distintas unidades en sentido N-S (Figs. 11a y b).

El análisis del posible inicio de la deformación durante el Jurásico Inferior no fue posible en este sector por no existir buenos afloramientos de la Formación Los Molles. Estos autores asignaron al Aaleniano la edad del inicio de la deformación compresiva y mantuvieron para el Jurásico Inferior el modelo de cuenca extensional de Vergani *et al.* (1995).

Todos estos estudios demuestran la extensión areal de la deformación jurásica en el ámbito del sector andino de la dorsal de Huincul, el control que la misma ejerció sobre la sedimentación y que durante el Jurásico Medio temprano (Estadio I) la deformación de intraplaca era activa en este segmento de la dorsal, quedando la incógnita si la misma hubiera empezado durante el Jurásico Inferior.

No existen en el área estudios que permitan caracterizar la deformación de intraplaca de los estadios posteriores, en parte debido a la erosión de los niveles correspondientes al Cretácico, ni existen análisis detallados de indicadores cinemáticos o microtectónicos que permitan determinar la orientación de los vectores de deformación que generaron el levantamiento de la Sierra de la Vaca Muerta y del Cordón de la Piedra Santa. A partir de la orientación general NE- SO de las estructuras anticlinales de la Sierra de la Vaca Muerta y Cerro Covunco se infiere un esfuerzo máximo σ_1 en dirección aproximadamente NO-SE, en sintonía con el campo de esfuerzos deducido para las estructuras anticlinales de la Cordillera del Lonquimay y el paso de Icalma (Fig.10).

En general todas estas estructuras se encuentran parcialmente erosionadas y afloran a nivel de unidades de edad jurásica. Los estudios de Zavala *et al.* (2001) en el Cordón de la Piedra Santa y la Sierra de la Vaca Muerta han demostrado la génesis jurásica de las mismas por lo que se estima que estas conclusiones son extrapolables al resto de las estructuras de orientación NE-SO del segmento andino del sistema de Huincul. De este modo las mismas tendrían una componente miocena de menor magnitud como se observa en el sector extrandino.

V.4.b.ii.3. El segmento extrandino

El segmento extrandino de la dorsal de Huincul se extiende aproximadamente desde la localidad de Zapala hasta la localidad de Choele Choel, alcanzando una extensión de más de 300 km. El mismo constituye el sector más importante para el análisis de la deformación tanto por su evolución tectónica como por la cantidad de datos disponibles para el análisis de los campos de deformación y esfuerzos.

El estudio de este segmento fue realizado en dos etapas.

La primera etapa corresponde al periodo 2003-2005 en el cual se hizo la recolección de información de subsuelo, armado del proyecto de interpretación sísmico y elaboración del mapa estructural de la base de la Formación Vaca Muerta del engolfamiento neuquino. Sobre este mapa se volcaron los puntos de control para el análisis de la orientación de los campos de deformación asociados a cada segmento de la dorsal de Huincul (Fig. 12). De este modo se pudo establecer en forma regional los campos de esfuerzo mesozoicos que afectaron al engolfamiento y cuyas conclusiones fueran publicadas por Mosquera y Ramos (2005 y 2006).

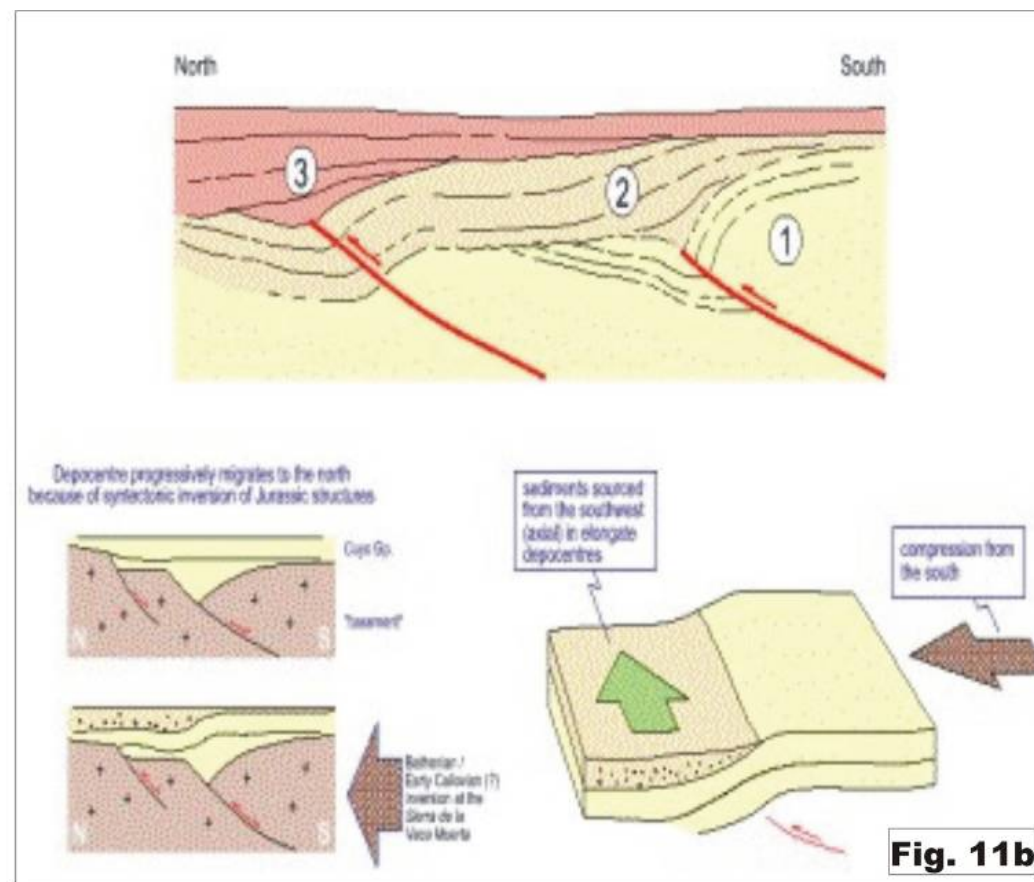
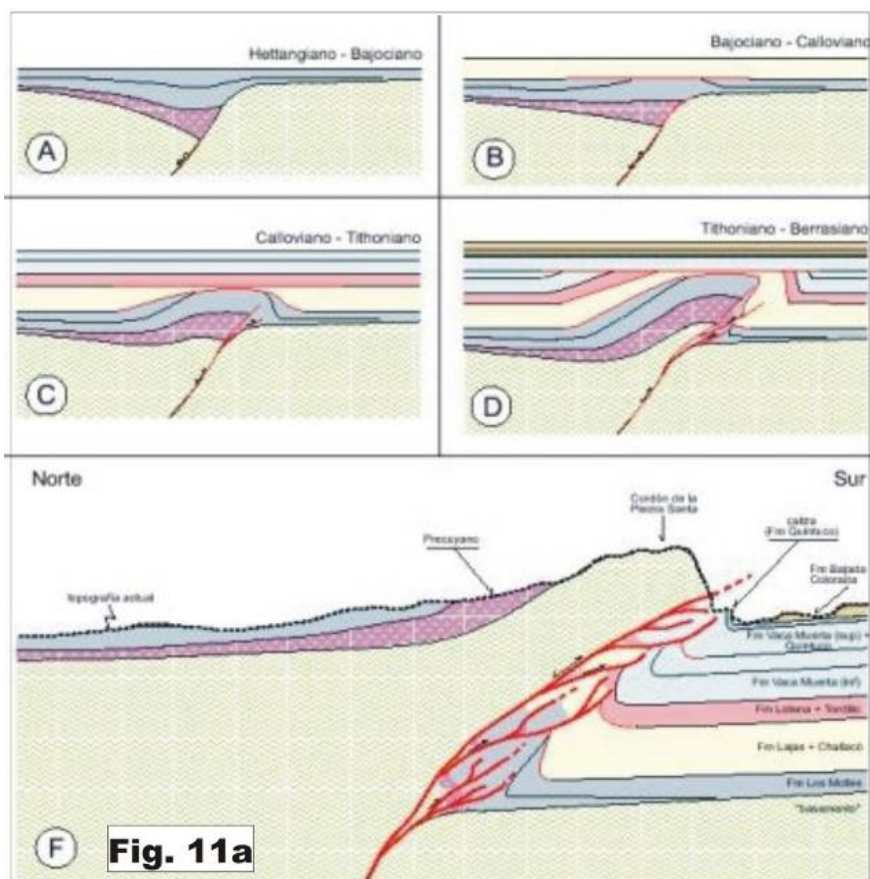


Figura 11. Cortes estructurales esquemáticos y evolutivos del Cordón de la Piedra Santa (Fig. 11a) y de la Sierra de la Vaca Muerta (Fig. 11b) mostrando la actividad tectónica Jurásico Medio- Cretácico Inferior, las geometrías de depósitos de sincrismo y las direcciones de compresión en dirección N-S, según Zavala *et al.*, 2001. Ubicación en la figura 9.

Durante la elaboración de la segunda etapa (2006-2008) se incorporaron dos nuevos trabajos sobre la dorsal de Huincul (Pángaro *et al.*, 2006 y Silvestro y Zubiri, 2008) a este estudio, los que permitieron dar un mayor soporte al modelo elaborado en la primera etapa.

Este segmento está caracterizado por una serie de lineamientos compresivos y transcurrentes que se extienden dentro de las provincias de Neuquén y Río Negro y ha sido dividido en cuatro sectores principales con características estructurales distintivas (Figura 12):

- **Sector Occidental**, caracterizado por lineamientos de orientación NE que dieron lugar a anticlinales asociados a fallas de basamento y de orientación perpendiculares a los hemigrábenes del G. pre-Cuyo de orientación NO (Fig. 12). Estos últimos fueron reactivados como zonas transtensivas (Orchuela y Ploszkiewicz, 1981 y 1984, Pángaro *et al.*, 1999 y 2006 y Silvestro y Zubiri 2008).
- **Sector Central**, (Fig. 12) integrado por lineamientos de orientación predominante oeste-este y oeste-noroeste, producto de la compresión oblicua de hemigrabenes precuyanos (Mosquera y Ramos, 2005 y 2006, Pángaro *et al.*, 2006 y Silvestro y Zubiri, 2008). En forma secundaria se desarrollan sistemas de fallas extensionales de orientación N-S y zonas en posiciones de cresta de anticlinal y zonas de cizalla de orientación NO-SE.
- **Sector Oriental**, donde predominan tanto lineamientos de orientación NO afectados por transcurrancia como lineamientos de orientación oeste asociados a inversión oblicua (Fig. 12).
- **Sector Norte**, (Figs. 5 y 12) en el que se desarrollan al menos tres sistemas de fallas transcurrentes dextrógiros de hasta 80 km de longitud (Mosquera y Ramos 2005 y 2006, Silvestro y Zubiri 2008). Si bien los mismos están emparentados genéticamente al sistema de Huincul, se ubican geográficamente en la antifosa de Añelo y serán abordados durante el análisis de dicha unidad morfoestructural.

Cada uno de los sectores será estudiado en cuanto a su estilo estructural, mecánica y evolución temporal de la deformación y análisis de puntos de control para determinar la orientación de los campos de deformación.

V.4.b.ii.3.a. El sector occidental

Este sector se extiende desde la localidad de Zapala hasta la localidad de Plaza Huincul con una extensión aproximada de 80 km y constituye una zona de transición entre el sector andino y el sector extrandino propiamente dicho.

Las principales estructuras de este sector corresponden a una serie de anticlinales de orientación NE asociados a fallas de basamento orientadas casi ortogonalmente a los hemigrábenes de edad triásica superior-jurásica inferior como se puede observar en la sección sísmica regional (Fig. 14), alcanzando los 2.000 m de rechazo vertical. Estos anticlinales presentan en general limbos frontales subverticales a rebatidos (Figs. 12, 14, 16 y 17).

En este sector los lineamientos de orientación NE no muestran evidencias de desplazamiento de rumbo y la orientación NE de este segmento conforma una flexión en la traza del sistema de Huincul (Figs. 4, 9 y 12).

Entre los principales ejes estructurales de este sector se ubican los anticlinales de Cerro Lotena y Cerro Granito, dos de las localidades tipo para el estudio de la deformación de intraplaca mesozoica de la dorsal de Huincul (Windhausen, 1919; Keidel, 1925; y Suero, 1939) y se han reconocido hasta seis trenes estructurales (Silvestro y Zubiri, 2008).

Asociados a las estructuras anticlinales de orientación NE se desarrollaron una serie de sistemas de fallas transtensivas de orientación NNO, controlada por la orientación de fallas de hemigrabenes (Figs. 12 y 13) y perpendiculares a los ejes anticlinales.

Se han seleccionado para este sector dos puntos de control para el análisis temporal de la deformación y de los campos de esfuerzos.

V.4.b.ii.3.a.i. Cerro Lotena y Cerro Granito

La primera localidad corresponde a la estructura anticlinal de los Cerros Lotena y Granito de orientación ENE (Figs. 12, 15, 16 y 17) en la que Vergani *et al.* (2005), determinó una orientación NNO para el vector principal del campo de

deformación de dicha estructura (Fig. 15) y posteriormente confirmado por los trabajos de Sapira (2008) y Liberman (2008).

Los numerosos estudios realizados en esta localidad han datado el inicio de la deformación compresiva de la etapa I (Pliensbaquiano-Valanginiano) para el Toarciano alto, durante el Jurásico Inferior tardío (Vergani *et al.*, 2005) con posterioridad a una etapa de *rift* pliensbaquiana- toarciana media.

Los movimientos diastróficos de esta etapa habría alcanzado su máxima intensidad durante el Jurásico Superior (Caloviano-Oxfordiano) asociados a las discordancias intracaloviana (Bettini, 1984, Vergani, 2005) e intramálmica (Suero, 1939), observándose una desaceleración durante el Cretácico Inferior.

Las rotaciones progresivas que se evidencian en los estratos de sincrecimiento en posiciones de anteinclinación (Figs. 15 y 16) constituyen un elemento diagnóstico de la deformación compresiva de esta etapa.

La deformación asociada a las etapas II y III (Cretácico) está dada también por el crecimiento de esta estructura anticlinal pero a una menor velocidad que en el caso de la etapa I. Finalmente la etapa IV (miocena), resulta en un suave plegamiento de los depósitos del Grupo Neuquén.

Los estudios realizados no muestran una rotación del campo de esfuerzos durante las cuatro etapas de deformación.

V.4.b.ii.3.a.ii. La zona de Ramón Castro

Esta zona de fallamiento extensional constituye un elemento distintivo de este sector de la dorsal de Huincul (Ploszkiewicz *et al.*, 1984). La misma está conformada por una serie de fallas directas de orientación NNO – NO desarrolladas en la parte septentrional del sector occidental de la dorsal de Huincul (Figs. 12 y 18a).

Las mismas fueron estudiadas por Pángaro *et al.* (1999) quienes asignaron a las mismas una edad valanginiana- hauteriviana a albiana-cenomaniana (Fig. 19b), y calcularon un σ_1 de orientación NO (Fig 18a), coincidente con el determinado para las estructuras anticlinales de cerro Granito y Lotena. Las mismas se asociaron originalmente al colapso extensional de anticlinales producto de inversión tectónica de orientación NO-SE, los cuales fueron invertidos durante Jurásico.

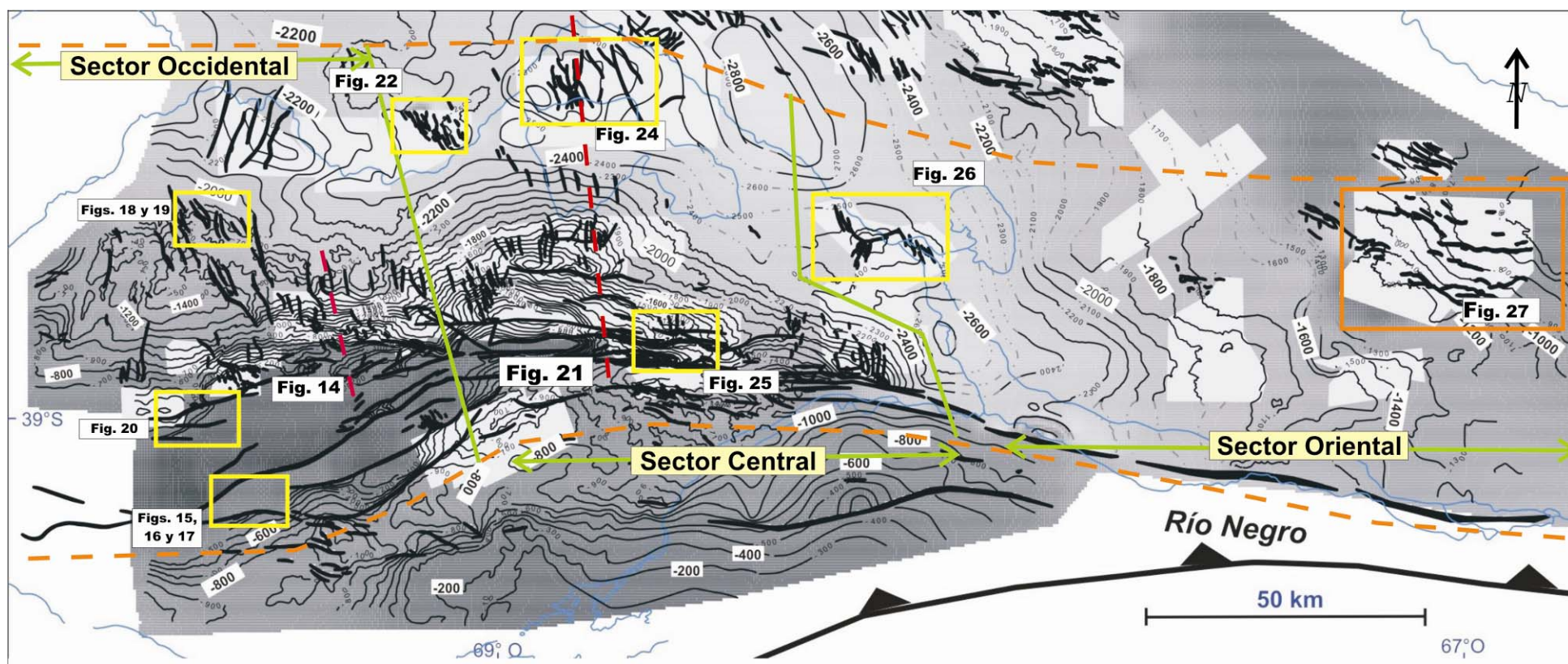


Figura 12. Mapa estructural en profundidad referido a la base de la Formación Vaca Muerta del sector extrandino de la dorsal o sistema de Huincul. Ubicación de líneas sísmicas regionales y puntos de control para análisis de campos de deformación.

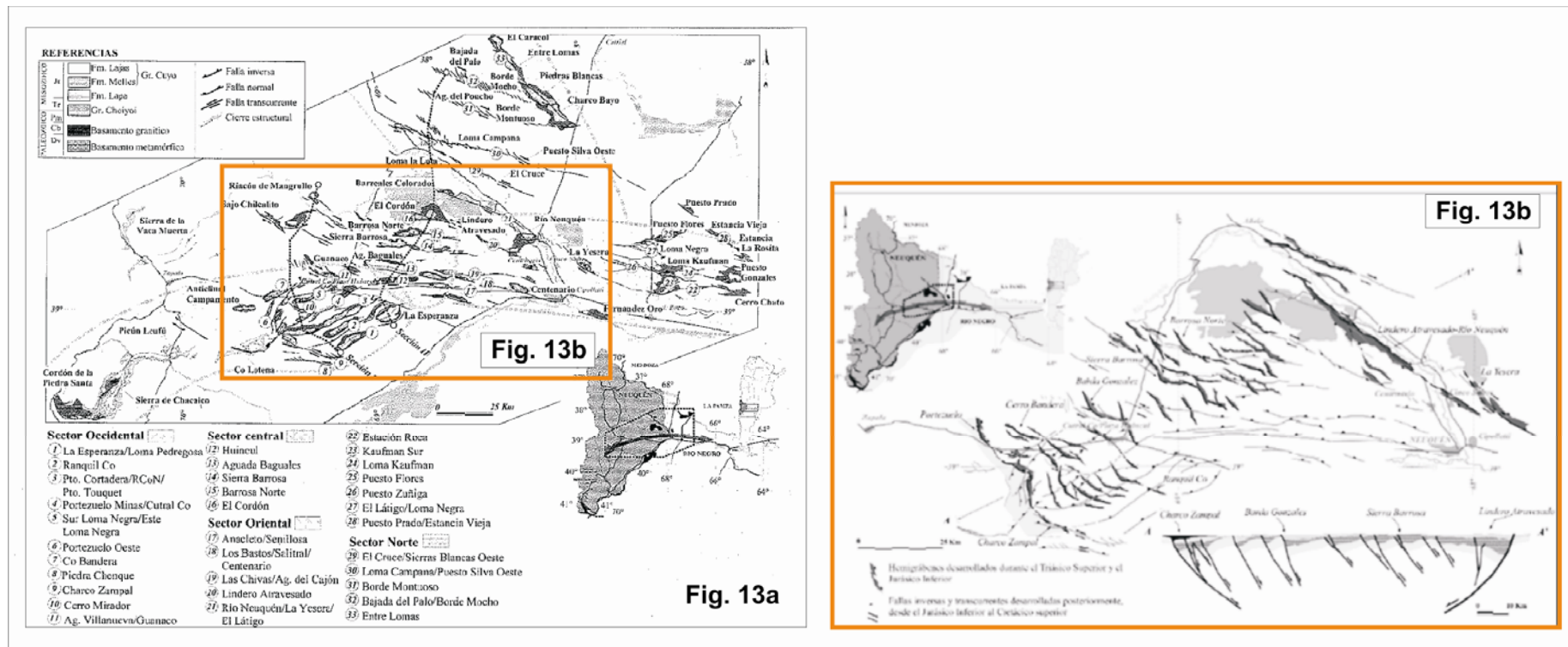


Figura 13. a) Mapa de lineamientos estructurales principales del subsuelo y afloramientos relacionados a la dorsal neuquina (según Silvestro y Zubiri, 2008). b) Mapa de los principales depocentros extensionales en el segmento extrandino del sistema de Huincul (según Silvestro y Zubiri, 2008). Obsérvese la orientación general NO-SE, especialmente en los sectores occidental y oriental, y la orientación O-E en el sector central.

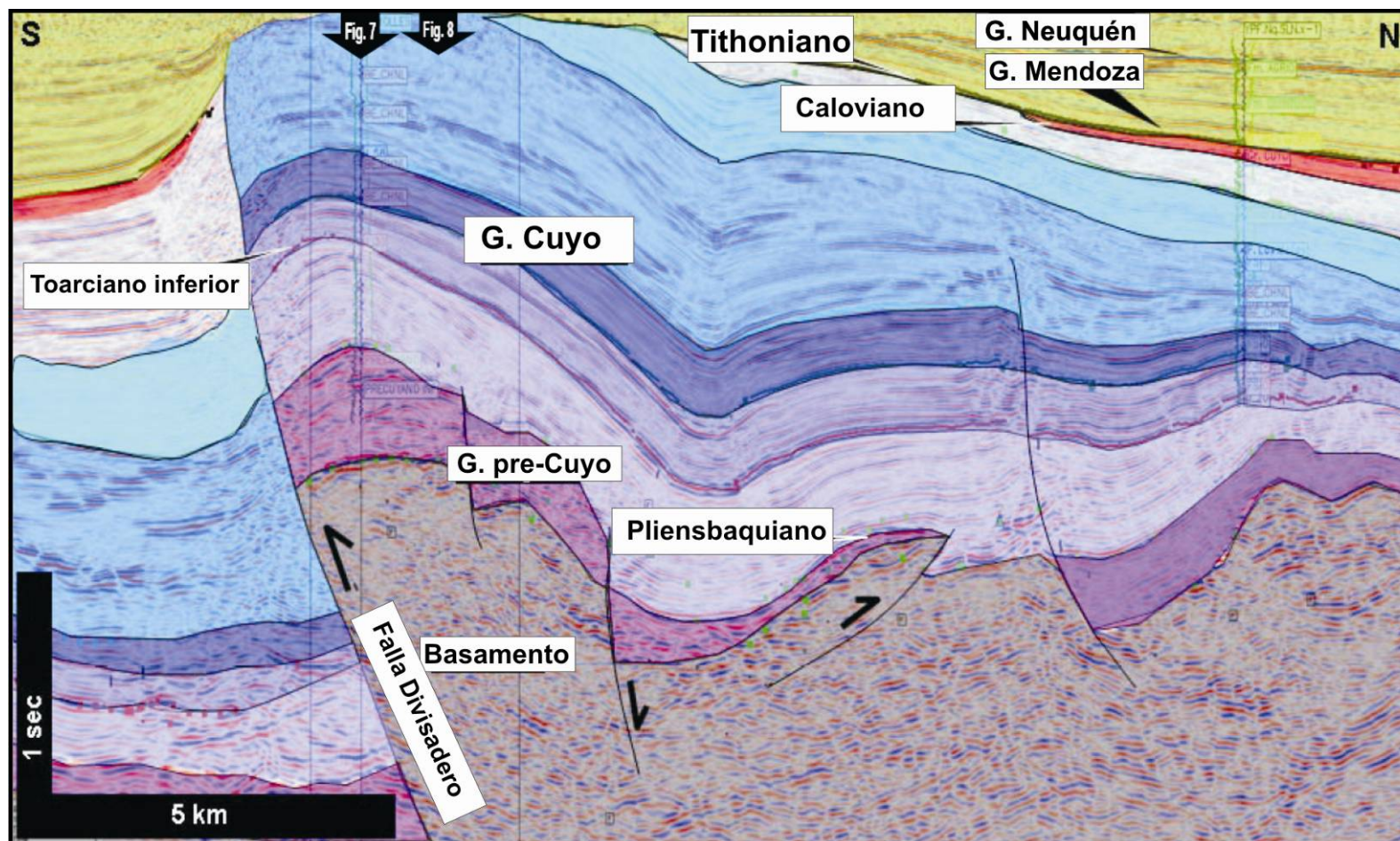


Figura 14. Sección sísmica regional de la parte axial del sector occidental de la dorsal o sistema de Huincul, a través de las estructura de Puesto Cortadera. Obsérvese el rechazo vertical de la falla de Divisadero y la presencia de fallas directas e inversas de edad pliensbaquiana (según Pángaro *et al.*, 2006).

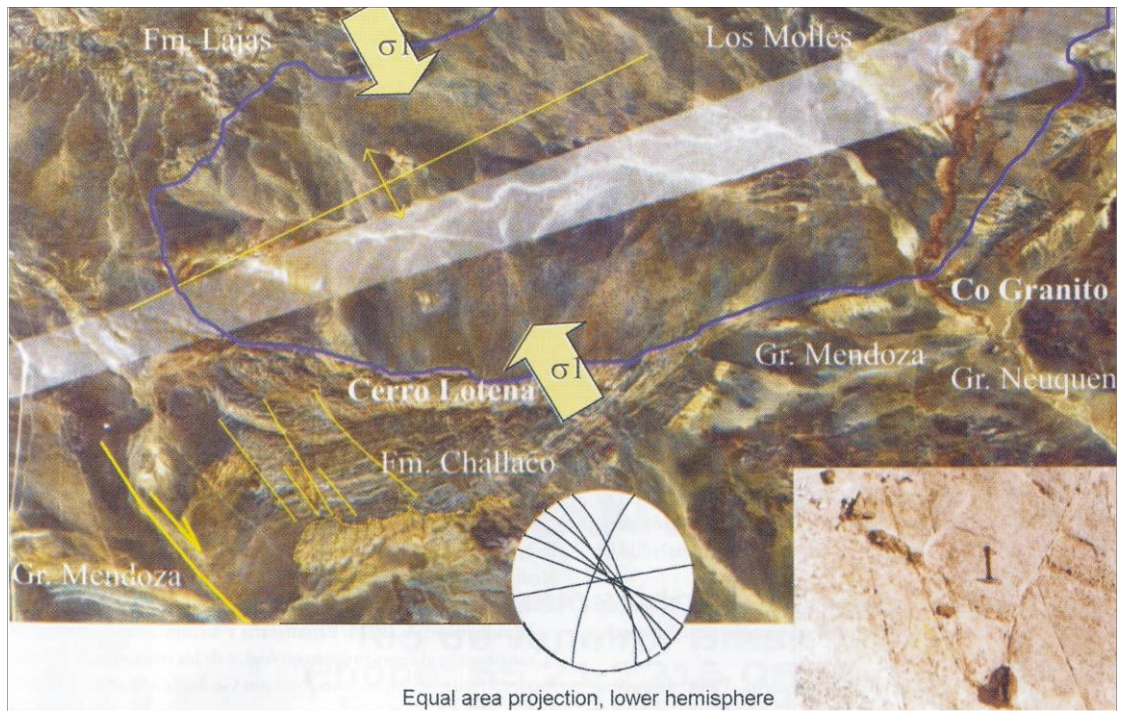


Figura 15. Imagen satelital de la estructura anticlinal de Cerro Lotena - Cerro Granito en el sector occidental de la dorsal o sistema de Huincul. Obsérvese la orientación NNO del vector principal del campo de esfuerzos local asociado a σ_1 inferido a partir del mapeo y medición cinemática de fallas menores en afloramientos del Grupo Cuyo (según Vergani, 2005).

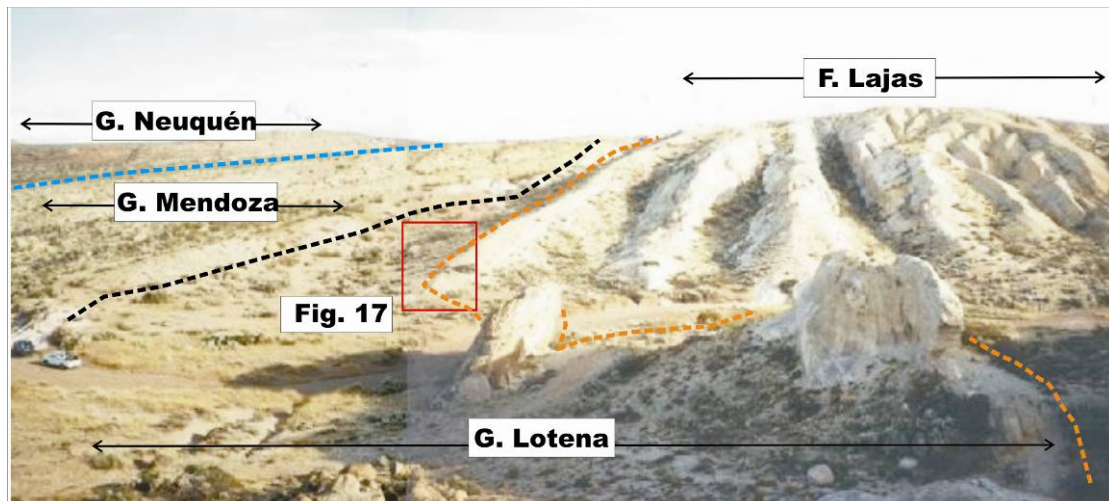


Figura 16. Foto del flanco sur o anteinclinación del anticlinal de Cerro Lotena-Cerro Granito en el perfil de bosque petrificado. Obsérvese la rotación progresiva de las distintas unidades mesozoicas. Ubicación en la figura 12. Ubicación de la figura 17.

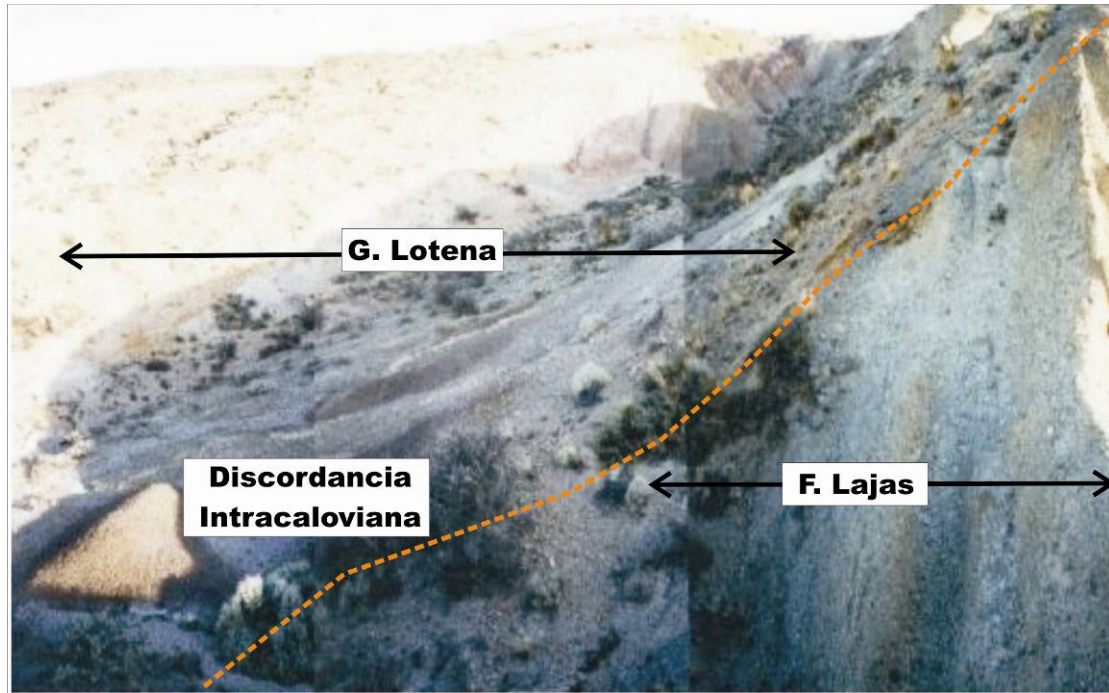


Figura 17. Discordancia angular (Intracaloviana) entre las Formaciones Lotena y Lajas en el flanco sur o anteinclinación del anticlinal de Cerro Granito. Ubicación en la figura 16.

Las estructuras de inversión tectónica de las figuras 18b y 19b, fueron reinterpretadas por Pángaro *et al.* 2006 como estructuras locales asociadas a una población secundaria de lineamientos de orientación ONO, intermedia entre las dos principales de este sector.

Recientes reinterpretaciones de la zona de Ramón Lista realizadas por Pángaro *et al.* (2006) y Silvestro y Zubiri (2008) simplifican el modelo, explicando el origen de este sistema de fallas como reactivaciones transtensivas de fallas directas de depocentros de orientación NO-SE.

V.4.b.ii.3.a.iii. Evolución temporal y areal de la deformación

De acuerdo a Pángaro *et al.* (2006), Silvestro y Zubiri (2008) y Vergani (2005), la deformación de intraplaca habría comenzado en el Toarciano alto durante la depositación del miembro superior de la Formación Los Molles y continuado hasta el Cenomaniano para la parte interna del sector occidental de la dorsal de Huincul.

En tanto que la fase extensiva que dio lugar a los depocentros precuyanos se habría extendido hasta el Pliensbaquiano durante la depositación del miembro inferior de la Formación Los Molles (Fig. 20).

De acuerdo a la interpretación realizada en este estudio, la etapa de *rift* pliensbaquiana corresponde a la reactivación transtensiva de las fallas directas asociadas a depocentros del Grupo pre-Cuyo de orientación NO-SE.

Este episodio se relaciona al inicio de la deformación mesozoica de intraplaca con un campo de esfuerzos de orientación aproximadamente NO, coetánea con la inversión pliensbaquiana de lineamiento E-O, documentada en el sector central del sistema de Huincul (Fig. 26).

La existencia de estructuras inversas secundarias pliensbaquianas asociadas a los depocentros de orientación NO como se puede observar en la figura 14, confirma la presencia de deformación asociada a desplazamiento de rumbo en estos lineamientos.

La deformación de intraplaca de este sector se extendió desde el Pliensbaquiano hasta el Cenomaniano (Etapa I). Durante la etapa Ia (Pliensbaquiano-Valanginiano) se desarrolló con tres estadios de máxima deformación correspondientes al Toarciano, Kimmeridgiano y Valanginiano, produciéndose un avance de la deformación hacia la parte externa del sistema de Huincul, a lo largo de la zona axial de 35 km de ancho (Silvestro y Zubiri, 2008).

Con posterioridad al evento diastrófico valanginiano se observa una disminución en la intensidad de la deformación de intraplaca hasta el Cenomaniano (Etapa Ib), durante la cual se produce un suave plegamiento de las estructuras desarrolladas en el sector axial del segmento norte de 30 km de ancho, involucrando a las estructuras anticlinales comprendidas entre los trenes de Puesto Cortaderas y Cerro Bandera (Fig. 13).

En el sector externo, en tanto, se produjo la reactivación parcial del sistema transtensional de Ramón Castro (Pángaro *et al.*, 1999), produciendo el colapso de las estructuras transpresivas de la etapa Ia asociadas a depocentros de orientación ONO, es interpretada en este estudio como una posible evidencia de leve rotación antihoraria y disminución de la magnitud del campo de esfuerzos regional.

La deformación durante la etapa II del Cretácico Superior se concentró en una zona aun más angosta asociada a la parte central de la zona axial del sistema de Huincul (Herrero Duloux, 1946).

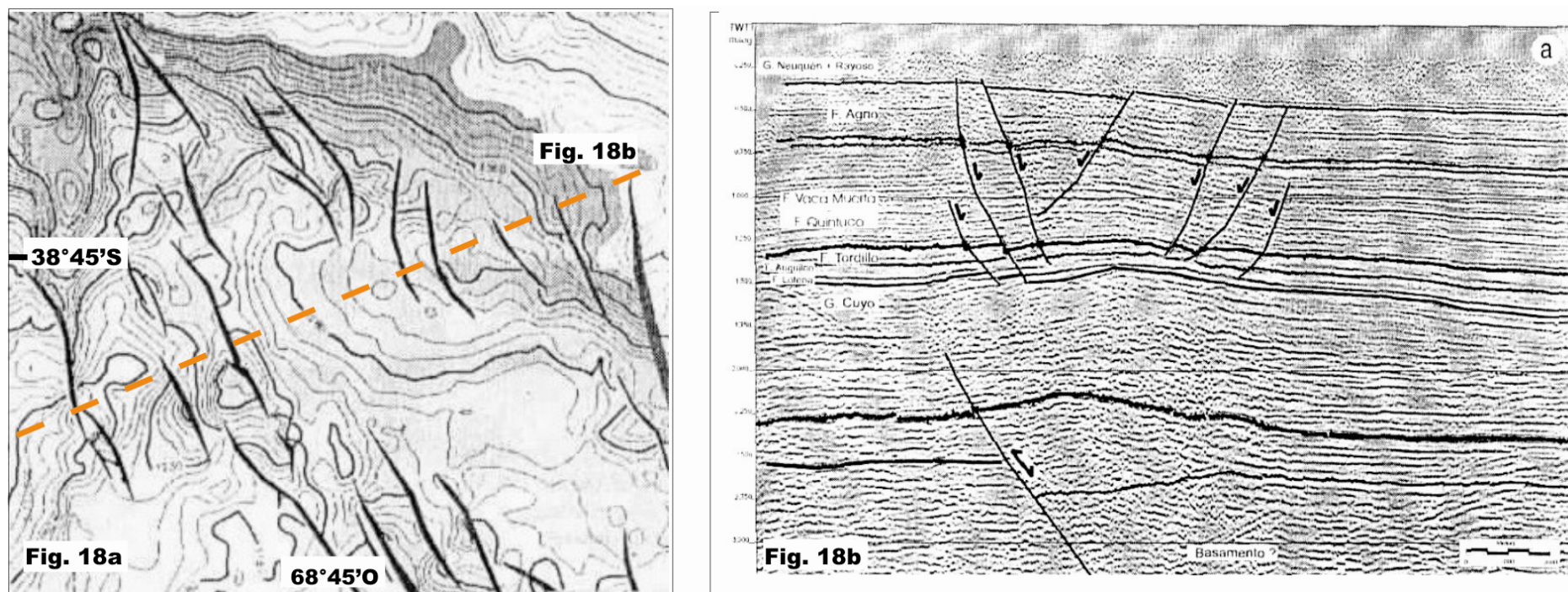


Figura 18. a) Mapa estructural en tiempo a la base de la Formación Vaca Muerta en el sistema de fallas extensionales de Ramón Lista. Obsérvese la orientación NO y el carácter en echelón de las mismas; b) Sección sísmica a través del sistema de fallas de Ramón Lista, mostrando la relación de las mismas con las estructuras de inversión tectónica. Según Pángaro *et al.*, 1999. Ubicación en la figura 12.

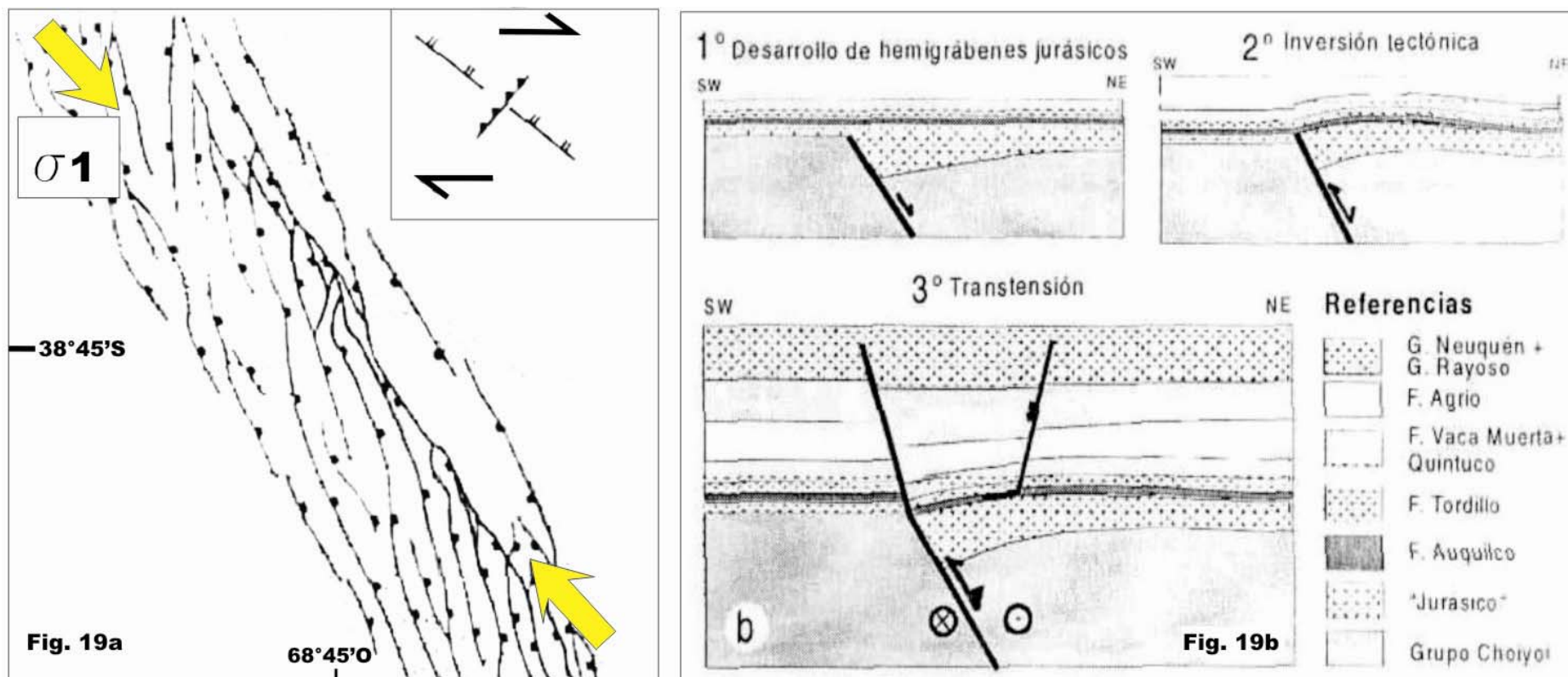


Figura 19. a) Esquema de estructural de la zona extensional de Ramón Lista, con la orientación el campo de esfuerzos de orientación NO; b) Esquema evolutivo de las diferentes etapas tectónicas de la zona de Ramón Lista según Pángaro *et al.* (1999). Ubicación en la figura 12.

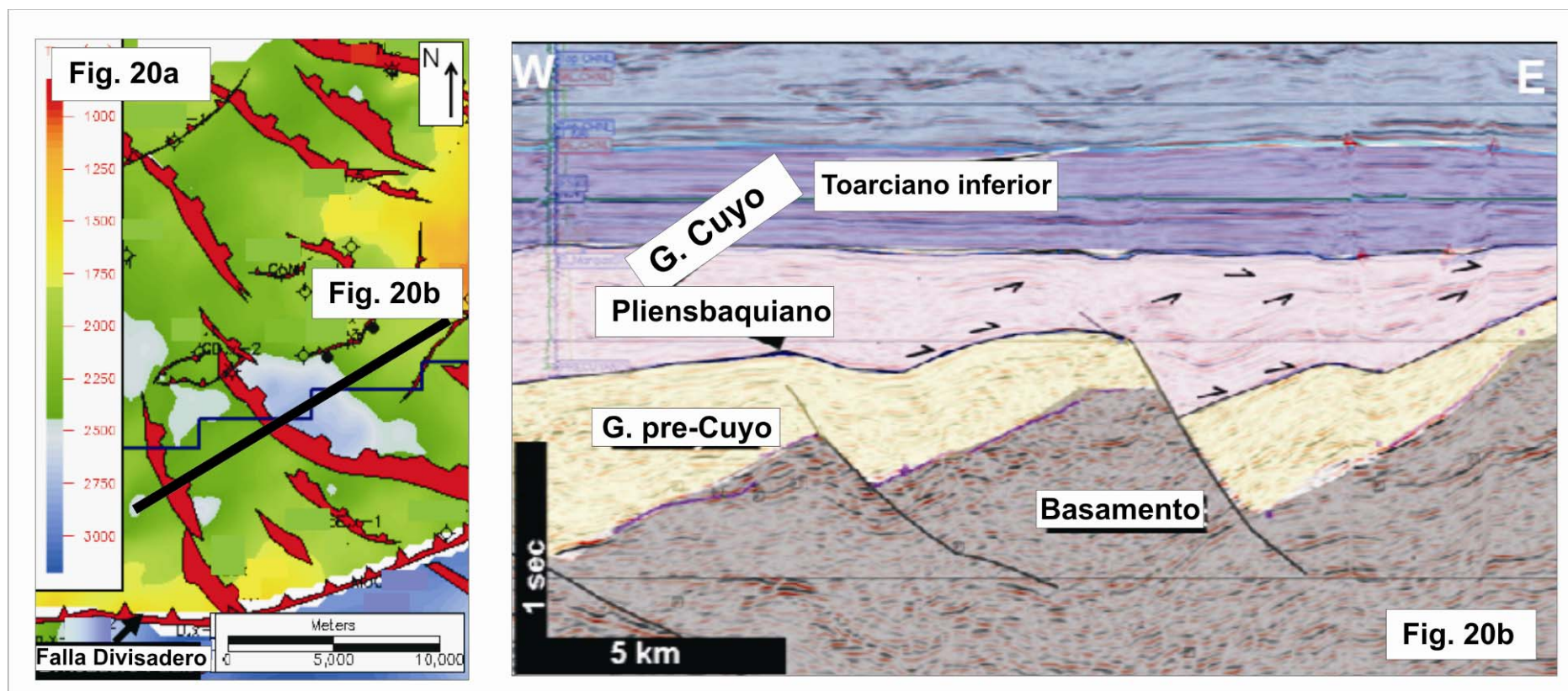


Figura 20. a) Mapa estructural en tiempo al tope del basamento paleozoico en el sector occidental del sistema de Huincul. Obsérvese la presencia de un sistema de fallas directas de orientación NO-SE, casi ortogonales a la traza de la falla inversa Divisadero (Fig. 14); b) Sección sísmica horizontalizada al tope un *marker* de edad toarciánica inferior dentro de la Formación Los Molles. Obsérvese el desarrollo de depocentros extensionales de edad pliensbaquiana correspondiente al miembro inferior de la formación Los Molles (Pángaro *et al.*, 2006). Compárese con la figura 14 en la que se observan corrimientos pliensbaquianos asociados a las fallas extensionales.

Durante el Mioceno (Etapa III) la deformación afectó tanto el sector axial como el sector externo del sistema de Huincul, dando lugar al plegamiento y erosión de los depósitos del Grupo Neuquén (Figs. 12 y 14) y a la reactivación local de las fallas transtensivas. No se han encontrado evidencias de fallas extensionales pliocenas correspondientes a la etapa IV.

V.4.b.ii.3.b. El sector central

Este sector del sistema de Huincul se extiende a lo largo de 120 km desde la localidad de Plaza Huincul hasta la ciudad de Neuquén y un ancho promedio de 50 km, con una orientación general aproximadamente oeste-este. Está conformada al igual que el segmento occidental por una zona axial o de máxima deformación y un sector externo con deformación de intraplaca de menor magnitud (Figs. 12 y 13). Ambas zonas están caracterizadas por diferentes tipos de deformación.

El sector axial está caracterizado por una serie de anticlinales de orientación O-ONO asociados también a la inversión de depocentros extensionales triásicos-jurásico inferior relacionados a dos sistemas de fallas principales, el de Huincul en el sector central, donde se observa el máximo adelgazamiento de las unidades mesozoicas y el sistema de fallas de Sierra Barrosa en el segmento norte.

Constituye la zona de máxima inversión tectónica de los depocentros extensionales, donde los términos jurásico inferior del Grupo pre-Cuyo subyacen en discordancia a los depósitos de edad cretácica superior del Grupo Neuquén.

Estas estructuras presentan una componente secundaria de desplazamiento de tipo dextral, asociada al desarrollo de sistemas de fallas directas subordinadas, de orientación perpendicular al eje de los anticlinales

Este sector posee en su porción occidental un ancho de 40 km, donde se desarrollan las estructuras anticlinal de Aguada Anacleto, Aguada Baguales-Los Bastos, Sierra Barrosa y Sierra Barrosa Norte (Figs. 12, 13, 21, 24 y 25). En el sector oriental en tanto el ancho de la zona axial se reduce a una franja de 10 km conformada por las estructuras anticlinales de Aguada del Cajón y Centenario (Figs. 12 y 13), ubicadas en el eje del sistema de Huincul. Este angostamiento de la zona axial está dado por un cambio en la orientación de los depocentros del Grupo pre-Cuyo de oeste-este a noroeste-sudeste.

El sector externo está conformado por una serie de lineamientos de rumbo NO asociados a hemigrabenes precuyanos de la misma orientación. Estos lineamientos fueron reactivados como zonas transcurrentes dextrógiras, reconociéndose dos lineamientos principales, el de Paso de los Indios-El Cordón-Lindero Atravesado y Sauzal Bonito (Figs. 12, 13, 21 y 22).

En los segmentos transpresivos de estos lineamientos se desarrolló la estructura anticlinal de Sauzal Bonito, conformada por una de *pop up* simétrica, asociada a un sistema de fallas en flor positivas (Fig. 22).

Para el análisis de la orientación del vector de esfuerzos se contó en este sector con tres puntos de control, dos en la zona externa y uno en la parte axial.

Los ubicados en la parte externa corresponden a la zona de cizalla de Paso de los Indios (Fig. 22) y la estructura anticlinal de Sauzal Bonito (Fig. 23).

En la parte axial se realizó el análisis de las estructuras anticlinales de Las Chivas y Aguada Anacleto y la zona de cizalla de Punta Senillosa (Figs. 24 y 25).

V.4.b.ii.3.b.i. La zona externa

V.4.b.ii.3.b.i.1. Zona de cizalla de Paso de los Indios

Este punto de control para el análisis de la orientación del campo de esfuerzos corresponde a una angosta zona de cizalla dextrógira de 5 km de ancho, orientada NO-SE denominada Paso de los Indios por encontrarse ubicada en el flanco norte del alto estructural homónimo.

Esta zona de cizalla está conformada por un sistema de fallas directas subverticales de orientación NO y se ubica en una flexión del sistema de fallas de Sierra Barrosa Norte - El Cordón-Lindero Atravesado de orientación ONO. Si bien es una estructura de carácter local, constituye un excelente punto de control.

El análisis del elipsoide de deformación muestra nuevamente una orientación NNO para el vector principal o σ_1 del campo de esfuerzos asociado (Fig. 22a). Esta zona de cizalla fue activa durante la etapa Ia de deformación, desde el Pliensbaquiano hasta el Tithoniano, durante la depositación de la Formación Vaca Muerta (Fig. 22b).

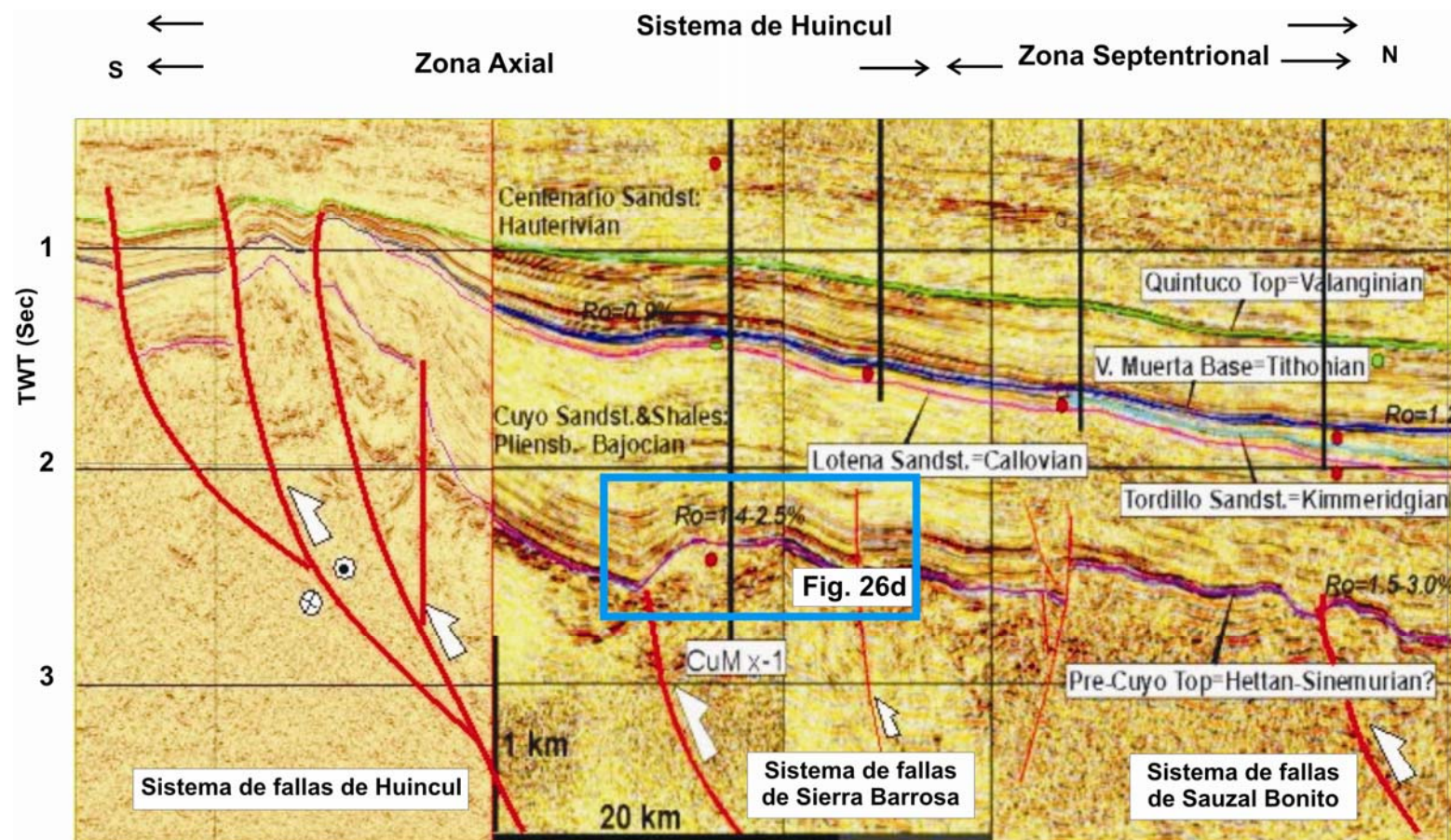


Figura 21. Sección sísmica regional en el hundimiento oriental del sector central del sistema de Huincul. Obsérvese la presencia de una zona axial correspondiente a los sistemas de fallas de Huincul y Sierra Barrosa y una zona septentrional o externa en la que predominan los sistemas de desplazamiento de rumbo. Nótese el adelgazamiento de toda la secuencia sedimentaria en dirección a la zona axial (modificado de Veiga *et al.*, 2000). Ubicación en la figura 12.

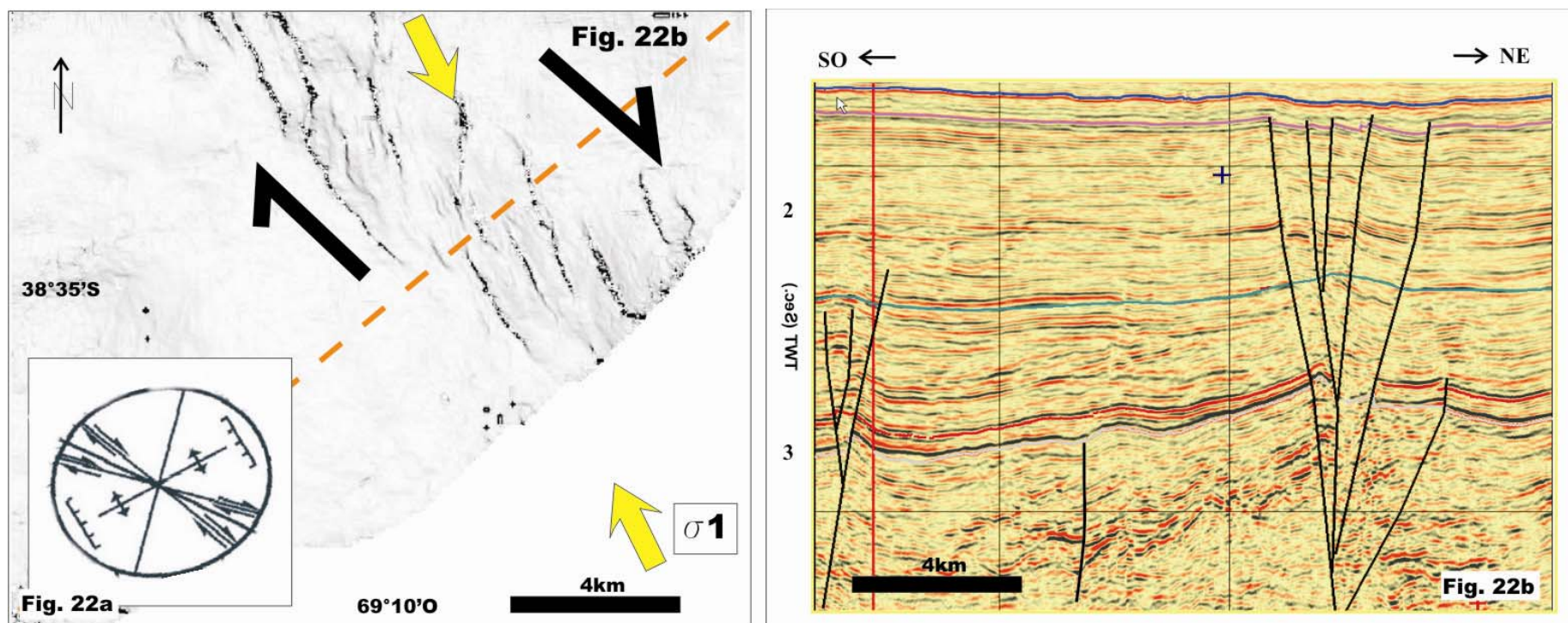


Figura 22. a) *Dip map* de un horizonte sísmico próximo a la base de la Formación Auquilco en la zona de cizalla Paso de Los Indios, en el sector septentrional o externo de la dorsal de Huincul. Obsérvese la presencia de sistemas de fallas extensionales en *echelon* asociadas a un angosta franja de cizalla dextrógira. El análisis de la elipse de deformación indica nuevamente un vector de orientación NNO para el esfuerzo principal σ_1 . Ubicación en la figura 12. b) Sección sísmica.

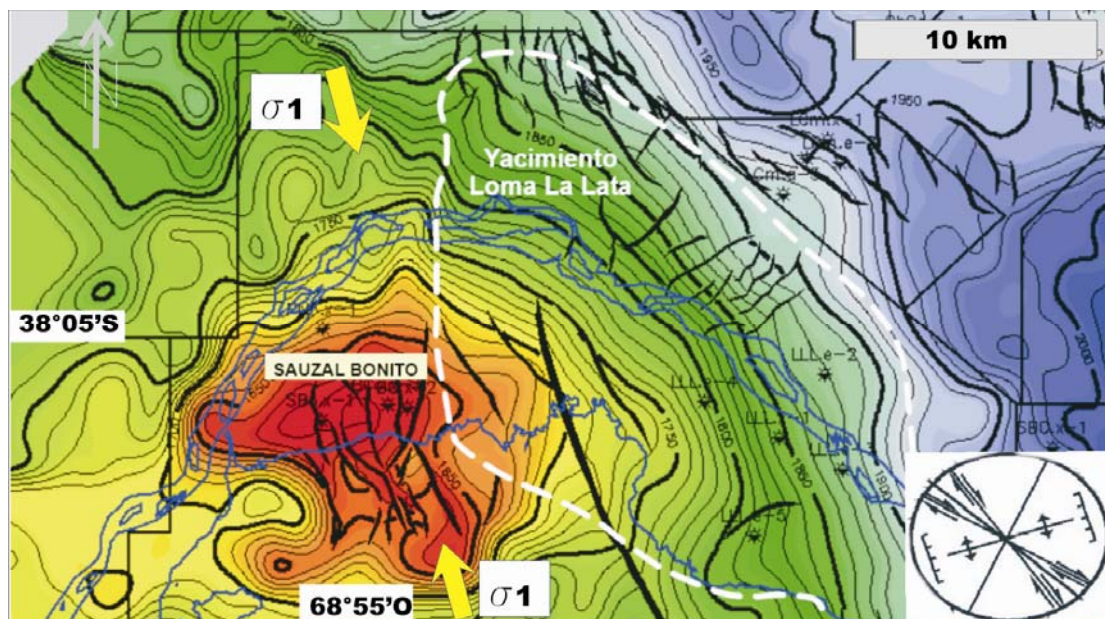


Figura 23. Mapa estructural en tiempo a la base de la Formación Vaca Muerta del anticlinal de Sauzal Bonito (modificado de Fernández *et al.*, 2003) en el extremo norte del sector central del sistema de Huincul. Obsérvese la orientación NNO del vector principal del campo de esfuerzos estimado a partir del análisis del elipsoide de deformación. Ubicación en las figuras 12 y 13.

V.4.b.ii.3.b.i.2. El anticlinal de Sauzal Bonito

Esta estructura ubicada en el extremo norte de la dorsal de Huincul y sobre cuyo flanco se ubica el yacimiento de Loma la Lata, corresponde a un anticlinal de orientación O-E de aproximadamente 10 km de extensión y sobre cuyo eje se desarrollaron una serie de fallas menores de orientación N-S. El análisis del elipsoide de deformación indica una vez más una orientación NNO del vector principal del campo de esfuerzos asociado a esta estructura (Fig. 23). La información sísmica muestra que la inversión comenzó en el Pliensbaquiano y continuó hasta el Valanginiano.

V.4.b.ii.3.b.i. La zona axial

V.4.b.ii.3.b.i.1. Zona de Los Bastos

Este punto de control constituye uno de los más importantes por la cantidad de estructuras de escala media presentes y que han permitido un minucioso análisis de la deformación (Figs. 24a, b, c, d y 25a, b, c, d, e).

La zona de Los Bastos se ubica en el hundimiento oriental de la zona axial del sistema de Huincul y en ella se desarrollan las fallas de Punta Senillosa, Aguada Anacleto y Los Bastos (Figs. 24a y 25a), que conforman el sistema de falla de Huincul (Fig. 21).

La falla de Punta Senillosa corresponde a una zona de cizalla dextrógira de orientación oeste-este y 2 km de ancho en la que se desarrollan una serie de fallas directas orientadas con rumbo noroeste-sudeste (Figs 24a y 24d). Las figuras 25b y 25e muestran el desarrollo de un sistema de fallas directas que involucran a las Formaciones Vaca Muerta, Quintuco (G. Mendoza Inferior) y Centenario (G. Mendoza Superior) que fueron activas durante el Neocomiano.

En el sector central del área se encuentra el anticlinal de Aguada Anacleto, asociado a la falla inversa de Huincul de traza recta y rumbo oeste-este (Figs. 24a, c y 25a, c, e). Corresponde a una estructura anticlinal con cierre en las cuatro direcciones, flancos simétricos y 200 m de relieve sobre cuyo eje se desarrollaron una serie de fallas directas de orientación NO de poco espaciamiento (Fig. 24c). Estas fallas provocaron el colapso del anticlinal de Aguada Anacleto para los niveles de las Formaciones Vaca Muerta, Quintuco (Grupo Mendoza Inferior) y Centenario y el Grupo Rayoso. Estas fallas fueron activas durante el Tithoniano y el Cretácico Inferior, siendo reactivadas en el Plioceno (Figs 25c y e).

Finalmente en el sector centro norte de la zona de Los Bastos se desarrollan los anticlinales de Las Chivas - Punta Senillosa asociados al segmento este de la falla de Los Bastos (Figs. 24a, b y 25 a, d). Sobre la cresta de estos anticlinales se desarrolla nuevamente una zona de cizalla dextrógira de menor magnitud que da lugar a una serie de fallas directas de orientación N-S a NO-SE (Figs. 24a, b y 25 a, d), que afectaron principalmente a las Formaciones Vaca Muerta y Quintuco (Grupo Mendoza Inferior) y de edad valanginiana.

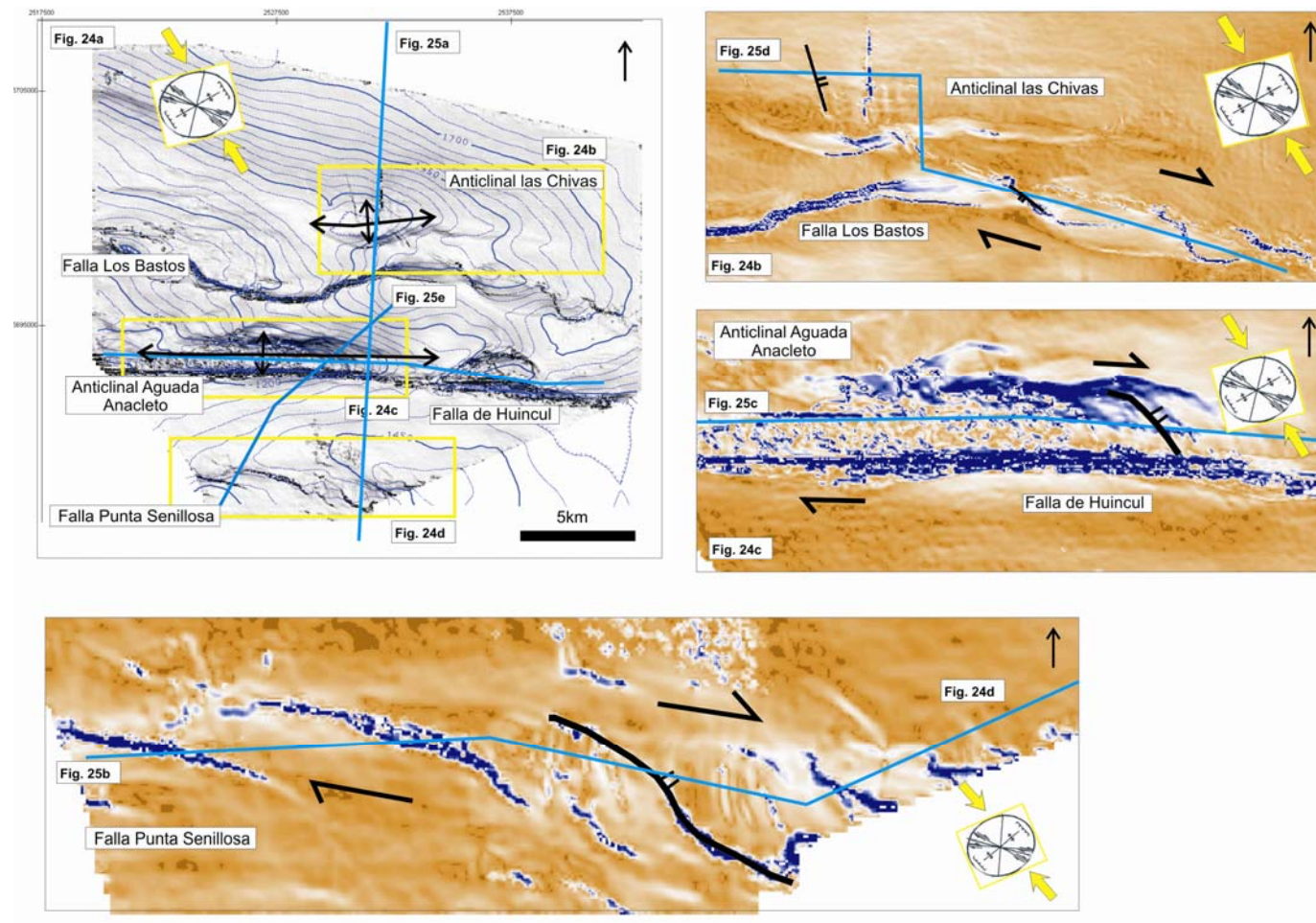


Figura 24. Mapa de *dip*, computado para un horizonte cercano a la base de la Formación Vaca Muerta, en el sector axial de la dorsal de Huincul, con la orientación del elipse de deformación calculado. Ubicación en la figura 12. Ubicación de la figura 24.

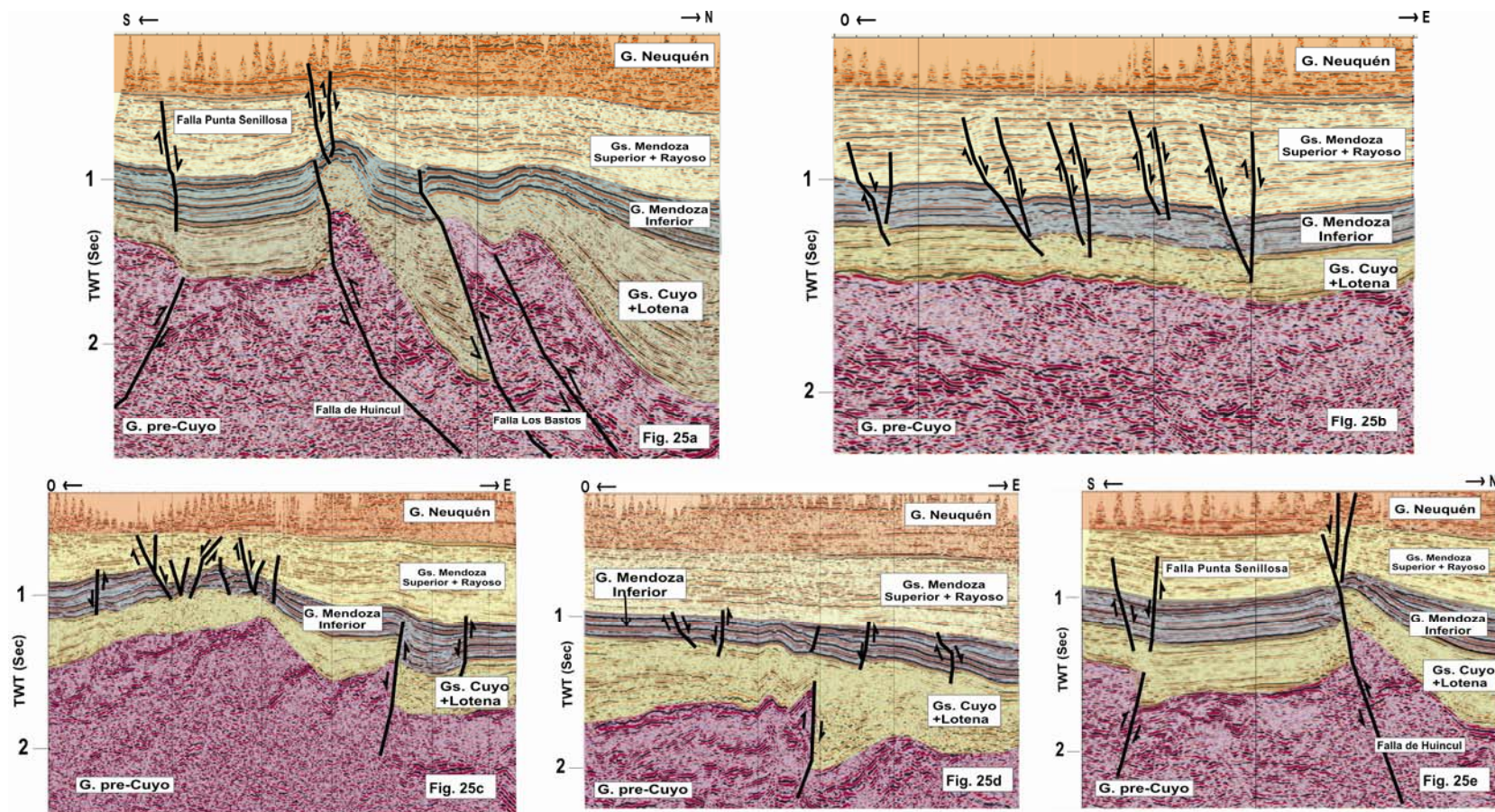


Figura 25. Secciones sísmicas a través del sector axial de la dorsal de Huincul, en el área Los Bastos. Ubicación en la figura 24.

El análisis de las elipses de deformación para todos los sistemas de fallas directas permitió calcular para este sector una orientación NO del vector principal de la deformación σ_1 (Figs. 24a, b, c y d).

V.4.b.ii.3.b.i.2. Evolución temporal y areal de la deformación

De acuerdo con Silvestro y Zubiri (2008) el mecanismo de deformación de intraplaca de este segmento del sistema de Huincul se explica principalmente a partir de la inversión tectónica por convergencia oblicua de los hemigrábenes del Grupo pre-Cuyo. La inversión se produjo tanto por reactivación de las fallas principales de los hemigrábenes como en el caso de los anticlinales de Las Chivas y Los Bastos (Mosquera 2002 y Mosquera y Ramos 2006) como por fallas de basamento de orientación subparalela a las fallas directas (Pángaro *et al.*, 2006).

La deformación de intraplaca de este sector comenzó durante el Pliensbaquiano con el incipiente levantamiento de las principales estructuras anticlinales de orientación oeste-este.

Esto es claramente visible en la figura 26 en la que se puede observar el acuñaamiento de los eventos sísmicos correspondientes al miembro inferior de la Formación Los Molles en dirección a las crestas de las estructuras (Mosquera 2002).

Este mismo fenómeno fue documentado por Pángaro *et al.*, (2006), quienes evidenciaron la condensación de las secuencias pliensbaquianas en el ámbito de la estructura de Sierra Barrosa, pero asociando dicho fenómeno a un diacronismo de la etapa de *rift* de este sector respecto del occidental. La reinterpretación realizada en este estudio de la estructura de Sierra Barrosa y su correlación con otras estructuras de las zonas axial y externa, permitió asociar dichos acuñaamientos al inicio del desarrollo de las distintas estructuras.

La deformación de intraplaca se desarrolló en forma continua en todo este sector hasta el Valanginiano (Etapa Ia). De acuerdo con la propuesta de Silvestro y Zubiri (2008), la deformación de intraplaca del sector axial tuvo tres pulsos de deformación principales correspondientes al Toraciano, Kimmeridgiano y Valanginiano, siguiendo un *timing* de deformación similar al del sector occidental y con una migración durante esta etapa de la deformación hacia el extremo norte del sector axial. El sector externo muestra una continua y atenuada actividad tectónica durante esta etapa, en comparación con el sector axial para este intervalo.

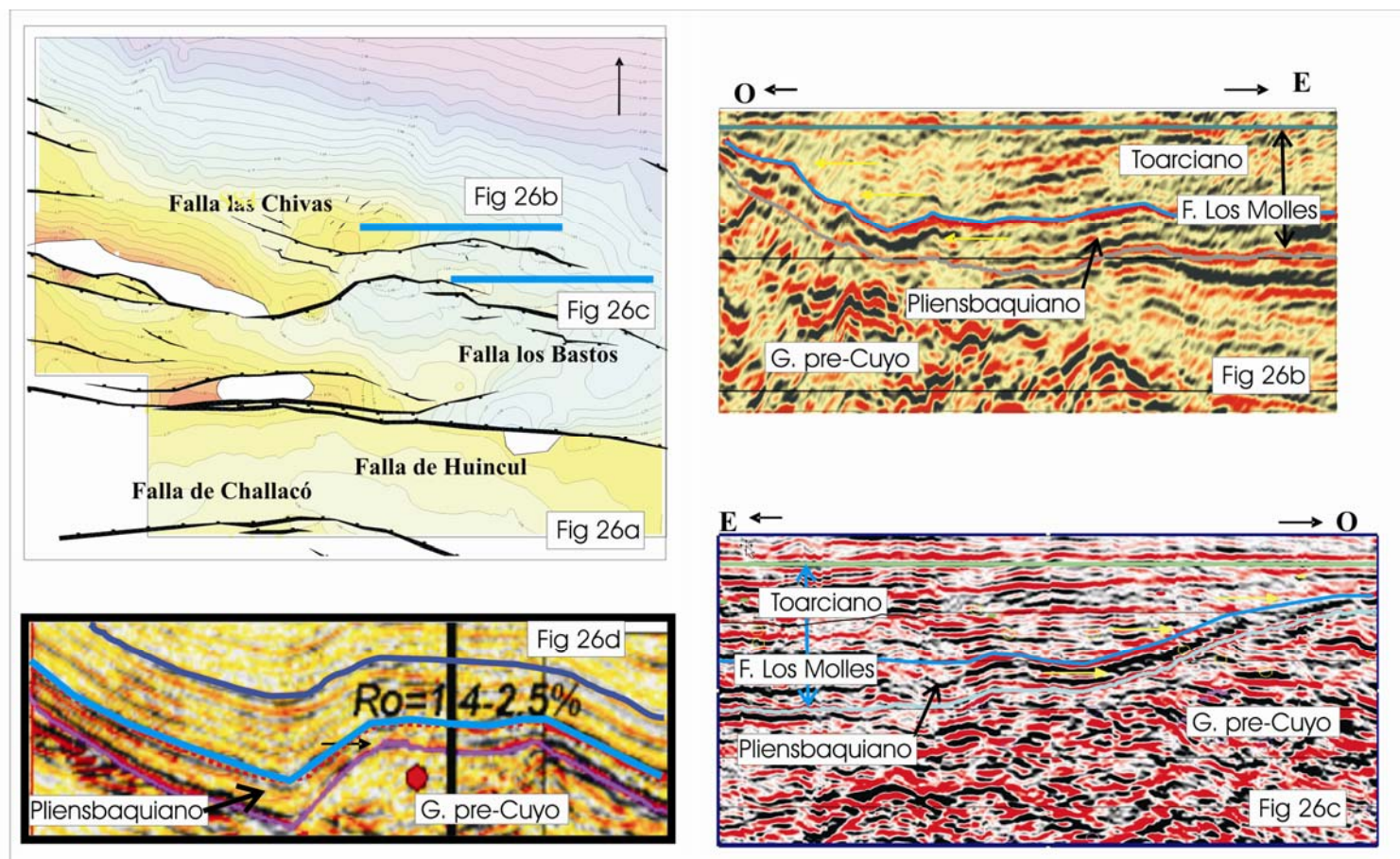


Figura 26. Secciones sísmicas mostrando el inicio de la deformación de intraplaca durante el Pliensbaquiano. a) Mapa isócrono al tope de la F. los Molles en el sector axial. b y c) secciones sísmicas horizontalizadas al tope de la F. Los Molles. Obsérvese el acuñamiento de las secuencias pliensbaquianas por *onlap* hacia las crestas de las estructuras. D) Idem, pero en la anteincilinación del anticlinal de Sierra Barrosa. Ubicación en la Figura 21.

El campo de esfuerzos derivado del análisis de la orientación del elipsoide de deformación para las estructuras de los sectores axial y externo muestra una orientación NO del vector principal σ_1 , en coincidencia con lo analizado en los sectores occidental y andino.

Durante el intervalo Valanginiano-Cenomaniano, se produjo una disminución en la intensidad de la deformación de intraplaca (Etapa Ib), durante la cual se produce un suave plegamiento de las estructuras desarrolladas en el sector axial, asociadas a los sistemas de falla de Huincul y Sierra Barrosa (Fig. 21).

Los puntos de control para analizar la orientación del campo de esfuerzos realizados en el área Los Bastos, para sistemas de fallas directas activos durante esta etapa muestran una orientación NO del vector principal σ_1 .

El hecho de que no se observan cambios en los patrones de deformación generales comparados con los de la etapa Ia, sugiere también la presencia de un campo de esfuerzos con el vector σ_1 en el cuadrante NNO-NO.

La deformación durante la etapa II del Cretácico Superior se concentró a lo largo de la falla de Huincul y su intensidad fue aun menor que la de la etapa Ib.

Durante el Mioceno (Etapa II) la deformación afectó únicamente al sector axial del sistema de Huincul, dando lugar al plegamiento y erosión de los depósitos del G. Neuquén (Figs. 21 y 25).

A lo largo de la falla de Huincul se han podido identificar una serie de fallas directas de escaso rechazo que afectan a los depósitos del G. Neuquén y que han sido asignadas a la etapa III por correlación con el sistema de Entre Lomas.

V.4.b.ii.3.b. El sector oriental

El sector oriental del sistema de Huincul alcanza al menos una longitud de 100 km desde la ciudad de Neuquén hasta la zona de límite de la zona de cobertura de sísmica de la cuenca (Figs. 4, 12 y 13). La misma se caracteriza por la presencia de una serie de ejes estructurales principales de orientación NO-SE que se desarrollan en los extremos de este sector. El lineamiento de Río Neuquén y La Yesera de 70 km de extensión en el límite oeste y el lineamiento de Puesto Prado, Estancia Vieja y Estancia la Rosita en el extremo oriental (Figs. 12 y 13).

En la zona central de este segmento se desarrollaron tres lineamientos de orientación ONO a O-E de 40 km de extensión, correspondientes a los trenes estructurales de Puesto Flores, Loma Negra, Loma Kaufman y Estación Roca (Figs. 12 y 13).

Ambos grupos de lineamientos fueron reactivados por la deformación de intraplaca mesozoica como zonas de desplazamiento de rumbo dextrógiras que dieron lugar al desarrollo de estructuras transpresivas con los anticlinales de Río Neuquén (Fig. 27) y Estancia Vieja (Figs. 28, 29 y 30).

Para el análisis de la evolución tectónica de este sector se tomaron dos puntos de control en los trenes estructurales más representativos, el anticlinal de Río Neuquén en el extremo occidental y el anticlinal de Estancia Vieja en el extremo oriental.

V.4.b.ii.3.b.i. Anticlinal de Río Neuquén

Esta estructura anticlinal de orientación O-E ubicada sobre el lineamiento de Barreales Colorados - Río Neuquén de orientación NO-SE, corresponde a una estructura de *pop up* en un resalto izquierdo compresivo, ubicado en una zona de transferencia entre dos estructuras en flor (Berdini *et al.*, 2002).

El análisis del elipsoide de deformación de esta estructura sugiere nuevamente una orientación NNO para el vector principal o σ_1 del campo de esfuerzos (Fig. 27a).

En la posición crestal de este anticlinal se observan nuevamente la presencia de pequeñas fallas extensivas asociadas al colapso de la estructura en el Jurásico Superior.

Durante la etapa Ia esta estructura comienza como un depocentro transtensional y para comenzar a invertirse a partir del Toarciano hasta el Cretácico Inferior (Fig. 24 b), observándose una suave reactivación hacia el Cenomaniano a fines de la etapa Ib.

V.4.b.ii.3.b.ii. Anticlinal de Estancia Vieja

Este anticlinal de orientación NO constituye el punto de control más oriental de la dorsal de Huinul. El mismo corresponde a una estructura asociada a la inversión de un depocentro extensional.

La evolución temporal de esta estructura muestra dos etapas claramente marcadas, correspondientes a las etapas Ia y Ib. Durante la etapa I se produce el crecimiento de la estructura produciendo el acuñamiento de los depósitos de los Grupos Cuyo y Mendoza inferior, en dirección SO hacia las posiciones cretales de la estructura. Luego, durante la etapa II se produce el colapso extensional de la misma produciendo un cambio de polaridad de los depocentros locales (Figs. 26 y 27).

El análisis del elipsoide de deformación muestra para la etapa Ia, un orientación del vector principal de esfuerzo σ_1 NO (Fig. 28).

V.4.b.ii.3.b.iii. Evolución temporal y areal de la deformación

De acuerdo a Silvestro y Zubiri (2008) el mecanismo de deformación de intraplaca de este segmento del sistema de Huincul está relacionado a desplazamiento de rumbo a lo largo de los lineamientos de orientación NO y ONO, dando lugar al desarrollo de estructuras anticlinales en los segmentos transpresivos y por compresión oblicua. A diferencia de los sectores occidental y central los sistemas de fallas continuos son reemplazados por estructuras aisladas alineadas en los diferentes trenes estructurales.

La deformación de este sector comenzó durante el Pliensbaquiano – Toarciano con el desarrollo de las principales estructuras anticlinales extendiéndose hasta el Valanginiano (Etapa Ia). Los principales pulsos de deformación de este sector corresponden al Toarciano y el Kimmeridgiano de acuerdo a Silvestro y Zubiri (2008).

Durante la etapa Ib se produce el colapso extensional de los anticlinales ubicados en el extremo oriental en el lineamiento de Estancia Vieja (Fig. 28, 29 y 30), siendo la deformación de intraplaca casi inexistente.

V.4.b.ii.4. Evolución tectónica del sistema de Huincul

V.4.b.ii.4.a. Etapa Ia (Pliensabquiano-Valanginiano)

Durante esta etapa la deformación de intraplaca del sistema de Huincul alcanzó su máxima distribución areal, cubriendo un área de 30,000 km² (300 km en dirección E-O y 100 km en dirección N-S) desde la Cordillera de la Costa en Chile hasta el límite oriental del engolfamiento neuquino.

Este período de deformación estuvo caracterizado por un campo de deformación regional asociado a una dirección NO-NNO del vector de esfuerzos principal σ_1 (Fig. 31).

La interacción entre el campo de esfuerzo regional y las anisotropías de basamento dada por el desarrollo de hemigrabens de orientación NO y ONO y fábricas de basamento pérmicas de orientación SO y O dieron lugar a un complejo mosaico de estructuras y estilos estructurales.

El segmento andino está caracterizado por el desarrollo de estructuras anticlinales de dirección predominante SO, mayormente ortogonal al campo de esfuerzos, a lo ancho de todo el sistema de Huincul, con el desarrollo de una zona axial que comprendió la totalidad del sector.

En el segmento extrandino, el sector occidental muestra una orientación similar de las estructuras anticlinales conformando con el sector andino un dominio estructural de 150 km de extensión.

La deformación de este sector está caracterizada por el desarrollo de estructuras anticlinales de orientación SO, a lo largo de una zona axial de 40 km de ancho y perpendiculares a los depocentros extensionales de orientación NO. Las mismas se relacionan a fallas de basamento probablemente asociadas a corrimientos de edad pérmica inferior como el anticlinal de Piedra del Águila de orientación SO, ubicado en el sistema de Picún Leufú.

Los sistemas de hemigrabens de orientación NO fueron reactivados como zonas de desplazamiento de rumbo tanto en la zona axial como en la externa.

El sector central se caracterizó por el desarrollo de estructuras anticlinales de orientación predominante oeste-este, asociadas a inversión oblicua, en el sector axial y el desarrollo de zonas de cizalla en el sector externo. Finalmente en el sector oriental se desarrollaron una serie de estructuras transpresivas asociadas a lineamientos de orientación NO y ONO.

La evolución areal y temporal de la deformación durante este período se desarrolló como un proceso continuo con tres eventos principales de edad toarciana, kimmeridgiana y valanginiana. Estos eventos muestran una migración del frente de deformación dentro de la zona axial de sur a norte asociado al efecto de contrafuerte del macizo norpatagónico (Silvestro y Zubiri, 2008).

El pulso Valanginiano marcó la máxima expansión del sistema de Huincul.

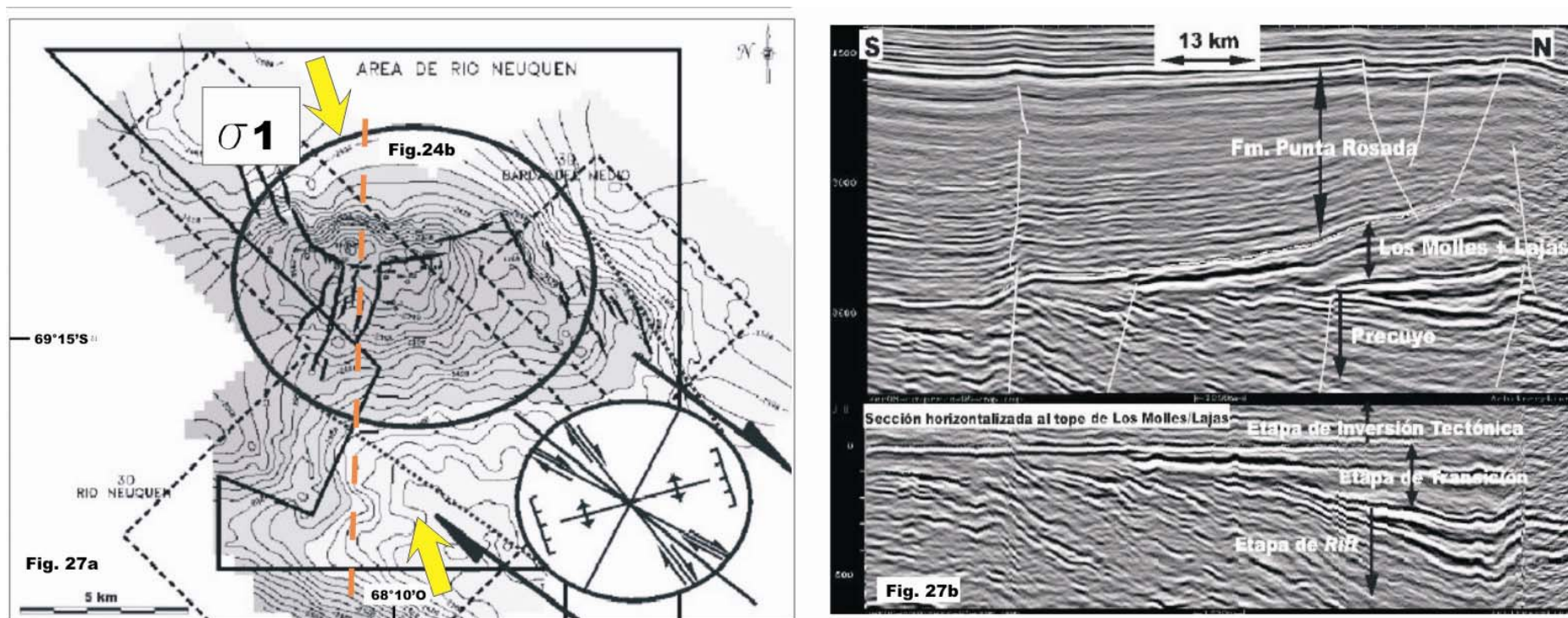


Figura 27a. Mapa estructural a la base de la Formación Vaca Muerta de la estructura anticlinal de Río Neuquén en el sector oriental de la dorsal de Huincul. Obsérvese nuevamente la orientación NNO del vector principal σ_1 del campo de esfuerzos, estimado a partir de la orientación de la elipse de deformación. Ubicación en la figura 12.

Figura 27b. Sección sísmica perpendicular al anticlinal de Río Neuquén, mostrando el desarrollo de sistemas de fallas normales en posición de cresta. Ubicación en Fig. 27a, según Berdini *et al.*, 2002.

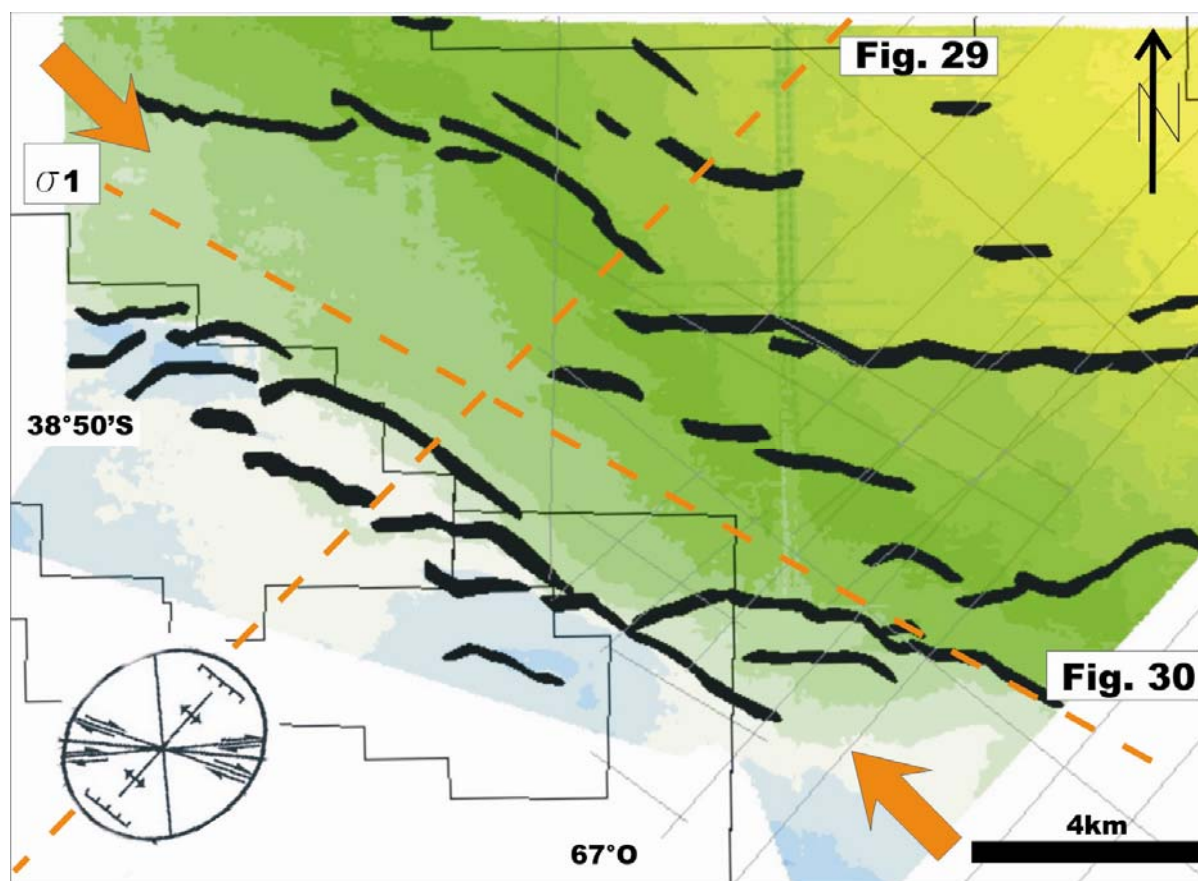


Figura 28. Mapa estructural en tiempo a la base de la Formación Vaca Muerta del extremo sur del anticlinal de Estancia Vieja. Obsérvese el desarrollo de sistemas de fallas extensionales de orientación ONO – O. Las mismas se asocian al colapso del anticlinal de Estancia Vieja durante el Cretácico Inferior. Nótese la orientación ONO del vector $\sigma 1$ del campo de esfuerzos estimado a partir de la orientación del elipse de deformación. Ubicación de las figuras 29 y 30. Ubicación en la figura 12.

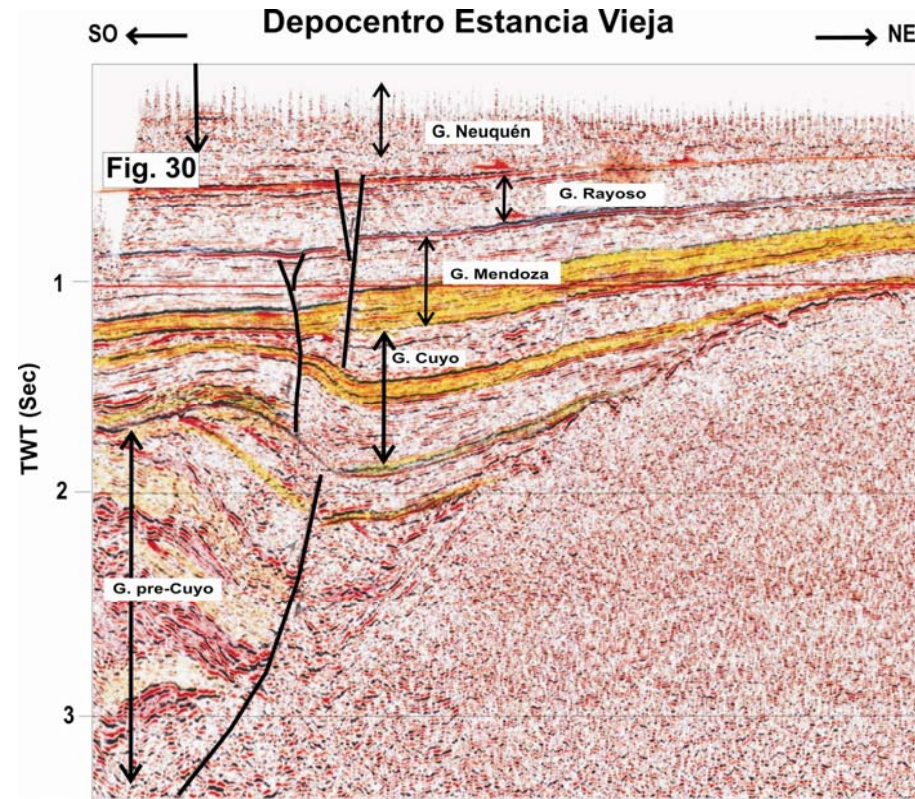


Figura 29. Sección sísmica a través del anticlinal y depocentro de Estancia Vieja. Obsérvese la presencia de fallas extensionales asociadas al colapso del anticlinal desarrolladas durante el intervalo Valanginiano- Cenomaniano, alcanzando la base del Grupo Neuquén. Nótese la inversión de polaridad de los patrones de adelgazamiento de los Grupo Cuyo y Mendoza inferior en dirección al eje del anticlinal durante el crecimiento de la estructura durante la etapa Ia en comparación con el espesamiento de los Grupos Mendoza superior y Rayoso durante la etapa Ib. Ubicación en la figura 28.

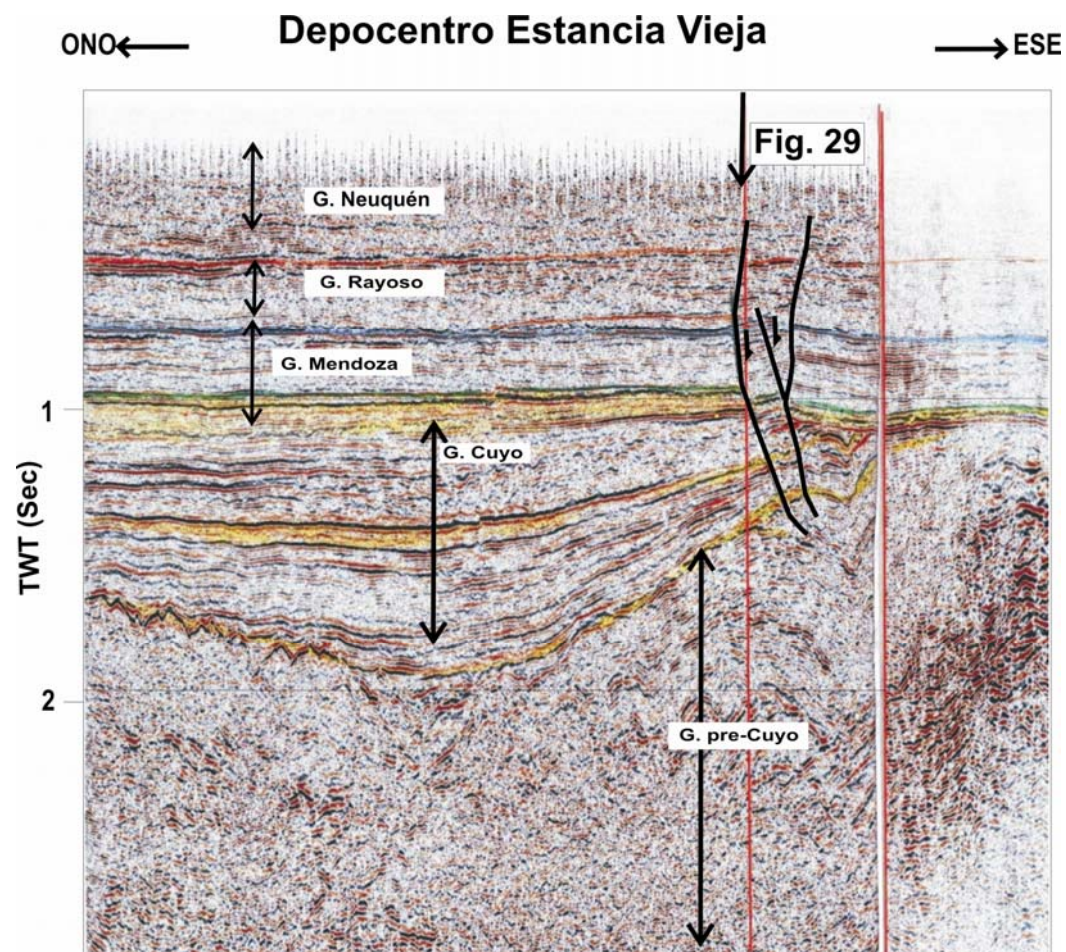


Figura 30. Sección sísmica paralela al eje del anticlinal de Estancia Vieja. Obsérvese nuevamente los cambios de polaridad en el adelgazamiento de las distintas unidades siguiendo el mismo patrón observado en la sección sísmica de la figura 29. Ubicación en la figura 28.

V.4.b.ii.4b. Etapa Ib (Valanginiano-Cenomaniano)

Durante el Cretácico Inferior se produjo una importante reducción en el área de deformación del orden de los 10,000 km² (200 km en sentido E-O y 65 km en sentido N-S) como también en un descenso en la intensidad de la actividad tectónica, el cual continuó durante todo el Cretácico y el Terciario.

La etapa Ib está caracterizada por una reducción areal de la deformación de aproximadamente el 30% y se asocia a la retracción hacia el sur y norte del frente de deformación de intraplaca jurásico. La retracción tuvo lugar a lo largo del extremo oriental del sistema de Huincul (Figs. 28, 29 y 30) donde se redujo a un área de 10 km de ancho a lo largo de la falla de Huincul.

La integración de los puntos de control para el análisis de la deformación muestra que el vector principal del campo de esfuerzos σ_1 continuaba en el cuadrante NO (Fig. 31).

En la parte central de la dorsal de Huincul se produjo un retroceso de 40 km del frente de deformación, donde los hemigrabenes de la zona externa no fueron invertidos y la deformación se concentró en una zona de 40 km de ancho próxima al sector axial del sistema de Huincul.

Los eventos sísmicos correspondientes a la Formación Agrio y al Grupo Rayoso de edad cretácica inferior, muestran una geometría tabular en la sección externa en tanto que en las zonas internas mantienen las geometrías de estratos de sinrecimiento.

V.4.b.ii.4.c. Etapa II (Cenomaniano-Maastrichtiano)

La deformación durante la etapa II del Cretácico Superior se habría concentrado en una zona aun más angosta y próxima a la zona axial del sistema de Huincul.

V.4.b.ii.4.d. Etapa III (Mioceno)

Durante esta etapa se produjo la reactivación del proceso de inversión, dando lugar al suave plegamiento del Grupo Neuquén y de la discordancia Intersenoniana generándose los suaves anticlinales que conforman los afloramientos del Grupo Neuquén en el sector central y occidental de la dorsal de Huincul.

V.4.b.ii.4.e. Etapa IV (Plioceno)

Durante esta etapa se produjo el colapso de distintas estructuras a lo largo de la zona axial del sistema de Huincul.

V.4.b.iii Cuenca de antepaís

La cuenca neuquina desarrolló una cuenca de antepaís durante el Cretácico Superior, correspondiente a los depósitos del Grupo Neuquén. La misma se extendió a lo largo de 400 km, al este de la faja plegada del Agrio y de la Cordillera Patagónica y fue invertida durante el Mioceno dando lugar a la conformación de una cuenca de antepaís deformada (Fig.4).

Este conjunto de unidades morfoestructurales se desarrolló principalmente al norte del sistema de Huincul, en tanto que al sur coexisten tanto un sector deformado como un sector no deformado de cuenca de antepaís (Fig. 4).

El segmento norte de la cuenca de antepaís deformada incluye al sistema de Chihuidos, antifosa de Añelo y el sistema de Entre Lomas (Figs. 4, 5, 6 y 7b). Esta subdivisión en tres sectores está basada en las diferencias estructurales y de orientación que reflejan evoluciones tectónicas diferentes.

Esta región está caracterizada por la presencia de una serie de fallas que involucran el basamento y que fueron activas durante el Mesozoico y posteriormente reactivadas durante el Mioceno, plegando los depósitos de cuenca de antepaís del Cretácico Superior correspondientes al Grupo Neuquén (Figs. 4, 5, 6 y 7b).

En el sector sur de la cuenca deformada de antepaís el plegamiento asociado a la deformación miocena fue mucho más suave y corresponde al sistema de Picún Leufú (Fig. 4)

Finalmente el sector no deformado de la cuenca de antepaís se ubica en el ámbito de la plataforma patagónica (Fig. 4).

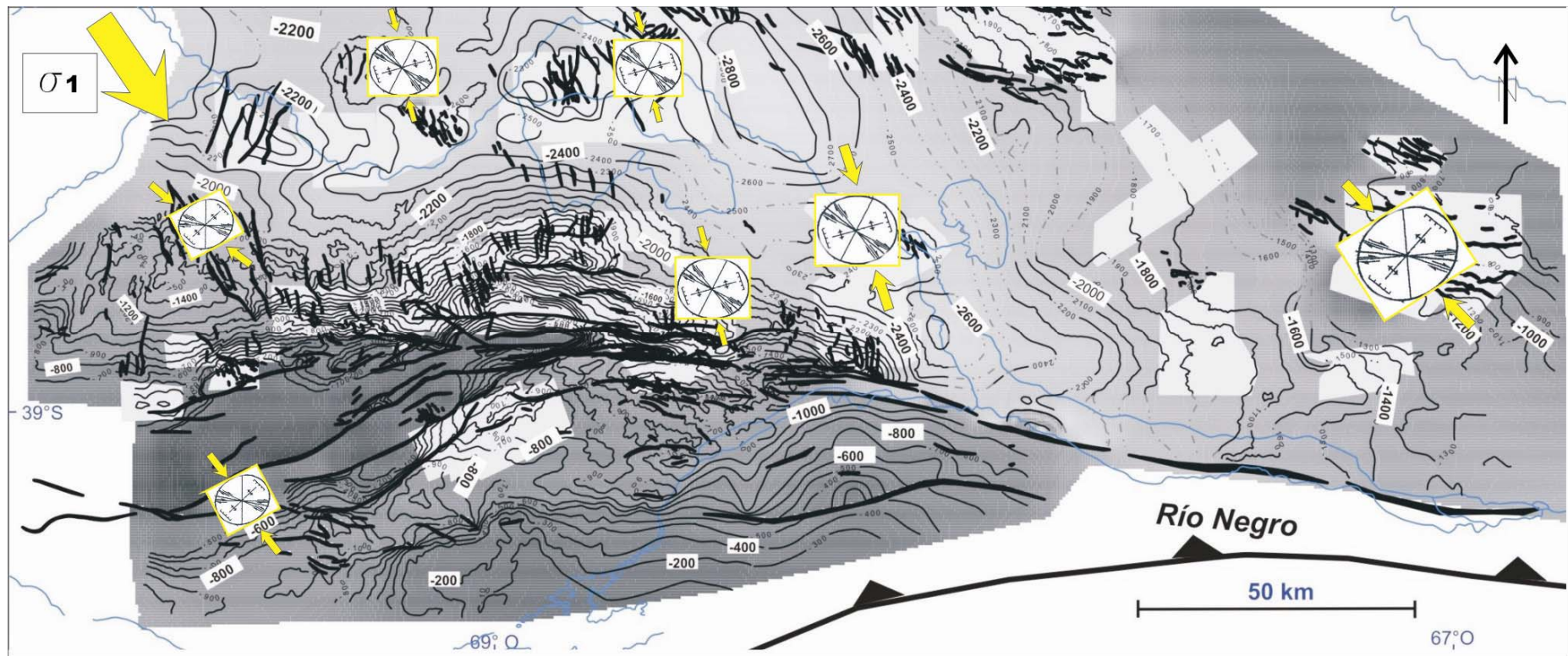


Figura 31. Mapa estructural en profundidad a la base de la Formación Vaca Muerta del sector extrandino del sistema de Huincul con la orientación de los elipses de deformación y del vector σ_1 del campo de esfuerzos regional de la etapa I en cada punto de control.

V.4.b.iii.1. La cuenca de antepaís deformada de Picún Leufú

Esta unidad morfoestructural se extiende al sur del sistema de Huincul y al este de la cordillera Patagónica a lo largo del río Limay. Su geometría general corresponde a un suave y ancho sinclinal (Fig.4). El segmento occidental de este sinclinal se orienta SO-NE, en coincidencia con el eje del depocentro de China Muerta, donde el flanco occidental está conformado por el piedemonte de la Cordillera Patagónica y el flanco oriental esta dado por la inversión de la falla normal del depocentro de China Muerta.

En el segmento oriental el eje del sinclinal se orienta casi en dirección O-E, estando el flanco norte dado por la pendiente sur del sistema de Huincul y el flanco sur corresponde a la suave pendiente de la plataforma patagónica. Corresponde a una zona de baja deformación cuando se la compara con los sistemas de Entre Lomas y Chihuidos.

V.4.b.iii.1.a. Evolución tectónica del sistema de Picún Leufú

La evolución tectónica de esta unidad morfoestructural está caracterizada por su tranquilidad tectónica a lo largo del Mesozoico y el Terciario a excepción de una incipiente deformación de los depocentros extensionales durante el Jurásico inferior.

Durante los estadios iniciales de la etapa I a (Pliensbaquiano-Valanginiano), la evolución tectónica de esta unidad morfoestructural estuvo intimamente ligada a la del sistema de Huincul. Durante el Jurásico Inferior (Pliensbaquiano-Toarciano), durante la depositación de los depósitos lacustres tradicionalmente denominados Grupo pre-Cuyo, pero temporalmente equivalentes a la Formación Los Molles, se produjo la inversión tectónica incipiente de los depocentros de China Muerta (Fig. 29) y el Sauce.

Este evento de deformación constituye el principal evento tectónico del sistema de Picún Leufú y se asocia al primer pulso tectónico de edad toarciana que afectó a la zona axial del sistema de Huincul y al lineamiento del río Limay.

Durante el resto de la etapa I la deformación se concentró en el sistema de Huincul, coincidente con la migración de la deformación de intraplaca hacia el extremo norte de la zona axial del sistema de Huincul.

El cese de la deformación a partir del Jurásico medio puede verse claramente en la figura 32, donde los depósitos del Grupo Cuyo, muestran un arreglo tabular en la zona del depocentro de China Muerta.

Durante las etapas Ib (Valanginiano – Cenomaniano) y II (Cenomaniano-Maastrichtiano) en el sistema de Picún Leufú la deformación se concentró a lo largo del lineamiento del Río Limay en donde se observan en secciones sísmicas suaves truncamientos a la base del Grupo Neuquén y de acuerdo con el mapeo de Herrero Ducloux (1946).

Finalmente, durante la etapa III, se reactiva nuevamente este lineamiento plegando la discordancia intersenoniana y produciendo la suave inversión del hemigraben de China Muerta. Se interpreta que el frente de deformación de esta etapa sigue la traza del río Limay, excediendo el área de cobertura sísmica.

No se han encontrado evidencias de fenómenos extensivos asociados a la etapa IV.

V.4.b.iii.2. La cuenca de antepaís deformada de Los Chihuidos-Entre Lomas

Esta porción del engolfamiento neuquino comprende dos estructuras de primer orden que tuvieron un rol crítico en la evolución tectónica de la cuenca, el sistema de los Chihuidos y el sistema de Entre Lomas (Figs. 4, 5 y 6). Ambos sistemas fueron sometidos a deformación de intraplaca durante el Jurásico y el Cretácico, pero con diferentes campos de esfuerzo e historias de levantamiento y se encuentran separados por la antefosa de Añelo, un sector en el que alternaron períodos de deformación y quietud tectónica durante el Mesozoico.

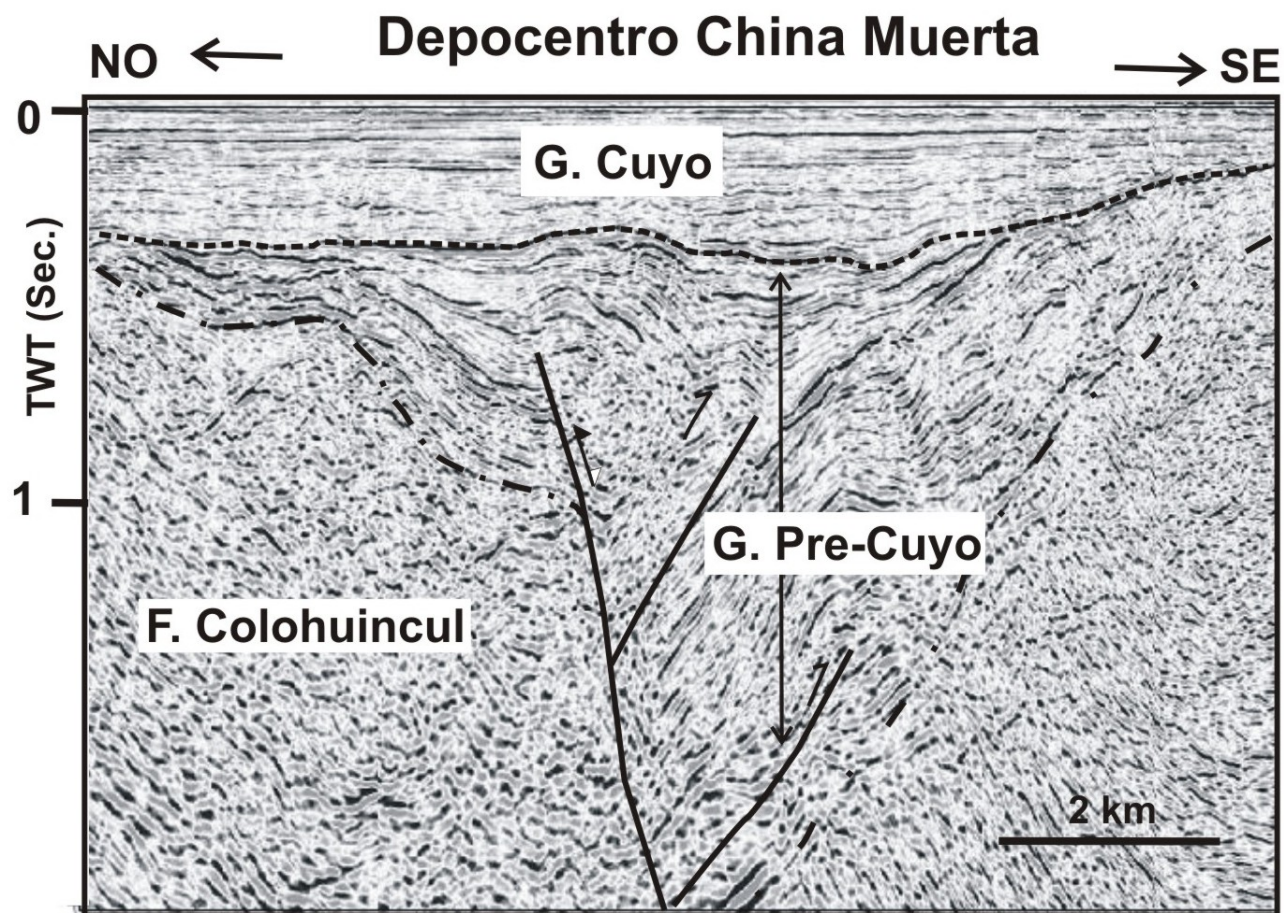


Figura 32. Sección sísmica a través del hemigraben de China Muerta en el sistema de Picún Leufú, horizontalizada al tope del Grupo Cuyo. Obsérvese nuevamente la deformación de los depósitos lacustres asignados al Grupo pre-Cuyo, pero de edad equivalente a la Formación Los Molles (Salvador Minitti 2005, com. pers.) Ubicación en la Fig. 3, cap. IV.

V.4.b.iii.2.a. El sistema de los Chihuidos

Este alto o dorso es una de las estructuras más prominentes de la cuenca neuquina. Se extiende a lo largo de 200 km y alcanza un ancho máximo de 150 km.

Corresponde a una estructura anticlinal que involucra el basamento, presentando un flanco frontal empinado y un flanco dorsal u oriental más tendido (Figs. 4, 5 y 6). Los mapas geológicos de superficie muestran una serie de anticlinales a lo largo del eje de la estructura, que corresponden a estructuras secundarias de tipo epidérmico (Fig.4), en tanto que los mapas estructurales en profundidad de horizonte jurásicos o cretácicos muestran que en realidad es una única estructura (Fig.5).

El anticlinal de los Chihuidos presenta un hundimiento suave en dirección sur hacia el sistema de Huincul y un hundimiento norte pronunciado el cual está truncado por el sistema de falla transcurrente dextrógiro de Cortaderas (Figs. 4 y 5). El extremo sur está dado por las estructuras de El Mangrullo y Sauzal Bonito de orientación O-E y que conforman el límite norte del sistema de Huincul.

La información sísmica permitió reconocer la presencia de un hemigraben del Grupo pre-Cuyo asociado al dorso de los Chihuidos, al menos en el sector norte (Fig. 8, Cap. IV), en tanto que los datos gravimétricos muestran una fuerte anomalía de Bouger positiva por debajo del anticlinal de los Chihuidos, indicando la existencia de un atenuamiento cortical importante o la inyección de material máfico en la corteza (Ramos *et al.*, 2002). Ambas alternativas son consistentes con la atenuación cortical asociada a la etapa de extensión Triásico Medio-Jurásico Inferior.

V.4.b.iii.2.a.i. Etapa Ia

Durante el Jurásico – Cretácico Inferior se produjo la inversión del depocentro de los Chihuidos. La misma es interpretada como producto de transpresión levógira, movimiento determinado a partir de la relación de corte entre la orientación N-S de la falla de basamento que levantó al dorso de los Chihuidos a la que se asociaría el depocentro del G. pre-Cuyo y la orientación NNO del campo de esfuerzos regional calculada a partir del análisis de la deformación del sistema de Huincul.

Los patrones de afinamiento de los ciclos cuyano y loteniano en dirección a la falla de los Chihuidos, en especial durante la depositación de la Formación Los Molles evidenciadas en líneas sísmicas (Fig. 34), son un claro ejemplo de la deformación ocurrida durante este estadio.

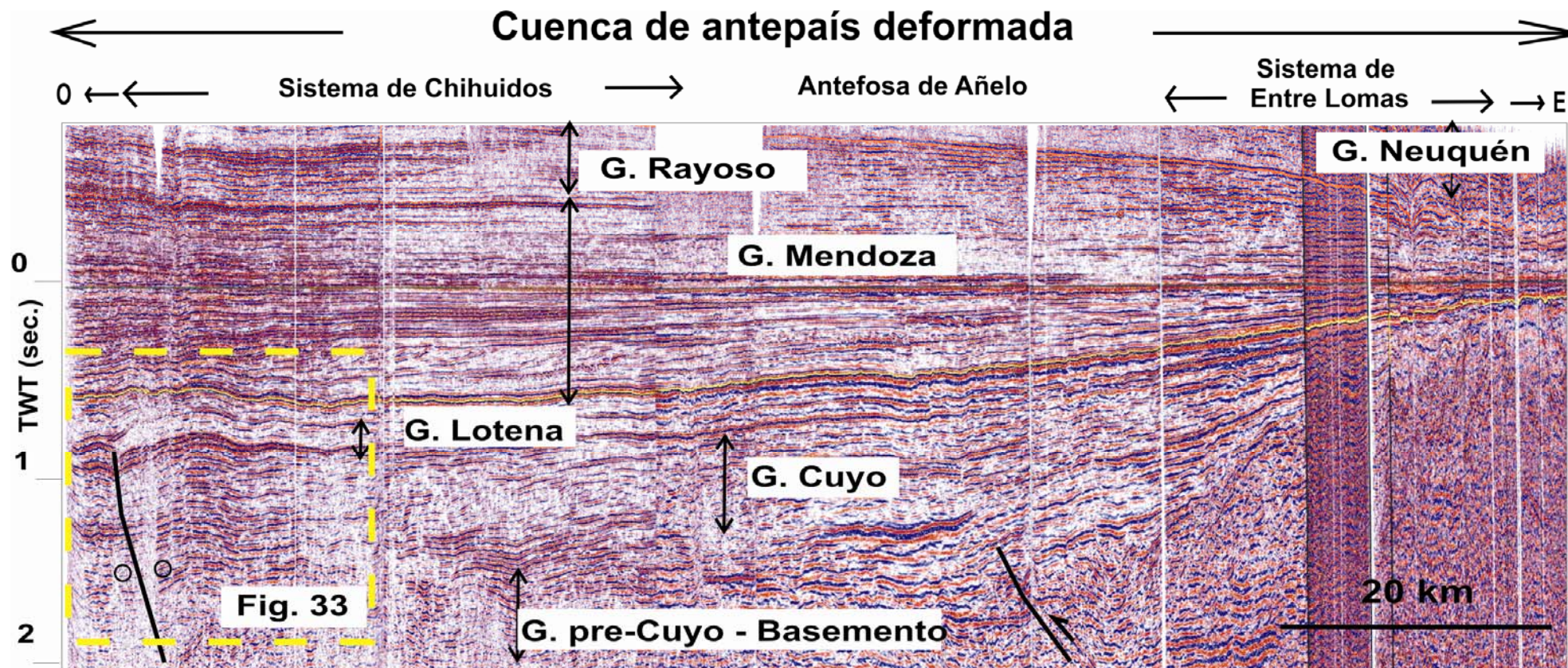


Figura 33. Sección sísmica regional a través de los sistemas de Chihuidos, Entre Lomas y la antefosa de Añelo, horizontalizada al tope de la Formación Mulichinco (fin de la etapa Ia). Ubicación de la Figura 34.

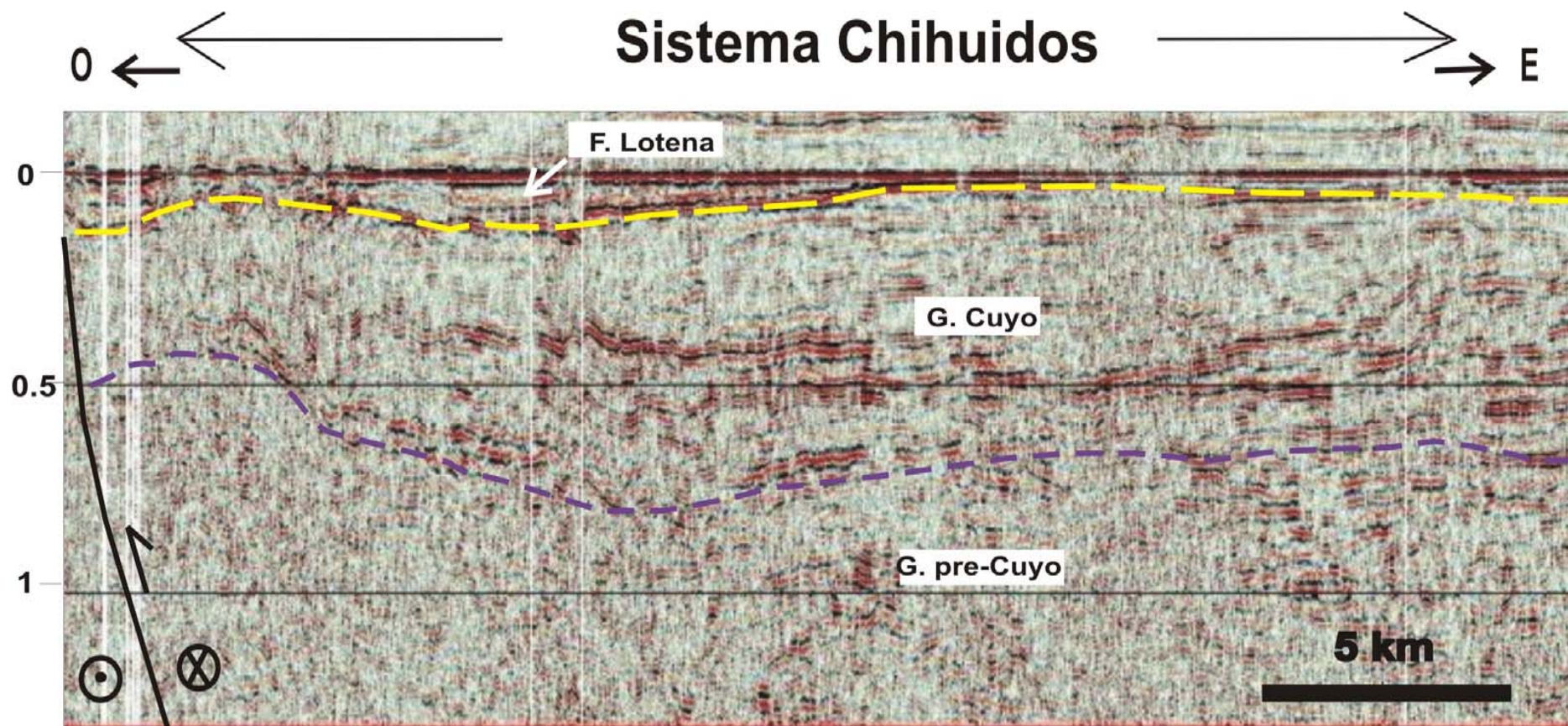


Figura 34. Sección sísmica a través del dorso de los Chihuidos, horizontalizada al tope de la Formación Lotena. Obsérvese el patrón general de acuñaamiento del Grupo Cuyo y la Formación Lotena, en dirección hacia el anticlinal generado por transpresión a lo largo de la falla de los Chihuidos.

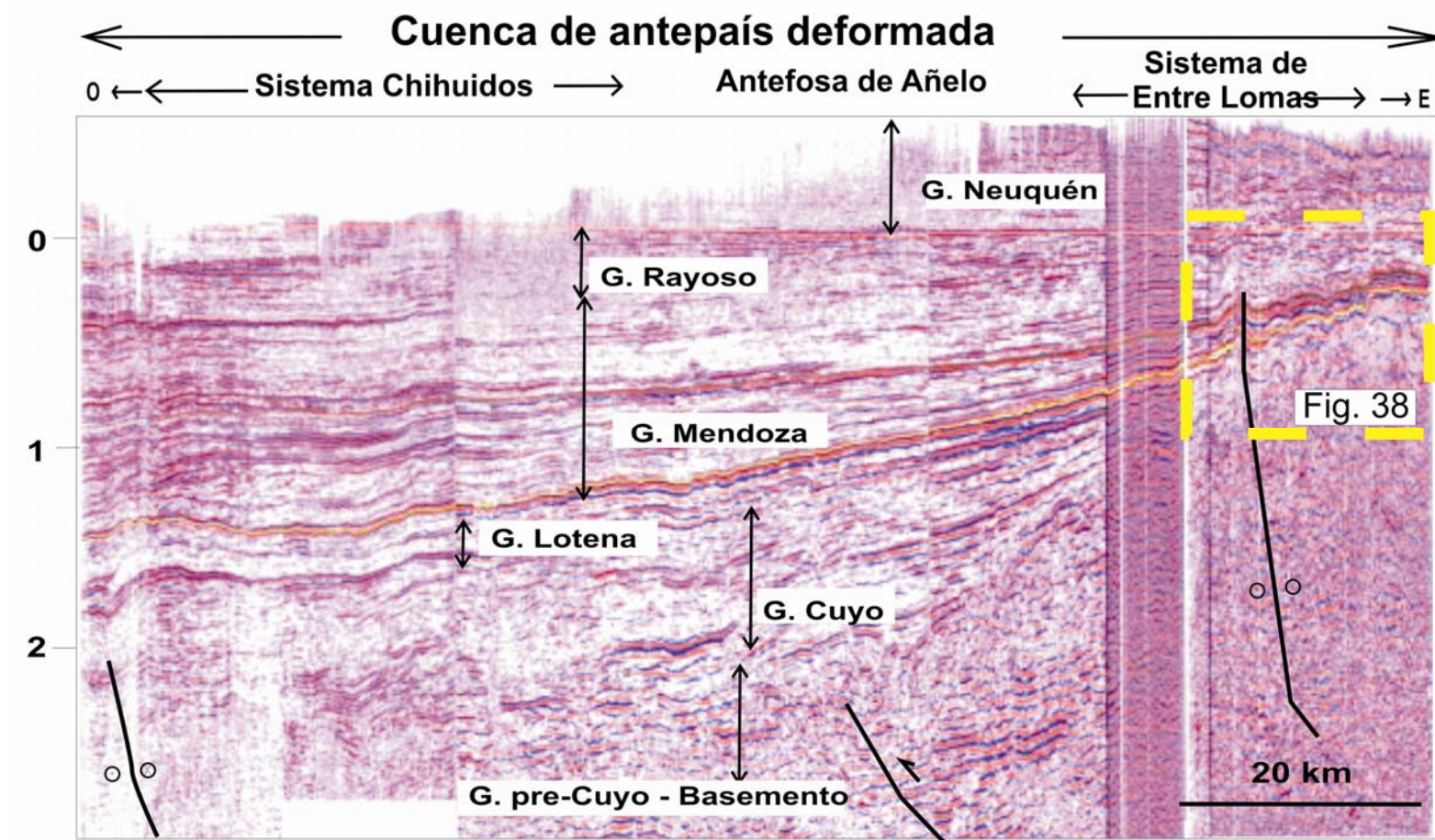


Figura 35 Sección sísmica regional a través de los sistemas de Chihuidos, Entre Lomas y la antefosa de Añelo, horizontalizada a la base del Grupo Neuquén (fin de la etapa Ib).

El protoanticlinal de los Chihuidos se ubicaba 30 km al oeste del eje del anticlinal mioceno, en la anteinclinación. Corresponde a un anticlinal simétrico de escaso relieve vertical (100 m), y un ancho de 20 km. No fue posible determinar la extensión del eje anticlinal por contarse con poca información sísmica a lo largo de la falla del dorso de los Chihuidos que iluminara los Grupos Lotena y Cuyo. Dada la continuidad y magnitud de la estructura miocena se asumen que el proto anticlinal de los Chihuidos se extendió a lo largo de la traza de dicha falla (70 km).

La deformación de intraplaca en el sistema de los Chihuidos fue activa durante toda la etapa Ia hasta el Valanginiano.

V.4.b.iii.2.a.ii. Etapa Ib

Por el contrario, durante el Cretácico Inferior se produjo una desaceleración de la deformación, como se evidencia en la tabularidad de los bancos de los Grupos Rayoso y Mendoza, identificándose únicamente un suave adelgazamiento en dirección a la falla de los Chihuidos.

Durante este estadio el eje del protoanticlinal de los Chihuidos se ubicaba en una porción intermedia entre la de la etapa Ia y su ubicación actual y se caracterizaba por su simetría con un ancho de 30 km y una orientación N-N25°O, extendiéndose por más de 80 km.

La inversión a lo largo de este estadio, si bien no fue importante, fue lo suficientemente intensa como para controlar la subsidencia y el espesor de las secuencias en el sector occidental del engolfamiento (Fig.33).

V.4.b.iii.2.a.iii. Etapa II

Finalmente el análisis del levantamiento del Cretácico Superior no puede ser realizado a partir de líneas sísmicas, pero los datos de afloramiento muestran una discordancia de bajo ángulo entre las capas superiores del Grupo Rayoso y la base del Grupo Neuquén en el limbo frontal del dorso de los Chihuidos, indicando un pulso de reactivación para este momento (Herrero Ducloux, 1946, Ramos 1981) (Fig. 36).

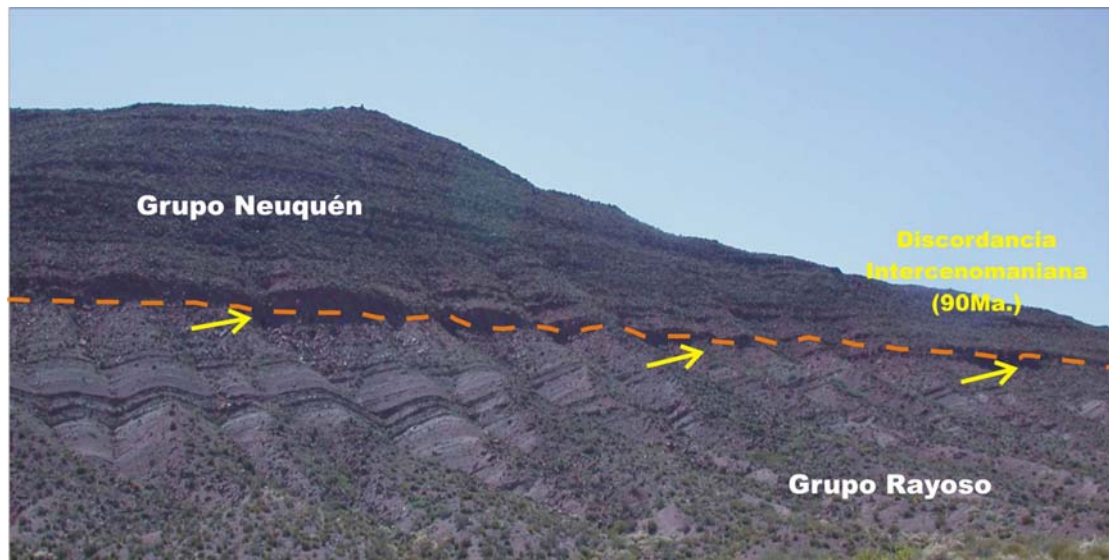


Figura 36. Detalle de la discordancia angular y erosiva entre la base del Grupo Neuquén y el Grupo Rayoso en la anteinclinación del dorso de los Chihuidos.

V.4.b.iii.2.a.iv. Etapa III

Finalmente durante el Mioceno se produjo la inversión del dorso de los Chihuidos a lo largo de la falla principal, en tanto que el resto de las fallas fueron levemente invertidas, originando estructuras secundarias.

V.4.b.iii.2.a.v. Etapa IV

Durante el Plioceno se desarrollaron en este ámbito pequeños conos volcánicos como el de Parva Negra, de características de basaltos alcalinos típicos de ambiente extensional, constituyendo una evidencia indirecta de la extensión pliocena (Ramos, 1981 y Ramos y Barbieri, 1989).

V.4.b.iii.2.b. La Antefosa de Añelo

Este depocentro (Braccacini, 1970) corresponde a un sinclinal ubicado entre el anticlinal de los Chihuidos y el anticlinal de Entre Lomas (Figs. 5 y 6). Es un rasgo de edad miocena, de rumbo NO dado por el flanco occidental de Entre Lomas y truncado en el norte por la falla de Cortaderas y que en el extremo sur separa al sistema de Entre Lomas del sistema de Huincul. Corresponde a una de las zonas más profundas del engolfamiento neuquino con un espesor sedimentario total de 5.000 m.

En el sector sur de la antefosa de Añelo se desarrollaron tres lineamientos de orientación ONO, de 80 km de extensión (Figs. 5, 12 y 13) que se extienden desde el sector central hasta el extremo oriental interfiriéndose con los lineamientos NO del

sistema de Entre Lomas (Mosquera y Ramos 2005 y 2006). Los lineamientos de Loma Campana, Borde Montuoso y Bajada del Palo se extienden por un ancho de 40 km con un espaciamiento de 10 km y son un reflejo del desarrollo de anisotropías de basamento de edad pérmica. (Mosquera y Ramos 2006).

V.4.b.iii.2.b.i. Etapa Ia

Durante esta etapa se produjo la reactivación de los lineamientos ONO como angostas zonas transcurrentes dextrógiras, caracterizadas por estructuras en flor positiva para los niveles del Grupo Cuyo y en flor negativa para los niveles de los Grupos Lotena y Mendoza inferior. La actividad de las mismas se extendió desde el Pliensbaquiano hasta el Valanginiano. El análisis de las estructuras asociadas a estos lineamientos muestra también un campo de esfuerzos con el vector principal orientado en el cuadrante NO.

V.4.b.iii.2.b.i. Etapa Ib

El Cretácico Superior se caracterizó por la quietud tectónica, como lo demuestran las geometrías tabulares de los eventos correspondientes a los Grupo Mendoza Superior y Rayoso. La deformación asociada a las zonas transcurrentes ONO está dada por la reactivación menor de las fallas principales de cada lineamiento, indicando la misma orientación del campo de esfuerzos principal pero de menor magnitud.

V.4.b.iii.2.b.ii. Etapa II

El inicio de esta etapa está dada por el desarrollo de una discordancia regional asociada a la base del Grupo Neuquén, que erodó los términos cuspidales del Grupo Rayoso a partir del basculamiento del flanco oriental del sinclinal de Añelo. Esta discordancia se extiende dentro del sistema de Entre Lomas, erodando la mayor parte de los depósitos del Cretácico Inferior.

El Cretácico Superior se caracterizó por la tranquilidad tectónica dado por las geometrías tabulares del Grupo Neuquén.

V.4.b.iii.2.b.iii. Etapa III

Durante el Mioceno, finalmente se produjo una suave inversión de fallas menores ubicada en este sector (Fig. 6).

V.4.b.iii.2.c. El sistema de Entre Lomas

Este sector está constituido por una serie de anticlinales simétricos de orientación NO-SE, como ser los de Entre Lomas, Charco Bayo, Loma Montosa y La Jarilla y estructuras menores asociadas de orientación E-O, como ser Medanito, Aguada de los Indios y Puesto Morales.

Este sector se extiende a lo largo de 200 km en forma longitudinal y 100 km de ancho, alineándose con la estructura de Estancia Vieja en el extremo este del sistema de Huinul.

El límite este de esta unidad morfoestructural se extiende al este del río Colorado, excediendo la cobertura sísmica de la cuenca neuquina, involucrando probablemente a la Sierra de Lihuel Calel. El límite norte está dado por el volcán de Auca Mahuida y el límite occidental lo constituye el sinclinal de Añelo.

Este sector está caracterizado por el desarrollo de lineamientos de orientación NO, siendo el principal el de Entre Lomas-Charco Bayo interferidos por lineamientos secundarios de orientación ONO, como el de Medanito.

Las estructuras asociadas a lineamientos NO corresponden a anticlinales simétricos, de bajo relieve estructural (100 m), angostos (5-15 km de ancho) relacionados a compactación diferencial de depocentros extensionales jurásicos invertidos levemente durante el Cretácico Superior (Fig.37).

Las estructuras asociadas a los lineamientos de orientación ONO se relacionan a inversión transpresiva y transtensiva jurásica y cretácica.

V.4.b.iii.2.c.i. Etapa Ia

Durante el estadio Jurásico Inferior – Cretácico Inferior la deformación de intraplaca del sistema de Entre Lomas estuvo caracterizada por la reactivación extensional de los depocentros de orientación NO hasta el Jurásico Superior y el desarrollo de pliegues tipo *drape folds*, durante el Cretácico Inferior hasta el Valanginiano, producto de la compactación diferencial de las secuencias de *synrift* (Digregorio y Uliana, 1972, Arreghi *et al.*, 1996 y Cristallini *et al.*, 2006).

Los lineamientos ONO fueron reactivados en forma transpresiva dextrógira dando lugar a la inversión del depocentro de El Medanito (Rossello y Barrionuevo 2005) y del lineamiento de Loma Campana.

Sobre el flanco occidental del sistema de Entre Lomas se produjo el acuñamiento de los Grupos Cuyo, Lotena y Mendoza, generando una reducción de 2000 m por *onlap* y truncaciones erosivas (*top lap*) en una distancia de 20 km por lo que la parte central y oriental del sistema presentan secciones incompletas o condensadas (Figs. 33 y 35).

V.4.b.iii.2.c.ii. Etapa Ib

El Cretácico Inferior se caracterizó por la quietud tectónica, como lo demuestran las geometrías tabulares de los eventos correspondientes a los Grupo Mendoza Superior y Rayoso.

Continuó la conformación de estructuras tipo *drape Fonds* en los lineamientos NO y la deformación asociada a las zonas transcurrentes ONO está dada por la reactivación menor de las fallas principales de cada lineamiento.

V.4.b.iii.2.c.iii. Etapa II

El estadio Cretácico Superior se caracterizó por levantamiento generalizado del sistema de Entre Lomas durante el Cenomaniano, dando lugar a la erosión paulatina de los depósitos del Grupo Rayoso y la Formación Centenario en dirección noreste hacia el borde de cuenca. La figura 33 muestra en una sección sísmica regional horizontalizada al tope de la Formación Mulichinco (Valanginiano) como se reduce paulatinamente el espesor del G. Rayoso sobre el flanco oriental de la antefosa de Añelo y drásticamente en el sistema de Entre Lomas, asociada a la discordancia Intercenomaniana.

De ese modo se sobreimpresió a los pliegues tipo *drape*, una suave componente compresiva que llevó a la truncación de los términos superiores del Grupo Rayoso (Fig. 38) dando lugar a la erosión de dicha unidad hacia el borde de cuenca.

Este evento marca la máxima expansión de la deformación de antepaís asociada al levantamiento de la Faja plegada y corrida del Agrio.

La topografía resultante del evento de deformación cenomaniano fue peneplanizado por la discordancia Intercenomaniana.

El resto del estadio Cretácico Superior está caracterizado por la quietud tectónica.

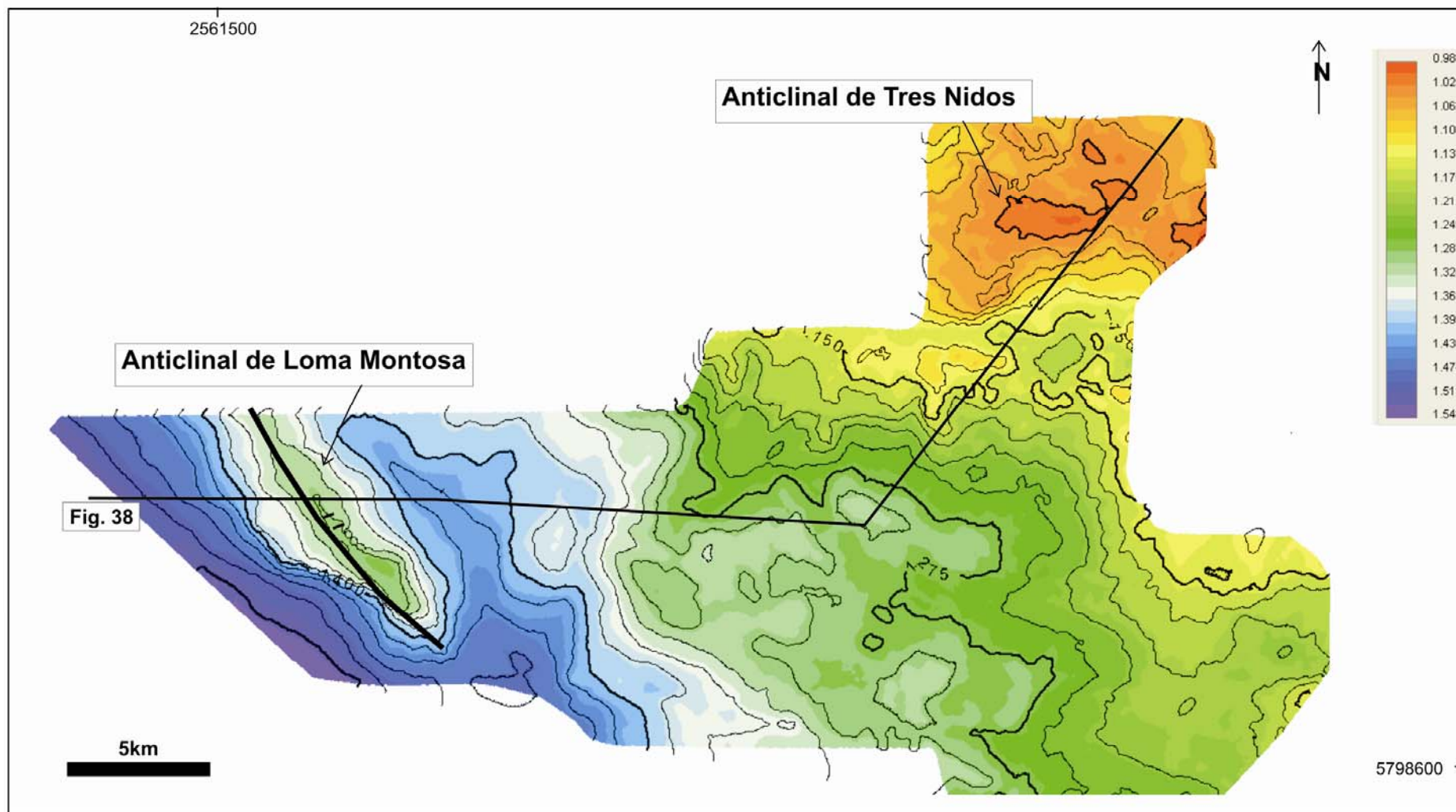


Figura 37. Mapa estructural en tiempo a la base del Grupo Neuquén en el sector central del sistema de Entre Lomas. Ubicación en la Fig. 5.

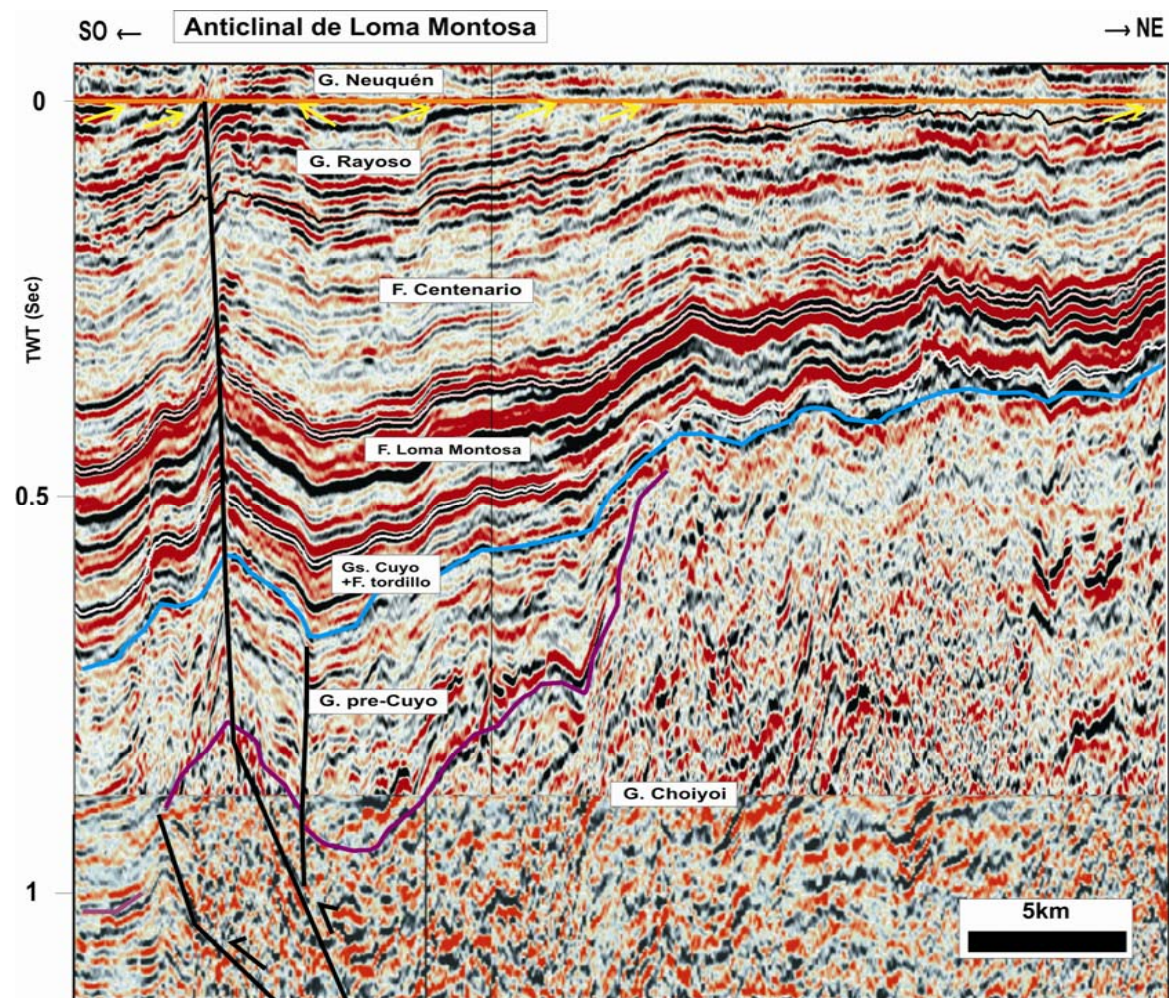


Figura 38. Línea sísmica horizontalizada a la base del G. Neuquén a través del anticlinal de Loma Montosa. Obsérvese la truncación de los niveles superiores del G. Rayoso asociado al incipiente levantamiento de la estructura de Loma Montosa. Ubicación en las figuras 35 y 37.

V.4.b.iii.2.c.iv Etapa III

La deformación miocena reactivó el proceso de inversión y resultó en el plegamiento de la discordancia Intercenoniana y el Grupo Neuquén.

V.4.b.iii.2.c.v. Etapa IV

La extensión pliocena resultó en el colapso de las principales estructuras como ser Loma Montosa (Figs. 37 y 38) y Entre Lomas (Arreggi *et al.* 1996).

V.4.b.iv. La faja plegada y corrida

Este conjunto de unidades morfoestructurales posee una historia de deformación más simple que la deformación multiepisódica que afectó al resto de las unidades morfoestructurales. La evolución tectónica de este grupo de unidades se extendió desde el Cretácico Superior hasta el Cenozoico. La deformación más antigua en el ámbito de la faja plegada y corrida ocurrió durante el Cretácico Superior alrededor de los 100Ma asociada a un campo de esfuerzos de orientación oeste y la vergencia de las estructuras fue controlada por los depocentros extensionales.

V.4.b.iv.1. La fosa de Loncopué

Esta fosa extensional de edad cenozoica tardía y de orientación paralela a la Cordillera Principal se encuentra ubicada al oeste de la faja plegada y corrida del Agrio. Está conformada por un complejo sistema de hemigrabenos originados durante el Oligoceno y reactivado extensionalmente durante el Plioceno y el Pleistoceno. De esta manera los Andes de Neuquén poseen este rasgo extensional único entre los 36°30' y los 39° S (Ramos, 1977, Jordan *et al.*, 2001, Ramos y Folguera, 2005, Burns *et al.*, 2006), cuando se lo compara con otros segmentos de los Andes dominados por estructuras compresivas.

V.4.b.iv.2. La faja plegada y corrida del Agrio

Esta faja plegada y corrida definida por Braccini (1970) y Ramos (1977) corresponde a una faja antitética fósil, con una compleja historia de deformación. La contracción y levantamiento de esta faja plegada comenzó hace aproximadamente 100 m.a. y continuó en forma episódica durante la mayor parte del Cretácico Superior (Zamora Valcarce *et al.*, 2006), pero el principal episodio de levantamiento corresponde al Mioceno tardío, estando hoy en día inactivo.

Los estilos estructurales están dados por una combinación de pliegues de despegue asociados a deformación epidérmica con estructuras más profundas que involucran al basamento, generadas en los estadios finales de deformación. (Zapata y Folguera, 2005, Zapata *et al.* 1999).

Sin embargo, es posible que esta unidad haya tenido deformación compresiva localizada asociada a transpresión levógira asociada a la inversión de los depocentros extensionales de orientación N-S del Grupo pre-Cuyo. Esto se postula por analogía con lo observado en el dorso de los Chihuidos y sería una explicación alternativa para la génesis de la dorsal del Tordillo definida por Legarreta *et al.* (1975), en la zona de Portezuelo Ancho en la faja plegada surmendocina y las discordancias erosivas y angulares definidas por Stipanovic (1978) en el G. Lotena en la zona de Bardas Blancas.

V.4.b.iv.3. Cordillera Patagónica

Al sur de los 38° S el eje principal de los Andes está caracterizado por una serie de batolitos longitudinales producto de una importante exhumación, que caracteriza a la Cordillera Patagónica. Esta unidad tiene una historia de deformación más simple aún. Las estructuras de esta región están caracterizadas por una orientación predominante N-S.

El sector más externo de esta cordillera involucra una serie de hemigraben de orientación N-S que fueron invertidos con una vergencia occidental durante el Mioceno, como los de Las Coloradas y Cerro Calcatre.

Este sector no muestra evidencias de inversión significativa de edad pre-miocena.

V.4.b.iv.4. Cuenca de Collón Cura

Esta cuenca definida por González Díaz y Nullo (1980), presenta un espeso registro de rocas sedimentarias depositadas en un ambiente continental durante el Oligoceno- Mioceno temprano y se ubica a lo largo del piedemonte de la Cordillera Patagónica (Fig. 4).

Si bien muestra cosanguineidad con la fosa de Loncopué dado que fue generada durante el mismo evento extensional, carece de evidencias de reactivaciones extensionales posteriores que caracterizan a la fosa de Loncopué.

V.4.b.iv.5. La plataforma patagónica

Corresponde a la zona ubicada al sur del río Limay, más allá del borde de cuenca. Se extiende a lo largo de 300 km hacia el este y alcanza los 100km de ancho.

Constituye una zona de no deformación mesozoica y cenozoica de acuerdo a los datos de geología de superficie. Se caracteriza por la presencia de estratos mesozoicos y terciarios que suprayacen sobre el basamento ígneo metamórfico del macizo norpatagónico.

V.5. Conclusiones

1. A partir de la integración de la información geológica de afloramientos y de sísmica 2D y 3D y pozos de subsuelo *se redefinieron los límites de las principales unidades morfoestructurales de la cuenca neuquina, mostrando la continuidad del sistema de Huincul hasta la Cordillera de la Costa en Chile* y se determinaron las ubicaciones relativas de los *diferentes frentes de deformación de los diferentes eventos tectónicos presentes a lo largo de la evolución geológica de la cuenca neuquina.*
2. El análisis estructural del sistema de Huincul permitió caracterizar los diferentes sectores y trenes estructurales, pudiéndose establecer *la máxima extensión areal de este cinturón de deformación de intraplaca durante el Valanginiano y la retracción de los frentes de deformación durante el resto del Cretácico inferior.*
3. Se estableció una *orientación NO-NNO para el vector principal σ_1 del campo de esfuerzos regional para la evolución tectónica jurásica y cretácica inferior del sistema de Huincul*, a partir de la integración de datos puntuales publicados y la incorporación de diferentes puntos de control basados en información sísmica 3D en los diferentes sectores.
4. A partir del análisis de líneas sísmicas claves y regionales se pudo *identificar una estructura anticlinal de edad jurásica – cretácica inferior asociada a la transpresión levógira de la falla de basamento* que conforma la estructura

anticlinal miocena del dorso de Los Chihuidos. El sentido levógiro fue determinado a partir de la orientación N-S de la falla de los Chihuidos y la orientación NO del vector σ_1 , determinado en el sistema de Huincul

5. Se determinó la presencia de *tres sistemas de fallas transcurrentes dextrógiras de orientación O-E en el ámbito de la antifosa de Añelo y su continuidad en el sector oriental del sistema de Entre Lomas*, mostrando la extensión de estructuras relacionadas a la dorsal de Huincul en el sector norte del engolfamiento.
6. *Se postuló la existencia de un bulge periférico en el sistema de Entre Lomas a partir de la identificación del carácter erosivo regional de la discordancia Intercenomaniana asociada a la base del Grupo Neuquén.* El mismo se relaciona al inicio del desarrollo de la faja plegada y corrida del Agrio durante el Cretácico Superior. Se estableció la inversión tectónica incipiente del sistema de Entre Lomas durante dicho episodio.
7. *Se postuló la existencia de estructuras de evolución tectónica jurásica y cretácica inferior similar a la del sistema de los Chihuidos para las principales estructuras de la faja plegada y corrida del Agrio y surmendociana.*
8. Se estableció el carácter regional de la fase extensional pliocena al identificarse estructuras de carácter directo en los sistemas de Huincul y Entre Lomas.
9. A partir de la integración de la evolución tectónica de las diferentes unidades morfoestructurales *se establecieron cuatro etapas o estadios de evolución tectónica del engolfamiento.*
 - a. *Etapa Ia:* Pliensbaquiano-Valanginano, asociada a un campo de esfuerzos NNO-NO, con el clímax de deformación en el sistema de Huincul y el levantamiento temprano del sistema de Chihuidos.

- b. **Etapa Ib:** Valanginiano-Cenomaniano, asociada a campo de esfuerzos con el vector σ_1 con una posible rotación antihoraria, pero siempre en el cuadrante NO y una disminución de la magnitud de dicho campo, asociada a una retracción de los frentes de deformación del sistema de Huincul y menor deformación en los otros sistemas del engolfamiento.
- c. **Etapa II:** Cenomaniano-Maastrichtiano, asociada a una rotación antihoraria definitiva del campo de esfuerzos, cuyo vector σ_1 se orientó en dirección oeste-este, dando lugar al desarrollo de la faja plegada del Agrio, levantamiento inicial del dorso de los Chihuidos y del sistema de Entre Lomas y una leve deformación del sector axial del sistema de Huincul
- d. **Etapa III:** Mioceno, durante la cual se desarrolla la faja plegada del Agrio, Levantamiento final del dorso de los Chihuidos y del sistema de Entre Lomas, deformación axial de la dorsal de Huincul
- e. **Etapa IV:** Plioceno, asociado al colapso extensional de las principales estructuras del sistema de Entre Lomas, la falla de Huincul en el sector central de la dorsal y el colapso de la faja plegada del Agrio.

CAPÍTULO VI

INTERPRETACIÓN TECTÓNICA DE LA DEFORMACIÓN DE INTRAPLACA DE LA CUENCA NEUQUINA:

180 M.A. DE DEFORMACIÓN CONTROLADOS POR LOS CAMBIOS EN EL MARGEN CONVERGENTE PACÍFICO.

VI.1. Introducción

Para interpretar la deformación de intraplaca descrita en los diferentes sectores del engolfamiento neuquino se ha tomado como punto de partida el análisis de las reconstrucciones de la cinemática de las placas, según los estudios pioneros de Zonenshayn *et al.* (1984, 1987), complementados por los de Jaillard *et al.* (1990) y Scheuber *et al.* (1994). Estos autores han reconocido importantes cambios en la orientación del vector de convergencia en la zona de subducción entre la placa de Sudamérica (o la placa Gondwana occidental) y las placas oceánicas adyacentes.

Desde el comienzo de la separación de las placas de Norte y Sudamérica y la formación de la placa del Caribe hace unos 180 Ma, el vector de convergencia relativo entre la placa oceánica de Aluk y la de Sudamérica tenía una fuerte dirección oblicua noroeste en dirección al margen continental.

Este vector fue rotando transicionalmente durante el interacción de la placa oceánica de Farallón y la de Sudamérica desde el cuadrante noroeste a una orientación más ortogonal durante el Cretácico Superior (Zonenshayn *et al.*, 1984 y 1987).

El Paleógeno correspondió a un período de convergencia más oblicua, con el vector de convergencia entre las placas de Farallón y Sudamérica orientado en el cuadrante sudoeste, que cambió a una orientación más ortogonal durante el desmembramiento de la placa de Farallón.

La placa de Nazca formada alrededor de los 26-27 Ma tenía un vector de convergencia con una orientación más ortogonal a la latitud de la cuenca neuquina y finalmente la orientación actual del vector de convergencia se ubica en los N 105°O, siendo entonces levemente oblicua.

VI.2. Los principales estadios oceánicos y de deformación de intraplaca de antepaís

La evolución tectónica mesozoica y terciaria del engolfamiento neuquino puede ser subdividida en una serie de estadios de deformación, relacionados con la orientación de los campos de esfuerzos en cada uno de los diferentes sectores.

Tomando en cuenta este criterio de análisis, se han reconocido cuatro estadios de deformación llamados Aluk inicial, Aluk tardío, Farallón y Nazca.

VI.2.a. Estadio Aluk inicial

Desde el Jurásico temprano, el sistema de Huincul fue el sector del engolfamiento que concentró la mayor parte de la deformación produciendo la inversión y el desplazamiento dextrógiro de los depocentros extensionales de orientación oeste y oeste-noroeste.

En tanto que en los sistemas de los Chihuidos y Entre Lomas la deformación fue más suave y dio lugar a la formación de anticlinales angostos y de baja amplitud, relacionados a zonas de desplazamiento de rumbo levógiros de los lineamientos de orientación norte y dextrógiros de los lineamientos de rumbo ONO.

El análisis de diferentes estructuras, especialmente a lo largo del sistema de Huincul, indica una dirección de N42-45°O para el vector σ_1 del campo de deformación.

Esta orientación de la deformación es coincidente con la orientación del vector de convergencia entre la placa oceánica de Aluk y la de Sudamérica de acuerdo a las propuestas de reconstrucción de las placas oceánicas de Zonenshayn *et al.* (1984, 1987) y Jaillard *et al.* (1990). Este vector de convergencia se origina a los 180 Ma con el comienzo de la separación de las placas de Norteamérica y Sudamérica, originando la placa del Caribe.

Como resultado de este fenómeno la placa de Aluk tenía un vector de convergencia muy oblicuo respecto al margen continental de la cuenca neuquina, casi sin participación de la deformación en el antepaís. Este hecho explica por que el sistema de Huincul, orientado más ortogonalmente a la dirección principal del campo de esfuerzos, concentró la mayor parte de la deformación en este período (Fig. 1).

VI.2.b. Estadio Aluk tardío

Durante este estadio se produjo una importante reducción de la deformación en el sistema de Huincul, con una retracción en el frente de deformación en dirección sur en la parte central y en dirección oeste en el extremo oriental. Esta retracción estuvo acompañada por el colapso extensional en el sector oriental del sistema de Huincul, cuyo comienzo se dio en el Valanginiano. Este colapso ocurre en el tren estructural de Estancia Vieja y otros asociados en el extremo oriental.

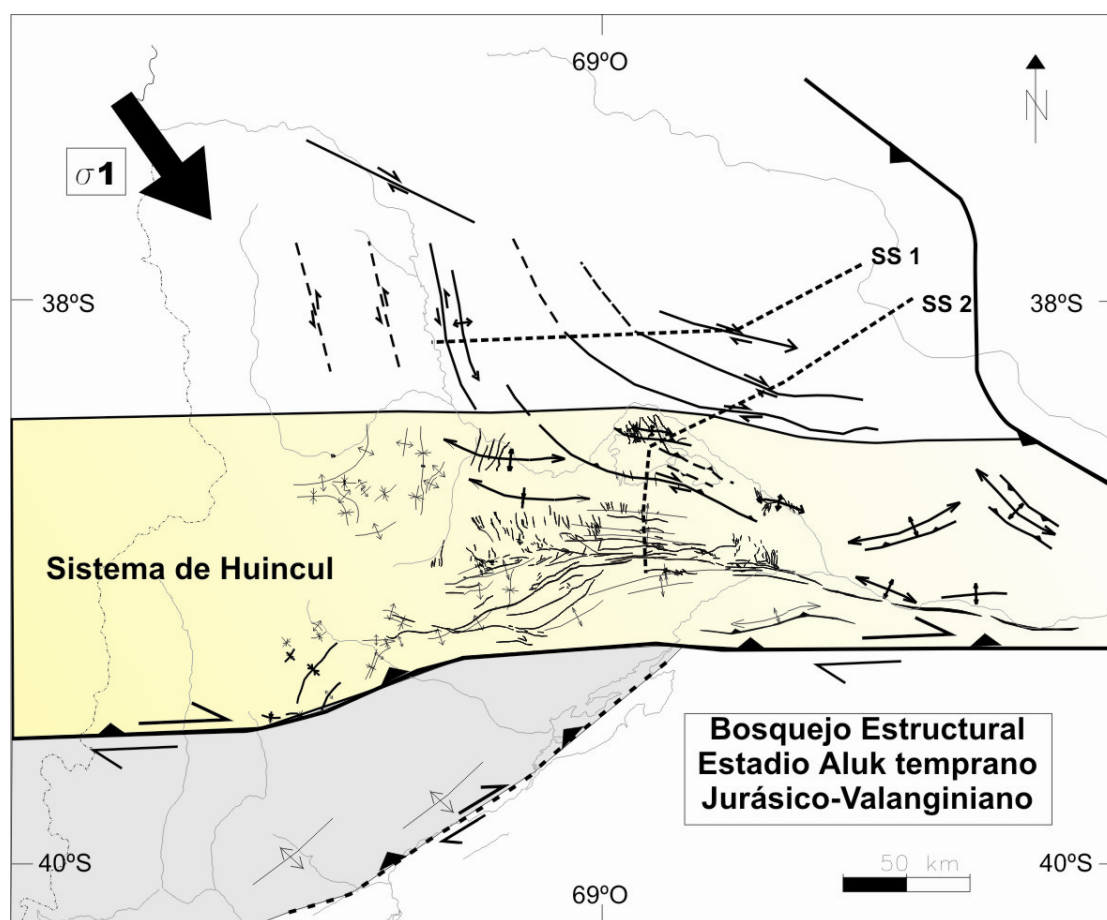


Figura 1: Estructuras generadas durante el estadio Aluk, entre el Pliensbaquiano y el Valanginiano con la orientación del vector principal del campo de deformación.

El desarrollo de sistemas extensionales transtensivos en los ejes de las estructuras anticlinales del sector central del sistema de Huincul y la reactivación de los sistemas extensionales del sector occidental sugieren una leva rotación antihoraria del campo de esfuerzos regional dentro del cuadrante NO.

Luego del Valanginiano la deformación en el sistema de Huincul, se hace más suave al igual que en los sistemas de Chihuidos y Entre Lomas.

VI.2.c. Estadio Farallón

Como se muestra en las reconstrucciones de las placas oceánicas realizada por Zonenshajn *et al.* (1984, 1987), hay un cambio en el vector de convergencia entre las placas oceánicas pacíficas y la placa Sudamericana. De acuerdo a Scheuber *et al.* (1994) y Jaillard *et al.* (1990), el vector de convergencia cambió de la orientación N40°O a una dirección casi ortogonal durante el Cretácico Superior.

Este estadio coincide con el desarrollo de la faja plegada y corrida del Agrio durante la mayor parte del Cretácico Superior (Zamora Balcarce *et al.*, 2006). La totalidad del sistema de Entre Lomas registró un levantamiento y la erosión de los depósitos del Grupo Rayoso y la Formación Centenario asociados a la discordancia Intercenomaniana. Este levantamiento es interpretado como el potencial emplazamiento de un *bulge* periférico de la faja plegada y corrida del Agrio a lo largo el sistema de Entre Lomas (Fig. 2).

Durante este estadio la mayor parte del sector del retroarco de la faja plegada y corrida del Agrio fue levantada y la posición del frente orogénico se ubicaba en la traza actual del río Neuquén. La mayor parte del engolfamiento neuquino no muestra mayores evidencias de deformación como lo evidencia la geometría tabular de los depósitos del Grupo Neuquén.

Existe muy poca evidencia de deformación paleógena en la cuenca neuquina, la cual se concentró al norte del dorso de los Chihuidos, en la zona de Huantraico (Cobbald y Rossello, 2003) y en las vecindades de la Sierra Negra, al este del sistema de los Chihuidos (Zapata *et al.*, 2003). La mayor parte del engolfamiento neuquino no fue sometida a levantamiento durante este período, ni fue zona de acumulación.

VI.2.d. Estadio Nazca

El desmembramiento de la placa de Farallón en las placas de Nazca y Cocos a los 26-27 Ma coincide con la instauración de un nuevo régimen de subducción a lo largo del margen pacífico, siendo la convergencia más ortogonal a la latitud de la cuenca neuquina (Pardo Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998).

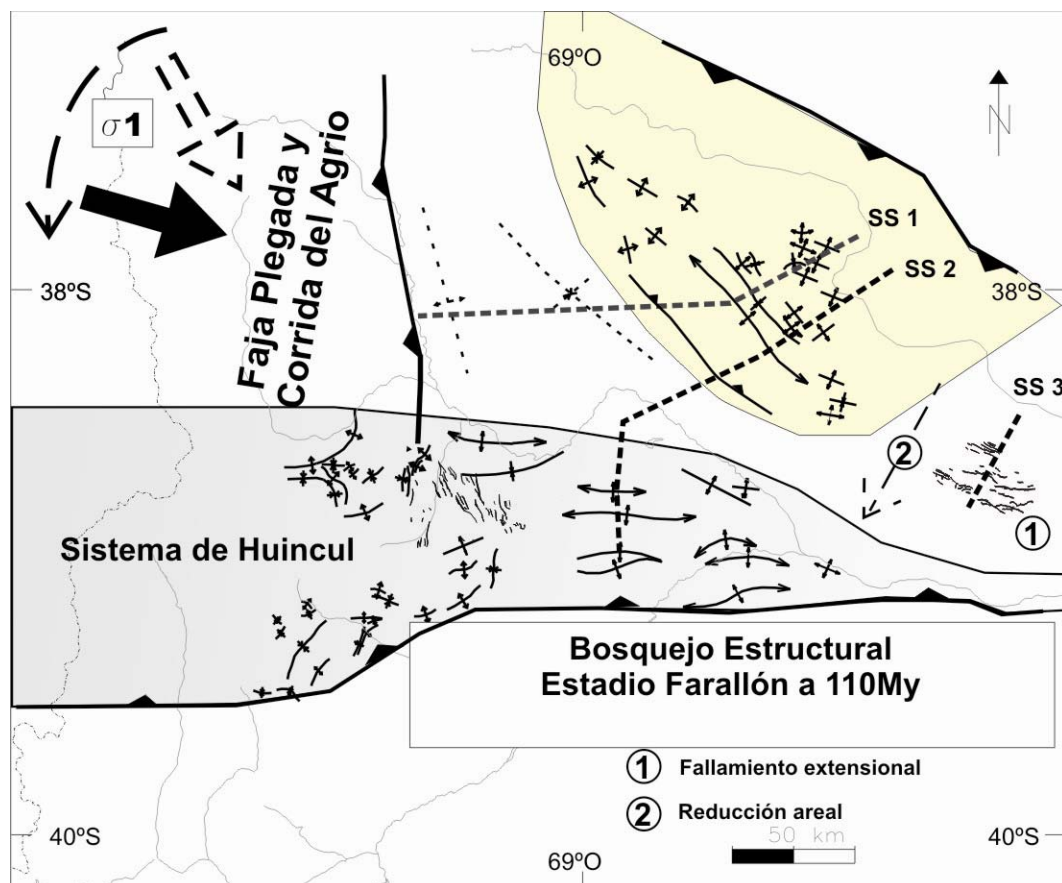


Figura 2. Estructuras generadas durante el estadio Farallón, en el Cenomaniano.

Como resultado de la deformación miocena se produjo la estructuración actual del dorso de los Chihuidos y la inversión final del sistema de Huincul y el plegamiento final del sistema de Entre Lomas por inversión tectónica. La deformación se propagó hasta el sector más externo de la cuenca de antepaís levantando inclusive la Sierra de Lihuel Calel mediante retrocorrimientos que involucraron el basamento al este del río Colorado (Folguera y Zárate 2008).

Luego de la deformación miocena, durante el Plioceno, un episodio de extensión generalizada tuvo lugar en el engolfamiento neuquino, como se puede ver tanto en los sistemas de Entre Lomas, Huincul y Chihuidos, asociado al empinamiento de la placa de Nazca.

El frente de deformación actual a esta latitud se encuentra en la parte interna de la faja plegada del Agrio donde se han reconocido eventos de neotectónica (Folguera *et al.*, 2004).

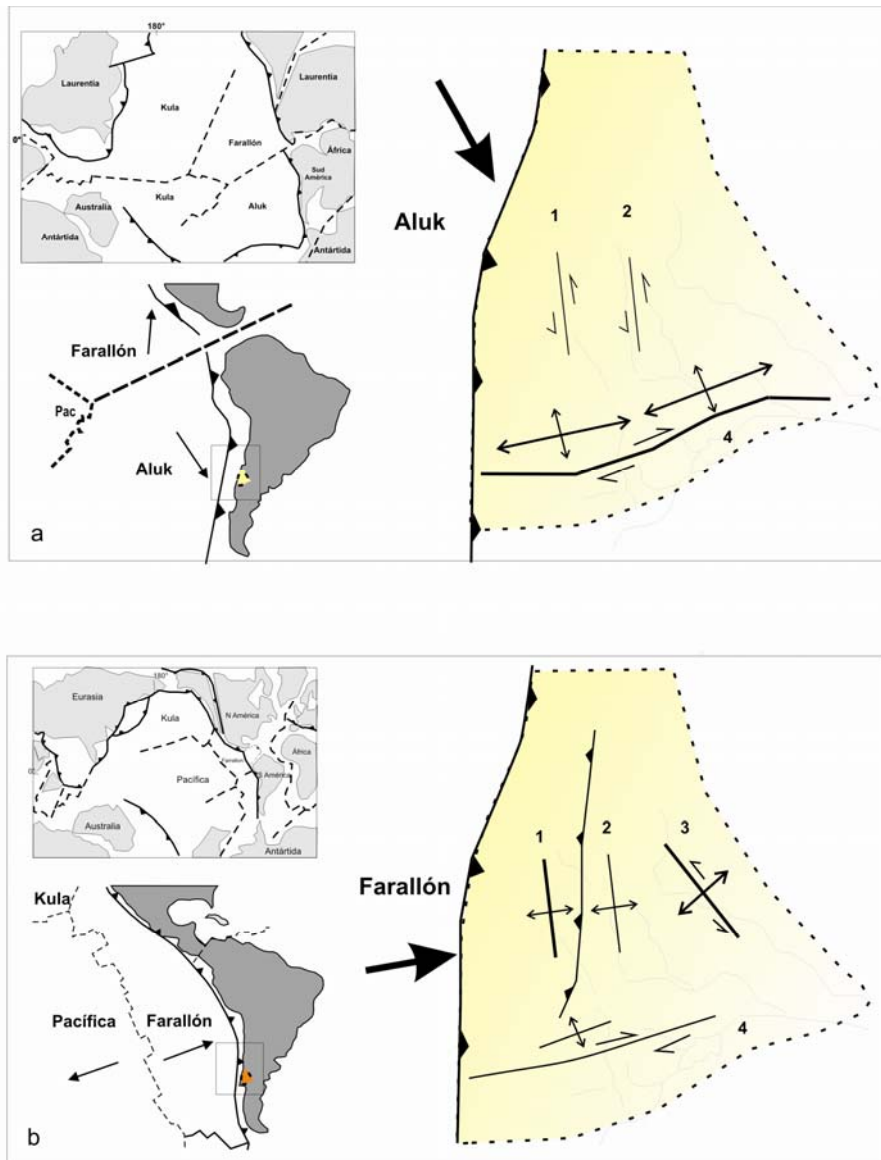


Figura 3. Esquema de la evolución del engolfamiento neuquino, a) Estructuras activas durante el Pliensbaquiano – Valanginiano. b) Estructuras desarrolladas durante el Cenomaniano y la rotación del vector principal σ_1 el Cretácico Superior, en el estadio Farallón Tardío. 1-Faja Plegada y Corrida del Agrio, 2- Sistema de Chihuidos, 3- Sistema de Entre Lomas, 4- Sistema de Huincul.

VI.3. Integración con la evolución mesozoica de los Andes

La evolución tectónica del engolfamiento neuquino constituye un caso especial de deformación de una cuenca de retroarco durante un periodo de *rollback* levemente positivo que caracterizó al Jurásico y Cretácico Inferior. La existencia de deformación durante este periodo en este segmento de los Andes está asociada a una serie de factores críticos.

La presencia de una zona de debilidad cortical asociada a la sutura del terreno de Patagonia y el Gondwana de orientación perpendicular al margen convergente y casi ortogonal respecto del campo de esfuerzos asociado a una convergencia oblicua, constituyó un elemento crítico para el desarrollo de deformación de intraplaca en la cuenca de retroarco neuquina.

En tanto que la existencia de un denso mosaico de depocentros extensionales de orientación paralela y ortogonal al vector de convergencia constituyeron factores fundamentales para la propagación de la deformación de intraplaca hacia el retroarco.

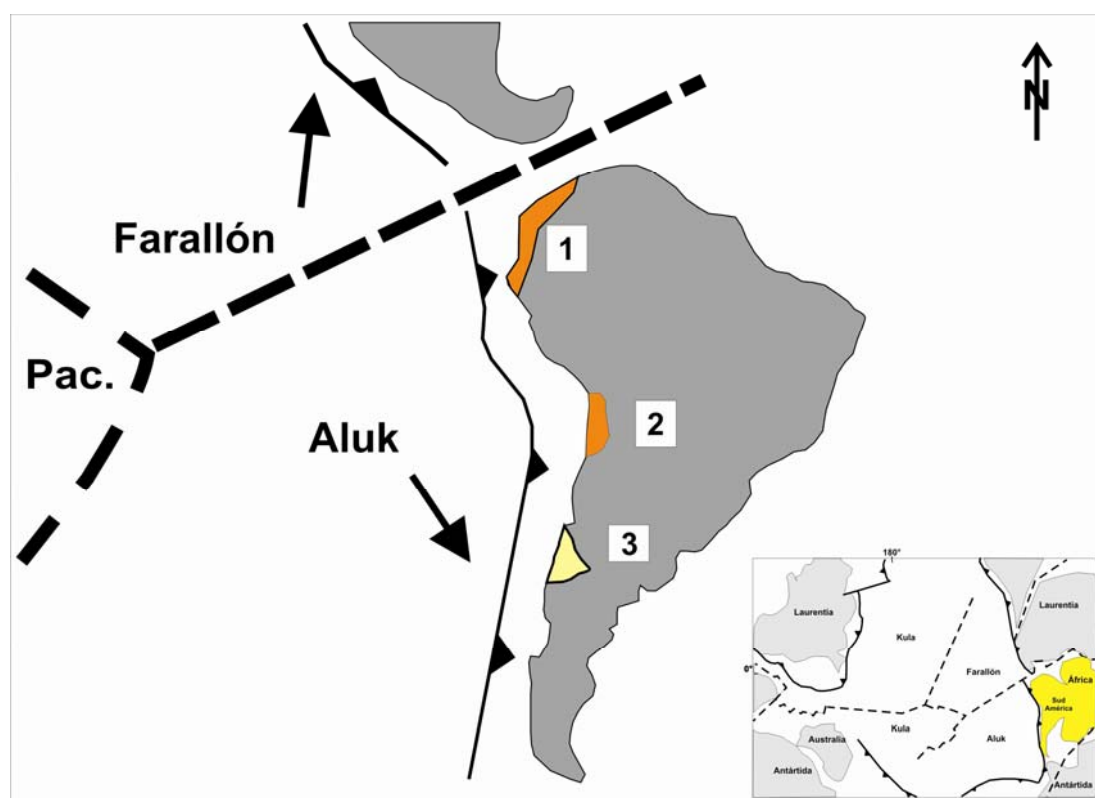


Figura 4. Reconstrucción cinemática de las placas pacíficas de Aluk y Farallón a los 140 Ma según Zonenshayn *et al.* (1984, 1987), con los segmentos de los Andes en los que se ha establecido una relación entre la evolución tectónica (1, 2 y 3) y magmática (2 y 3) de la placa cabalgante y la orientación oblicua vector de convergencia de la placa de Aluk durante el Jurásico y Cretácico Inferior. 1- Cuenca Neuquina (Andes Centrales), 2- Andes Chilenos (Andes Centrales), 3- Andes Ecuatorianos-Colombianos (Andes Septentrionales).

Ambos factores contribuyeron al desarrollo de un cinturón transpresivo de de intraplaca de 700 km de longitud desde la trinchera oceánica denominado dorsal de Huíncul.

El control del vector de convergencia oblicuo de la placa oceánica de Aluk durante el Jurásico y Cretácico Inferior controló la evolución tectónica y magmática de otros segmentos de los Andes como lo demuestran los estudios de Scheuber *et al.* (1994) en el sector norte de los Andes Chilenos y los trabajos de Jaillard *et al.* (1990) en los Andes ecuatorianos y colombianos (Fig. 4).

Es así que el segmento austral de los Andes Centrales correspondiente a la cuenca neuquina, se convierte en una región muy sensible para el análisis de la deformación de intraplaca, dada su arquitectura estructural previa de direcciones tan variables originadas en los procesos colisionales paleozoicos y en su etapa extensional.

Las peculiaridades estructurales del engolfamiento neuquino han permitido detectar la orientación de los vectores de deformación y correlacionar a éstos con los vectores de convergencia entre las diferentes placas pacíficas y la placa de América del Sur desde el Jurásico temprano.

La correlación directa entre la orientación del campo de esfuerzos regional y la orientación del vector de convergencia implica que la partición de los esfuerzos fue baja o inexistente. La erosión cortical producto de la subducción fue mínima a estas latitudes y por lo tanto la orientación del margen continental no cambió significativamente desde el Paleozoico.

Se reconcilia, a través del análisis realizado, la información tectónica de detalle en estructuras sutiles del engolfamiento neuquino con la mecánica oceánica de placas obtenida en forma independiente de las anomalías del fondo oceánico.

CONCLUSIONES

VIII.1. Revisión histórica

- a. El entendimiento de la *mecánica de deformación* de la cuenca neuquina ha sido un motivo de *inquietud y estudio constante* y recurrente durante los más de *120 años de evolución del conocimiento geológico* de la cuenca neuquina
- b. Preguntas tales como, *¿cuál es el origen de las líneas de debilidad previa que existen en le basamento de la cuenca?* y *¿cómo se explica la orientación aberrante de la dorsal de Huincul?* , fueron un motor continuo del avance del conocimiento de la deformación de la cuenca dando lugar a pioneros trabajos geológicos y motivo actual de investigación.
- c. La *revisión de histórica* de la evolución el conocimiento de la deformación ha permitido la *revalorización y redescubrimiento de viejas ideas* e invalorable datos. Simultáneamente, se ha podido entender la evolución del conocimiento y comprender la *influencia de los diferentes modelos y paradigmas en sucesivas generaciones de geólogos*. Y finalmente porque hoy *en día la cuenca neuquina no cuenta con un modelo tectónico actualizado e integrador para explicar su historia de deformación*.

VIII.2. Etapa paleozoica

- d. El *origen de las anisotropías del basamento* de la cuenca neuquina es el resultado de una *etapa colisional de 200 m.a. de duración* que se extendió desde el Ordovícico tardío hasta el Pérmico inferior, durante la cual se conformó el basamento de la cuenca.

- e. Los *procesos acrecionales eopaleozoicos de los terrenos Cuyania y Chilenia* dieron lugar a las *anisotropías de basamento de orientación NO-SE* que caracterizan al margen nororiental o *sistema de Entre Lomas* de la cuenca neuquina.
- f. El evento de *deformación gondwánico* de edad pérmica inferior fue el *principal factor en la conformación de las anisotropías del basamento* de la cuenca neuquina al reactivar las fábricas eopaleozoicas y generar nuevas durante la acreción del terreno de Patagonia.
- g. El movimiento *diastrófico que formó los Gondwánides* es el evento de deformación de *mayor magnitud* que se desarrolló *en el ámbito de la cuenca neuquina y el margen convergente pacífico*. A partir de la recopilación de la información publicada se pudo por *primera vez establecer la traza del frente orogénico de la faja plegada y corrida de los Gondwánides* e identificar *la magnitud y distribución areal de la deformación de intraplaca* asociada.
- h. Se estableció la existencia de una marcada *segmentación orogénica* del segmento sudamericano de *la faja plegada y corrida de los Gondwánides*, identificándose un *sector panthalásico* correspondiente a *una faja plegada y corrida sintética* asociada a un margen convergente y un *sector patagónico* correspondiente a una *faja plegada de tipo colisional*.
- i. Se caracterizó *el sector neuquino del segmento panthalásico* de la faja plegada de los Gondwánides y se estableció *la ubicación relativa del bloque de San Rafael y de la Cordillera del Viento*.
- j. Se documentó la *continuidad de la traza de la sutura del terreno de Patagonia* a lo largo *del sistema de Huincul* hasta la Cordillera de la Costa en Chile.

- k. *Se realizó por primera vez un corte del segmento patagónico de la faja plegada y corrida de los Gondwánides incluyendo a la cuenca neuquina y al macizo norpatagónico, identificando los distintos sectores de la faja pegada y su relación con las diferentes unidades morfoestructurales actuales.*

- l. *Se identificaron e interpretaron por primera vez en el subsuelo de la cuenca neuquina estructuras de comprobada edad pérmica inferior del segmento patagónico de los Gondwánides, como ser el anticlinal de Piedra del Águila, y se demostró la existencia de eventos sísmicos pre-extensionales asociados a deformación compresiva correspondientes a esta faja.*

- m. *Se estableció una paleogeografía para los Gondwánides patagónicos con una extensión regional acorde con la importancia de la colisión de la Patagonia como una microplaca continental durante el Pérmico inferior, al demostrarse su continuidad hasta el plateau de Malvinas.*

VIII.3. Etapa extensional

VIII.3.a. Mecanismo extensional

- i. *La interpretación de la información de afloramientos y subsuelo de los depocentros extensionales Triásico Medio – Jurásico inferior ha permitido dar un mayor sustento a las hipótesis del control de la estructura de la faja plegada de los Gondwánides y de las suturas paleozoicas en el desarrollo de los depocentros extensionales. Se considera que los siguientes factores sustentan el modelo de relajamiento de fallas inversas de los Gondwánides que controló al menos parcialmente la etapa de rifting.*
 - 1. *Orientación paralela de depocentros extensionales y estructuras gondwánicas preservadas.* (Depocentro China Muerta y Anticlinal Piedra del Águila).

2. *Relación de corte y angularidad antihoraria entre los términos basales de las secuencias de synrift y las secuencias de prerift en el sector central de la dorsal de Huinul, las Cordilleras Patagónica y Neuquina y el dorso de los Chihuidos.*
3. *La restauración de las secuencias de prerift al estado pre-extensional muestra la existencia de un sustrato deformado con unidades con inclinación paralela a los planos de falla extensionales en el sector central de la dorsal de Huinul.*
4. *Evidencias de control de las unidades de prerift en la geometría de las fallas directas.*
5. *Geometría de fallas lítricas de bajo ángulo y polaridad casi constante de los mismos.*
6. *Documentación en el macizo de San Rafael del colapso de estructuras compresivas gondwánicas.*
7. *Similitud entre el espaciamiento y polaridad de los depocentros extensionales con los de los corrimientos de una faja plegada y corrida.*
8. *Existencia de dominios de depocentros coincidentes con la segmentación de los Gondwánides y la orientación de las suturas paleozoicas.*
9. *Evidencias de este mecanismo en otros sectores de la faja plegada de los Gondwánides, Cordillera Frontal y Plateau de Malvinas, cuenca de Malvinas Norte.*

VII.3.b. *Timing*

- ii. Se considera que la *etapa de rift de la cuenca neuquina* se extendió desde el *Triásico Medio hasta el Jurásico Inferior (Sinemuriano)*.
- iii. La etapa de *synrift* involucra a los depósitos volcánicos y volcanoclásticos del Grupo pre-Cuyo.

- iv. Los *depocentros ubicados en el extremo sur de la cuenca neuquina* y el extremo oriental de la dorsal de Huincul cuyos depósitos de *synrift están constituidos por depósitos lacustres serían más jóvenes* que los correspondientes a secuencias volcánicas y que *la inversión que los mismos muestran es contemporánea a la registrada durante la depositación de la Formación Los Molles.*

VIII.4. Etapa meso-cenozoica

- n. *El análisis de la deformación durante el Jurásico, Cretácico y Terciario en el engolfamiento neuquino* muestra que al este del frente orogénico de la faja plegada y corrida del Agrio *existen fuertes evidencias de deformación de intraplaca.*
- o. A partir de la integración de la información geológica de afloramientos y de sísmica 2D y 3D y pozos de subsuelo *se redefinieron los límites de las principales unidades morfoestructurales* de la cuenca neuquina, *mostrando la continuidad del sistema de Huincul hasta la Cordillera de la Costa en Chile* y se determinaron las *ubicaciones relativas de los diferentes frentes de deformación de los distintos eventos tectónicos* presentes a lo largo de la evolución geológica de la cuenca neuquina.
- p. El análisis estructural del *sistema de Huincul permitió caracterizar los diferentes sectores y trenes estructurales*, pudiéndose establecer la *máxima extensión areal de este cinturón de deformación de intraplaca* durante el Valanginiano y *la retracción de los frentes de deformación* durante el resto del Cretácico inferior.

- q. *Se estableció una orientación NO-NNO para el vector principal σ_1 del campo de esfuerzos regional para la evolución tectónica jurásica y cretácica inferior del sistema de Huincul*, a partir de la integración de datos puntuales existentes y la incorporación de diferentes puntos de control basados en información sísmica 3D en los diferentes sectores.
- r. A partir del análisis de líneas sísmicas claves y regionales se pudo identificar *una estructura anticlinal de edad jurásica – cretácica inferior asociada a la transpresión levógira de la falla de basamento que conforma la estructura anticlinal miocena del dorso de Los Chihuidos*. El sentido levógiro fue determinado a partir de la orientación N-S de la falla de los Chihuidos y la orientación NO del vector σ_1 , establecido en el sistema de Huincul.
- s. Se determinó la presencia de *tres sistemas de fallas transcurrentes dextrógiros de orientación O-E en el ámbito de la antefosa de Añelo y su continuidad en el sector oriental del sistema de Entre Lomas*, mostrando la extensión de estructuras relacionadas a la dorsal de Huincul en el sector norte del engolfamiento.
- t. Se postuló la *existencia de un dorso periférico en el sistema de Entre Lomas a partir de la identificación del carácter erosivo regional de la discordancia intercenomaniense asociada a la base del Grupo Neuquén*. El mismo se relaciona al inicio del desarrollo de la faja plegada y corrida del Agrio durante el Cretácico Superior. Se estableció la inversión tectónica incipiente del sistema de Entre Lomas durante dicho episodio.
- u. *Se postuló la existencia de estructuras de edades jurásicas y cretácicas inferiores similares a la del sistema de los Chihuidos para las principales estructuras de la faja plegada y corrida del Agrio y las surmendocinas de la faja de Malargüe*.

- v. Se estableció el carácter regional de la fase extensional pliocena al identificarse estructuras de carácter directo en los sistemas de Huincul y Entre Lomas.

- w. A partir de la integración de la evolución tectónica de las diferentes unidades morfoestructurales se establecieron *cuatro etapas o estadios de evolución tectónica del engolfamiento*.
 - i. Etapa Ia: Pliensbaquiano-Valanginano, asociada a un campo de esfuerzos NNO-NO, con el clímax de deformación en el sistema de Huincul y el levantamiento temprano del sistema de Chihuidos.

 - ii. Etapa Ib: Valanginiano-Cenomaniano, asociada a campo de esfuerzos con el vector σ_1 con una posible rotación antihoraria, pero siempre en el cuadrante NO y una disminución de la magnitud de dicho campo, asociada a una retracción de los frentes de deformación del sistema de Hincul y menor deformación en los otros sistemas del engolfamiento.

 - iii. Etapa II: Cenomaniano-Maastrichtiano, asociada a una rotación antihoraria final del campo de esfuerzos, cuyo vector σ_1 se orientó en dirección oeste-este, dando lugar al desarrollo de la faja plegada del Agrio, levantamiento inicial del dorso de los Chihuidos y del sistema de Entre Lomas y una leve deformación del sector axial del sistema de Huincul.

 - iv. Etapa III: Mioceno, vinculada al desarrollo de la faja plegada del Agrio, el levantamiento final del dorso de los Chihuidos y del sistema de Entre Lomas, y a la deformación axial de la dorsal de Huincul.

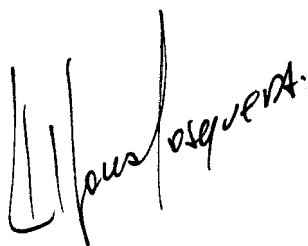
- v. Etapa IV: Plioceno, asociada al colapso extensional de las principales estructuras del sistema de Entre Lomas, la falla de Huincul en el sector central de la dorsal y el colapso de la faja plegada del Agrio.

- x. Se determinó la necesidad de una *rotación del vector principal de los campos de esfuerzo regional*, para explicar la evolución de la deformación de intraplaca. Basados en estas evidencias se propone que desde el *Jurásico inferior el vector principal del campo de esfuerzos regional se ubicaba en el cuadrante NNO*. Este vector rotó a través del tiempo en *sentido antihorario a una dirección más ortogonal durante el Cretácico Superior*. El levantamiento final se produjo durante el Mioceno con una orientación de dicho vector casi ortogonal, seguida de un episodio extensional que afectó a las estructuras del antepaís.

- y. *Existe una coincidencia directa entre la orientación del vector principal del campo de deformación* calculado a partir del análisis estructural de los diferentes sectores del engolfamiento y *la orientación del vector de convergencia calculado a partir de las diferentes reconstrucciones de la cinemática de las placas oceánicas*. Esto implica que la partición de los esfuerzos era baja o inexistente y que la deformación de intraplaca estuvo controlada principalmente por el vector de convergencia. La erosión cortical producto de la subducción fue mínima a estas latitudes y por lo tanto la orientación del margen continental no cambió significativamente desde el Paleozoico.

- z. Los patrones estructurales y el *timing* de la deformación del engolfamiento neuquino *pueden explicarse en cuatro estadios diferentes: el estadio Aluk inicial desde el Jurásico temprano al Valanginiano; el Aluk tardío desde el Valanginiano al Cenomaniano; el Farallón desde el Cenomaniano al Paleógeno y el estadio Nazca desde el Mioceno en adelante.* Esta división en estadios relacionada a la interacción de las diferentes placas oceánicas o vectores de convergencia constituyen un nuevo paradigma para el entendimiento de la deformación de intraplaca del engolfamiento neuquino.

Buenos Aires, 18 de Noviembre de 2008.



.....
Alfonso Mosquera



.....
Victor A. Ramos

VIII. AGRADECIMIENTOS

A Mónica, Milena y Magalí a quienes va dedicada esta tesis doctoral.

A mis padres.

A Víctor Ramos y Andrés Folguera.

A Andrés Boll, Horacio Marín y Tecpetrol S.A..

A Ernesto Cristallini, Augusto Rapalini y Leonardo Legarreta.

IX. BIBLIOGRAFÍA

- Ave Lallement, G., 1887. Estudio orográfico de la cordillera de Mendoza y Neuquén. Boletín del Instituto Geográfico Argentino, 8 (Cuaderno 8): 173-188, Buenos Aires.
- Arregui, C., Benotti, S. y Carbone, O., 1996. Sistemas petroleros asociados en el yacimiento Entre Lomas, Provincia del Neuquén. 13° Congreso Geológico Argentino y 2° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas 1: 287-306, Buenos Aires.
- Astini, R., Ramos, V.A., Benedetto J.L., y Vaccari, N.E. 1996. La Precordillera: un terreno exótico a Gondwana. XIII° Congreso Geológico Argentino y III° Congreso Exploración de Hidrocarburos, (Buenos Aires), Actas 5: 293-324.
- Baldwin, H.L., 1942. Nuevas observaciones sobre las discordancias en Neuquén. Boletín de Informaciones Petroleras, año XIX(214): 37-50.
- Barrionuevo, M., Valenzuela, M., Olea, G. y Gutierrez Pleimling, A., 2005. Las trampas características de las formaciones triásico-jurásicas en la plataforma nororiental de la cuenca neuquina. Simposio de las trampas de hidrocarburos en las cuencas productivas argentinas, VI Congreso de exploración y desarrollo de hidrocarburos, 209-237, Mar del Plata.
- Basei, M.A.S., Brito Neves, B.B., Varela, R., Teixeira, W., Siga Jr.O., Sato, A.M., y Cingolani, C., 1999. Isotopic dating on the crystalline basement rocks of the Bariloche region, Río Negro, Argentina. II South American Symposium on Isotope Geology, Anales Segemar 34: 15-18.
- Berdini, O., Arregui, C., y Pimentel Mendes M., 2002. Evolución tecto-sedimentaria de la estructura Río Neuquén, Cuenca Neuquina, República Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino (Calafate), Actas 3: 187-192.
- Bermudez, A., Delpino, D. y Pángaro, F., 2002. Volcanismo de arco asociado a procesos de subducción – extensión durante el Triásico Superior – Jurásico Inferior (Precuyano). Área Cerro Bandera, Cuenca Neuquina, Argentina. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas en CD: 11 p., Mar del Plata.

- Bettini, F.H., 1984. Pautas sobre la cronología estructural en el área del cerro Lotena, cerro Granito y su implicancia en el significado de la dorsal del Neuquén, Provincia de Neuquén. IX Congreso Geológico Argentino (S. C. de Bariloche), Actas 3: 342-362.
- Bracaccini, O., 1970, Rasgos tectónicos de las acumulaciones mesozoicas en las provincias de Mendoza y Neuquén, República Argentina. Revista de la Asociación Geológica Argentina 35(2): 275-284, Buenos Aires.
- Bodenbender, G., 1889. Expedición al Neuquén. Instituto Geográfico Argentino, Boletín X: 311-329, Buenos Aires.
- Bodenbender, G., 1892. Sobre el terreno Jurásico y Cretáceo en los Andes argentinos entre el río Diamante y el río Limay. Boletín de la Academia Nacional de Ciencias, Boletín, tomo XIII, pp.5-42. Córdoba. Con un croquis de la Sierra de Malargüe y una lámina de perfiles.
- Borrello, A., 1963. Sobre la geología de las Islas Malvinas. Ministerio de Educación y Justicia. Ediciones Culturales Argentinas, 70 p., Buenos Aires.
- Borrello, A., 1972. Islas Malvinas. En A. Leanza (editor) I Simposio Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias, 755-770, Córdoba.
- Buggisch, W., 1987. Stratigraphy and very low grade metamorphism of the Sierras Australes of the Province of Buenos Aires, Argentina and implications in Gondwana correlations. Zentralblatt Mineralogie Geologie Paläontologie I: 819-837, Stuttgart
- Burckhardt, C., 1900. Coupe géologique de la cordillère entre Las Lajas et Curacautin. Anales del Museo de La Plata. Materiales para la historia física y moral del continente sud-americano. Sección geológica y mineralógica III. 102 págs., 26 láms.
- Burns, W.M., Jordan, T.E., Copeland, P. y Kelley, S.A., 2006. The case for extensional tectonics in the Oligocene-Miocene Southern Andes as recorded in the Cura Mallín basin (36°-38°S). En S.M. Kay y V.A. Ramos (eds.) Evolution of an 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: 163-184.

- Cawood P.A., 2005. Terra australis Orogen: Rodinia breakup and development of the Pacific and Iapetus margins of Gondwana during the Neoproterozoic and Paleozoic. *Earth Science Reviews* 69: 249-79.
- Caminos, R., 1965. Geología de la vertiente oriental del Cordón del Plata, Cordillera Frontal de Mendoza, *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 20: 351-392.
- Caminos, R., 1979. Cordillera Frontal. En J. C. M. Turner (Ed.). *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias, Segundo Simposio 1: 397-453. Córdoba.
- Chebli, G.A., Mozetic, M.E., Rossello, E.A. y Bühler, M., 1999. Cuencas sedimentarias de la llanura Chacoparanaense. Instituto de Geología y Recursos Minerales, *Geología Argentina. Anales* 29(20): 627-644, Buenos Aires.
- Chernicoff, C.J., y Caminos, R., 1996. Estructura y relaciones estratigráficas de la Formación Nahuel Niyeu, Macizo Norpatagónico oriental, Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 51(3): 201-212.
- Chernicoff, C. J. y Caminos, R. 1996. Estructura y metamorfismo del Complejo Yaminué, Macizo Norpatagónico oriental, Provincia de Río Negro. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 51(2): 107- 118
- Chernicoff, C.J. y Zappetini, E.O., 2003. Delimitación de los terrenos tectono-estratigráficos de la región centro-austral Argentina: evidencias aeromagnéticas. *Revista Geológica de Chile* 30(2): 299-316.
- Chernicoff, C.J. y Zappetini, E.O., 2004, Geophysical evidence for terrane boundaries in South-Central Argentina. *Gondwana Research* 7(4): 1105-1117.
- Chernicoff, C.J. y Zappetini, E.O., 2005. Paleozoic foreland basin deposits (La Horqueta Formation) in the province of La Pampa, Argentina. XVI Congreso Geológico Argentino, Archivos electrónicos, La Plata.
- Chotin, P. y Giret, A., 1978. Analysis of northern patagonian transverse structure (Chile, Argentina - 38° to 42° s.l.) from landsat documents. 7° Congreso Geológico Argentino (Neuquén), Actas 2: 197-202, Buenos Aires.
- Chotin, P. 1976. Etude d'un secteur des Andes Meridionales (Lonquimay-Neuquén) a l'aide de documents satellites ERTS-1. 1° Congreso Geológico Chileno, Actas 1: B 29-38, Santiago de Chile.

- Cobbold, P.R. y Rossello, E. A. 2003. Aptian to recent compressional deformation of the Neuquén Basin, Argentina. *Marine and Petroleum Geology* 20(5): 429-443.
- Comínguez, A.H. y Ramos, V.A., 1991. La estructura profunda entre Precordillera y Sierras Pampeanas de la Argentina: evidencia de la sísmica de reflexión profunda. *Revista Geológica de Chile* 18(1): 3-14, Santiago.
- Cominguez, A.H. y Franzese, J.R., 2004. Deep-seismic imaging across Los Chihuidos arch, Neuquen basin, Argentina (38°SL). *Geosur* 1: 24-27.
- Cortés, J. M., Gonzalez Bonorino, G., Koukharsky, M., Brodkorb, M. y Pereyra, F., 1999. Memoria y mapa geológico a escala 1:100,000 de la Hoja Geológica 3369-03 "Yalguaraz", provincia de Mendoza. Subsecretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico, Boletín 280, 120 p., Buenos Aires.
- Cortés, J. M., Gonzalez Bonorino, G., Koukharsky, M., Brodkorb, M. y Pereyra, F., 1999. Memoria y mapa geológico a escala 1:100,000 de la Hoja Geológica 3369-09 "Uspallata", provincia de Mendoza. Subsecretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico, Boletín 281, 164 p., Buenos Aires.
- Cristallini, E., Bottesi, G., Gavarrino, A., Rodriguez, L., Tomezzoli, R. y Comeron, R. 2006. Synrift geometry of the Neuquén Basin in northeastern Neuquén Province, Argentina En Kay, S. y Ramos, V. (eds.). *Evolution of an Andean margin: a tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat)*, Geological Society of America, Special Paper 407:147-161.
- Cuchi, R, Espejo, P. y González Rafael, 1998. Hoja Geológica 4169-I, Piedra del Águila. Provincias de Neuquén y Río Negro. Programa Nacional de Cartas de la República Argentina, Servicio Geológico Minero Argentino, Escala 1: 250.000. Boletín 242.
- Darwin, C., 1838. Geological notes made during a survey of East and West coasts of South America, in the years 1832, 1833, 1834, and 1835, with an account of a transverse section of the Cordilleras of the Andes between Valparaíso and Mendoza. Read 10 of november 1835. *Proceedings of the Geological Society* 2: 210-212, London.

- Daly, M. C., Lawrence, S.R., Kimun'a, D. y Binga, M., 1991. Late Paleozoic deformation in central Africa: a result of a distant collision? *Nature* 350(6319): 605-607, 18th April, 1991.
- DeCelles, P. y Gilest, K., 1996. Foreland basin systems. *Basin Research* 8: 105-123.
- De Ferrariis, C., 1947. Edad del Arco o Dorsal Antigua del Neuquén Oriental de acuerdo con la estratigrafía de la zona inmediata. *Revista de la Sociedad Geológica Argentina* 2(3): 256-283.
- Dessanti, R.N. y Caminos, R., 1967. Edades K/Ar y posición de algunas rocas ígneas y metamórficas de la Precordillera, Cordillera Frontal y Sierras de San Rafael, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 22 (2): 135-162.
- Dickinson W.R., 1976. Plate tectonic evolution of sedimentary basins. En Dickinson, W.R.(ed.) *Plate tectonics and hydrocarbon accumulation*. American Association of Petroleum Geologists, Short Course Notes Series 1: 1-56
- Digregorio, J. H. y Uliana, M. A., 1972. Neuquén en A. F. Leanza (Dir. y Ed.) *Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias, 439-506, Córdoba.
- Digregorio, J. H. y Uliana, M. A., 1980. Cuenca Neuquina. In J.C.M. Turner (ed.) *Segundo Simposio de Geología Regional Argentina*, Academia Nacional de Ciencias 2: 985-1032, Córdoba.
- Du Toit, A.L., 1937. *Our wandering continents. An hypothesis of continental drifting*. Oliver & Boyd, 366 p., London.
- Eisner, P., 1991. *Tectonostratigraphic evolution of Neuquén Basin, Argentina*. Master Thesis, Rice University (unpublished), 56 p., Houston.
- Espejo, P.M. y Silva Nieto, D.G., 1996. Hoja Geológica 3966-II, Puelches. Provincias de La Pampa y Ro Negro. *Boletín* 216. Escala 1: 250.000. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina. Subsecretaría de Minería de la Nación.
- Fernández, M.L., Verzi, H. y Sanchez, E. 2003. Actividad tectónica y evolución sedimentaria de los depósitos thitoniano/valanginianos tempranos, porción oriental de la Cuenca Neuquén, Argentina. 8° Simposio Bolivariano-Exploración en Cuencas Subandinas, archivos electrónicos, 243-246, Cartagena.

- Folguera, A., Ramos, V.A., Hermanns, R.L. y Naranjo, J., 2004. Neotectonics in the foothills of the southernmost central Andes (37°–38°S): Evidence of strike-slip displacement along the Antifiñir-Copahue fault zone, *Tectonics*, 23, TC5008, doi: 10.1029/2003TC001533.
- Folguera, A. y Zárate, M., 2008. La cuenca de antepaís miocena tardía y su vinculación con la tectónica andina, provincia de La Pampa. 17° Congreso Geológico Argentino (Jujuy), Actas 1: 105-106.
- Franzese, J.R. y Spalletti, L.A., 2001. Late Triassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre-break-up rifting. *Journal of South American Earth Sciences* 14: 257-270.
- Gerth, E., 1931. La estructura geológica de la Cordillera Argentina entre el río Grande y el río Diamante en el sur de la Provincia de Mendoza. *Academia Nacional de Ciencias*, Actas X, 123-172.
- Gerth H. (1925): Contribuciones a la estratigrafía y paleontología de los Andes Argentinos I: Estratigrafía y distribución de los sedimentos mesozoicos en los Andes Argentinos. *Actas Acad. Nac. Cs.* 9(1-2): 7-55.
- Giacosa, R.E., Márquez, M., Nillini, A., Fernández, M., Fracchia, D., Parisi, C., Afonso, J., Paredes, J. y Sciutto, J., 2004. Litología y estructura del basamento ígneo-metamórfico del borde SO del Macizo Norpatagónico al oeste del río Chico (Cushamen, Chubut, Argentina; 42°10'S – 70°30'O). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 59 (4): 569-577.
- Giacosa, R.E. y Heredia, N., 2005. Structure of North Patagonian thick-skinned-fold-and-thrust-belt, south central Andes, Argentina (41°-42°S). *Journal of South American Earth Sciences* 18: 61-72.
- Glen, R.A., 2005. The Tasmanides of eastern Australia. En Vaughan, A. P. M., Leat, P. T. & Pankhurst, R. J. (eds). *Terrane Processes at the Margins of Gondwana*. Geological Society, Special Publications 246: 23-96, London.
- Gómez Omil, R., Schmithalter, J., Cangini, A., Albariño, L. y Corsi, A., 2002. El Grupo Cuyo en la Dorsal de Huincul, consideraciones estratigráficas, tectónicas y petroleras. Cuenca Neuquina. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas (Archivos electrónicos), Mar del Plata.

- Gonzalez Díaz, E.F., 1957. Estructuras del basamento y del neo-paleozoico en los contrafuertes nord-orientales del Cordón del Portillo, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 12 (2): 98-133, Buenos Aires.
- González Díaz, E.F. y Nullo, F.E., 1980, Cordillera Neuquina. En J.C. M. Turner (ed.) Segundo Simposio de Geología Regional Argentina. Academia Nacional de Ciencias 2: 1099-1147, Córdoba.
- Groeber, P., 1918. Edad y extensión de las estructuras de la cordillera entre San Juan y Nahuel Huapi. *Physics* 4: 208-240, Buenos Aires.
- Groeber, P., 1929. Líneas fundamentales de la geología del Neuquén, sur de Mendoza y regiones adyacentes. Dirección Nacional de Geología y Minería, Publicación 58, 110 p., Buenos Aires.
- Groeber, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. Hoja Chos Malal. Asociación Geológica Argentina, Serie C reimpresiones 1: 5-36.
- Groeber, P., Stipanovic, P.N. y Mingramm, A.R.G., 1953. Mesozoico. En Geografía de la República Argentina. Sociedad Argentina de Estudios Geográficos GAEA, 2 (1): 9-541, Buenos Aires.
- Gulisano, C.A., Gutierrez Pleimling, A.R. y Digregorio, R.E., 1984. Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica al oeste de la provincia del Neuquén. 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 236-259, Buenos Aires.
- Halle, T., 1911. Geological structure and history of the Falkland Islands. *Bulletin Geological Institute* 11: 115-129, Uppsala.
- Harding, T.P., 1973. Areas potencialmente explotables para hidrocarburos resultantes de deformaciones producidas por fallas de desplazamiento lateral. Instituto Argentino del Petróleo, Resumen 1 p., Buenos Aires.
- Harding T.P., 1974. Acumulaciones importantes de hidrocarburos originadas por deformaciones causadas por fallas laterales. Instituto Argentino del Petróleo, *Petrotecnia* 2(17): 12-19, Buenos Aires.
- Herrero Ducloux, A., 1946, Contribución al conocimiento geológico del Neuquén extrandino. *Boletín Informaciones Petroleras* 23(226): 245-281, Buenos Aires.
- Jaillard, E., Soler, P., Carlier, C. y Mourier, T., 1990. Geodynamic Evolution of the northern and central Andes during the middle Mesozoic times; a Tethyan model. *Journal of the Geological Society* 147: 1009-1022, London.

- James, D.E. y Sacks, S., 1999. Cenozoic formation of the Central Andes: a geophysical perspective. En *Geology and ore deposits of the Central Andes*, B.J. Skinner (Ed.), Society of Economic Geologist, Special Publication 7: 1-25.
- Kay, S.M., Ramos, V.A., Mpodozis, C. y Sruoga, P., 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at Gondwanaland margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America?. *Geology* 17: 324-328.
- Keidel, J., 1916. La geología de las Sierras de la Provincia de Buenos Aires y sus relaciones con las montañas de Sudáfrica y Los Andes. Ministerio de Agricultura de La Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería, Anales XI(3): 1-78, Buenos Aires.
- Keidel, J., 1921. Observaciones geológicas en la Precordillera de San Juan – Mendoza. Ministerio de Agricultura de La Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería, Anales XV(2): 1-103, Buenos Aires.
- Keidel, J., 1925. Sobre la estructura tectónica de las capas petrolíferas en el oriente del Territorio del Neuquén. Ministerio de Agricultura de la Nación. Dirección General de Minas, Geología e Hidrogeología, sección geología. Publicación 8: 1-67, Buenos Aires.
- Kleiman, L.E., 2002, Magmatism and tectonic evolution of the Choiyoi and Puesto Viejo volcanics (Late Paleozoic-Early Mesozoic) at 34-35°S latitude, San Rafael, Mendoza, Argentina. 15° Congreso Geológico Argentino (El Calafate), Actas 2: 15-16.
- Kleiman, L.E., 1999. Mineralogía y petrología del volcanismo permo-triásico del Bloque de San Rafael en el área de Sierra Pintada, provincia de Mendoza y su relación con las mineralizaciones de uranio. Tesis doctoral de la Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 286 p. (Inédito), Buenos Aires.
- Lawver, L.A y Scotese, C.R., 1987. A revised reconstruction of Gondwanaland. En McKenzie, G. (ed.) *Gondwana Six: Structure, Tectonics, and Geophysics*, American Geophysical Union, Geophysical Monograph, 40: 17–24, Washington D.C.
- Llambías, E. J., 1999. Las rocas ígneas gondwánicas. En Caminos, R. (ed.) *Geología Argentina*, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29(14): 349-376, Buenos Aires.

- Llambías, E.J., Quenardelle, S.T. y Montenegro, T., 2003. The Coiyoi Group from central Argentina: a subalkaline transitional to alkaline association in the craton adjacent to the active margin of the Gondwana continent. *Journal of South American Earth Sciences* 16: 243-257.
- 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.
- Llambías, E.J., Sato, A.M. y Basei, M.A.S., 2005. El basamento prejurásico medio en el anticlinal Chihuido, Malargüe: evolución magmática y tectónica. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 60(3). 567-578.
- Llambías, E.J., 2008. Geological control of the igneous rocks of the neuquén basin basement and the rifting stage in northern Neuquén and southern Mendoza. XVII Congreso Geológico Argentino, (Archivos electrónicos), 775-776, Jujuy.
- Leanza, H.A., Llambías, E.J. y Carbone, O., 2005. Unidades Estratigráficas limitadas por discordancias en los depocentros de la cordillera del Viento y la sierra de Chacaico durante los inicios de la cuenca Neuquina. VI Congreso de exploración y desarrollo de hidrocarburos, Archivos electrónicos, Mar del Plata.
- Leanza, H.A. y Hugo, C.A., 1997. Hoja Geológica 3969 – III Picún Leufú. Provincias del Neuquén y Río Negro. Programa Nacional de Cartas Geológicas de la República Argentina. 1:250.000. Boletín 218, Buenos Aires.
- Legarreta, L. y Kozlowski, E., 1984. Secciones condensadas del Jurásico – Cretácico de los Andes del sur de Mendoza: Estratigrafía y significado tectosedimentario. IX Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 286-297, San Carlos de Bariloche.
- Llambías, J.E., Varela, R., Basei, M. y Sato, A.M., 2003. Deformación dúctil y metamorfismo neopaleozoico en Yaminué, macizo norpatagónico (40°50'S, 67°40'O), y su relación con la fase orogénica San Rafael. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58 (4): 487-504.
- Llambías, E. y Sato, A., 1990. El batolito de Conangüil (29°-31°S) Cordillera Frontal de Argentina: estructura y marco tectónico. *Revista Geológica de Chile* 17(1): 89-108.

- Llambías, E. y Sato, A., 1995. El batolito de Conangüil: transición entre orogénesis y anorogénesis. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 50(1-4): 111-131.
- Liberman, A.D., 2008. Geología y estructura de la zona del Cerro Lotena y su vinculación con la Dorsal de Huincul. Trabajo final de Licenciatura (inédito). Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.
- Lopez de Luchi, M., Rapalini, A.E., Tomezzoli, R.N., 2008. Magnetic Fabric and microstructures of Late Paleozoic granitoids from from the North Patagonian Massif: Evidence of a collision between Patagonia and Gondwana? In Press.
- Marshall, J. E. A., 1994a. The Falkland Islands: a key element in Gondwana paleogeography. *Tectonics* 13(2) 499-514, Washington.
- Martin, A.K. y C.J. Harnady, 1986. Plate tectonic development of the South West indian Ocean: a revised reconstruoiun of East Antartica and Africa. *Journal of Geophysical Research* 91: 4767-4786, Washington.
- Martin, A. K., Hartnady, C.J.H. y Goodlad, S.W., 1981. A revised fit for South America and South Central Africa. *Earth and Planetary Science Letters* 54(2):293-305, Amsterdam.
- Martinez, A.N., 2005. Secuencias volcánicas permo-triásicas de los cordones Portillo y del Plata, Cordillera frontal, Mendoza: su intrepretación tectónica. Tesis Doctoral (inédita). Facultad de Ciencias Exactas y Naturales, Universidad de Buenos Aires, 1-274.
- McClay, K.R. y Whitehouse, P., 2004. Analogue Modelling of doubly vergent thrust wedges. En McClay, K.R. (ed.) *Thrust Tectonics and Petroleum Systems*. American Association of Petroleum Geologists, Memoir 82: 184 – 206.
- Melchor, R.N. y Césari S.N., 1991. Algunos eleentos paleoflorísticos de la Formación Carapacha (Pérmico Inferior), Provincia de la Pampa, República Argentina. *Ameghiniana* 28 (3-4): 247-352.

- Milani, E.J. y Ramos, V.A., 1998. Orogenias Paleozóicas no domínio sul-occidental do Gondwanae os ciclos de subsidencia da bacia do paraná. *Revista Brasileira de Geociências* 28(4): 473-484.
- Mitchel, C., Taylor, G.K., Cox, K.G. y Shaw, J., 1986. Are the Falkland Islands a Rotate microplate?. *Nature* 319: 131-134, London.
- Mombrú, C.A. y Uliana, M.A., 1978. Esquema tectosedimentario de la cuenca mesozoica de Mendoza y Neuquén. VII congreso Geológico Argentino, Actas 2: 239-256, Neuquén.
- Moreno Peral, C.A. y Salvarredi, J.A., 1984. interpretación del origen de las estructuras anticlinales del Pérmico inferior en el bloque de San Rafael, provincia de Mendoza. Noveno Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 396-413.
- Mosquera, A., 2002. Inversión tectónica jurásica inferior, Sector central de la dorsal de Huincul. Área Los Bastos. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas (archivos electrónicos), Mar del Plata.
- Mosquera, A. y Ramos V.A., 2005. Intraplate deformation in the Neuquén embayment. 6° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas en CD, 28 p., Mar del Plata.
- Mosquera. A. y Ramos, V.A., 2006. Intraplate deformation in the Neuquén Embayment. En Kay S. y Ramos, V. (eds.) Evolution of an Andean margin: a tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat), Geological Society of America, Special Paper 407: 97-123.
- Mpodozis, C. y Kay, S.M., 1990. Provincias magmáticas ácidas de los Andes Chilenos (28° S-31° S) y evolución tectónica de Gondwana. *Revista Geológica de Chile* 17: 153-180.
- Mpodozis, C. y Kay, S.M., 1992. Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: evidence from Chilean Frontal Cordillera batholiths (287°S to 31°S). *Geological Society of America, Bulletin* 104: 999-1014.
- Orchuela, I.A. y Ploszkiewicz, J.V., 1984. La Cuenca Neuquina. En V.A. Ramos (ed.) *Geología y recursos naturales de la provincia de Río Negro*, 9° Congreso Geológico Argentino (San Carlos de Bariloche) Relatorio 1(7): 163-188.
- Orchuela, I.A., Ploszkiewicz, J.V. y Viñes, R.F. 1981, Reinterpretación estructural de la denominada dorsal neuquina. 8° Congreso Geológico Argentino (San Luis), Actas 3: 281-293.

- Pángaro, F. y Bruveris, P., 1999. Reactivación multiepisódica de sistemas extesionales, cuenca neuquina, Argentina. XIV Congreso Geológico Argentino, Actas 1: 231-234, Salta
- Pángaro, F., Veiga, R. y Vergani, G. 2002 Evolución tecto-sedimentaria del área de Cerro Bandera, Cuenca Neuquina, Argentina. 5° Congreso Argentino de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas (archivos electrónicos), Mar del Plata.
- Pángaro, F., Melli, A., Malone, P., Cevallos, M., Soraci, A., Mosquera, A. y Kim, H.J., 2005. Modelos de Entrampamiento de la dorsal de Huincul, cuenca neuquina, Argentina. VI Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Simposio de trampas de hidrocarburos en las cuencas productivas de la República Argentina, 331-368, Mar del Plata.
- Pángaro, F., Pereira, M., Raggio, F., Pioli, O., Silvestro, J., Zubiri, M. y Gonzalvez, G., 2006. Tectonic inversion of the Huincul High, Neuquen Basin, Argentina: an endangered species. Stratigraphic evidences of it's disappearance. 9° Simposio Bolivariano de Exploración de Cuencas Subandinas, Actas 9 p., Cartagena.
- Pankhurst, R.J., Rapela, C.W., Fanning, C.M. y Márquez, M., 2006. Gondwanide continental collision and the origin of Patagonia. *Earth Science Reviews*, 76: 235-257. ISSN: 0012-8552.
- Pardo Casas, F. y Molnar, P., 1987, Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American Plates since Late Cretaceous time. *Tectonics* 6(3): 233-248.
- Perez, D. y Ramos, V.A., 1996. El basamento prejurásico. En V. A. Ramos (Ed.). *Geología de la región del Aconcagua, provincias de San Juan y Mendoza*. Subsecretaría de Minería de la Nación, Dirección Nacional del Servicio Geológico, *Anales* 24(4):27-58, Buenos Aires.
- Ploszkiewicz, J.V., Orchueta, I.A., Vaillard J.C. y Viñes, R.F., 1984. Compresión y desplazamiento lateral en la zona de Falla Huincul: estructuras asociadas, provincia del Neuquén. 9° Congreso Geológico Argentino (San Carlos de Bariloche), Actas 2: 163-169, Buenos Aires.
- Polanski, J., 1958. El bloque variscico de la Cordillera Frontal de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 12(3): 165-196.

- Polanski, J., 1964. Descripción geológica de la hoja 25^a, Volcán San José, provincia de Mendoza. Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 98, 94 p., Buenos Aires.
- Ramos, V.A., 1977. Estructura. En E. O. Roller (ed.) Geología y Recursos Naturales del Neuquén. 7° Congreso Geológico Argentino, Relatorio: 99-118.
- Ramos, V.A., 1981. Descripción geológica de la Hoja 33c Los Chihuidos Norte, Provincia del Neuquén. Servicio Geológico Nacional, Boletín 182, 103 p., Buenos Aires.
- Ramos, V.A., Jordan, T., Allmendinger, R.W., Kay, S.M., Cortés, J.M. y Palma, M.A., 1984. Chilenia un terreno alóctono en la evolución paleozoica de los Andes Centrales. IX° Congreso Geológico Argentino, (S. C. Bariloche), Actas 2: 84-106.
- Ramos, V. A., 1984. Patagonia: ¿Un continente paleozoico a la deriva? 9° Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 311-325, Buenos Aires.
- Ramos, V.A. y Cortés J.M., 1984. Estructura e interpretación tectónica. En V.A. Ramos (ed.) Geología y Recursos Naturales del Neuquén. IX Congreso Geológico Argentino, Relatorio 1(12): 317-346.
- Ramos, V.A., Jordan, T., Allmendinger, R.W., Mpodozis, C., Kay, S.M., Cortés, J.M. y Palma, M.A., 1986. Paleozoic Terranes of the Central Argentine-Chilean Andes, Tectonics 5(6): 855-880.
- Ramos, V.A., 1988. The Tectonics of the Central Andes: 30°-33°S latitude. In S. Clark, D. Burchfiel y J. Suppe (eds.) Processes in Continental Lithospheric Deformation, Geological Society of America, Special Paper 218: 31-54, Boulder.
- Ramos, V.A. y Barbieri, M., 1989. El volcanismo cenozoico de Huantraico: edad y relaciones isotópicas iniciales, provincia del Neuquén. Revista de la Asociación Geológica Argentina, Revista 53(2): 210-223, Buenos Aires.
- Ramos, V.A., 1996. Evolución tectónica de la Plataforma Continental. En Ramos, V.A. y Turic, M.A. (eds.) Geología y Recursos Naturales de la Plataforma Continental Argentina. Asociación Geológica Argentina e Instituto Argentino del Petróleo 385-404, Buenos Aires.
- Ramos, V.A., 2000. Evolución tectónica de la Argentina. En R. Caminos (ed.) Geología Argentina, Instituto de Geología y Recursos Minerales, Anales 29(24): 715-784, Buenos Aires.

- Ramos, V.A., Wienecke, S. y Götze, H., 2002. El basamento de la cuenca neuquina y regiones adyacentes: Datos Gravimétricos Preliminares. 5° Congreso de Exploración y Desarrollo de Hidrocarburos, Actas (archivos electrónicos), Mar del Plata.
- Ramos, V.A., 2004 a. La Plataforma Patagónica y sus relaciones con la Plataforma Brasileira. In Mantesso-Neto, V., Bartorelli, A., Ré Carneiro, C.D., Brito Neves, B.B. (eds.) Geologia do Continente Sul-Americano, 22: 371-381, Sao Paulo.
- Ramos, V.A. 2004 b. 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 Folguera, A., 2005. Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: Constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation. En G. Veiga et al. (eds.) The Neuquén Basin: A case study in sequence stratigraphy and basin dynamics. The Geological Society, Special Publication 252: 15-35, London.
- Ramos, V.A., 2008. Patagonia: A Paleozoic continent adrift? Journal of South American Earth Sciences 26(3): 235-251.
- Rapalini, A.E., López de Luchi, M., Croce, F., Lince Klinger, F., Tomezzoli, R., and Gimenez, M., 2008. Estudio geofísico del complejo plutónico Navarrete: implicancias para la evolución tectónica de Patagonia en el Paleozoico Tardío. 5° Simposio Argentino del Paleozoico Superior, Resúmenes, p. 34, Buenos Aires.
- Rapalini, A.E., Lopez de Luchi, M., Croce, F., Lince Klinger, F., Tomezzoli, R., Gimenez, M., 2008. Estudio geofísico del Complejo Plutónico Navarrete: implicancias para la evolución tectónica de Patagonia en el Paleozoico Tardío. V. Simposio Argentino del Paleozoico Superior, MACN, Buenos Aires, Resúmenes: 34
- Richards, P. C., 1995. Oil and the Falklands Islands: an introduction to the October1995 offshore licensing round. British Geological Survey for Falkland Islands Government, 26 p., Keyword.
- Robles, D., 1970. Informe sobre le Grupo Choiyoi y la Formación Planicie Morada localizadas en el sector noreste de la Cuenca Neuquina. Informe inédito YPF.

- Rodriguez Fernández, L.R., Heredia, N., Espina, R.G. y Cegarra, M.I., 1997. Estratigrafía y estructura de los Andes Centrales Argentinos entre los 30° y 31° de Latitud Sur. *Acta Geológica Hispana* 32(1-2): 51-75.
- Rolleri, M. y Criado Roque, P., 1969. Geología de la provincia de Mendoza. 4° Jornadas Geológica Argentinas, Actas 2: 1-60.
- Rossello, E. y Barrionuevo, M., 2005. El hemigraben invertido del yacimiento 25 de Mayo-Medanito SE: evolución geodinámica de un rift en borde de cuenca. VI Congreso de Exploración y desarrollo de Hidrocarburos, archivos electrónicos, Mar del Plata.
- Sapira, A.E., 2008. Geología y estructura del Cerro Granito y su vinculación con la Dorsal de Huincul, provincia del Neuquén. Trabajo final de Licenciatura (inédito). Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.
- Scaso, R. y Mendía, J., 1985. Rasgos estratigráficos y paleoambientales del Paleozoico de las Islas Malvinas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 40(1-2): 26-50.
- Scheuber, E., Bogdanic, T., Jensen, A., y Reutter, K.J., 1994. Tectonic development of the North Chilean Andes in relation to plate convergence and magmatism since the Jurassic. En Reutter, K.-J., Scheuber, E., Wigger, P.J. (eds.) *Tectonics of the Southern Central Andes, Structure and evolution of an active continental margin*, 121-139, Springer-Verlag.
- Schiuma, M. y Llambías, E.J., 2007. New Ages on Lower Jurassic volcanism in the Dorsal de Huincul, Neuquén. 3 Simposio Argentino del Jurásico, Abstract: 74 Mendoza.
- Silvestro, J. y Zubiri, M. 2008. Convergencia Oblicua: Modelo Estructural Alternativo para la Dorsal Neuquina (39°S) – Neuquén. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 63(1): 49-64.
- Somoza, R. 1998. Updated Nazca (Farallon) - South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South America Earth Science* 11(3): 211-215.
- Starck, D., 1999. Evolución Estratigráfico Sedimentaria de la Cuenca de Tarija. En G. González bonorino, R. Omarini, J. Viramonte (eds.) *Geología del Noroeste Argentino, XIV Congreso Argentino (Salta), Relatorio I: 227-234.*

- Stelzner, A., 1873. *Über die argentinische Cordillere zw. 31° und 3°S. Beiträge Neues Jahrbuch Mineralogie Geologie Paläontologie*, BB: 726-744, Stuttgart.
- Stipanovic, P.N., Rodrigo, F., Baulies, O. y Martinez, C., 1968. Las formaciones presenonianas en el llamado macizo norpatagónico y regiones adyacentes. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 23(2): 67-98, Buenos Aires.
- Stipanovic, P.N., 1965. El Jurásico en la Vega de la Veranada (Neuquén), el oxfordiense y el diastrofismo divesiano (Agassiz-Yaila) en Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 20(4): 403-478.
- Storti, F., Holdsworth, R.E. y Salvini, F., 2003. Intraplate Strike-Slip Deformation Belts. *Geological Society, Special Publication* 210: 1-234, London.
- Strobel, P., 1869. *Viaggi nell'Argentina meridionale effettuati negli anni 1865-67. I. Relazione della gita da Curico nel Chili a San Rafael nella Pampa del Sur. 2da. Ediz. Parma 1869. II. Relazione nella gita de San Rafael a San Carlos nella Provincia di Mendoza, Parma, 1868. III. Relazione della gita da San Carlos a Mendoza, Parma 1869.*
- Suárez, M. y Emparan, C., 1997. Hoja Curacautín, regiones de Araucania y del Bío – Bío. Sernageomin. *Carta Geológica de Chile N° 71. Escala 1: 250.000.* Santiago de Chile.
- Suero, T., 1942. *Sobre la tectónica del Jurásico Superior y del Supracretácico en los alrededores de Cerro Lotena (Gobernación del Neuquén).* Tesis Doctoral, Universidad Nacional de La Plata (inédito), 76 p, La Plata.
- Suero, T., 1951. Descripción de la Hoja Geológica 36c, Cerro Lotena (Neuquén). Dirección Nacional de Minería, *Boletín* 76, 67 p., Buenos Aires.
- Taylor, G.K. y Shaw, J., 1989. The Falkland Islands: new paleomagnetic data and their origin as a displaced terrane from southern Africa. En Willhouse, J.W. (ed.) *Deep structure and Past Kinematics of Accreted Terranes*, American Geophysical Union Monographs 50(5): 59-72, Washington.
- Tomezzoli, R.N. y Vilas, J. F. 1999. Palaeomagnetic constraints on age of deformation of the Sierras Australes thrust and fold belt, Argentina. *Geophysical Journal International*, 138: 857-870.
- Tomezzoli, R.N. 2001. Further Palaeomagnetic results from the Sierras Australes fold and thrust belt, Argentina. *Geophysical Journal International* 147: 1-18.

- Turner, J.C.M. y Baldis, B.A.J., 1978. La estructura transcontinental del límite septentrional de la Patagonia. VII Congreso Geológico Argentino, Actas 2: 225-238.
- Uliana, M.A. y Bidlle, K.T. 1998. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern Southamerica. *Revista Brasileira de Geociencias*, 18 (2):172-190.
- Uliana, M. y Legarreta, L., 1993. Hydrocarbons habitat in a Triassic-to-Cretaceous sub-andean setting: Neuquen basin, Argentina. *Journal of Petroleum Geology* 16(4): 397-420.
- Uliana, M., Arteaga, M., Legarreta, L., Cerdan, J. y Peroni, G., 1995. Inversion Structures and hydrocarbon occurrence in Argentina. En Buchanan, J. y Buchanan, P. (eds.) *Basin inversion. The Geological Society, Special Publication 88: 211-233, London.*
- Unrug, R., 1996. Geodynamic Map of Gondwana Supercontinent Assembly. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans, France.
- Varela, R., Dalla Salda, L y Cingolani, C., 1985. La edad Rb-Sr del granito de La Vela, Tandil. I° Jornadas Geológicas Bonaerenses, Actas: 881-890, Tandil.
- Varela, R., Basei, M.A.S., Cingolani, C.A., Siga Jr., O. y Passarelli, C.R., 2005. El basamento cristalino de los Andes norpatagónicos en Argentina: geocronología e interpretación tectónica. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 32, N°, p.167-187.
- Veiga, R., Hechem, J., Bolatti, N., Agraz, P., Sánchez, E., Saavedra, C., Pángaro, P., García, D. y Moreira, E., 2001. Syn-rift deposits as a new play concept in the central portion of the Neuquén Basin: Future perspectives from the analysis of physical models. Hedberg Conference AAPG, Mendoza, November, 2001. Program with abstracts.
- Vergani, G.D., Tankard, H.J., Belotti, H.J. y Welsnik, H.J., 1995. Tectonic evolution and Paleogeography of the Neuquén Basin, Argentina. En Tankard, A.J., Suarez Soruco, R. y Welsnik, H.J. (eds.) *Petroleum Basins of South America. AAPG Memoir 62: 383-402.*
- Vergani, G.D, 2005. Control estructural de la sedimentación jurásica (Grupo cuyo) en la dorsal de Huincul, cuenca neuquina, Argentina. *Boletín de Informaciones Petroleras* 1(1): 32-42.

- von Gosen, W., 2003. Thrust tectonics in the North Patagonian Massif (Argentina): implication for a Patagonian plate. *Tectonics* 22(1): 1005, doi: 10.1029/2001ITC901039.
- von Gosen, W., Buggisch, W. y Dimieri, L., 1991. Structural and metamorphic evolution of the Sierras Australes, Prov. of Buenos Aires. *Geologische Rundschau* 79(3): 797-821.
- Weaver, C.E., 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of West Central Argentina. University of Washington, Memoir 1:1-469, Seattle.
- Windhausen, A., 1914. Contribución al conocimiento geológico de los territorios del Río Negro y Neuquén, con un estudio de la región petrolífera de la parte central del neuquén (Cerro Lotena y Covunco). Ministerio de Agricultura Sección Geología, Mineralogía y Minería, *Anales* 10(1): 21-37.
- Zavala, C. y González, R., 2001. Estratigrafía del Grupo Cuyo (Jurásico inferior-medio) en la Sierra de la Vaca Muerta, Cuenca Neuquina. *Boletín de Informaciones Petroleras* 18(65): 52-64.
- Zavala, C., 2002. El contacto entre los Grupos Cuyo y Lotena (Jurásico) en la sierra de la Vaca Muerta. Cuenca Neuquina, Argentina. XV Congreso Geológico Argentino, Actas, archivos electrónicos, Calafate.
- Zamora Valcarce, G., Zapata, T., del Pino, D. y Ansa, A. 2006. Structural evolution and magmatic characteristics of the Agrio fold-and-thrust belt. En Kay, S.M. y Ramos, V.A. (eds.) *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat)*, Geological Society of America, Special Paper 407: 125- 145, doi:10.1130/2006.2407(06).
- Zapata, T. y Folguera, A., 2005. Tectonic evolution of the Andean Fold and Thrust Belt, south of the Barrancas River, Neuquén Basin, Argentina. L. Spalletti (ed.) *The Neuquén Basin: A case study in sequence stratigraphy and basin Dynamics*, The Geological Society, Special Publication 252:37-56, London.
- Zapata, T.R., Brissón, I. y Dzelalija, F., 1999. The role of the basement in the Andean fold and thrust belt of the Neuquén basin. Thrust Tectonics'99 Conference. Abstract with Programme: 122-124, London.

- Zapata, T.R., Zamora, G. y Ansa, A., 2003. The Agrio fold and thrust belt: structural analysis and its relationship with the petroleum system Vaca Muerta. Agrio-Troncoso inferior, Argentina. 8° Simposio Bolivariano – Exploración Petrolera en las Cuencas Subandinas (Cartagena), Memorias 1: 168-176.
- Zollner, A. y Amos, A., 1973. Descripción de la hoja 32 b, Chos Malal. Provincia del Neuquén. Servicio Nacional Geológico Minero. Boletín 143, 1-91, Buenos Aires.
- Zonenshayn, L.P., Savostin, L.A., y Sedov A.P., 1984. Global paleogeodynamic reconstructions for the last 160 Million Years. *Geotectonics* 18(3): 48-59.
- Zonenshayn, L.P., Kononov, M.V., y Savostin, L.A., 1987. Pacific and Kula/Eurasia relative motions during the last 130 Ma and their bearing on orogenesis in northeast Asia. En Monger, J.W.H. y Francheteau, J. (eds.) *Circum-Pacific orogenic belts and evolution of the pacific ocean basin*. International Lithosphere Program, Geodynamics Series 18: 29-48.