

## Tesis de Posgrado

# Estructura de la alta Cordillera de San Juan

Cristallini, Ernesto Osvaldo

1996

Tesis presentada para obtener el grado de Doctor en Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires

Este documento forma parte de la colección de tesis doctorales y de maestría de la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir, disponible en [digital.bl.fcen.uba.ar](http://digital.bl.fcen.uba.ar). Su utilización debe ser acompañada por la cita bibliográfica con reconocimiento de la fuente.

This document is part of the doctoral theses collection of the Central Library Dr. Luis Federico Leloir, available in [digital.bl.fcen.uba.ar](http://digital.bl.fcen.uba.ar). It should be used accompanied by the corresponding citation acknowledging the source.

**Cita tipo APA:**

Cristallini, Ernesto Osvaldo. (1996). Estructura de la alta Cordillera de San Juan. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires.  
[http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis\\_2911\\_Cristallini.pdf](http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_2911_Cristallini.pdf)

**Cita tipo Chicago:**

Cristallini, Ernesto Osvaldo. "Estructura de la alta Cordillera de San Juan". Tesis de Doctor. Facultad de Ciencias Exactas y Naturales. Universidad de Buenos Aires. 1996.  
[http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis\\_2911\\_Cristallini.pdf](http://digital.bl.fcen.uba.ar/Download/Tesis/Tesis_2911_Cristallini.pdf)

**EXACTAS** UBA

Facultad de Ciencias Exactas y Naturales



**UBA**

Universidad de Buenos Aires

# **Tesis Doctoral**

## **Estructura de la Alta Cordillera de San Juan**

**Autor: Ernesto Osvaldo Cristallini**  
**Director: Victor Alberto Ramos**



**Departamento de Ciencias Geológicas**  
**Universidad de Buenos Aires**

**1996**

A mi MUJER

# Indice

<b>Capítulo I</b>	
<b>Introducción</b>	<b>1</b>
Base topográfica	5
Acceso a la comarca	7
Antecedentes	8
Marco tectónico	15
<b>Capítulo II</b>	
<b>Estratigrafía de la Alta cordillera de San Juan</b>	<b>19</b>
1. Sustrato volcánico (Grupo Choiyoi)	19
Edad y ambiente de formación	24
2. Apertura de la cuenca mesozoica (Formación Rancho de Lata)	25
Litología	27
Edad y correlación	30
Ambiente de sedimentación	30
3. Formación Los Patillos	31
Litología	32
Edad y correlación	36
Ambiente de sedimentación	37
4. Formación La Manga	38
Litología	39
Edad y correlación	41
Ambiente de sedimentación	42
5. Formación Auquilco	42
Litología	43
Edad y correlación	45
Ambiente de sedimentación	47
6. Formación Tordillo	47
Litología	48
Edad y correlación	53
Ambiente de sedimentación	53
7. Grupo Mendoza	54
Litología	57
Edad y correlación	67
Ambiente de sedimentación	68
8. Depósitos continentales cretácicos y volcanitas asociadas	
<i>Introducción</i>	68
<i>Depósitos predominantemente clásticos</i>	
<i>Formaciones Diamante y Cristo Redentor</i>	71
Distribución y litología	72
Discriminadores tectónicos	89



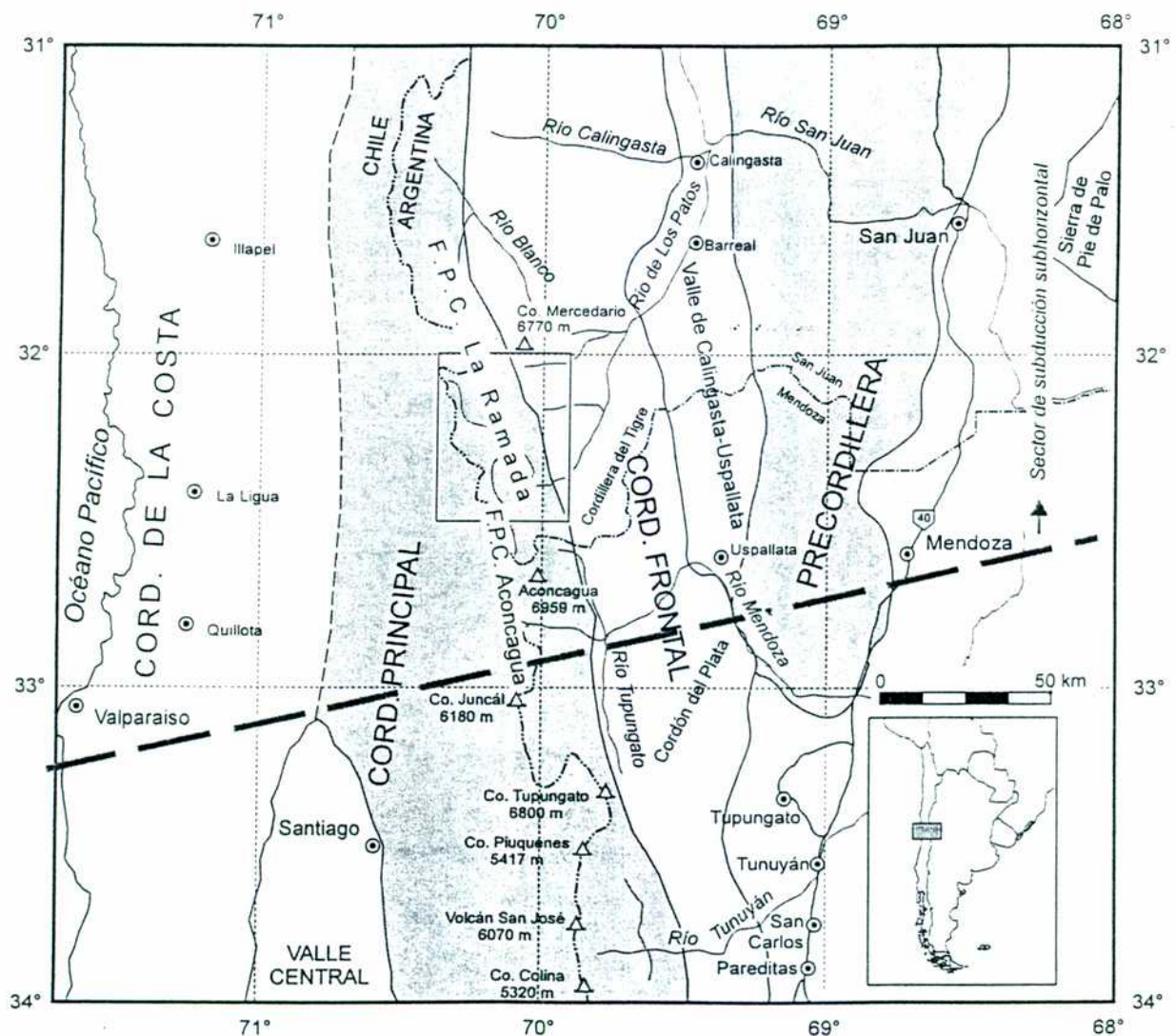
<i>Depósitos predominantemente volcanoclásticos</i>	
<i>Formación Juncal</i>	91
Distribución y litología	94
Geoquímica de las volcanitas cretácicas	97
Geoquímica de elementos mayoritarios	99
Geoquímica de elementos traza y tierras raras	101
<i>Edad y correlación de los depósitos cretácicos</i>	106
<i>Ambiente de formación e interpretación tectónica</i>	108
9 Depósitos terciarios	112
<i>Volcanismo terciario. Formación Farellones,</i>	
<i>Complejos Volcánicos del Aconcagua y de la Ramada</i>	112
Litología	114
Edad y correlación	123
Ambiente de formación	125
<i>Depósitos sinorogénicos</i>	127
Litología	129
Edad y correlación	131
Ambiente de sedimentación	132
10. Depósitos cuaternarios	134
Depósitos glaciares	134
Depósitos lagunares	135
Depósitos de remoción en masa	136
Depósitos de caliche	136
Depósitos aluviales y coluviales	137
<b>Capítulo III</b>	
<b>Estructura superficial de la faja plegada y corrida de la Ramada</b>	<b>140</b>
Descripción de la estructura superficial	142
Sector oriental	144
Sector central	149
Sector occidental	160
Indicadores cinemáticos	163
Interferencia de estructuras controlada por el basamento	166
<b>Capítulo IV</b>	
<b>Estructura profunda de la región de Metán-Guachipas</b>	
<b>Un ejemplo de inversión tectónica</b>	<b>174</b>
Introducción	174
Reseña estratigráfica de la región	176
Basamento	176
El rift del Grupo Salta	177
Depósitos de sinrift	179
Depósitos de postrift	181
Cuenca de antepaís cenozoica	183
Modelos estructurales anteriores	185
Interpretación de la línea sísmica 44076	186
Modelo estructural para la sección de la línea 44076	193
Modelo estructural para la región de Metán-Guachipas	196

Análisis de los resultados expuestos en este capítulo	197
<b>Capítulo V</b>	
<b>Estructuras extensionales y de inversión tectónica</b>	
<b>consideraciones teóricas</b>	<b>200</b>
Estructuras extensionales	200
Estructuras de inversión tectónica	209
<b>Capítulo VI</b>	
<b>Estructura profunda de la faja plegada y corrida de la Ramada.</b>	
<b>Cálculo de su acortamiento tectónico</b>	<b>216</b>
Introducción	216
Secciones estructurales	216
Sección A-B-C	216
Sección D-E	226
Reconstrucción palinspástica	231
Plegamiento por despegue: otra manera de calcular el acortamiento de la cobertura	233
Cálculo de acortamiento de la cobertura a partir del volumen de yeso	236
Migración del yeso durante la deformación	237
<b>Capítulo VII</b>	
<b>Evolución estructural de la faja plegada y corrida de la Ramada</b>	<b>242</b>
<b>Capítulo VIII</b>	
<b>Estructura profunda de los Andes a los 32° de latitud sur</b>	<b>247</b>
Introducción	247
Sección cortical a los 32° sur	250
Sector chileno	252
Sector de las cordilleras Principal y Frontal	252
Sector precordillerano	252
Sector de Pie de Palo	254
Balanceo profundo y superficial de la transecta a los 32° sur	254
<b>Capítulo IX</b>	
<b>Evolución tectónica meso-cenozoica de la Alta Cordillera de San Juan</b>	<b>257</b>
<b>Capítulo X</b>	
<b>Conclusiones</b>	<b>264</b>
Alta Cordillera de San Juan	
Estratigrafía	264
Estructura	266
<b>Agradecimientos</b>	<b>268</b>
<b>Bibliografía</b>	<b>270</b>

# Capítulo I

## Introducción

El objetivo esencial de los estudios desarrollados es resolver la estructura de la Alta cordillera del sur de la provincia de San Juan y su vinculación tectónica con el segmento andino en que se encuentra. La reconstrucción estructural integrada de la cordillera de los Andes a estas latitudes utilizando toda la información disponible, se convirtió en objeto de suma importancia durante el desarrollo del trabajo.

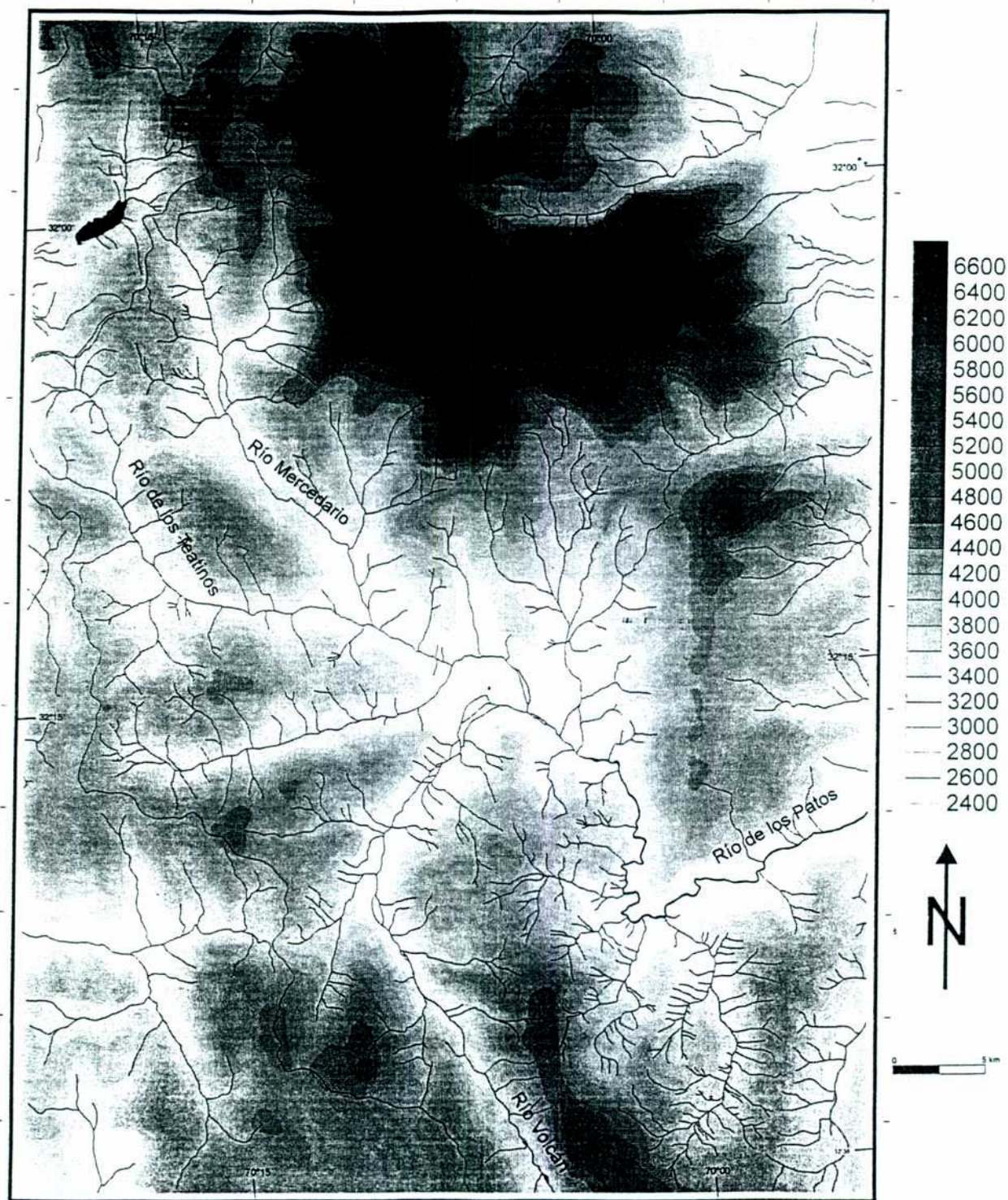


**Figura 1.1:** Ubicación de la comarca estudiada y su relación con las principales provincias geológicas de la región.

La región de estudio se encuentra situada en uno de los sectores más altos de la cordillera de los Andes y abarca el extremo sudoccidental de la provincia de San Juan en territorio argentino y el sector oriental de la provincia de Aconcagua en Chile (figura 1 1). El autor ha realizado tareas de campo en el área comprendida entre 70° y 70°20' de longitud oeste y 32° y 32°30' de latitud sur. Sin embargo el trabajo está enmarcado dentro de un estudio regional que está realizando desde el año 1990 el Laboratorio de Tectónica Andina del Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires en todo el sector cordillerano del sur de San Juan y norte de Mendoza, recientemente sintetizado por Ramos *et al.* (1996 a y b) y Cristallini *et al.* (1996 a). Es por esta razón y con el fin de integrar la información disponible hasta el presente que la región de estudio excede al área donde se concentraron las tareas de campo.

Si bien la metodología de trabajo fue planteada desde el principio, fue necesario modificarla durante la evolución de la investigación. La región de estudio se encontraba hasta el presente prácticamente inexplorada desde el punto de vista geológico, por lo que el primer paso fue realizar un estudio regional de su geología básica. Se procedió a la fotointerpretación del sector combinada con la interpretación de la imagen satelitaria LANDSAT TM 233-82 y se confeccionó un mapa preliminar identificando las áreas de mayor complejidad. En sucesivas campañas se visitaron esos sectores realizando levantamientos detallados, perfiles estratigráficos y recolectando información estructural de detalle, a su vez se estudiaron los cuerpos volcánicos aflorantes en el área. Todos estos datos fueron volcados en el mapa geológico final que aquí se presenta (lámina 1) y que forma parte de la Carta Geológica Región de la Ramada (Cristallini *et al.*, 1996 a). Posteriormente se procedió a la interpretación de la información estratigráfica, petrográfica, geoquímica y estructural. Poniéndose especial énfasis en la última, se aplicaron y confeccionaron técnicas estructurales para poder calificar y cuantificar la deformación en la región. Fue en este momento cuando, debido al tipo de estructuras encontradas, características de zonas con inversión tectónica y al hecho de que en la comarca sólo se cuenta con información superficial; se consideró como metodología de suma importancia la comparación con un sector que disponga del mismo tipo de estructuras pero en el cual haya información profunda de sísmica y de pozos.





**Figura 1.2:** Mapa topográfico ipsométrico de la comarca con la hidrografía superpuesta. Se muestra la ubicación de los datos GPS de la tabla 1.1.



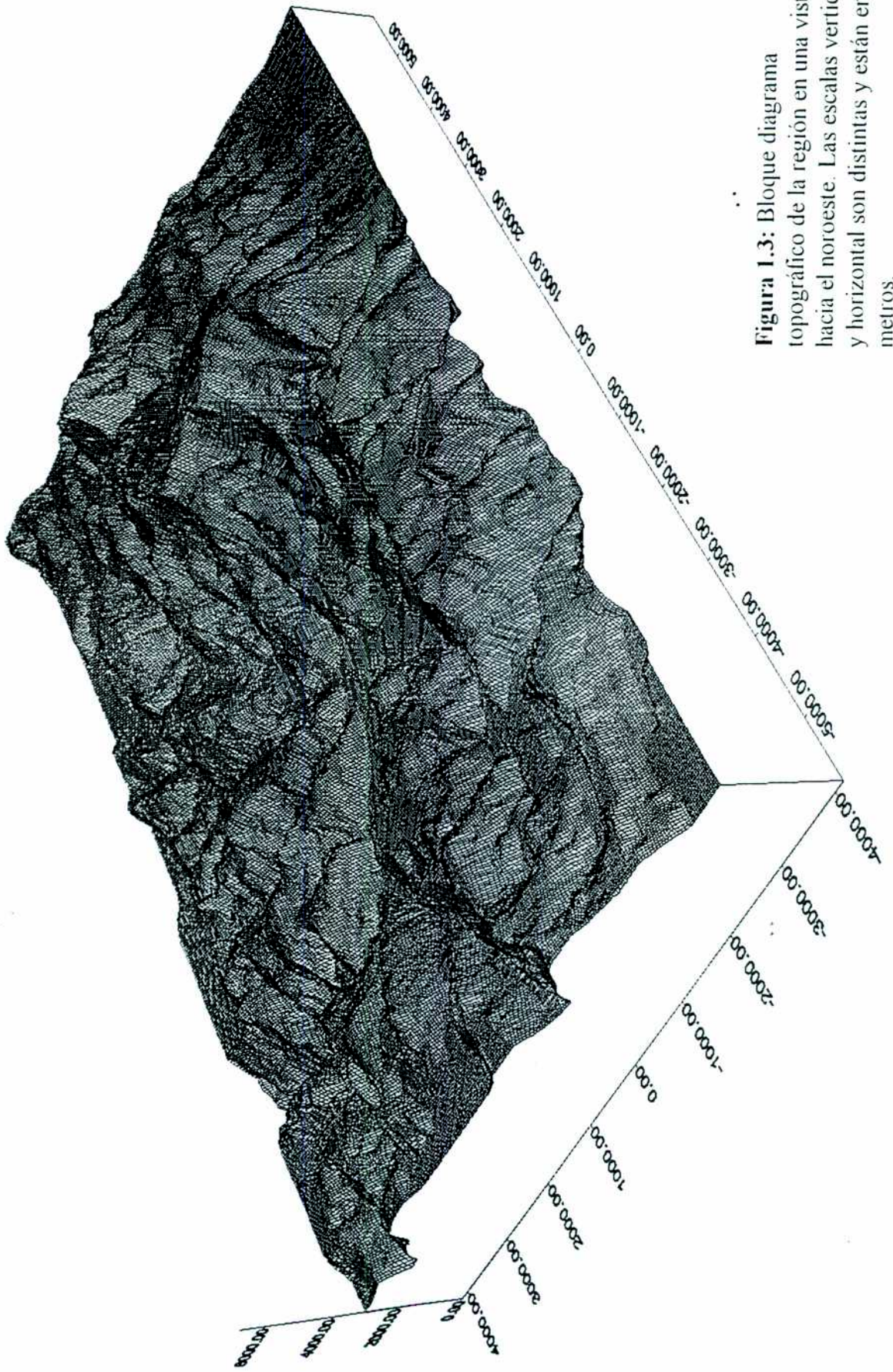


Figura 1.3: Bloque diagrama topográfico de la región en una vista hacia el noroeste. Las escalas vertical y horizontal son distintas y están en metros.

*Cristallini (1996)*

Esto proveyó los elementos teóricos y prácticos suficientes para poder visualizar y modelizar las estructuras de inversión tectónica en la Alta cordillera de San Juan. Para realizar esta tarea, se seleccionó la región de Metán-Guachipas, en la provincia de Salta, ya que presentaba el mismo tipo de estructuras, pero se contaba con información de pozos y con líneas sísmicas reprocesadas para su interpretación profunda por el Dr. A. Comínguez.

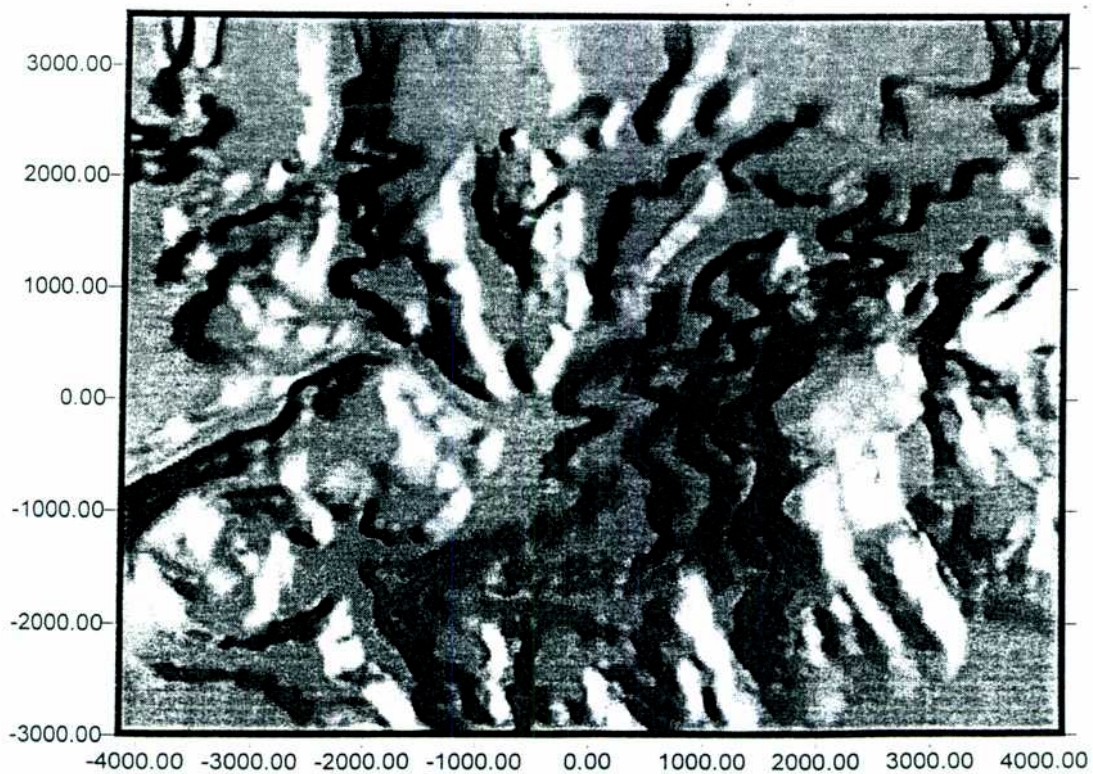
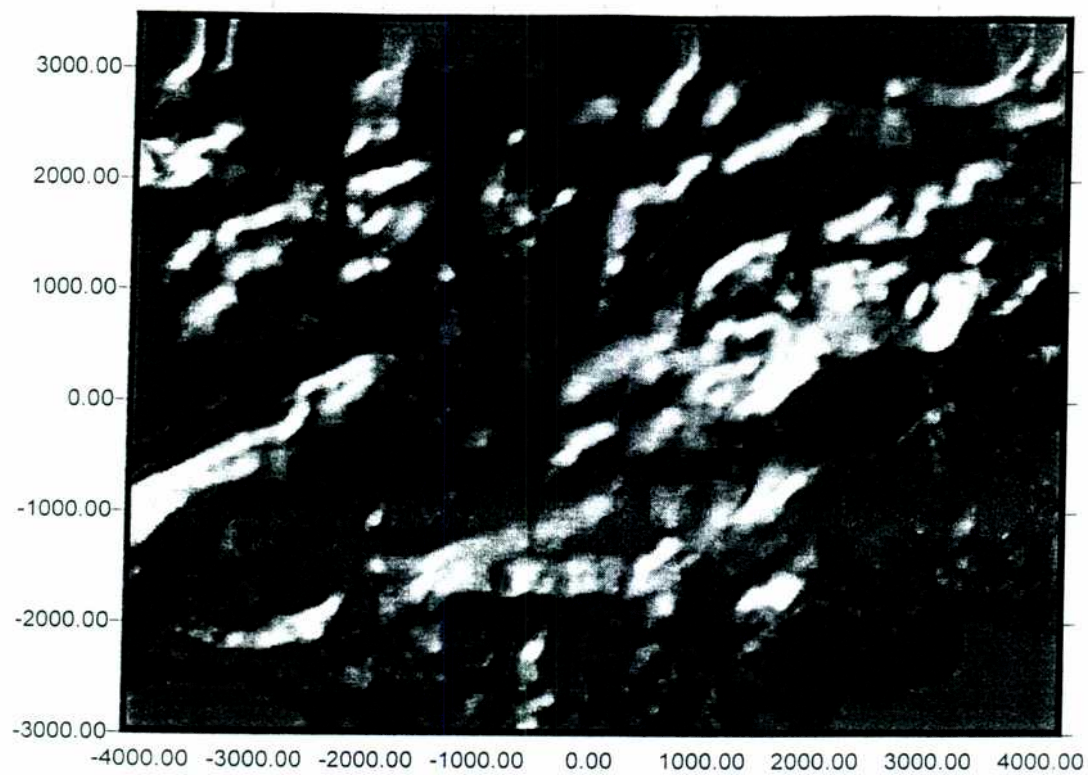
### **Base topográfica**

Para este trabajo se confeccionó una topografía digital de la región con el objetivo de tener una buena base para la construcción de las secciones balanceadas y para ayudar a la comprensión visual de ciertos rasgos estructurales de la comarca.

Si bien la base topográfica de la región escala 1:250.000 del IGM es bastante buena, no sucede lo mismo con la 1:100.000 ya que es antigua y fue realizada sin restitución fotogramétrica. Es por esto que se realizó un ajuste de esta última sobre la imagen satelitaria LANDSAT TM (233-82). Para realizar este trabajo, se amplió la base topográfica 1:100.000 a escala 1:50.000 y se volcó en transparente sobre la imagen antes mencionada a la misma escala. Posteriormente se realizó el ajuste en forma manual con curvas de forma a las que se les fue otorgando la cota correspondiente según las curvas IGM. Es así que se obtuvo una base topográfica bastante ajustada a la realidad. La misma fue digitalizada y procesada para obtener bloques diagramas, mapas ipsométricos y para hacer cálculos areales y volumétricos (véase capítulo VI). Algunos de estos procesos pueden verse en las figuras 1.2, 1.3 y 1.4. Los mismos ayudan a visualizar lineamientos geológicos, importantes resaltos topográficos y por supuesto a tener una idea tridimensional de la región. Asimismo se tomaron datos GPS en distintos sectores de la comarca para poder georeferenciar tanto a la base topográfica como a la imagen LANDSAT TM (233-82) utilizada. Los mismos se presentan en la tabla 1.1 y sus ubicaciones pueden verse en la figura 1.2.

Es importante resaltar que toda la información geológica (mapa de la lámina I) y topográfica se encuentra en formato digital a disposición de quien la solicite en el Laboratorio de Tectónica Andina del Departamento de Ciencias Geológicas de la Universidad de Buenos Aires.





**Figura 1.4:** Dos ejemplos de imágenes topográficas digitales de la comarca utilizando distintos puntos de iluminación. Nótese como resaltan algunos lineamientos importantes.



**TABLA 1.1: DATOS GPS TOMADOS EN LA COMARCA.**

No.	Localidad	Fecha- P/HDOP	Latitud S	Longitud W	m.s.n.m.	DATUM
1	Hornillas	23/1/95 4.4	32° 01.243	69° 45.590	2040	C. Inschauspe
2	1er cruce R. Leñas	24/1/95 3.4	32° 07.382	69° 52.933		C. Inschauspe
3	El Peñón	24/1/95 3.0	32° 07.843	69° 52.406	2970	C. Inschauspe
4	Horqueta Frio-Leñas	25/1/95 3.4	32° 09.109	69° 56.901	3750	C. Inschauspe
5	Pircas Leñas superior	25/1/95 4.4	32° 09.360	69° 57.860	3960	C. Inschauspe
6	paso de la Honda	25/1/95 6.2	32° 10.124	69° 58.580	4440	C. Inschauspe
7	Ciénaga de Gallardo	25/1/95 2.2	32° 12.886	70° 00.891		C. Inschauspe
8	Valle Hermoso	26/1/95 6.1	32° 15.405	70° 03.452	2580	C. Inschauspe
9	Portesuelo Colorado	26/1/95 3.3	32° 19.881	70° 03.384	3660	C. Inschauspe
10	Ayo. la Mansa	26/1/95 4.7	32° 21.452	70° 04.196	3330	C. Inschauspe
11	Ayo. Don Beño	26/1/95 4.4	32° 24.912	70° 01.795	3180	C. Inschauspe
12	Po. Cerrada-Cerradita	27/1/95 4.7	32° 26.987	69° 59.989	3900	C. Inschauspe
13	R. Cerrada	27/1/95 5.7	32° 28.701	69° 59.449	3150	C. Inschauspe
14	Po. Cerrada-Indios	28/1/95 4.3	32° 29.858	69° 57.811	4110	C. Inschauspe
15	Hoqueta Cerradita	30/1/95 7.3	32° 24.876	69° 59.046	2730	C. Inschauspe

### **Acceso a la comarca**

El área de estudio se encuentra ubicada en el extremo sudoccidental de la provincia de San Juan a unos 160 km al sudoeste de la localidad de Barreal (departamento de Calingasta, San Juan, Argentina). Saliendo de esta localidad, los primeros 70 km pueden transitarse con vehículo doble tracción. A 50 km de Barreal, se ubica el destacamento de Gendarmeria Nacional Alvarez Condarco (figura 1.5).

Transitando los 20 km siguientes por una huella precaria, se llega al refugio Los Manantiales ubicado al pie de la cordillera Frontal. Desde este lugar sólo es posible continuar caminando o a mula. El trayecto desde el refugio Los Manantiales hasta el centro geográfico del área de trabajo (refugio Los Patos Sur) lleva al menos tres días de caminata y la mitad de tiempo si se transita en mula. El recorrido a seguir es el realizado por las tropas del General San Martín en su histórico cruce de los Andes. El mismo se realiza remontando el río Las Leñas hasta el paso de La Honda (4500 m s.n.m) por el que se cruza el cordón del Espinacito, se pasa por la localidad Rancho de Lata y se desciende por el río

Los Patillos hasta llegar a la naciente del río de los Patos, determinada por la confluencia de los ríos Volcán y Blanco en el Valle Hermoso. Allí a orillas del río Volcán se encuentra el refugio Los Patos Sur con cómodas instalaciones. En la figura 1.6 pueden verse las huellas que se siguieron en el relevamiento de la comara.

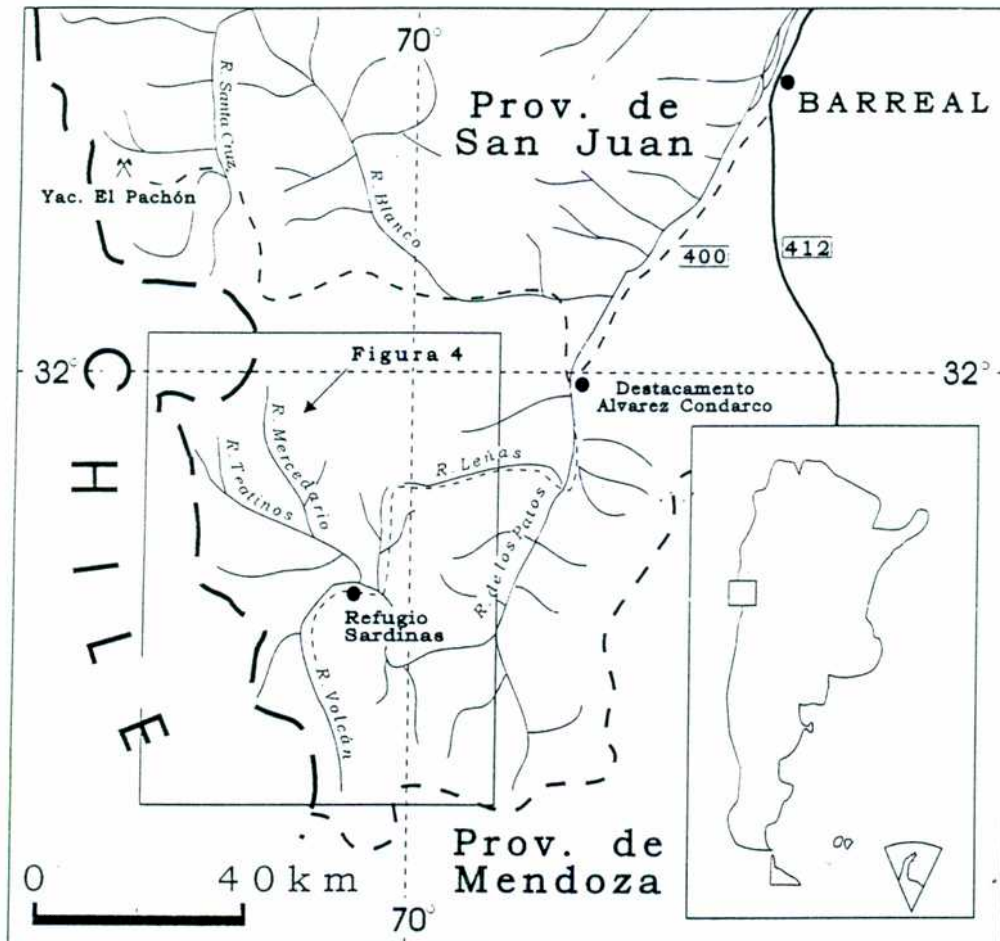


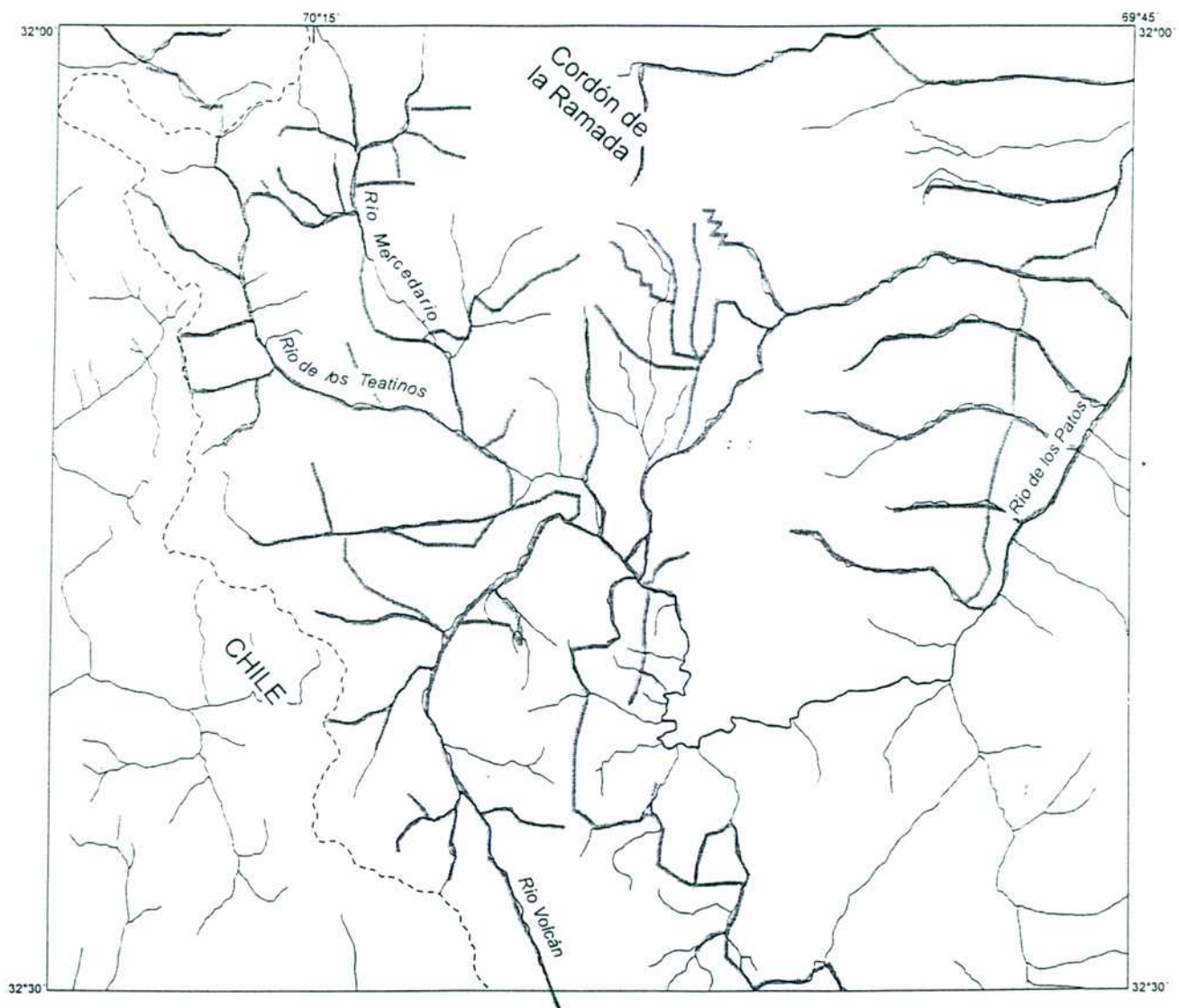
Figura 1.5: Figura de ubicación y vías de acceso.

#### Antecedentes

Hasta 1990, sólo Schiller (1912), Kühn (1914), Lambert (1944), Stipanovic (1966), Vicente (1972) y Mpodosis *et al.* (1973) habían realizado reconocimientos parciales en

*Cristallini (1996)*

algunos sectores de la comarca en estudio. Posteriormente el Laboratorio de Tectónica Andina comenzó a estudiar la región y dentro de ese marco se realizaron los trabajos de Mosquera (1990) y Zapata (1990), Alvarez (1991), Benoit (1992), Cristallini (1992), Cangini (1992), Ragona (1993), Blengino (1994), Anselmi (1994) y Pérez (1995). Recientemente el Laboratorio de Tectónica Andina compiló y amplió toda la información existente en la zona (Ramos *et al.*, 1996 a y b; Cristallini *et al.*, 1996 a).



**Figura 1.6:** Huellas que se siguieron en el reconocimiento efectuado sobre el terreno.

Si bien Schiller (1912) fue el primer geólogo que pasó por el sector sur de la comarca, remontando el río Volcán hasta sus nacientes, sus referencias a la misma son muy

*Universidad de Buenos Aires*

breves y se remiten a realzar una tectónica complicada. Sin embargo, las observaciones que realizó hacia el sur, en la región de Aconcagua, fueron de mucha importancia en la evolución del entendimiento estructural en la región andina. Es el primero en reconocer repeticiones tectónicas y en realzar la importancia del yeso en la deformación, describiendo la región como una zona "de revolución tectónica de tipo alpina, en la cual han tenido lugar dislocaciones" y dice que "no es comprensible como semejantes dislocaciones pueden producirse sólo por plegamiento" (Schiller, 1912, págs. 52 y 56).

Kühn (1914) fué el primero que visitó el sector septentrional de la región, recorriendo el valle del río Mercedario desde Ciénaga del Gaucho hasta su desembocadura. En su recorrido fue describiendo las rocas aflorantes y recogió fósiles bajocianos y callovianos al pie del cordón de la Ramada y fósiles titho-neocomianos en la confluencia entre los ríos Mercedario y Teatinos. En cuanto a la estructura sólo mencionó que en algunos sitios es complicada y tomando conceptos de Schiller (1912) habló de la posible existencia de "sobre-escurrimientos" en sectores como laguna del Pelado y cerro Mesa, aunque no logra identificarlos.

Lambert (1944) realizó un estudio de factibilidad para la construcción de un dique en el río de los Patos Sur. Este se ubicaría en el estrechamiento del valle del río de los Patos situado en la confluencia de los arroyos de la laguna y Cristal y embalsaría el agua sobre el Valle Hermoso. En su trabajo, Lambert (1944) caracterizó las secuencias aflorantes a ambos lados de dicho valle, realizó estudios de permeabilidad de rocas, determinó el nivel de fundación y confeccionó mapas geológicos a escala 1:20.000 y 1:40.000.

Stipanovic (1966) recorrió el río Mercedario realizando perfiles estratigráficos en las localidades de arroyo de las Flores, Yeguas Heladas y Ciénaga del Gaucho. En la primera encontró una secuencia jurásica normal, donde sobre la superficie peneplanizada del Grupo Choiyoi se apoyan 100 m de lutitas verdosas azuladas y areniscas levemente calcáreas (Formación Los Patillos, Benoit 1992). Por encima yacen 20 m de calcáreos compactos gris azulados y gris verdosos (Formación La Manga); 150 m de yeso (Formación Auquilco) y 400 m de conglomerados y areniscas pardo violáceas, con lutitas rojas y lentes de yeso en su base (Formación Tordillo). En cuanto a Yeguas Heladas, localidad ubicada 6 km al norte del paso de Las Ojotas, Stipanovic (1966) postuló que la

*Cristallini (1996)*

transgresión jurásica sobre el Grupo Choiyoi se daría más tarde que en el arroyo de las Flores y en Ciénaga del Gaucho y observó que en la localidad en cuestión, la sucesión clástica doggeriana queda truncada por una potente brecha calcárea con clastos parecidos a los de la Formación La Manga. Esta brecha ya no aparece en Ciénaga del Gaucho, en donde se encuentran los calcáreos manguenses soportando al potente yeso de la Formación Auquilco y éste a su vez a las sedimentitas de la Formación Tordillo.

Vicente (1972) estudió la evolución de los Andes argentino-chilenos y presenta una serie de perfiles estructurales a distintas latitudes, dos de los cuales cortan la región, uno a la latitud de la cordillera de los Penitentes y el otro a la de la cordillera del Medio. Si bien este hecho demuestra que dicho autor recorrió estas comarcas, no hace mención específica sobre las mismas.

Mosquera (1990) estudia el extremo sur de la cordillera del Medio entre los ríos Teatinos y Mercedario, Zapata (1990) lo hace en la cordillera de Casa de Piedra y el cordón de Valle Hermoso. Ambos autores realizaron perfiles estratigráficos sobre la secuencia jurásico-cretácica y fueron los primeros en estudiar la estructura de la comarca (Mosquera y Zapata, 1991). Propusieron modelos estructurales balanceados que muestran que tanto el yeso de la Formación Auquilco como el de la Formación Huitrín actúan como las principales superficies de despegue de la región.

Ramos y Aguirre-Urreta (1991) reinterpretaron la "discordancia primordial" intracretácica descrita por Schiller (1912) en el sector de Valle Hermoso como un corrimiento fuera de secuencia que pone en contacto rocas jurásico-cretácicas sobre rocas cretácicas.

Cristallini (1992) y Cangini (1992) estudiaron el sector sur de la comarca, en las nacientes del río Volcán. Levantaron perfiles estratigráficos y estructurales de la región y realizaron las primeras dataciones radiométricas sobre rocas cretácicas y terciarias de la comarca (Cristallini y Cangini, 1993). Propusieron un modelo estructural balanceado en el que involucraron al basamento en la deformación y se refirieron a la inversión tectónica en el área (Cristallini y Cangini, 1993).

Cristallini *et al.* (1995) estudiaron la cuenca de los ríos Teatinos y Mercedarios y plantearon un modelo balanceado de inversión tectónica para explicar su estructura. En base a un cuidadoso estudio de interferencia de pliegues, propusieron una cronología de

*Universidad de Buenos Aires*  
tres etapas de deformación.

Cristallini *et al.* (1994) presentaron los primeros datos geoquímicos (trazas y tierras raras) sobre rocas cretácicas y terciarias de la región.

Ragona (1993) y Blengino (1994) estudiaron el sector norte, en Ciénaga del Gaucho, en el que levantaron cuidadosos perfiles estratigráficos en secuencias fosilíferas jurásicas. En cuanto a la estructura, hicieron un importante aporte ya que encontraron fallas aún directas, pero con indicios de haber sido parcialmente invertidas.

Anselmi (1994) estudió la geología de la quebrada del arroyo Túnel donde levantó perfiles estratigráficos y estructurales. Su principal aporte fue el hallazgo de fósiles tithonianos en los bancos del Grupo Mendoza, convirtiendo a ésta en la localidad fosilífera con amonites más septentrional de la cuenca neuquino-aconcaguina.

Los autores hasta aquí mencionados fueron los únicos que trabajaron específicamente en la comarca en los que el autor realizó tareas de campo. Sin embargo es importante mencionar a otros investigadores que si bien no la recorrieron, realizaron importantes aportes a la estratigrafía y estructura de la región.

Stelzner en 1873 realizó el cruce de los Andes pasando por zonas aledañas. En su viaje describe los pórfidos prejurásicos presentes al este del cordón del Espinacito y las secuencias jurásicas y cretácicas al oeste del mismo. Es el primero en recoger una colección de fósiles en esa comarca que más tarde, Gottsche (1878) se encargaría de describir y clasificar. Se refirió al volcanismo terciario presente en la zona y marcó también "la fuerte acción volcánica" durante el Jurásico en el área. En cuanto a la estructura, sólo mencionó que "es muy complicada" y que haría falta más tiempo para resolverla. También recalcó la necesidad de confeccionar un mapa geológico detallado de la zona para resolver su compleja estructura y estratigrafía.

Bodenbender en 1897 llegó al paso del Espinacito donde realizó un reconocimiento geológico y topográfico. Bodenbender (en Tornquist, 1898), presenta un perfil estratigráfico de detalle al oeste del Espinacito. En éste determinó espesores, litologías y señaló los fósiles encontrados. Tornquist (1898) clasificó estos fósiles, lo que permitió asignar la secuencia al Dogger inferior.

Los trabajos realizados por Schiller en 1906, 1907 y 1909, cuyo informe más completo se publicó en 1912, son tal vez los más amplios desde un punto de vista regional.



*Cristallini (1996)*

En estos trabajos, Schiller (1912) hizo una descripción mucho más detallada de las unidades aflorantes que las realizadas hasta ese momento. Construyó perfiles sedimentarios detallados que incluyen litología, contenido fosilífero, edades asignadas, espesores y discordancias presentes, correlacionando las unidades entre los distintos perfiles. Asimismo se deben a Schiller (1912) las primeras secciones geológicas y estructurales en esta región de la Alta cordillera de San Juan y Mendoza.

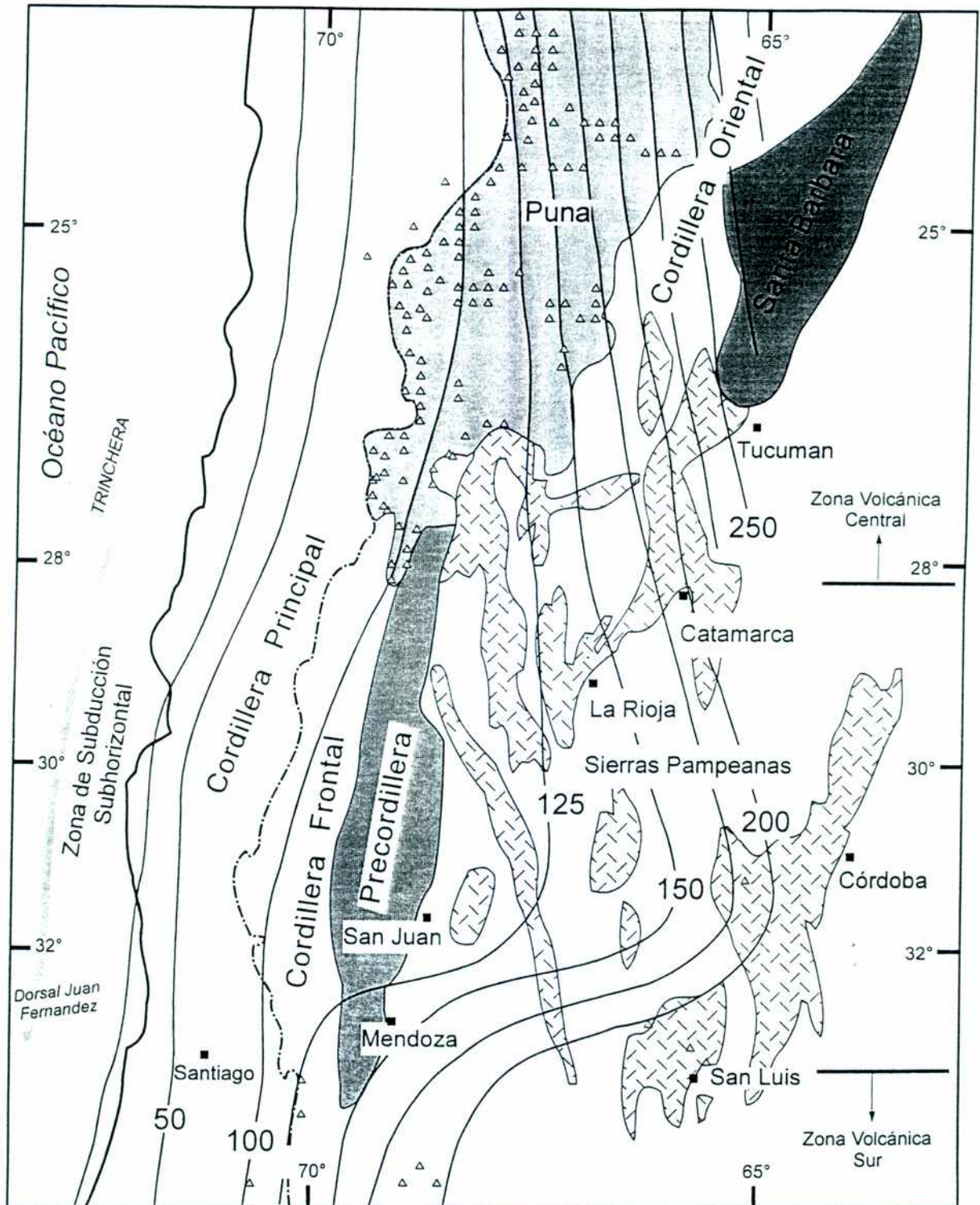
Rigal (1930) estudió la región del paso del Espinacito realizando perfiles esquemáticos y los primeros mapas geológicos de esa comarca. Asimismo determinó la presencia de secuencias liásicas marinas al oeste del cordón del Espinacito.

Se debe a Groeber (1929 y subsiguientes) la nomenclatura estratigráfica utilizada en trabajos posteriores para las unidades aflorantes en el área. Esta nomenclatura ha sido parcialmente modificada por Riccardi y Gulisano (1992), como así también fue completada con el reconocimiento de nuevas unidades por Ramos *et al.* (1990), Alvarez *et al.* (1995). Groeber (1951) realizó el primer mapa regional del área (hoja La Ramada, escala 1:500.000) en base a una excelente recopilación de las observaciones realizadas por Stelzner (1873), Bodenbender (1897 en Tornquist (1898), Schiller (1912), Rigal (1930), Lambert (1943 y 1944) y González Bonorino (1950).

Como parte del Plan cordillerano Centro de la Dirección General de Fabricaciones Militares, La Roque (1973) realizó un trabajo de interpretación fotogeológica de la región. El mismo se hizo para determinar el marco geológico de la reserva minera N°53 (arroyo de los Teatinos-La Honda-Valle Hermoso). En este trabajo son mapeadas las unidades volcánicas cretácicas y terciarias y las importantes zonas de alteración que presentan.

Alvarez (1991), Benoit (1992) y Alvarez *et al.* (1995) realizaron perfiles estratigráficos de detalle sobre el flanco occidental del cordón del Espinacito y definieron las formaciones jurásicas Rancho de Lata y Los Patillos, describiendo el perfil tipo de las mismas y caracterizando su ambiente de depositación. Ramos *et al.* (1993) interpretaron a los depósitos de la Formación Rancho de Lata como facies de sinrift y a los de las Formaciones Los Patillos y La Manga como de sag o postrift.

Pérez (1995) estudió la geología y estructura del sector oriental del cordón del Espinacito y realizó un cuidadoso estudio de las secuencias de destechado en la cuenca terciaria de Manantiales ubicada hacia el oeste de la cordillera Frontal a estas latitudes.



**Figura 1.7:** Mapa mostrando la relación entre la geometría de la zona de Wadati-Benioff y las principales provincias geológicas. Los triángulos representan centros volcánicos cuaternarios (Ramos, 1996 a; basado en Smalley *et al.*, 1992).



*Cristallini (1996)*

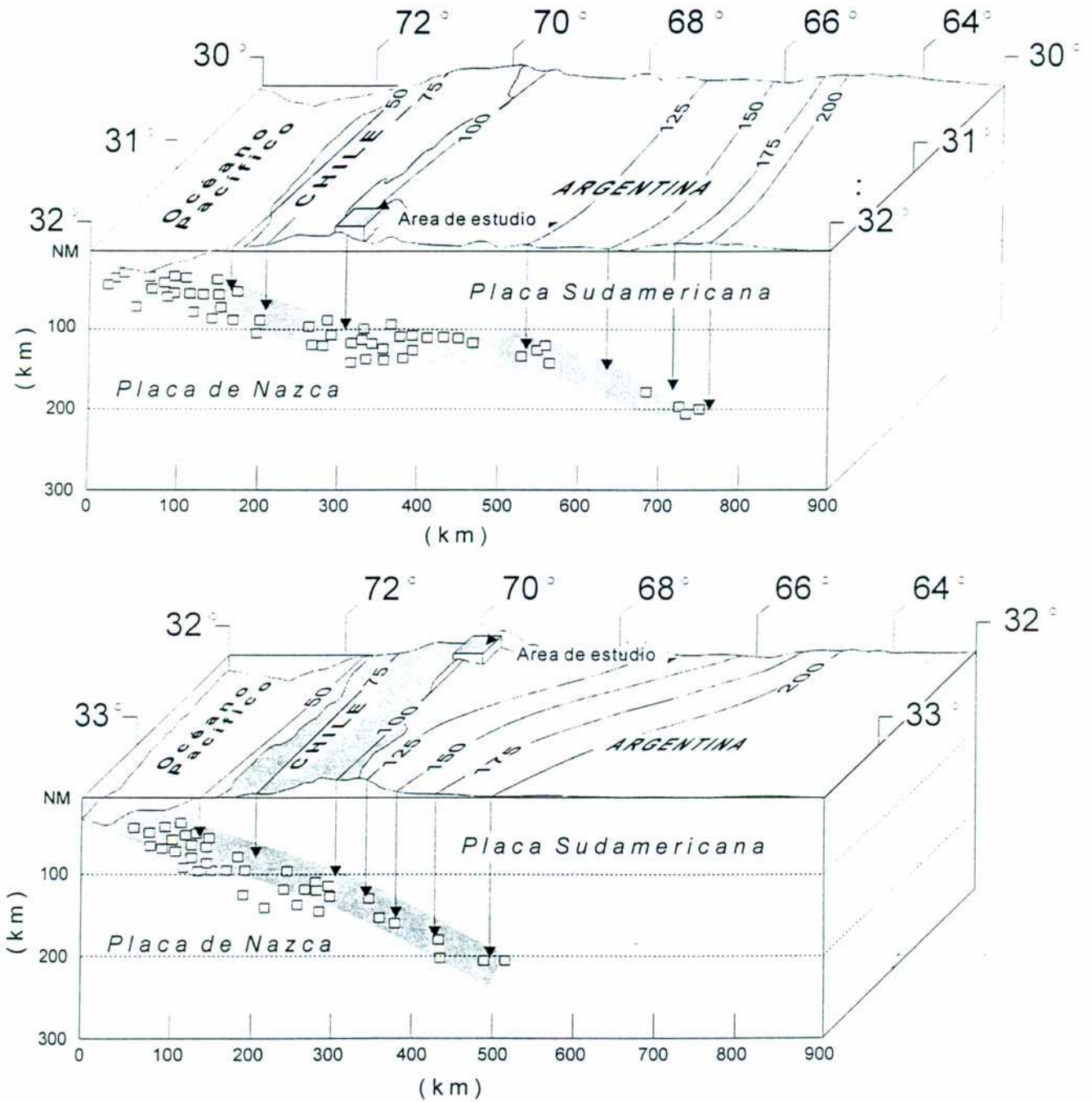
### **Marco tectónico**

Como es ya sabido desde los trabajos de Barazangi e Isacks (1976), Isacks y Barazangi (1977), Isacks *et al.* (1982) y Jordan *et al.* (1983), las características topográficas, estructurales y volcánicas de la cordillera de los Andes están íntimamente relacionadas con la geometría de la zona de subducción existente entre la placa de Nazca y la Sudamericana. Es así que estos autores dividieron a la cordillera argentino-chilena en un segmento norte (hasta los 28°S) en la que la zona de Wadati-Benioff inclina 30° por debajo del continente, uno central (28°-33°30') en el que lo hace casi horizontalmente y uno sur (desde los 33°30') en el que vuelve a inclinar entre 25° y 30°. En el mapa de la figura 1.7 se muestran las principales provincias geológicas y su relación con la geometría de la zona de Wadati-Benioff.

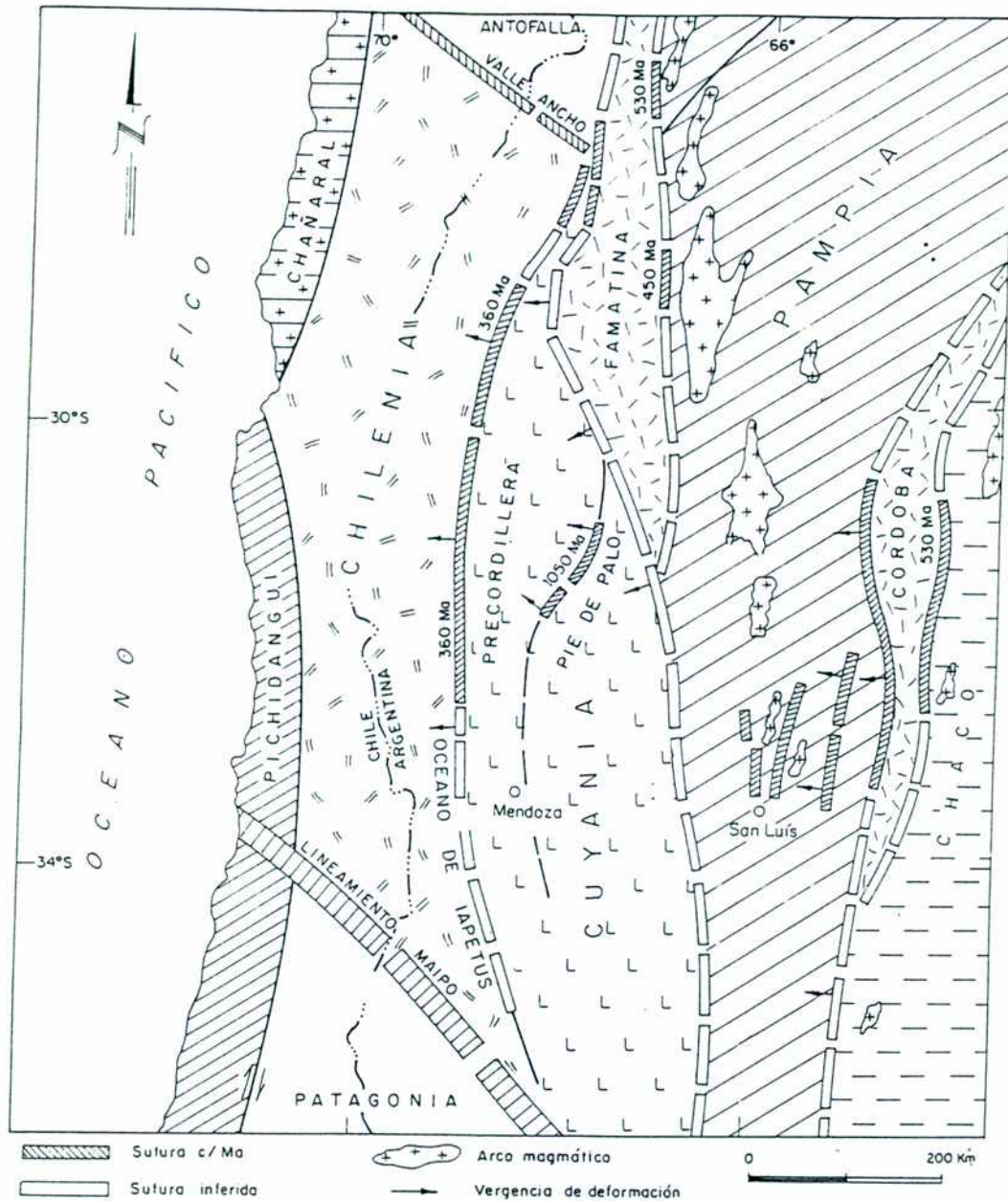
En la figura 1.8 puede verse la ubicación del área de estudio en dos bloques diagrama. El límite entre las placas de Nazca y Sudamericana se puede inferir a través de los hipocentros sísmicos ploteados según la base de datos de Cahill y Isacks (1992). Se indicó la profundidad de la corteza oceánica a través de curvas isobatas que muestran que la suave transición entre el segmento de subducción subhorizontal y el que inclina 30° abarca la región andina comprendida entre los 32° y 34° de latitud sur. Al norte de los 32° de latitud sur, la placa de Nazca comienza a subducirse con un ángulo de aproximadamente 25° que tiende a horizontalizarse a unos 250 km al este de la trinchera oceánica.

Al sur, en cambio, la zona de subducción no se horizontaliza y su ángulo se mantiene constante entre 25° y 30°. La comarca en estudio se encuentra ubicada tanto en la transición sur-norte como oeste-este hacia un plano de subducción subhorizontal. La horizontalización de la zona de Wadati-Benioff podría ser consecuencia de la subducción de la dorsal fósil de Juan Fernandez tal como lo sugieren Barazangi e Isacks (1976) y Jordan *et al.* (1983). La misma parece haber comenzado a partir del Mioceno inferior y se ve evidenciada en la región por la migración del arco magmático hacia el este (Kay *et al.*, 1987; Ramos *et al.*, 1991 b).

Las condiciones convergentes actuales del margen continental en el que se ubica la región han variado notablemente. Durante el Paleozoico el margen occidental de Gondwana se caracterizó por un régimen colisional que finalizó durante el Permo-Triásico con el amalgamamiento final de Gondwana (Ramos *et al.*, 1986) (figura 1.9).



**Figura 1.8:** Bloque diagrama que muestra la ubicación de la comarca y la geometría actual de la zona de subducción cercana a los 32° de latitud sur. Los cuadrados blancos representan la posición de los hipocentros de los principales sismos registrados a esta latitud, según la base de datos utilizada por Cahill e Isacks (1992). Las curvas trazadas en superficie y rotuladas en kilómetros unen puntos de igual profundidad de la zona de Wadati-Benioff. Se puede observar que la comarca se ubica en un sector de transición entre una subducción subhorizontal y una inclinada 30°. La exageración vertical de la topografía es x 5.



**Figura 1.9:** Principales terrenos alóctonos y sus suturas. Los números en millones de años (Ma) indican la edad aproximada de la sutura correspondiente. Los tramos grisados identifican los sectores donde se conocen rocas máficas y ultramáficas de naturaleza oceánica (Ramos, 1996 a).

En ese momento cesó la subducción en gran parte del borde pacífico y la región en estudio fue sometida a un régimen extensional que duró hasta el Jurásico inferior. La subducción recomenzó en el margen pacífico a principios del Jurásico medio en forma sincrónica con el

*Universidad de Buenos Aires*

inicio de la ruptura y dispersión de Gondwana (Dalziel *et al.*, 1987). Este nuevo sistema de subducción se caracterizó por mantener las condiciones extensivas en el retroarco y se mantuvo hasta la parte alta del Cretácico inferior en que se invierten definitivamente las cuencas andinas. Este cierre está vinculado con la apertura del Atlántico Sur y el comienzo de la deriva activa de la placa Sudamericana hacia el oeste (Ramos, 1988). En este periodo se registran las velocidades de subducción más altas en la historia de este margen continental responsables de una importante actividad volcánica en esta región de los Andes. Estas condiciones se mantienen hasta el Mioceno en que comienza a producirse la horizontalización de la zona de subducción (Jordan *et al.* 1983).



## Capítulo II

### Estratigrafía de la Alta cordillera de San Juan

En este capítulo se describirán las secuencias aflorantes en la región, sobre las cuales se han efectuado reconocimientos en el terreno y que son de suma importancia para la comprensión estructural de la comarca.

La región en estudio está caracterizada por la presencia de una faja de rocas sedimentarias y volcánicas mesozoicas y cenozoicas intensamente deformadas que se apoyan sobre el basamento permo-triásico deformado del Grupo Choiyoi. Se considera a las volcánicas permo-triásicas de esta unidad como basamento dado que su comportamiento y estilo de deformación es marcadamente diferente al de la cubierta sedimentaria mesozoica. En el cuadro de la figura 2.1 se presenta una breve descripción sinóptica de las unidades aflorantes y su relación con los procesos tectónicos acaecidos en la región.

#### Sustrato volcánico

##### 1. Grupo Choiyoi

En este sector cordillerano el basamento está representado por el Grupo Choiyoi (figura 2.2) del que sólo afloran los términos superiores como zócalo en los macizos de la Ramada, el Espinacito y la Cerrada (figura 2.3). Estudios detallados de estas rocas en la región pueden consultarse en Mirré (1967), Spalletta (1991), Pérez (1995) y Pérez y Ramos (1996 a). Su base no aflora en la comarca, pero más al sur esta unidad cubre en discordancia angular a sedimentitas marinas neopaleozoicas de la Formación Alto Tupungato (Polanski, 1970) intruidas por granitoides pérmicos (Ramos, 1985 a; Heredia *et al.*, 1996). Hacia el este de la comarca, en el flanco oriental de la cordillera del Tigre, afloran las sedimentitas de la Formación Yalguaráz (Coira, 1965) asignadas al Carbonífero medio por Amos y Rolleri (1965). Las mismas se correlacionan con la Formación Alto Tupungato y son interpretadas como subyaciendo al Grupo Choiyoi en la comarca en estudio. En el cuadro de la figura 2.4 pueden verse las unidades asignadas al basamento en las regiones de la Ramada y el Aconcagua.

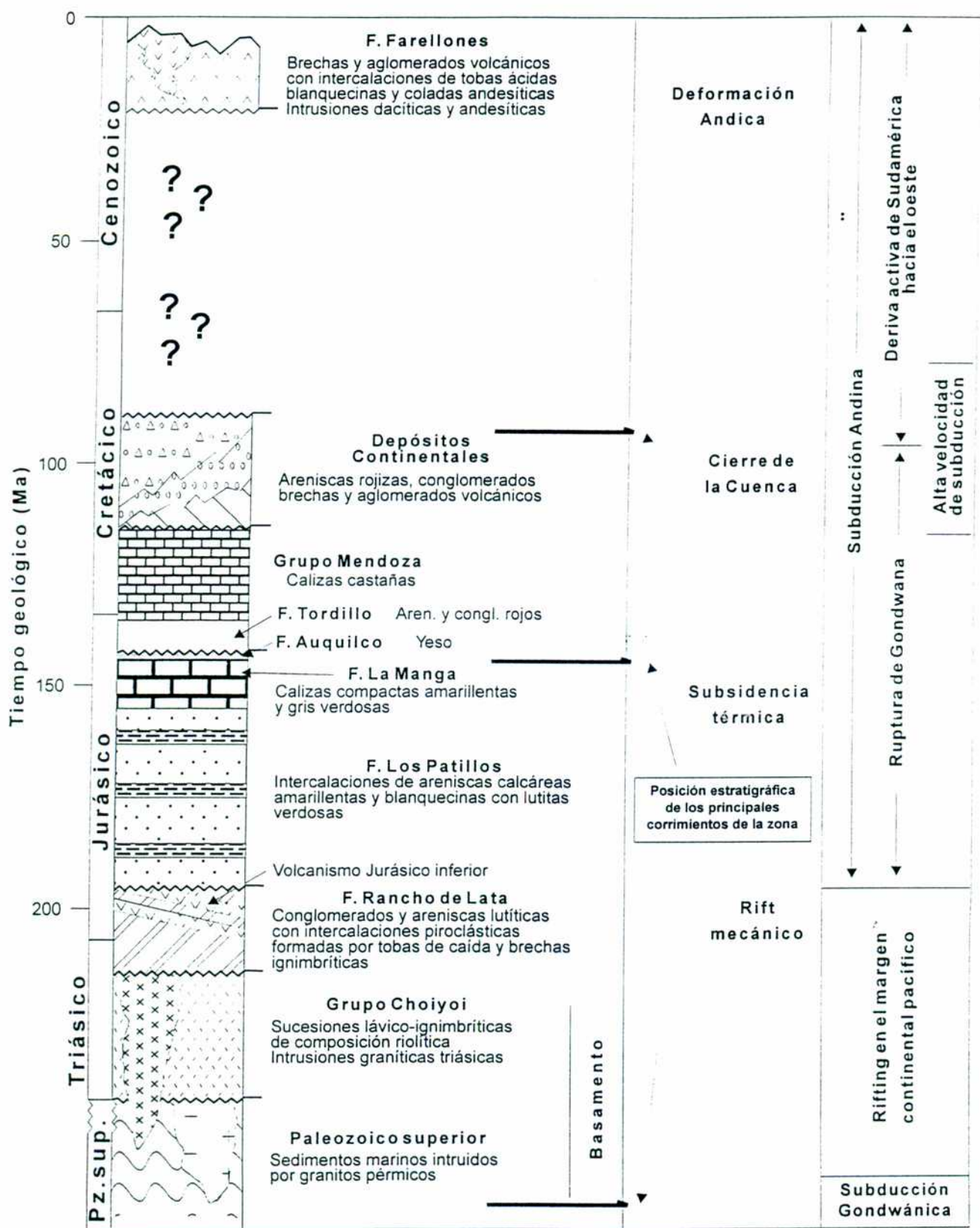


Figura 2.1: Cuadro en el que se observan la relación entre la estratigrafía, los eventos deformantes que actuaron en la comarca y el régimen de placas en el margen occidental sudamericano.

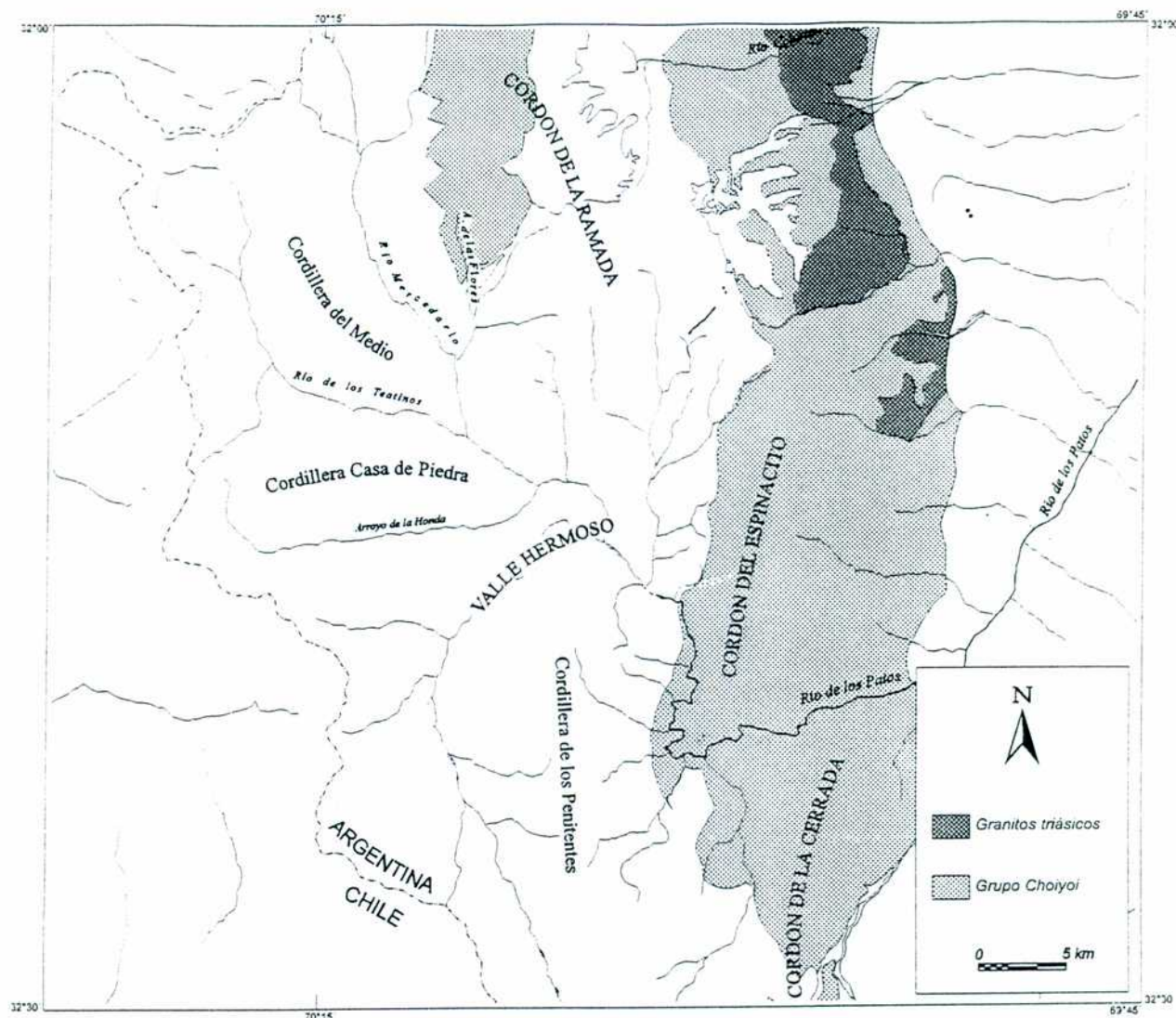


**Figura 2.2:** Vista occidental de afloramientos del Grupo Choiyoi sobre el río de las Leñas .

Los términos superiores del Grupo Choiyoi fueron formalmente denominados Formación Horcajo por Mirré (1967). En la región fueron analizados por Pérez (1995) y Pérez y Ramos (1996 a). Litológicamente están constituidos por sucesiones lávico-ignimbríticas y piroclásticas de composición riolítica y riódacítica. Su espesor es difícil de estimar ya que no aflora su base pero sin duda supera los 2000 m y en algunos sectores incluso los 3000 m. La química de elementos mayoritarios, trazas y tierras raras permitió asignar estas rocas al campo de riolitas calcoalcalino con medio a alto contenido en potasio (Pérez y Ramos, 1996 a).

Hacia el oeste del cordón del Espinacito, el Grupo Choiyoi es cubierto en discordancia angular por los depósitos gruesos de la Formación Rancho de Lata de edad triásico-jurásica. Stipanovic (1966) ya había notado que esta discordancia en muchos casos se preserva como una peneplanicie exhumada. Así ocurre en el sector en que el río de los Patos corta al cordón del Espinacito, donde el ángulo entre la paleo-peneplanicie y los bancos del Grupo Choiyoi alcanza los 57°.

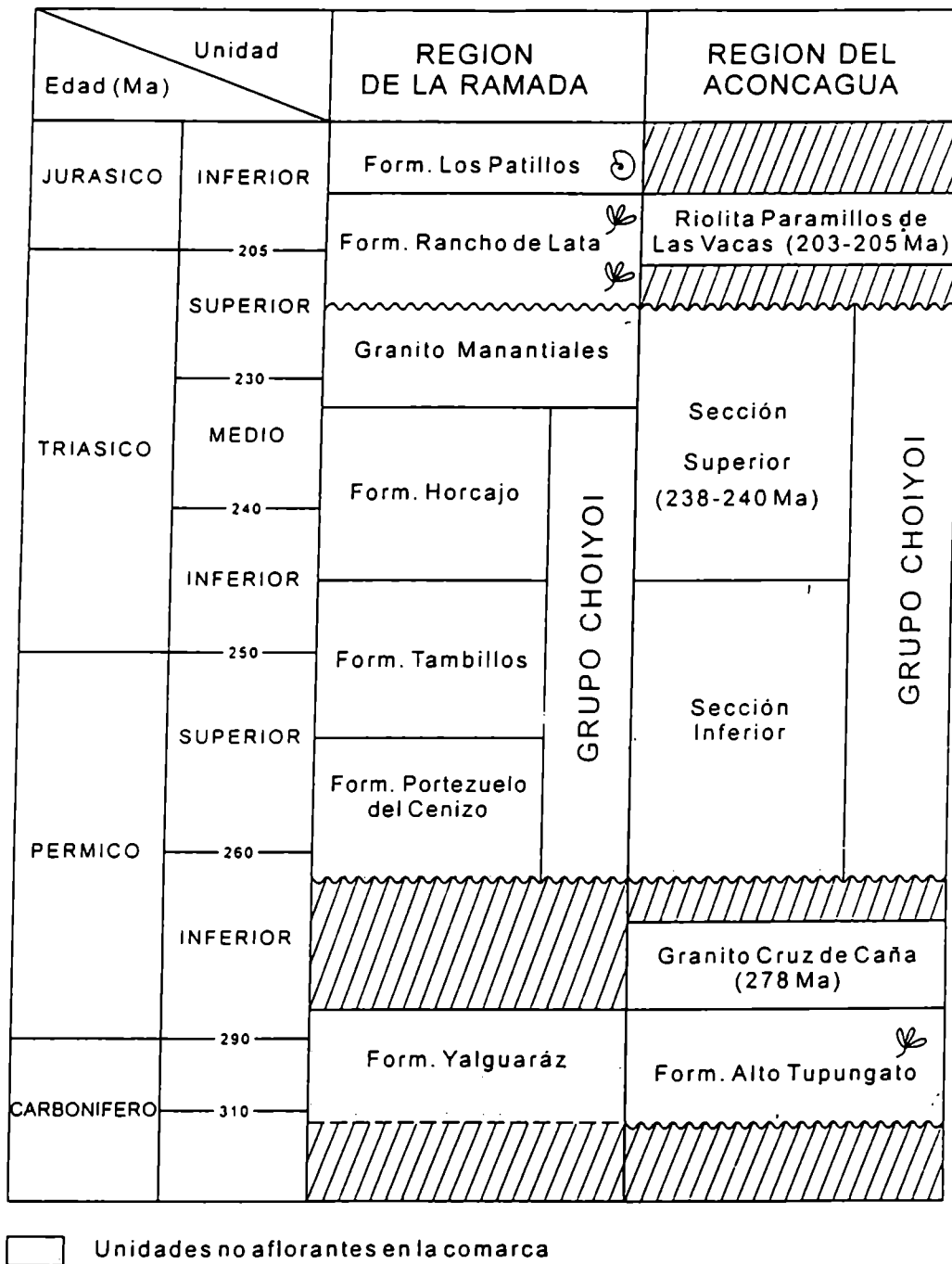




**Figura 2.3:** Mapa de distribución de los afloramientos del Grupo Choiyoi y de los granitos triásicos en la región de estudio.

En otros lugares, como en la margen oriental del río Los Patillos (Alvarez *et al.* 1995), en Ciénaga del Gaucho (Ragona, 1993; Blengino, 1994) o en los valles de los ríos Cerrada y Cerradita la Formación Rancho de Lata se apoya en contacto tectónico sobre las volcanoclastitas del Grupo Choiyoi. Hacia el este del cordón del Espinacito, sobre el valle del río de los Patos, los depósitos de este grupo son cubiertos en discordancia por sedimentitas terciarias de la Formación Chinchas (Mirré, 1967; Pérez, 1995).





**Figura 2.4:** Basamento prejurásico de las regiones del Aconcagua y la Ramada (Pérez y Ramos, 1996 a). En punteado las unidades no aflorantes en el área.

Hacia el este de la región, en la estancia Los Manantiales, Spalletta (1991) describe intrusiones graníticas probablemente triásicas asociadas a las facies hipabisales del Grupo Choiyoi. Estas pueden verse formando una serie de cuerpos alineados norte-sur en la

*Universidad de Buenos Aires*

vertiente oriental de los cordones del Espinacito y la Ramada (lámina 1). Su química fue estudiada por Pérez y Ramos (1996 a) y son interpretados como pertenecientes a la misma asociación magmática que el resto de las magmatitas del Grupo Choiyoi.

#### *Edad y ambiente de formación*

La marcada discordancia angular que separa a las volcanitas del Grupo Choiyoi de las sedimentitas de la Formación Alto Tupungato fue asignada a la fase orogénica sanrafaélica (Ramos, 1985 a y b) de edad pérmica inferior. La Formación Rancho de Lata que sobreyace a las volcanitas mencionadas, presenta en su tramo medio una asociación palinomórfica del Triásico superior (Ottone *et al.*, 1992). Esto permite restringir, en el área de estudio, al Grupo Choiyoi entre el Pérmico Superior y el Triásico inferior. Si bien en este sector no existen dataciones, hacia el este, en Polvaredas, Caminos *et al.* (1979) obtuvieron edades de  $240 \pm 15$  Ma y  $238 \pm 10$  Ma (K/Ar en roca total). Es importante marcar en este punto que sería de mucha utilidad, para trabajos posteriores, obtener abundantes dataciones en estas volcanitas, ya que en algunos sectores en que no es posible tener control estratigráfico es muy difícil distinguirlas de las rocas terciarias y cretácicas de la misma índole.

Los términos basales del Grupo Choiyoi fueron considerados por Ramos *et al.* (1984 y 1986) como representantes de un arco magmático emplazado durante el Paleozoico superior en el margen occidental gondwánico. Este se habría interrumpido durante el Pérmico superior-Triásico inferior debido a los procesos extensivos que afectaron la región occidental del continente (Kay *et al.*, 1989) y que dieron origen a los términos superiores del Grupo Choiyoi. Los estudios geoquímicos de elementos mayoritarios y trazas realizados por Pérez y Ramos (1996 a) en la región, indican que los términos superiores del Grupo Choiyoi tienen características de una serie normal calcoalcalina asociada a una zona de subducción poco activa con tendencias a volcanismo de intraplaca de tipo extensional. La disparidad de espesores de esta unidad entre los bloques de la Ramada, el Espinacito y la Cerrada, constituye otro indicio que sugiere que estas rocas se habrían depositado en un sector de fallamiento extensional activo, hecho que como se verá más adelante será de fundamental importancia a la hora de modelizar la estructura de la región.

## Apertura de la cuenca mesozoica

### 2. Formación Rancho de Lata

La sedimentación mesozoica comienza en la zona con depósitos gruesos continentales que se apoyan en discordancia angular sobre las volcanoclastitas del Grupo Choiyoi. Estos depósitos fueron descritos en la región del Espinacito por diversos autores (Volkheimer *et al.*, 1978, Damborenea, 1987 a y b).

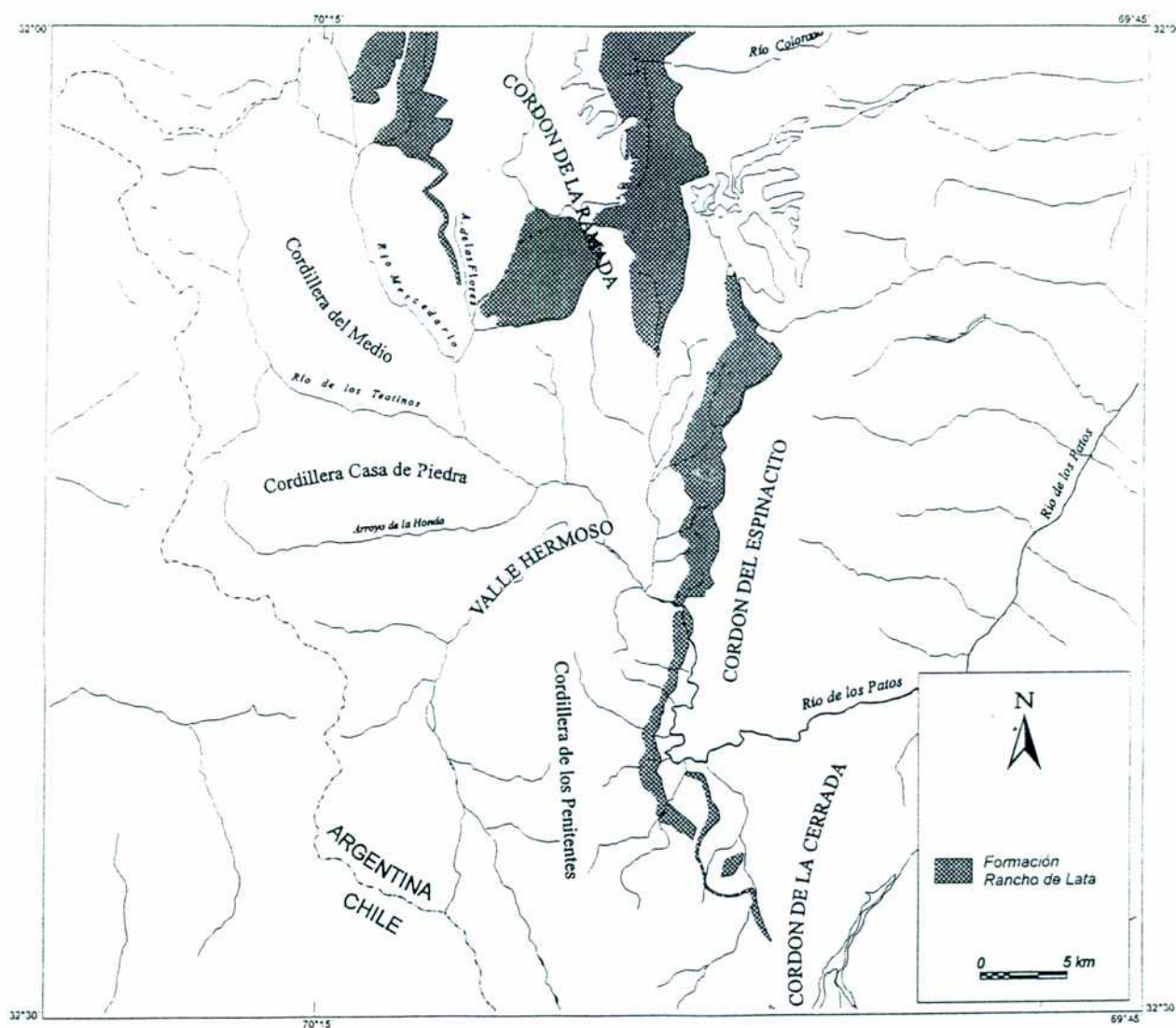
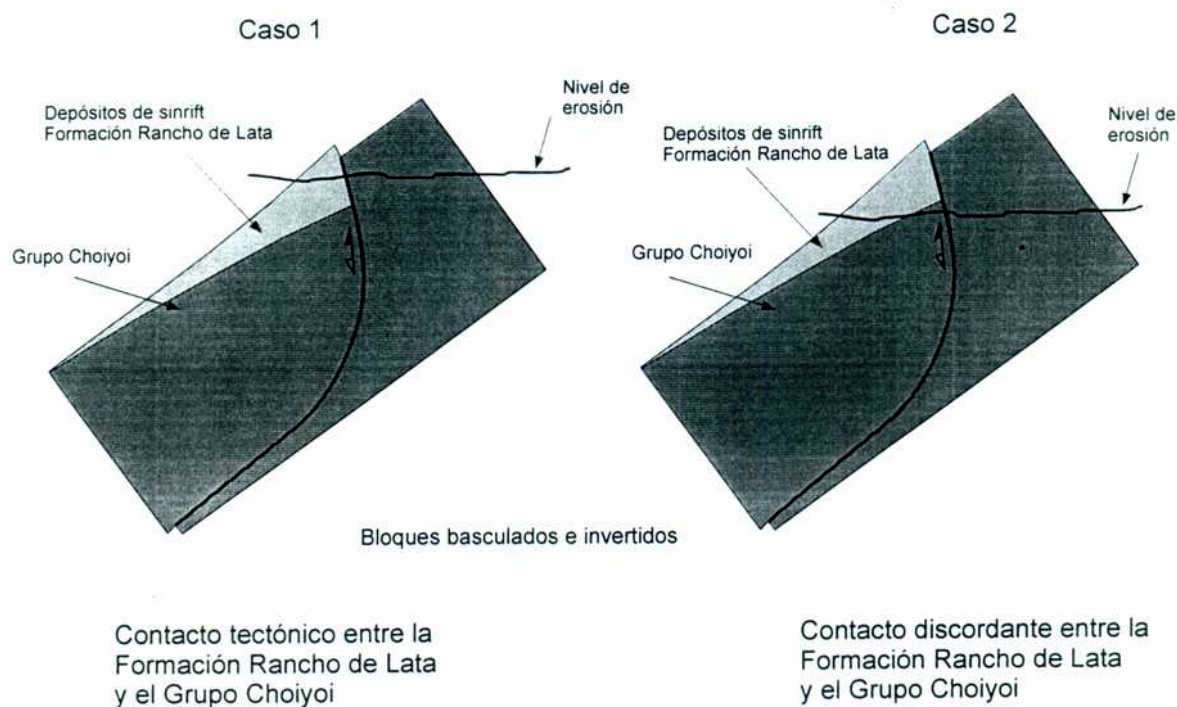


Figura 2.5: Mapa de distribución de los afloramientos de la Formación Rancho de Lata en la región de estudio (basado en Alvarez, 1996 a).

*Universidad de Buenos Aires*

Volkheimer *et al.* (1978) los incluyen dentro de la unidad que definen como Formación Los Patos en el arroyo de la laguna en la falda occidental del cordón del Espinacito. Los dividieron en dos miembros, uno inferior continental caracterizado por la alternancia de lutitas carbonosas con areniscas y conglomerados y uno superior marino constituido por un conglomerado basal seguido por una sucesión de areniscas calcáreas con intercalaciones de coquinas. Asignaron ambos miembros al Liásico. Más tarde, Alvarez *et al.* (1995) redefinen los términos inferiores de la Formación Los Patos agrupándolos bajo la denominación de Formación Rancho de Lata acotándolos al intervalo comprendido entre el Triásico medio-superior y el Liásico temprano. Al miembro superior le dan el nombre de Formación Los Patillos. Recomiendan no usar el término "Formación Los Patos" ya que el mismo había sido utilizado por Holmberg (1973) para depósitos terciarios del sur de Mendoza. Estos autores describen el perfil tipo de la Formación Rancho de Lata en el arroyo homónimo sobre la vertiente occidental del cordón del Espinacito.

Los depósitos de la Formación Rancho de Lata afloran a lo largo de la vertiente occidental de los macizos de la Ramada, el Espinacito y la Cerrada (figura 2.5). En algunos sectores descansan en discordancia angular sobre las volcániclastitas del Grupo Choiyoi y en otros lo hacen mediante contacto tectónico (lámina 1), hecho que en muchos casos depende del grado de erosión existente (figura 2.6). Son cubiertos en discordancia por depósitos finos marinos de la Formación Los Patillos. La Formación Rancho de Lata presenta grandes cambios laterales de espesores. Es así que si bien en el sector del paso del Espinacito no supera los 150 m, sobre el arroyo Rancho de Lata, unos 10 km al sur, sobrepasa los 500 m de potencia (Alvarez *et al.*, 1995; Alvarez, 1996 a). Hacia el sur sobre el río de los Patos, en la localidad del Refugio No.1, el espesor vuelve a ser de alrededor de 150 m, adquiriendo más de 350 m en la desembocadura del arroyo Calderoncito, unos 4 km al sur. En el mapa de la figura 2.7 puede verse la ubicación de los distintos depocentros de esta formación y el espesor máximo de los mismos indicando una somerización general hacia el norte. Es importante notar la asimetría de los depósitos de la Formación Rancho de Lata que se habrían formado a partir de resaltos topográficos producidos por fallas directas inclinando hacia el oeste. Este va a ser un elemento de suma importancia para el modelado de la estructura profunda de la región (véase capítulo VI).



**Figura 2.6:** Diagrama que muestra los dos modos en que aflora el contacto entre el Grupo Choiyoi y la Formación Rancho de Lata.

La figura 2.8 muestra una fotografía tomada sobre la margen sur del arroyo de las Flores y el bosquejo geológico correspondiente. Se pueden ver perfectamente la fallas directas inclinando hacia el sudoeste que generaron el espacio cuencial de la Formación Rancho de Lata y distinguir la discordancia entre estos depósitos y los de la Formación Los Patillos, que fue interpretada por Ramos *et al.* (1993) como la discordancia postrift e indica el comienzo de la etapa de subsidencia térmica en el sistema.

### Litología

Los depósitos de la Formación Rancho de Lata, en general están constituidos por conglomerados y areniscas lutíticas e intercalaciones de niveles piroclásticos formados por tobas de caída y brechas ignimbríticas. Perfiles detallados de esta formación se pueden encontrar en Alvarez (1996 a). El autor sólo ha revisado detenidamente los afloramientos de esta unidad en el sector del Refugio No.1 (véase el mapa geológico de la lámina 1).



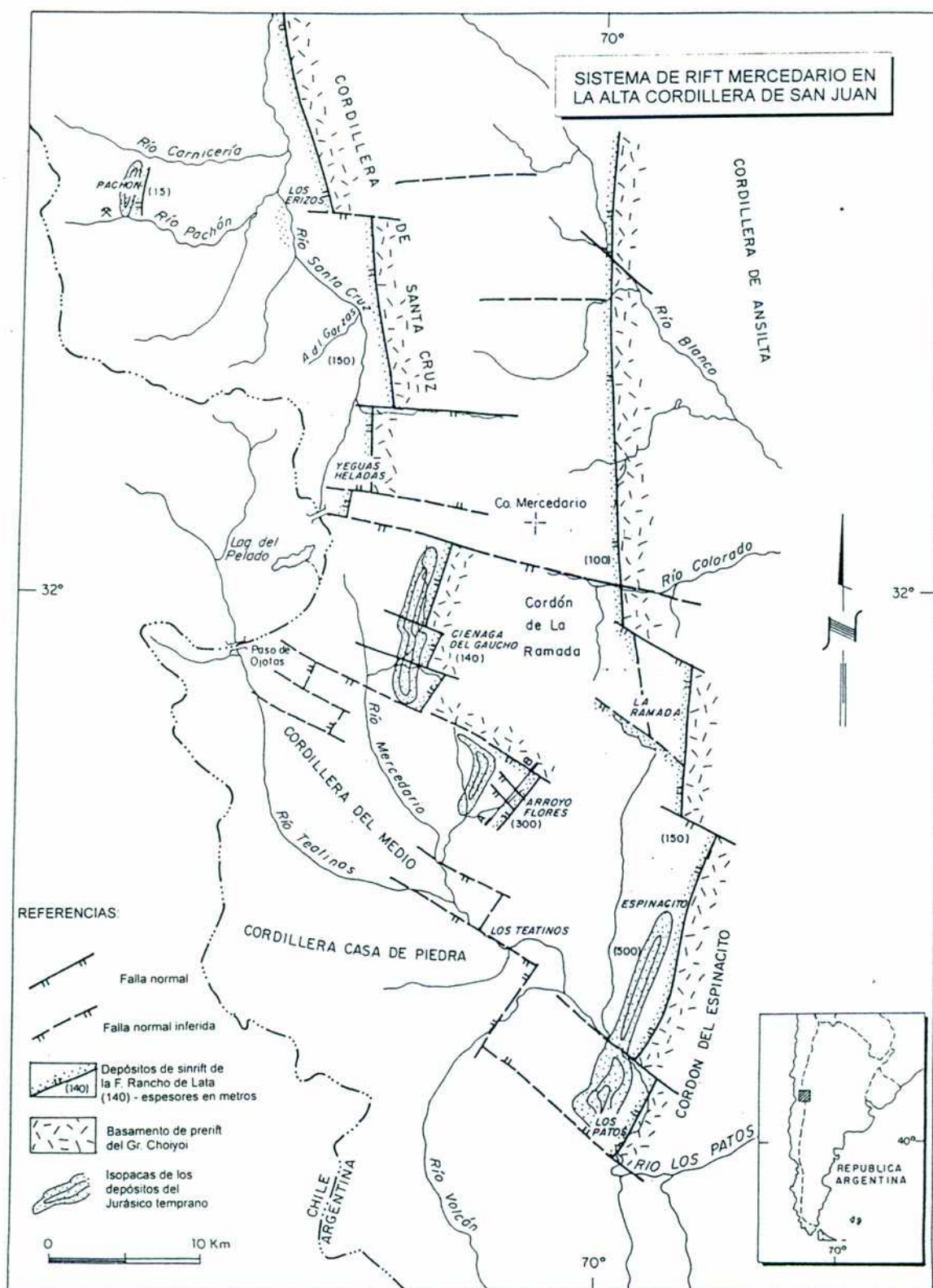
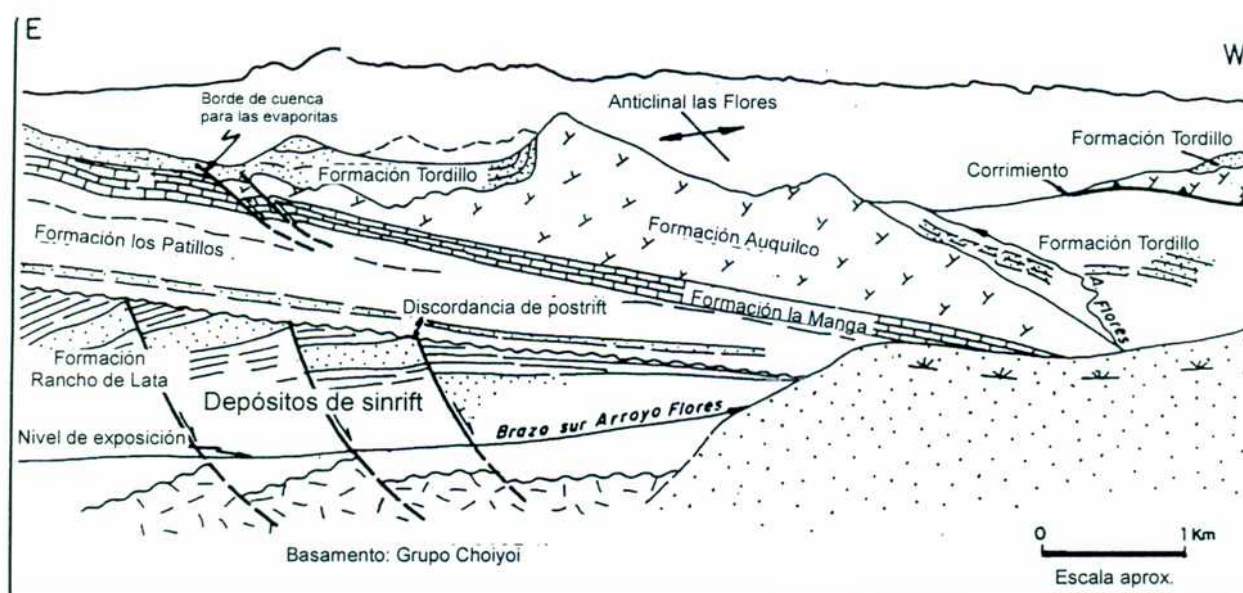


Figura 2.7: Ubicación de los depocentros de sinrift de la Formación Rancho de Lata (Ramos y Alvarez, 1996).



**Figura 2.8:** Arriba: Vista hacia la margen sur del arroyo de las Flores. Abajo: bosquejo geológico. Nótese los hemigrábenes rellenos con depósitos de sinrift de la Formación Rancho de Lata. Por encima indeformados y en discordancia los depósitos de hundimiento térmico de las Formaciones Los Patillos y La Manga. Encima, espesores anómalos de yeso de la Formación Auquilco constituyen el núcleo del anticlinal de Las Flores (basado en Ramos y Alvarez, 1996).

Allí, hacia la base presenta brechas volcánicas grises y amarillentas con abundantes clastos riolíticos con intercalaciones de bancos de areniscas y conglomerados menores a 1 m de potencia. Hacia el techo aumenta la participación clástica predominando las areniscas rojas. Se intercalan filónes basálticos de alrededor de 5 m de potencia. En el sector en que el río

de los Patos atravieza al cordón del Espinacito, una serie de diques basálticos de rumbo medio 82° inclinando 76° al sur, cortan a las volcánoclastitas del Grupo Choiyoi y a las rocas de la Formación Rancho de Lata. Estos probablemente correspondan a diques de alimentación de los filónes mencionados similares a los descritos por Alvarez *et al.* (1995). El espesor total de la Formación Rancho de Lata en este sector es de 150 metros.

#### *Edad y correlación*

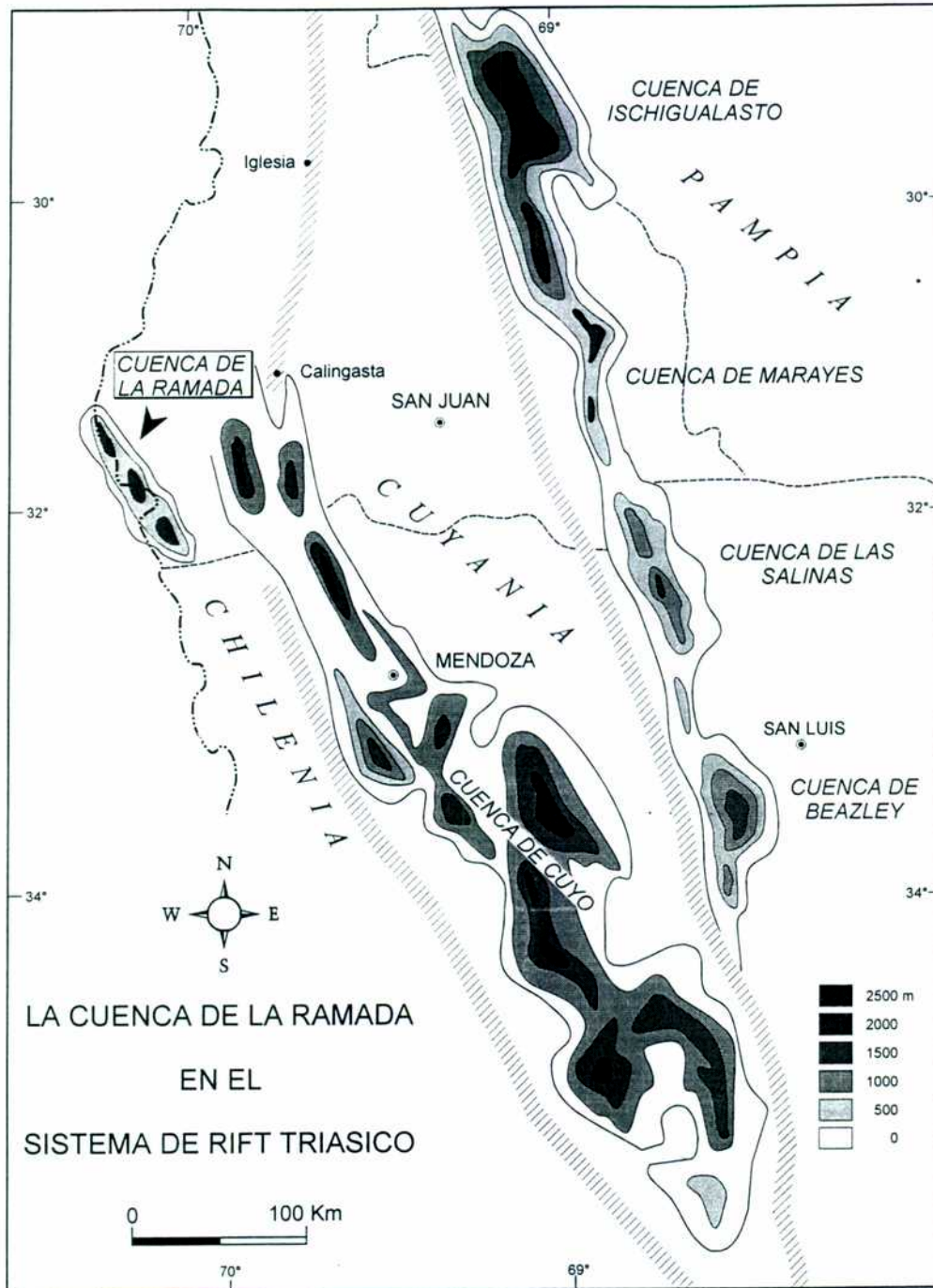
La edad de la Formación Rancho de Lata es acotada entre el Triásico medio-superior y el Jurásico inferior temprano en base a dos asociaciones de micro y megaflores (Alvarez, 1996 a). La inferior corresponde a restos de *Dicroidium* en relación con granos de polen de tipo *Alisporites* (*Falcisporites*)/ *Pteruchipollenites* y la superior a una con flora de *Otozamites* acompañada por *Classopollis*.

Si bien esta unidad no se correlaciona lateralmente a ninguna otra ya que fue depositada en una cuenca aislada, cronológicamente Álvarez (1996 a) la relaciona con las Formaciones Potrerillos, Cacheuta y río Blanco de la cuenca Cuyana y con las Formaciones Lapa, paso Flores, Remoredo y Llantenes en la cuenca Neuquina.

#### *Ambiente de sedimentación*

Completando el esquema de cuencas triásicas propuesto por Uliana y Biddle (1988), Alvarez (1996 a) incorpora la cuenca de la Ramada describiéndola como una fosa alargada de dirección norte-sur que alcanza un ancho máximo de 30 km y que está limitada por fallas (figura 2.9). La Formación Rancho de Lata se habría depositado durante el estadio inicial de apertura de esta cuenca (Alvarez, 1996 a), en el período de rift mecánico y a partir de resaltos topográficos producidos por fallas directas que inclinaban hacia el oeste. Sus depósitos corresponden a ambientes fluviales de ríos entrelazados y abanicos aluviales y a ambientes lacustres relacionados con un volcanismo ácido explosivo. Asimismo la presencia de diques y filónes capa basálticos se asocian a un volcanismo bimodal característico de las cuencas de rift (Alvarez, 1996 a).





**Figura 2.9:** Mapa de ubicación de la cuenca de la Ramada dentro del sistema de rift triásico centro-occidental de Argentina (Alvarez, 1996 a; modificado de Ramos, 1992).

### La sedimentación marina en la cuenca

#### 3. Formación Los Patillos

Sobre la Formación Rancho de Lata y en discordancia angular yacen los depósitos marinos clástico-calcareos de la Formación Los Patillos (figura 2.10). Los mismos se

*Universidad de Buenos Aires*

observaron en Ciénaga del Gaucho y sobre el valle del arroyo de las Flores donde ya habían sido mencionados por Kühn (1914) y Stipanovic (1966), en el sector del paso del Espinacito (Alvarez *et al.*, 1995), sobre el arroyo Los Patillos (Benoit, 1992; Alvarez *et al.*, 1995), en el sector del Refugio No.1 y sobre los arroyos Castillo, Don Beño, Cerradita y río de la Cerrada (figura 2.11).



**Figura 2.10:** Vista al sureste de la Formación Los Patillos en la localidad arroyo de las Flores.

### *Litología*

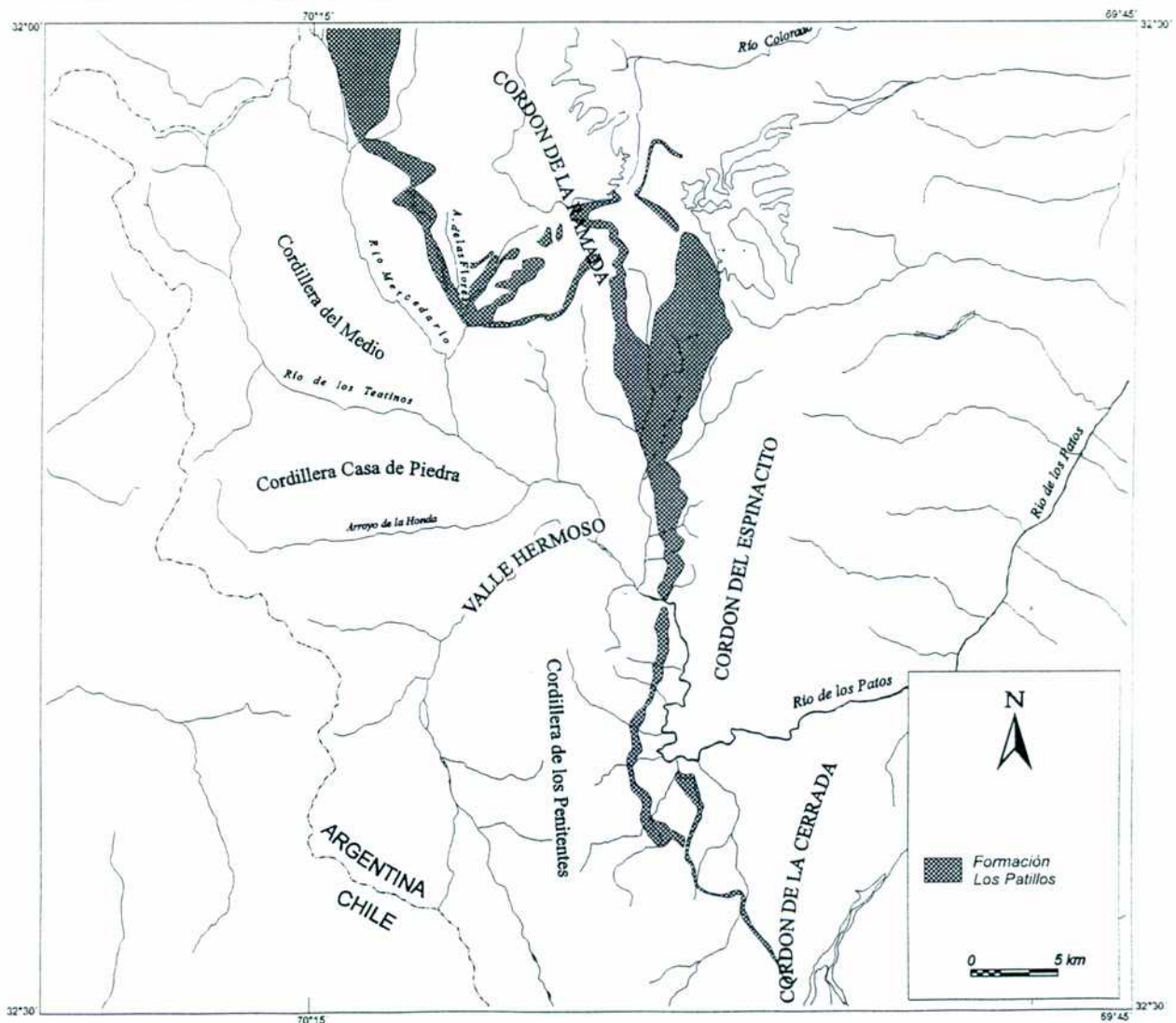
El perfil tipo de esta formación fue descrito por Alvarez *et al.* (1995) sobre el valle del arroyo de las Vegas y se caracteriza por la alternancia de calizas bioclásticas arenosas, areniscas bioclásticas y micritas limolíticas, cuyos componentes líticos principales corresponden a riolitas y tobas. Alvarez (1996 a y b) presenta perfiles detallados de estos



Cristallini (1996)

depósitos en las localidades de arroyo de la Rubia, arroyo de las Vegas, arroyo Rancho de Lata, paso del Espinacito, La Ramada y arroyo Cerradita, entre los que se puede observar poco cambio en los espesores.

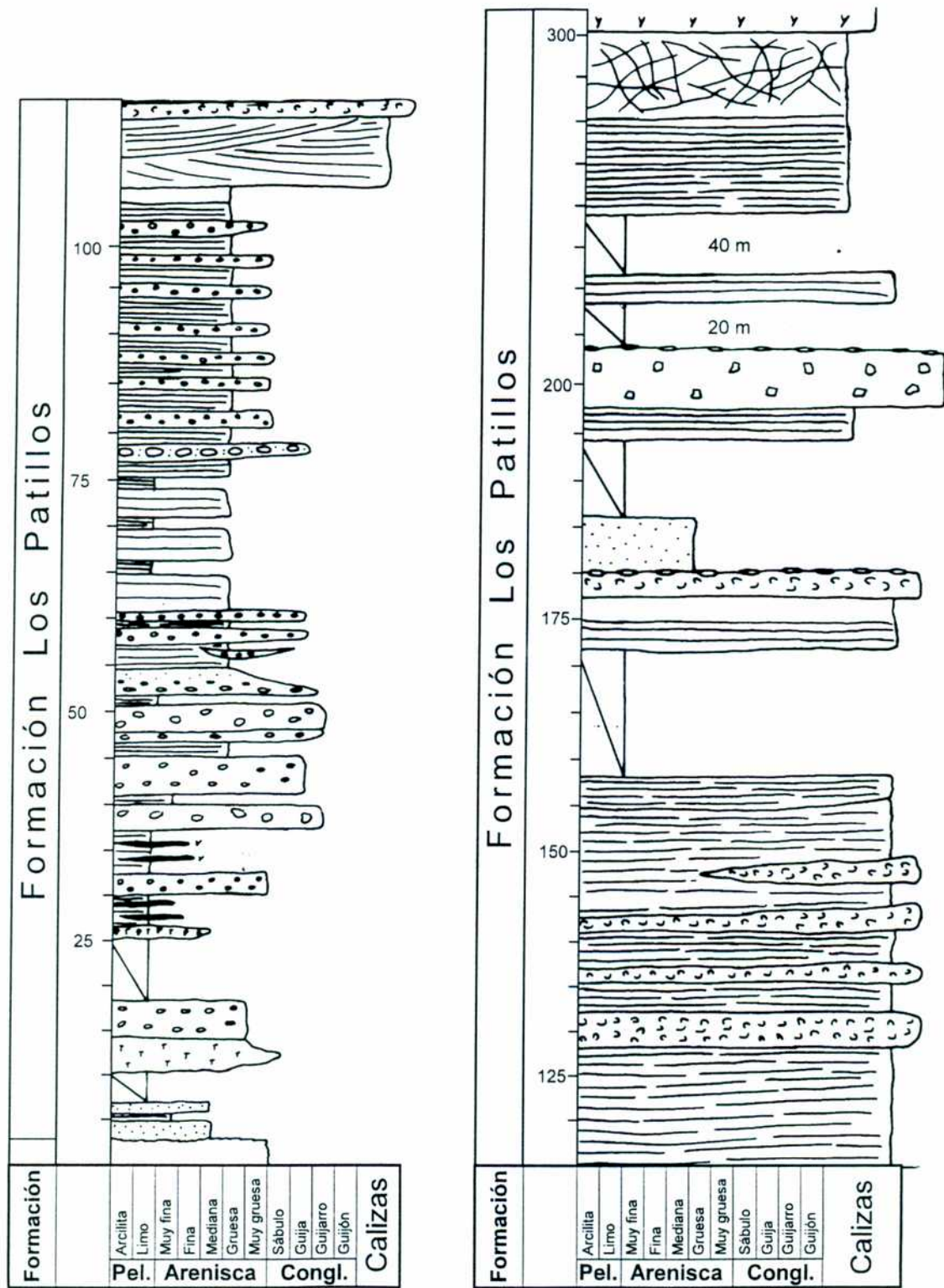
Si bien el autor ha reconocido los depósitos de la Formación Los Patillos en distintos sectores de la región sólo ha realizado observaciones detalladas en el sector del arroyo de las Flores y en el Refugio No.1 (véase figura 2.11 y lámina 1). En el primero, esta unidad se encuentra compuesta por 250 m de intercalaciones de areniscas calcáreas amarillentas y blanquecinas con lutitas verdosas en las que se ha observado una abundante fauna de amonites y de bivalvos que fue analizada por Ramos *et al.* (1993). En el sector del Refugio No.1 se ha realizado un perfil más detallado que se describe a continuación y que se representa en la figura 2.12.



**Figura 2.11:** Mapa de distribución de los afloramientos de la Formación Los Patillos en la región de estudio (Alvarez, 1996 a).

De base a techo se presenta:

- 5 m de areniscas medianas violáceas macizas con intercalaciones de areniscas finas laminadas.
- 3 m cubiertos.
- 5 m de tobas muy gruesas.
- 5 m de areniscas muy gruesas macizas.
- 8 m cubiertos.
- 2 m de tobas sabulíticas verdosas.
- 5 m de pelitas laminadas violáceas muy friables con intercalaciones de tobas verdosas muy finas en bancos de 50 cm de espesor.
- 2,5 m de sabulitas bien consolidadas con clastos angulosos de composición tobácea.
- 6 m de pelitas laminadas violáceas con intercalaciones de tobas verdosas muy finas en bancos de 30 a 70 cm de espesor.
- 3 m de conglomerados gruesos bien redondeados de composición tobácea y matriz guijarrosa.
- 1 m de areniscas muy finas laminadas y violáceas.
- 5 m de conglomerados medianos redondeados de composición tobácea y matriz sabulítica.
- 2 m de areniscas finas laminadas.
- 9 m de conglomerados amarillentos, gruesos, polimícticos y clasto sostén con clastos redondeados cuya composición es en un 50 % volcánica y en un 50 % lítica. La matriz es arenosa gruesa a sabulítica. Presenta algunas intercalaciones de areniscas finas laminadas.
- 7 m de areniscas grises y blancas gruesas con estratificación paralela, restos carbonosos e intercalaciones de paleocanales conglomerádicos.
- 20 m de intercalaciones de areniscas gruesas blanquecinas, estratificadas en bancos de 1 m de potencia y pelitas grises laminadas.
- 33 m de areniscas gris blanquecinas groseramente estratificadas y bien consolidadas, con intercalaciones sabulíticas de 1 m de potencia.
- 9 m de areniscas calcáreas amarillentas con estratificación entrecruzada y restos de conchillas en su sección inferior.
- 3 m de calizas fosilíferas lenticulares macizas, con alto porcentaje de bivalvos de alrededor de 5 cm de tamaño.
- 14 m de areniscas calcáreas amarillentas estratificadas en bancos de 20 cm y con laminación entrecruzada.
- 4 m de calizas fosilíferas lenticulares macizas, con alto porcentaje de bivalvos.
- 4 m de areniscas calcáreas amarillentas estratificadas en bancos de 15 cm y con laminación entrecruzada.
- 2,5 m de calizas fosilíferas lenticulares macizas, con alto porcentaje de bivalvos.
- 3 de areniscas calcáreas amarillentas con estratificación plana.
- 2 de calizas fosilíferas lenticulares macizas, con alto porcentaje de bivalvos.
- 4 de areniscas calcáreas amarillentas estratificadas con laminación entrecruzada.
- 10 de calizas fosilíferas lenticulares macizas, con alto porcentaje de bivalvos.
- 17 m cubiertos.



**Figura 2.12:** Perfil de la Formación Los Patillos levantado en la localidad Refugio No. 1. Véase lámina 1 para su ubicación.

- 3,5 m de areniscas calcáreas grises con estratificación entrecruzada.
- 3 m de areniscas calcáreas grises macizas.

- 3,5 m de coquinas con bivalvos de 5 cm de diámetro.
- 6,5 m de areniscas medianas macizas con cemento calcáreo.
- 60 m cubiertos.
- 3,5 m de mudstones negros laminados y fétidos.
- 7 m de brechas calcáreas negras con clastos calcáreos angulosos de hasta 10 cm de diámetro prevaleciendo los de 3 cm.
- 20 m cubiertos.
- 8 m de areniscas calcáreas amarillentas laminadas.
- 40 m cubiertos.
- 20 m de calizas laminadas amarillentas que pasan a negras hacia el centro y se aclaran hacia el techo, donde se presentan intensamente diaclasadas. Si bien no se hallaron fósiles, este banco correspondería a las calizas de la Formación La Manga.

Techo: cubren la secuencia 100 m de yeso de la Formación Auquilco.

#### *Edad y correlación*

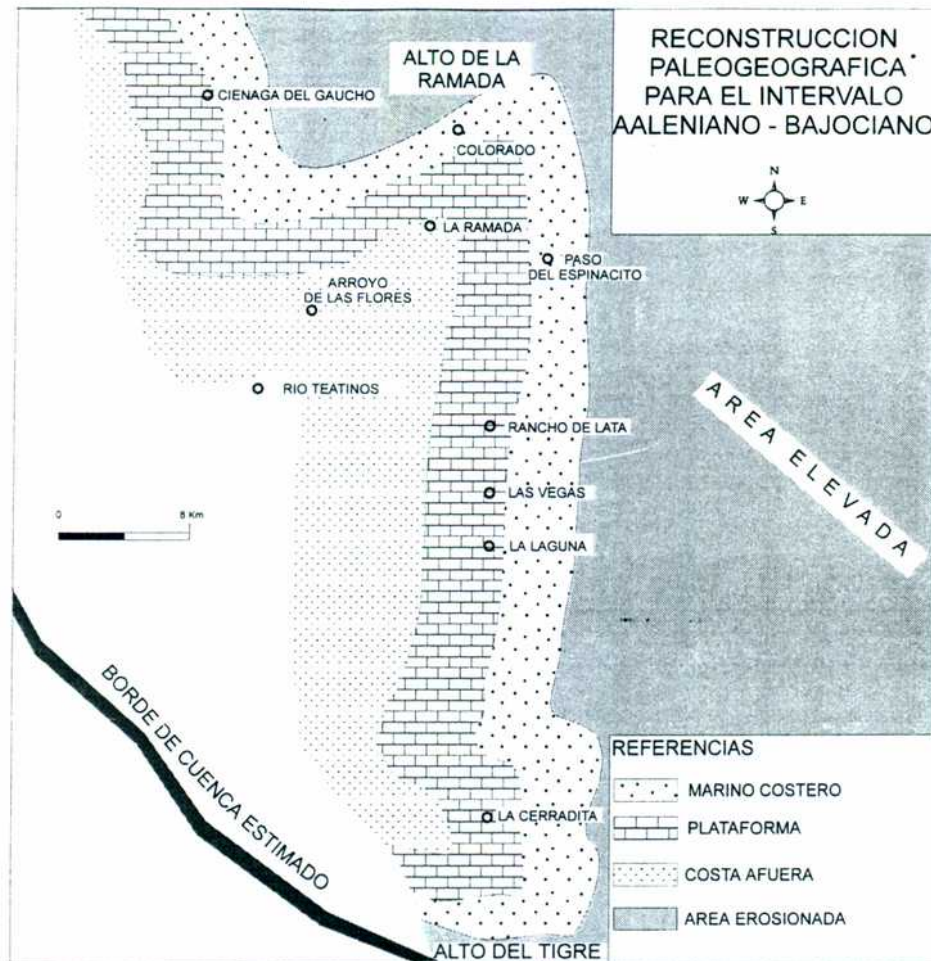
Estos depósitos yacen en discordancia sobre los de la Formación Rancho de Lata y están cubiertos por los calcáreos compactos de la Formación La Manga. En base al estudio bioestratigráfico realizado en Alvarez (1991, 1996 a) y Alvarez *et al.* (1995), estos autores proponen que la edad de la Formación Los Patillos abarca desde el Pliensbachiano superior hasta el Caloviano medio. El registro más antiguo de la base de la formación corresponde al límite Pliensbachiano-Toarciario en base al hallazgo de *Rhynchonelloidea cuyana* Manceñido, *Lobothyris subpunctata* (Davison) y *Peristerothyris columbiniformis*. El Toarciario, Aaleniano, Bajociario y Bathoniano, se encuentran muy bien representados por el contenido fosilífero en los perfiles levantados por Alvarez *et al.* (1995). El techo de esta formación corresponde al Caloviano inferior alto caracterizado por la presencia de *Rehmannia paucicostata* (Tornquist) y *Perisphinctes* sp y está cubierto por un nivel de brechas calcáreas que marcan el inicio de la Formación La Manga.

En el ámbito de la cuenca Neuquina, Alvarez (1996 a) correlaciona a la Formación Los Patillos con la Formación El Cholo (Stipanovic y Bonetti, 1970) de edad sinemuriana-pliensbachiana-toarciaria y con la Formación Los Molles (Weaver 1931, Volkheimer 1973) de edad toarciaria-caloviana inferior. La parte superior de la Formación Los Patillos se correspondería con la Formación Las Lajas (Weaver, 1931) de edad bathoniana-caloviana media y su parte basal con la Formación Piedra Pintada (Stipanovic y Bonetti, 1970) de



Cristallini (1996)

edad sinemuriana superior-pliensebachiana inferior. En la zona sur de la cuenca Nuequina correspondería a la Formación sierra Chacai Có (Volkheimer, 1973) de edad pliensebachiana.



**Figura 2.13:** Reconstrucción paleogeográfica para el intervalo Aaleniano-Bajociano inferior de la cuenca de la Ramada con correlación palinspástica basada en Cristallini (1996 a) (tomado de Alvarez, 1996 a).

#### *Ambiente de sedimentación*

Una vez finalizado el episodio volcánico que dió origen a los depósitos del Grupo Choiyoi, se comienzan a registrar fenómenos extensivos que producen la apertura de la cuenca en la que van a depositarse los sedimentos mesozoicos. Esta apertura se ve registrada en las facies volcanoclásticas de la Formación Rancho de Lata (Alvarez *et al.*

1995). La cuenca de sedimentación de esta unidad se corresponde con el importante periodo de rifting que afectó a la región durante el Triásico superior (Ramos y Kay, 1991). Para el Triásico alto-Jurásico bajo comienzan las primeras evidencias del desarrollo de un arco magmático y de subducción en el margen pacífico. La parte superior de la Formación Rancho de Lata podría representar este periodo. Como consecuencia del fenómeno de subsidencia térmica de postrift el mar invade rápidamente todo el ámbito de la cuenca de la Ramada y bajo estas circunstancias se dan los depósitos marinos de plataforma de la Formación Los Patillos. Ramos (1985 b) se refiere a esta cuenca como de intraarco o de retroarco dada la abundante participación de fenómenos volcánicos en este periodo, en especial en la Alta cordillera de Mendoza.

Las características litológicas, sedimentológicas y fosilíferas de la Formación Los Patillos sugieren que la depositación tuvo lugar en un ambiente netamente marino (Alvarez *et al.*, 1995) con condiciones favorables para el desarrollo de la vida, en sectores con buena circulación de agua y característicos de una plataforma abierta. En el mapa de la figura 2.13 se ve la configuración de la cuenca de la Ramada para la Formación Los Patillos durante el Aaleniano-Bajociano inferior (Alvarez, 1996 a).

#### **4. Formación La Manga**

Sobre los depósitos de la Formación Los Patillos (figura 2.14) se apoyan, a veces en discordancia y otras en paraconcordancia, las calizas de la Formación La Manga, las que son cubiertas por las evaporitas de la Formación Auquilco (figura 2.1).

Diversos investigadores como Burckhardt (1900), Gerth (1925) y Groeber (1946) estudiaron los depósitos manguenses en la zona mendocina. Sin embargo, fue Stipanivic (1966) el primero en agrupar bajo el nombre de Formación La Manga a estos depósitos, correlacionando los diferentes afloramientos y realizando breves descripciones en cada lugar basadas en trabajos previos y en observaciones propias. Posteriormente, Dellapé *et al.* (1979) y Legarreta y Gulisano (1989) incluyen en el ciclo Loteniano a la Formación La Manga.

En la comarca en estudio, los depósitos de la Formación La Manga se ubican al este del río Mercedario, entre las localidades de Ciénaga del Gaucho (Ragona, 1993; Blengino, 1994) y arroyo de las Flores (Kühn, 1914; Stipanivic, 1966; Ramos *et al.*, 1993, Cristallini



*Cristallini (1996)*  
*et al.*, 1995), sobre el faldeo occidental del cordón del Espinacito (Benoit, 1992; Alvarez *et al.*, 1995) y en una faja continua norte-sur entre el Valle Hermoso y el sector de la Cerrada (figura 2.15).



**Figura 2.14:** Vista suroeste de la Formación La Manga en la localidad arroyo de las Flores.

#### *Litología*

En el sector de Ciénaga del Gaucho no supera los 30 m de potencia y está compuesta por calizas estromatolíticas seguidas de brechas calcáreas (Ragona, 1993). En la localidad de arroyo de las Flores, la Formación La Manga se encuentra formada por 20 m de calizas compactas gris azuladas y gris verdosas alternando con lutitas y margas (Stipanovic, 1966) y al igual que en Ciénaga del Gaucho, se apoyan en paraconcordancia sobre los depósitos de la Formación Los Patillos (figura 2.8). En la vertiente occidental del



cordón del Espinacito la Formación La Manga yace en discordancia sobre la Formación Los Patillos y se caracteriza por la presencia de una brecha calcárea, clastosostén, de color castaño amarillenta (Alvarez, 1994). Se observa un adelgazamiento de esta unidad hacia el sur. Mientras en el arroyo Rancho de Lata tiene alrededor de 40 m de espesor, en el arroyo las Vegas tiene menos de 20 y prácticamente desaparece hacia el río de los Patos. Al sur del mismo continúa como una lámina calcárea delgada hasta el arroyo Potrerillos desde donde se comienzan acuñar para prácticamente desaparecer al sur del río de la Cerrada.

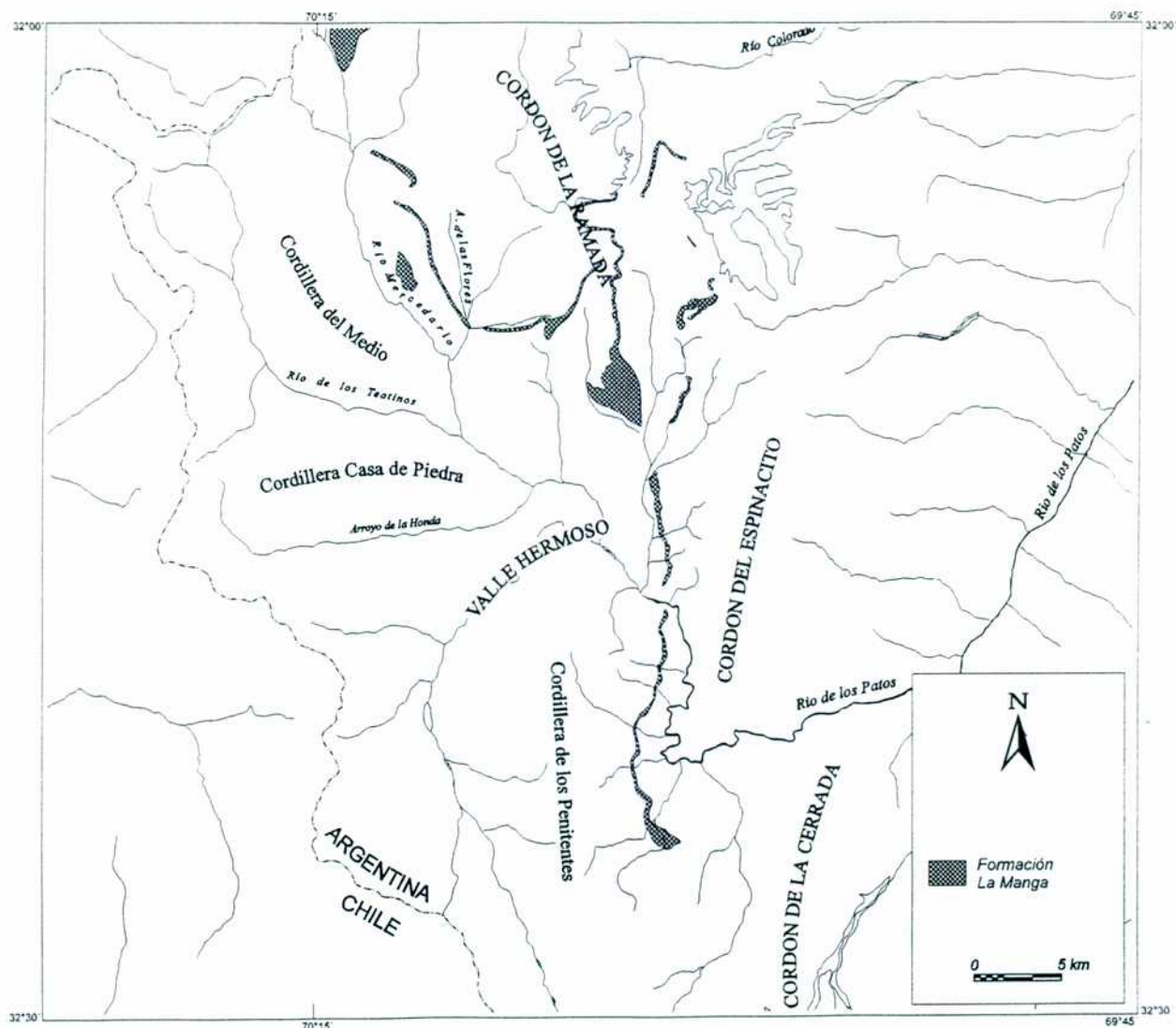


Figura 2.15: Mapa de distribución de los afloramientos de la Formación La Manga en la región de estudio (Alvarez, 1996 a).



*Cristallini (1996)*

El perfil más completo de esta unidad se presenta en la ladera oeste del cordón del Espinacito, donde Alvarez (1996 a) la separa en tres litofacies:

- Litofacies de brechas calcáreas: corresponde a brechas calcáreas caracterizadas por calizas micríticas con laminación fina, brechadas, fracturadas y con importante deformación sinsedimentaria.
- Litofacies de debritas calcáreas: caracterizada por brechas calcáreas monocomposicional de color castaño amarillento. Los clastos son de calizas micríticas de aproximadamente 10 cm y en general de forma tabular.
- Litofacies de conglomerados polimícticos: corresponde a conglomerados gruesos polimícticos matriz sostén de color castaño amarillento. La fracción clástica esta formada por fragmentos angulosos de *mudstones* finamente laminados, rocas volcánicas y areniscas calcáreas.

#### *Edad y correlación*

La Formación La Manga se apoya sobre las areniscas calcáreas de la Formación Los Patillos que poseen fósiles característicos del Caloviano inferior alto en su porción cuspidal. El contacto entre ambas es paraconcordante hacia el norte, en Ciénaga del Gaucho (Ragona, 1993) y arroyo de las Flores (Cristallini *et al.*, 1995) y discordante hacia el sur, sobre la vertiente occidental del cordón del Espinacito (Alvarez *et al.*, 1995). La Formación La Manga se encuentra cubierta por las evaporitas de la Formación Auquilco, de probable edad oxfordiana media a kimmeridgiana (González, 1963; Riccardi y Gulisano, 1992), el contacto entre ambas es transicional hacia el sector de Ciénaga del Gaucho (Blengino, 1994) y neto desde el arroyo de las Flores hacia el sur. De esta manera se puede acotar la edad de los depósitos manguenses en la región entre el Caloviano inferior y el Oxfordiano medio-superior. En otros lugares de la cuenca, la Formación La Manga presenta fósiles del Oxfordiano medio e incluso del Oxfordiano superior bajo (Riccardi y Gulisano, 1992).

En la zona del arroyo de las Flores, puede verse el pasaje lateral entre las evaporitas de la Formación Auquilco y calizas asignadas a la Formación La Manga (Cristallini *et al.*, 1995). Hacia el este, la Formación Tordillo se apoya directamente sobre la Formación La Manga, mientras que hacia el oeste lo hace sobre el yeso de la Formación Auquilco. Esto

*Universidad de Buenos Aires*

ya había sido notado por Stipanovic (1966) y por Ramos *et al.* (1993) y concuerda con los estudios de Legarreta y Gulisano (1989) que interpretan a las Formaciones La Manga y Auquilco como pertenecientes a la misma mesosecuencia deposicional.

#### *Ambiente sedimentario*

La presencia de brechas calcáreas y la deformación sinsedimentaria que presenta esta unidad, indican que la sedimentación tuvo lugar durante un estadio de nivel del mar bajo que expuso, al menos en parte, a la plataforma calcárea a una fuerte erosión (Alvarez *et al.*, 1995). Es así que las facies de brechas calcáreas son interpretadas como depósitos de deslizamientos en un ambiente de talud proximal con muy corta distancia de transporte (Alvarez, 1996 a). Lateralmente estas facies se interdigitan con los conglomerados polimícticos que son interpretados por Alvarez (1996 a) como flujos de detritos con aporte de material extracuenal.

Al igual que la Formación Los Patillos, estos depósitos corresponden a las facies de subsidencia térmica de post rift y posiblemente la somerización de la plataforma esté más vinculada a cambios eustáticos globales que a la tectónica local.

### **5. Formación Auquilco**

Si bien Stelzner en 1873 había mencionado la presencia de cerros blancos de yeso al oeste del paso del Espinacito, fue Schiller (1912) quien describió esta unidad por primera vez en 1912 en la localidad de Puente del Inca. La denominó "yeso principal" y la ubicó en el intervalo oxfordiano-kimmeridgiano.

Posteriormente, Weaver (1931) la llamó Formación Auquilco y Groeber (1946) la reconoció como Auquilcoense, estudiándola en las cercanías de la localidad de Chos Malal en Neuquén.

En general, está caracterizada por depósitos evaporíticos bastante potentes compuestos en su mayor parte por yeso y anhidrita que se apoyan sobre los depósitos calcáreos de la Formación La Manga (figura 2.16). Estos afloramientos suelen ser del tipo diapíricos y presentan fuertes variaciones de espesor. Constituyen los núcleos de anticlinales y frentes de corrimientos. Se los puede observar en ambos márgenes del río Mercedario, en la cordillera Casa de Piedra, en la cordillera de los Penitentes, en el sector

*Cristallini (1996)*

de la Cerrada, sobre el arroyo Túnel, al oeste del cordón del Espinacito y sobre la margen occidental del río Volcán (figura 2.17).

### *Litología*

Si bien en esta región la Formación Auquilco está constituida casi totalmente por depósitos evaporíticos de yeso y anhidrita, en algunos sectores presenta sales como halita e intercalaciones de rocas carbonáticas y en menor proporción de sedimentitas clásticas.

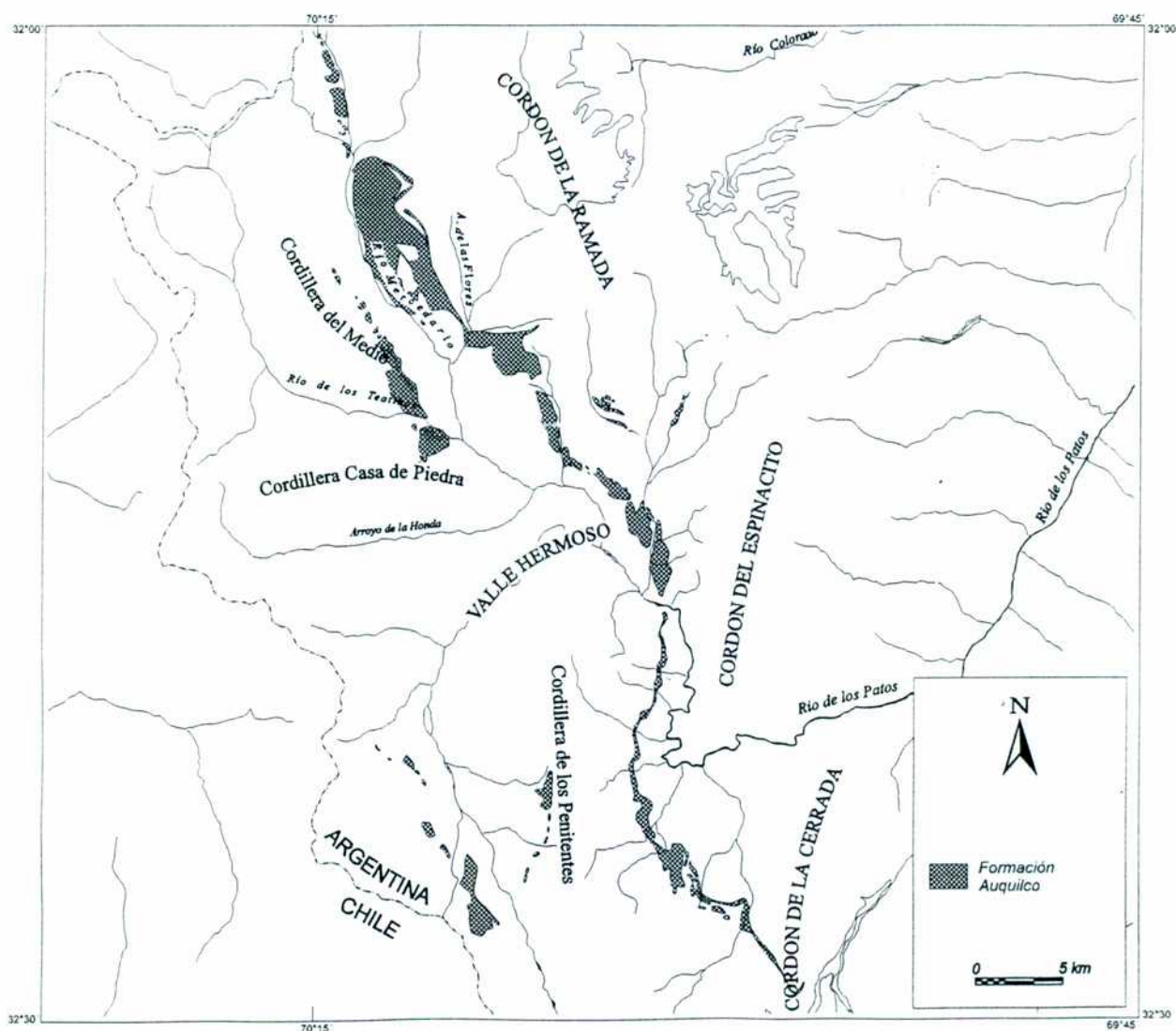


**Figura 2.16:** Vista de la Formación Auquilco sobre la margen oriental del río Mercedario.

En la margen izquierda del río de los Teatinos se identificó un nivel carbonático de 80 m de potencia (véase lámina 1) intercalado en la secuencia yesífera (Mosquera, 1990) en el que se diferencian tres facies caracterizadas por:



- Facies A:* Alternancia de fangolitas calcáreas negras, fétidas y laminadas con fangolitas calcáreas masivas, en las que se halló un fragmento de amonite indeterminable.
- Facies B:* Niveles de brechas calcáreas con clastos de fangolitas calcáreas de la facies A; suprayace a la misma y el contacto basal es erosivo.
- Facies C:* Niveles de calcarenitas y sabulitas calcáreas con escasas intercalaciones de *wackestones* negros y fétidos.



**Figura 2.17:** Mapa de distribución de los afloramientos de la Formación Auquilco en la región de estudio (basado Cristallini et al., 1995 y en Alvarez, 1996 a).



*Cristallini (1996)*

La facies A es la más desarrollada y abarca más del 50% de este nivel carbonático ubicándose tanto en el techo como en la base dando lugar a una secuencia cíclica, en cuya sección intermedia se desarrollan las facies B y C.

Legarreta y Gulisano (1989) también han reconocido en el ámbito de cuenca Neuquina una secuencia intermedia carbonática dentro de las evaporitas de la Formación Auquilco. La misma sería equivalente a la secuencia carbonática descrita en el río de los Teatinos por Mosquera (1990). Sin embargo esta última es más potente, lo que podría atribuirse a condiciones locales de depositación.

En el sector del arroyo Cerradita también se pudo distinguir una secuencia carbonática dentro de la Formación Auquilco, la misma es delgada y no supera los 10 m de potencia.

En cuanto a la participación clástica, Zapata (1990) observa en el perfil realizado en la confluencia entre los ríos Teatinos y Mercedario, intercalaciones delgadas de pelitas fétidas de color negro con areniscas rojas y verdes y una brecha carbonática con intercalaciones pelíticas hacia la base de la secuencia.

En la zona del arroyo de las Flores, puede verse el pasaje lateral entre las evaporitas de la Formación Auquilco y calizas asignadas a la Formación La Manga.

El espesor de la Formación Auquilco en la región estudiada es difícil de determinar, ya que en general estas evaporitas se presentan muy deformadas y diapirizadas. Hacia el sur del Valle Hermoso, es donde menos deformado se presenta y su espesor ronda los 100 metros.

Alvarez (1996 a) correlaciona algunos perfiles de la región determinando la geometría aproximada de la cuenca en que se depositaron las evaporitas de la Formación Auquilco (figura 2.18).

### *Edad y correlación*

La Formación Auquilco no presenta fósiles diagnósticos en el área de estudio, por lo que su edad debe ser acotada estratigráficamente y trasladada desde el ámbito de cuenca Neuquina. Allí, el límite inferior de la Formación Auquilco fue asignado por Riccardi y Gulisano (1992) al Oxfordiano superior por yacer sobre niveles fosilíferos del

Oxfordiano superior bajo de la Formación La Manga. Esta asignación se apoya también en el hallazgo de *Perisphinctes andinus* (González, 1963) en secuencias equivalentes a la Formación Auquilco en río Colina, Chile. Legarreta *et al.* (1993) ubican la base de esta unidad en 146,5 Ma. El límite superior está dado por la discordancia intramálmica (Stipanovic y Rodrigo, 1970) que la separa de la Formación Tordillo y que podría haberse producido entre el Oxfordiano tardío y el Kimmeridgiano medio (Riccardi y Gulisano, 1992; Legarreta *et al.*, 1993).

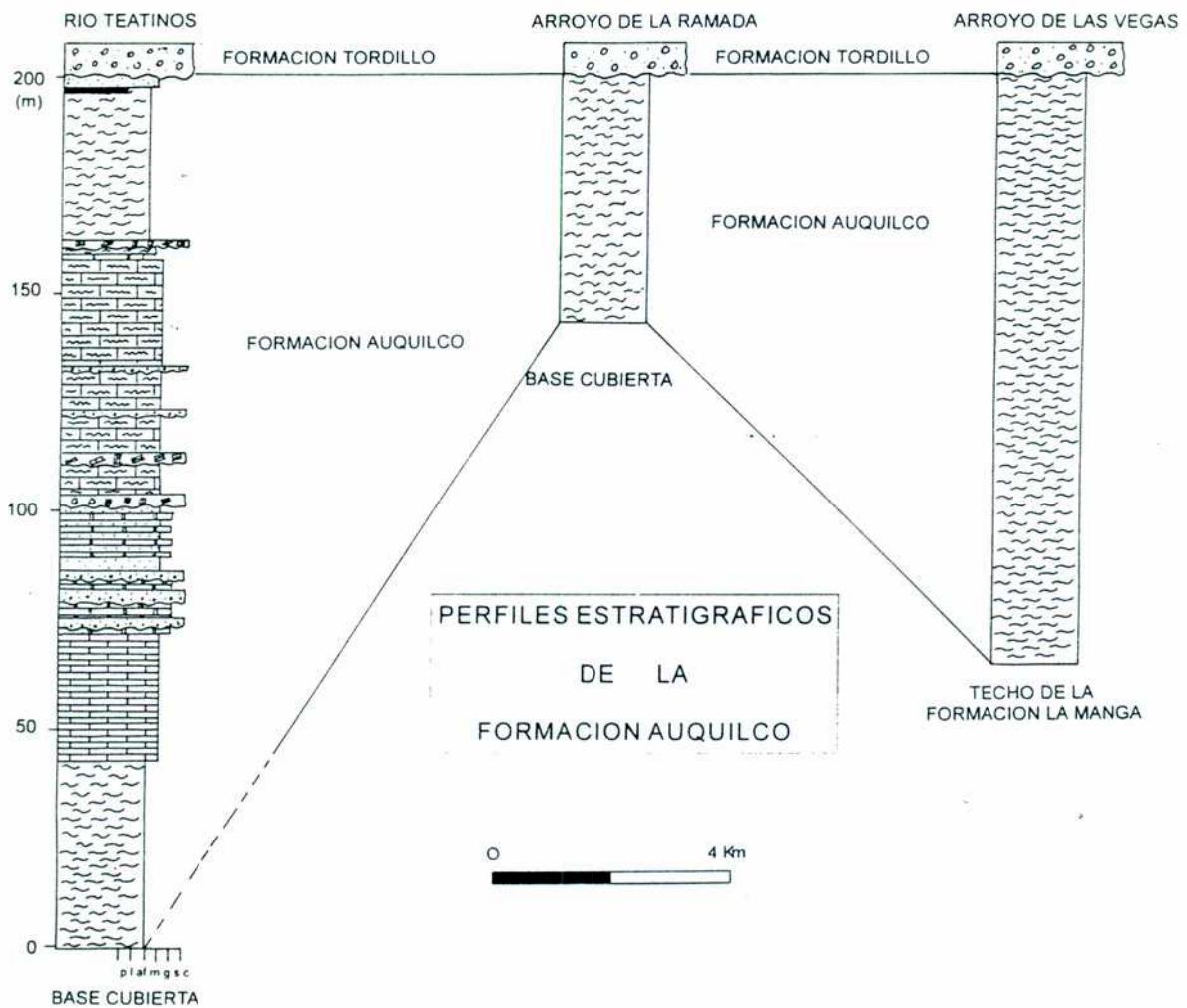


Figura 2.18: Correlación de perfiles de la Formación Auquilco (Alvarez, 1996 a).

En la localidad de Fortín Primero de Mayo, Gulisano *et al.* (1984 b), se refirieron a las sedimentitas fluviales de la formación homónima, que serían contemporáneas a las

*Cristallini (1996)*

evaporitas de la Formación Auquilco, que en el sector chileno aledaño se correlacionan con la Formación río Colina constituida por calizas y depósitos clásticos medianos a finos con intercalaciones andesíticas y muchos lentes de yeso (González 1963).

#### *Ambiente de sedimentación*

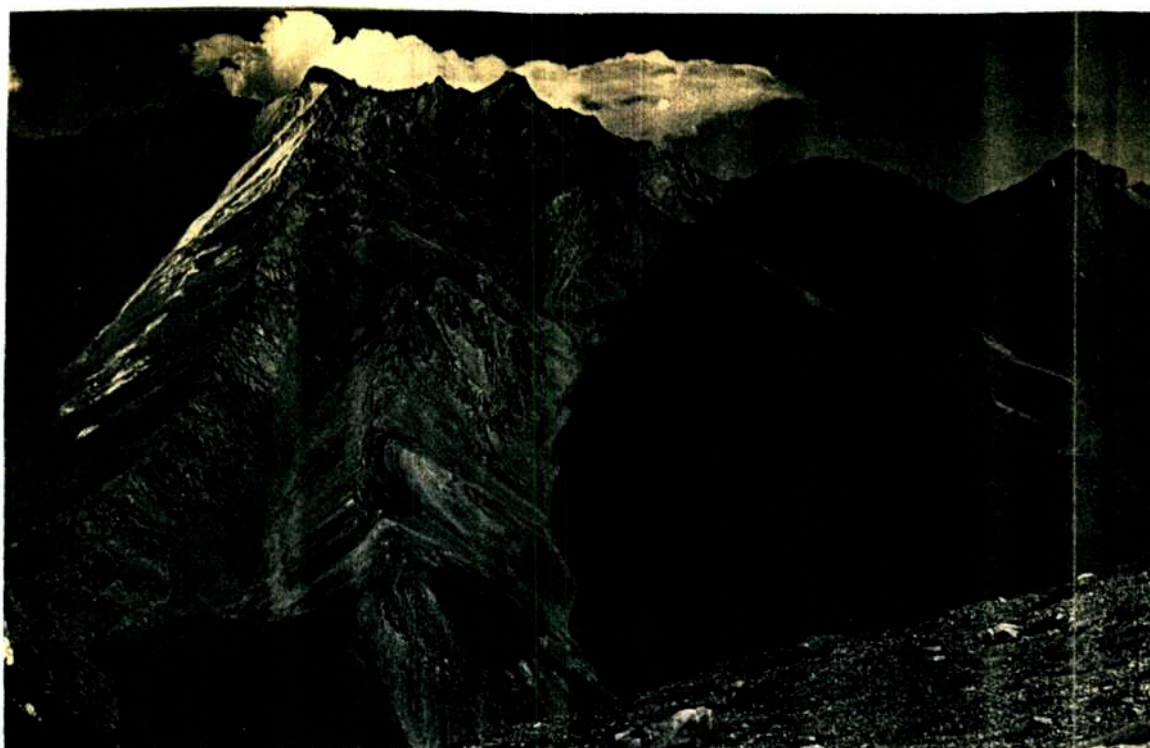
Las evaporitas de la Formación Auquilco se interpretan como depósitos marinos hipersalinos, supramareales, correspondientes a un ciclo marino regresivo que termina con la continentalización del sistema representado por los depósitos de la Formación Tordillo. Para Gulisano *et al.* (1984 a) la cuenca de la Formación Auquilco nunca perdió comunicación con el mar abierto y el suministro clástico fue prácticamente nulo. Las facies mixtas de pelitas y yeso que se reconocen en posiciones de borde de cuenca parecen asociarse a depósitos de tipo barreales o sabkhas interpuestos entre una planicie aluvial marginal y al ámbito marino de sedimentación (Mombrú, *et al.* 1976).

En la región de estudio la cuenca sería angosta y de rumbo nor-noroeste. Hacia el sector de laguna del Pelado se adelgazaría casi hasta desaparecer. Las litofacies de anhidrita se habrían originado en un medio hipersalino somero. Las facies carbonáticas presentes en el río de los Teatinos y en el sector del arroyo Cerradita corresponden a un ambiente marino marginal, siendo las litofacies clástico calcáreas representantes de eventos de somerización de la cuenca (Alvarez, 1996 a).

## **6. Formación Tordillo**

Burckhardt (1900), Schiller (1912) y Gerth (1913) fueron los primeros en describir estos depósitos. Pero fue Groeber (1946) quien designó por primera vez con el nombre Tordillense a una secuencia espesa de conglomerados y areniscas de color rojo y de edad málmica (figura 2.19).

Las sedimentitas de la Formación Tordillo se encuentran ampliamente distribuidas en la región de estudio (figura 2.20). Se ubican a lo largo de todo el río Mercedario hasta llegar a sus nacientes en el arroyo del Cencerro y pasando a Chile en el sector de laguna del Pelado y arroyo de las Ojotas; en el sector sur del macizo de la Ramada y oeste del cordón del Espinacito; en la cordillera de los Penitentes y en el sector de la Cerrada.



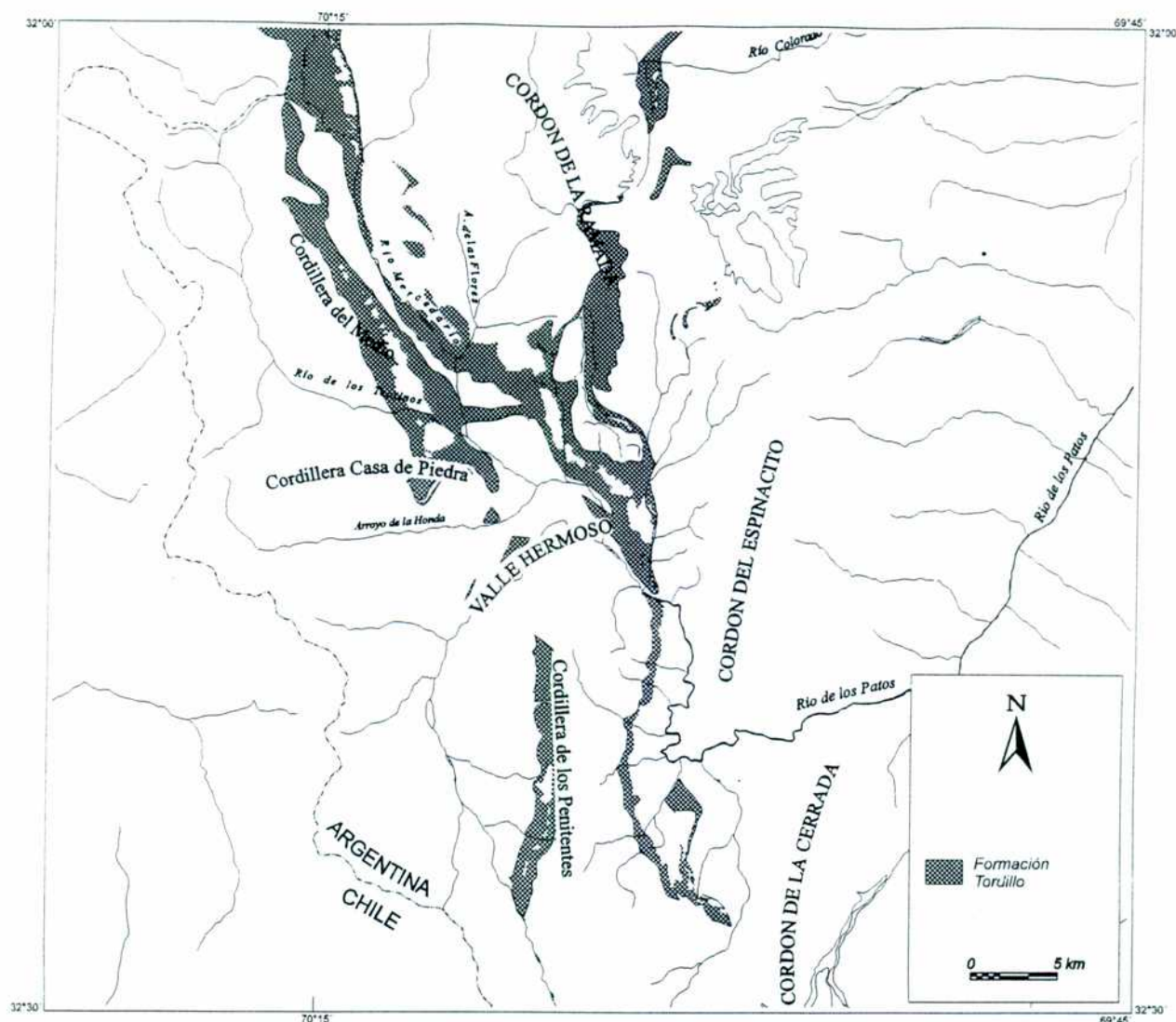
**Figura 2.19:** Vista de la Formación Tordillo sobre la margen norte del arroyo Don Beño.

En los sectores de centro de cuenca, esta unidad suprayace a los niveles evaporíticos de la Formación Auquilco, de los que la separa la conocida discordancia intramálmica (Stipanovic y Rodrigo, 1970) y se encuentran cubiertos en contacto neto por las sedimentitas del Grupo Mendoza. Hacia los sectores de borde de cuenca, como por ejemplo al oeste del arroyo de las Flores, la Formación Tordillo traslapa sobre la Formación La Manga, e incluso en algunas localidades, como en las nacientes del arroyo de la Ramada Norte, lo hace directamente sobre los depósitos de la Formación Rancho de Lata (Alvarez y Pérez, 1993).

### *Litología*

La localidad tipo de esta formación se encuentra en el sur de Mendoza a orillas del río Tordillo, donde está compuesta por conglomerados y areniscas rojas con intercalaciones de bancos lutíticos y margosos. En algunos sectores de la cuenca los términos superiores están constituidos por areniscas y arcillas de color verde, margas y lutitas bituminosas y algunas intercalaciones de yeso sacaroide.





**Figura 2.20:** Mapa de distribución de los afloramientos de la Formación Tordillo en la región de estudio (basado en Cristallini et al., 1995 y en Alvarez, 1996 a).

En la comarca de estudio, los depósitos terrígenos de la Formación Tordillo están representados por conglomerados y areniscas rojas. Su espesor es variable oscilando entre los 300 y 800 metros. Stipanovic (1966) indica que hacia la base del perfil realizado en el arroyo de las Flores, aumenta el material fino predominando las areniscas y lutitas rojas con finas intercalaciones de yeso, en forma de banquitos y lentes, siendo frecuentes las espigas de *Cidaris* (Caloviano-Oxfordiano). Hacia el sur de la comarca en la región del río Volcán, Cristallini y Cangini (1993) observan que en los términos superiores de la Formación Tordillo abundan las areniscas finas y lutitas de color verdoso y en ese sector esta unidad se

*Universidad de Buenos Aires*

pudo dividir, al igual que en su localidad tipo, en un Tordillo rojo inferior y uno verde superior. En el sector de los ríos de los Teatinos y Mercedario, el pasaje entre la Formación Tordillo y el Grupo Mendoza está representado por material clástico muy fino o por niveles de yeso.

En algunos sectores como en el sector norte de la cordillera del Medio, esta formación tiene abundantes niveles volcánicos y volcanoclásticos, representados por coladas basálticas de aproximadamente 10 m de potencia con amígdulas de calcita que se intercalan con bancos de areniscas rojizas de un metro de potencia (figura 2.21). También aparecen algunas intercalaciones tobáceas.



**Figura 2.21:** Coladas basálticas amigdaloides de la Formación Tordillo al norte de la cordillera del Medio.



Perfiles detallados de esta unidad fueron levantados por Mosquera (1990) y pueden encontrarse transcritos en Alvarez (1996 a). Los mismos fueron realizados sobre los ríos Teatinos y Mercedario cerca de la conjunción de ambos cursos de agua y se caracterizan por una alternancia de areniscas y conglomerados gruesos y finos (figura 2.22).

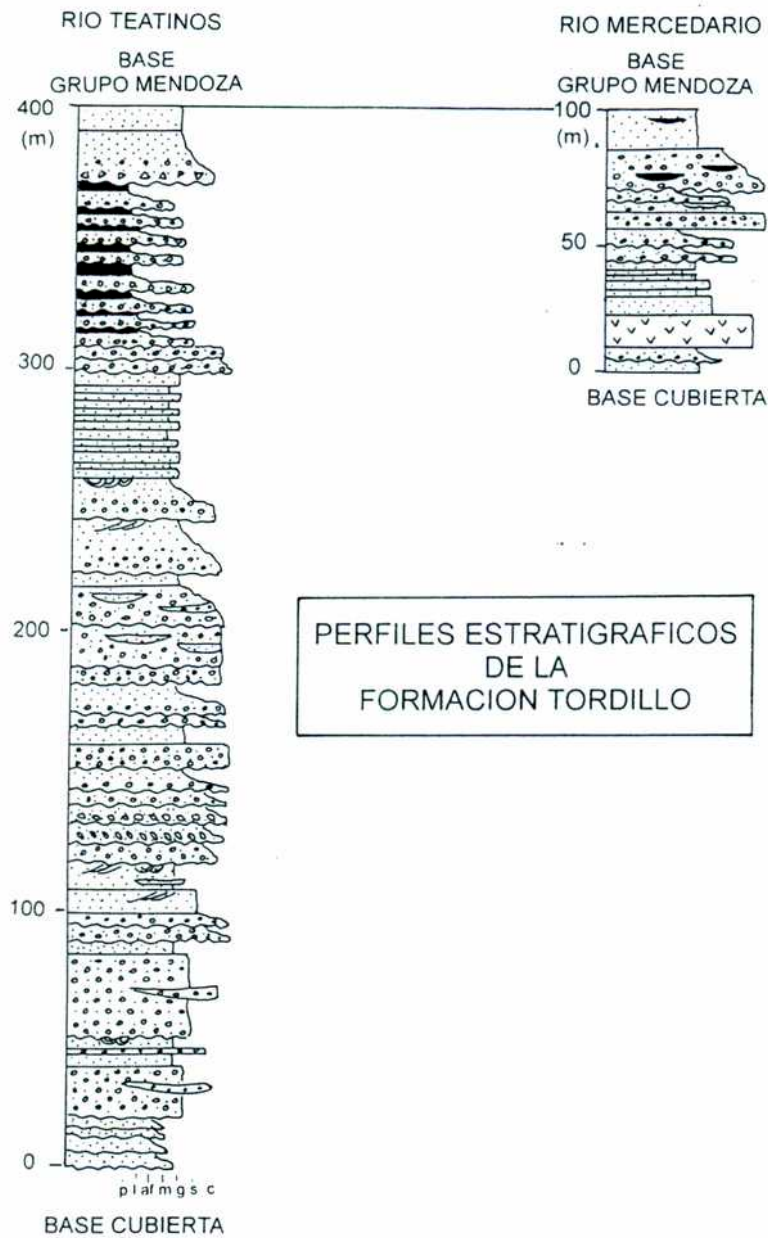


Figura 2.22: Perfiles estratigráficos de la Formación Tordillo (Alvarez, 1996 a; basado en Mosquera, 1990).

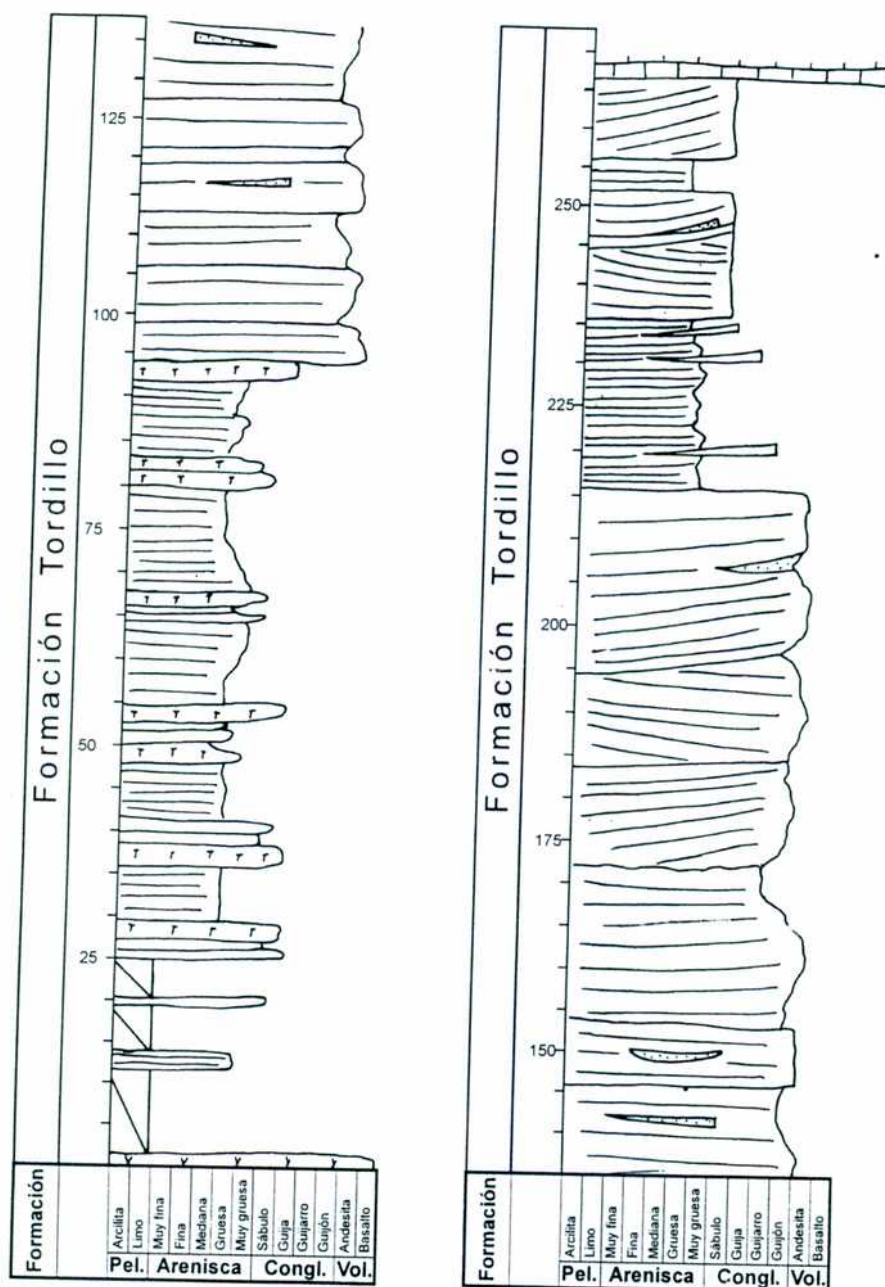


Figura 2.23: Perfil de la Formación Tordillo sobre la margen sur del Valle Hermoso.

En la figura 2.23 puede verse el perfil de la Formación Tordillo levantado en el sector del Valle Hermoso. El mismo se caracteriza con una intercalación de areniscas medianas a sabulíticas moradas con tobas gris amarillentas en la base. Continúa con una intercalación de conglomerados medianos a gruesos gris morados y culmina con una



*Cristallini (1996)*

secuencia más fina de areniscas medianas a sabulíticas de colores morados y amarillos.

### *Edad y correlación*

Si bien no se han encontrado fósiles con valor bioestratigráfico, la edad de la Formación Tordillo se encuentra acotada entre el Oxfordiano tardío-Kimmeridgiano, correspondiente a la discordancia intramálmica y la parte basal del Tithoniano inferior, datada por la presencia de *Virgatosphinctes mendozanus* en las pelitas de la Formación Vaca Muerta que la sobreyacen en el sector del alto río Volcán (Cristallini y Cangini, 1993). En aquellos lugares donde no se han encontrado los registros de pelitas, podría llegar hasta el Tithoniano inclusive (Mosquera, 1990).

Klohn (1960) denominó bajo el nombre de Formación río Damas a una serie de sedimentitas clásticas finas y gruesas con potentes intercalaciones de volcanitas y esporádica participación de evaporitas y las correlacionó con el Tordillense de Groeber (1946) diciendo que se conectan directamente a esos depósitos en el anticlinal de Las Choicas. Le asigna espesores medios de 3.000 m y máximos de 5.500 m (véase Sanguinetti, 1987).

Aguirre Le Bert (1960) correlaciona la parte superior de la Formación Lagunillas con la Formación río Damas, aunque es necesario restringir la primera de acuerdo a lo postulado por Ramos *et al.* (1990).

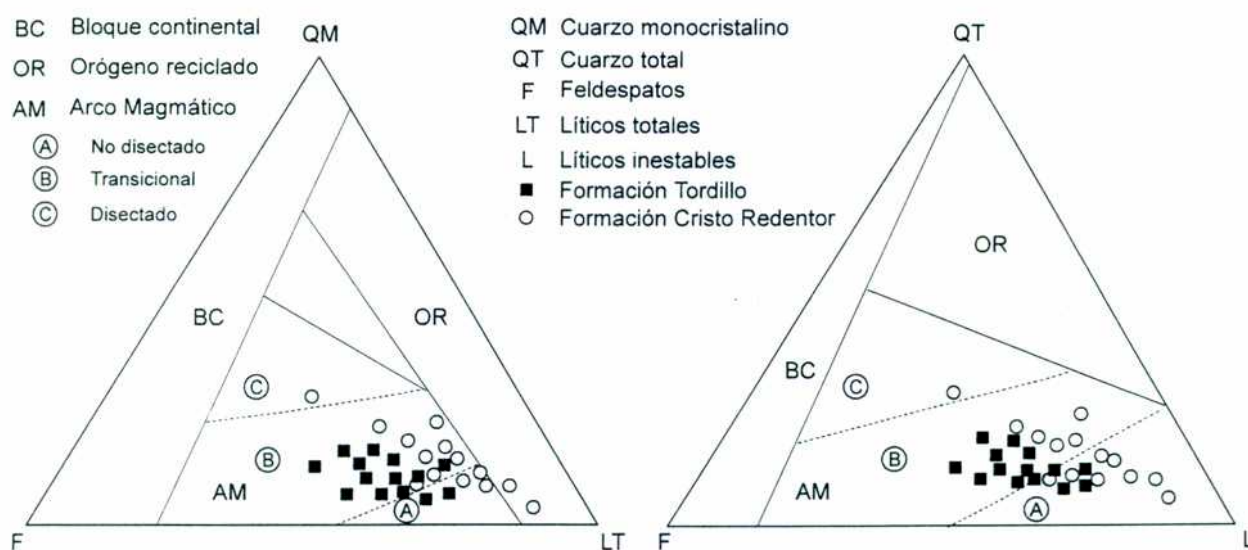
### *Ambiente de sedimentación*

Los depósitos continentales de la Formación Tordillo descritos en este capítulo son atribuidos a abanicos aluviales, ríos entrelazados y en parte a depósitos lacustres y de playa.

Groeber (1946, p.147) menciona "un mar marginal estrecho, ceñido y separado del océano por una barrera de islas volcánicas casi continua". Dentro de este ámbito interpreta al yeso de la Formación Auquilco y la regresión marina en la cual se depositan las sedimentitas de la Formación Tordillo.

Más tarde Ramos (1985 a y b) postula que esta unidad habría sido depositada en una cuenca de intraarco o de retroarco. La primera se produciría durante un régimen extensional dentro del arco volcánico cuando disminuye la velocidad de convergencia entre

las placas Pacífica y Sudamericana. La importante participación volcánica encontrada en el sector del cerro Bayo del Cobre, hace suponer como más viable al modelo de intraarco para este sector de la cordillera. Los importantes cambios de espesor dentro de esta unidad son consistentes con su depositación asociada a un régimen extensional activo. Los diagramas discriminantes de la Formación Tordillo (figura 2.24) realizados en la quebrada de Tolosa en la provincia de Mendoza (Cegarra y Pereyra, 1988), indican que los sedimentos que dieron origen a los depósitos de la Formación Tordillo proceden de un arco poco disectado ubicado al oeste de la cuenca, lo cual explicaría el aumento de la participación volcánica en esta dirección (Formación río Damas).



**Figura 2.24:** Diagrama de discriminación tectónica de procedencia de areniscas para rocas de las Formaciones Tordillo y Cristo Redentor (basado en Eisner, 1987; Mussini, 1989 y Cegarra y Pereyra, 1988).

## 7. Grupo Mendoza

Los depósitos de la Formación Tordillo se van haciendo más finos hacia el techo y pasan transicionalmente a las sedimentitas del Grupo Mendoza (figura 2.25).

El término Mendociano fue propuesto por Groeber en 1946, quien en atención a las definiciones de Weaver (1931), en la región ubicada entre los ríos Agrio y Neuquén, lo dividió en cuatro grupos litológicos: Vacamuertense, Quintucoense, Mulichincoense y Agrioense. Esta división no es tan sencilla de hacer en el ámbito de la Alta cordillera. Por



*Cristallini (1996)*

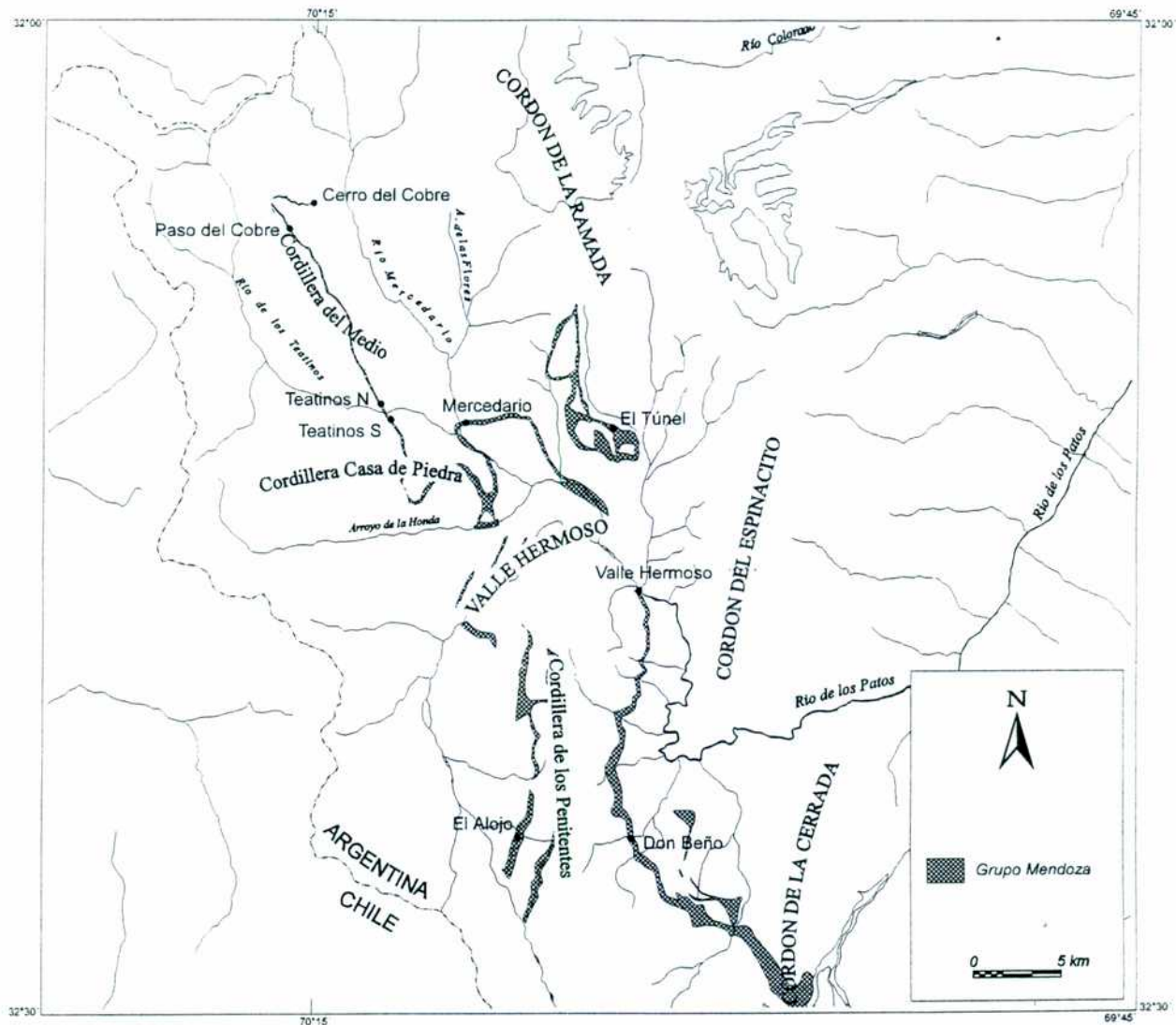
esta razón Leanza *et al.* (1978) denominaron al Mendociano como "Grupo Mendoza" en el ámbito neuquino y como "Formación Mendoza" en el ámbito mendocino. Yrigoyen (1979) reconoce afloramientos del Mendociano en las localidades de Puente del Inca y Las Cuevas y hace referencia a la dificultad de individualizar distintas unidades. En la región sanjuanina, fue Schiller (1912) quien describe por primera vez rocas calcáreas neocomianas en Baños de la Colorada en el río de los Patos, que más tarde Groeber (1951) atribuiría al Mendociano.



**Figura 2.25:** Vista del Grupo Mendoza en la localidad del arroyo del Alojjo, al este del río Volcán.

En la región de estudio, los afloramientos del Grupo Mendoza se ubican en el flanco oriental de la cordillera del Medio extendiéndose hacia el norte hasta el sector

aledaño al cerro Bayo del Cobre. También se reconocen estas sedimentitas en el sinclinal del río Blanco, en la margen occidental del río Volcán frente al Valle Hermoso, en la cordillera de Los Penitentes y en el sector aledaño al río de la Cerrada (figura 2.26).



**Figura 2.26:** Mapa de distribución de los afloramientos del Grupo Mendoza en la región de estudio.

El espesor del Grupo Mendoza es de más de 250 m en el sur de la comarca sobre la cordillera de los Penitentes y se va afinando hacia el norte hasta desaparecer aproximadamente a la latitud del cerro Bayo del Cobre.



En el perfil levantado al sur del cerro Bayo del Cobre, el Grupo Mendoza está representado por 20 m de calizas castaño amarillentas, macizas hacia la base, finamente laminadas y con niveles fuertemente bioturbados hacia el techo de la secuencia. Algo al norte de este cerro en la margen oeste del río Mercedario el espesor de las calizas mendocianas se reduce a 10 m y están compuestas por calizas finamente estratificadas con laminación algal. Estos depósitos desaparecen hacia el norte, donde la Formación Cristo Redentor se apoya directamente sobre la Formación Tordillo. Vuelven a aparecer más hacia el noroeste, en territorio chileno (Rivano y Sepúlveda, 1991), lo que indicaría que durante la época de su depositación posiblemente existiera un alto topográfico local al norte del cerro Bayo del Cobre. Hacia el sur de ese cerro, el Grupo Mendoza comienza a aumentar su espesor y su variedad litológica.

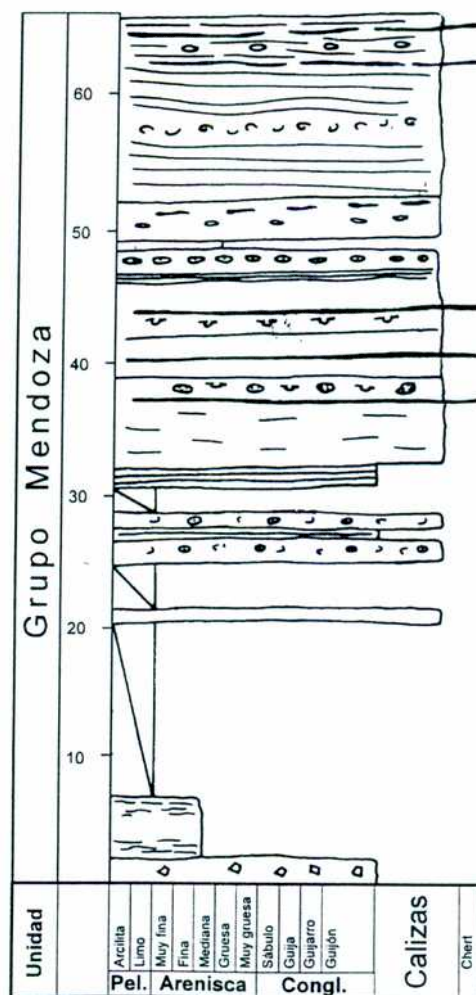


Figura 2.27: Perfil levantado sobre la margen norte del río de los Teatinos.

Hacia la margen norte del río de los Teatinos el Grupo Mendoza alcanza los 67 metros. A continuación se presenta el perfil levantado en ese sector.

Perfil sobre la margen norte del río de los Teatinos (figura 2.27).

Base: cubierta.

- 2,5 m de brechas calcáreas moradas. Los clastos son de areniscas rojas provenientes de la Formación Tordillo.
- 7,5 m de areniscas finas grises, suavemente laminadas con concreciones calcáreas.
- 20 m cubiertos.
- 2 m de calizas amarillentas macizas.
- 5 m cubiertos.
- 5 m de calizas verdes laminadas con restos de bivalvos y concreciones silíceas de hasta 5 cm de diámetro.
- 2 m cubiertos.
- 10 m de calizas verdosas laminadas en la base y macizas hacia el techo.
- 5 m de calizas amarillentas bioturbadas y con laminación algal en algunas capas. Presenta nódulos silíceos rosados.
- 5 m de calizas rosadas bioturbadas con *Thalassinoides* isp.
- 3 m de calizas blanquecinas macizas.
- 17 m de intercalaciones de calizas grises laminadas y macizas. Presentan restos de bivalvos y nódulos silíceos.
- 5 m de calizas grises laminadas con deformación sinsedimentaria.
- 8 m de calizas gris blanquecinas laminadas. Presentan restos de bivalvos y nódulos silíceos.

Sobre la margen sur del río de los Teatinos, esta unidad alcanza los 75 m y está formada por intercalaciones de *wackestones* y *packstones* grises amarillentos con abundantes niveles de *Thalassinoides* isp. y restos de bivalvos (Mosquera, 1990). Estos últimos han sido asignados al Tithoniano temprano-post Hauteriviano temprano por Lo Forte (1991). Hacia la base estos depósitos están intercalados con niveles de yeso sacaroide. Algo más al este sobre el río Mercedario, Mosquera (1990) describió más de 140 m de sedimentitas del Grupo Mendoza. En esa localidad la secuencia comienza con material clástico calcáreo muy fino laminado y con intercalaciones evaporíticas y termina con calizas intercaladas con brechas calcáreas.

En el sector del arroyo Túnel, Anselmi (1994) levanta un perfil detallado de esta unidad que otorga un espesor de aproximadamente 165 metros. El mismo comienza con



*Cristallini (1996)*

unos 80 m de calizas amarillentas, grises y negras, sigue con unos 45 m de areniscas calcáreas grises y blancas y termina con unos 25 m de calizas limosas, limolitas calcáreas, brechas y conglomerados finos. Encuentra en la base de la secuencia fauna perteneciente a la zona de *Virgatosphinctes mendozanus*. Es de destacar la presencia de coladas andesíticas intercaladas en la secuencia.

En el sector del Valle Hermoso se ha levantado un perfil (figura 2.28) que se describe a continuación, en que este grupo tiene una potencia aproximada de 134 metros. Los fósiles fueron encontrados y clasificados por Aguirre-Urreta y Lo Forte (1996).



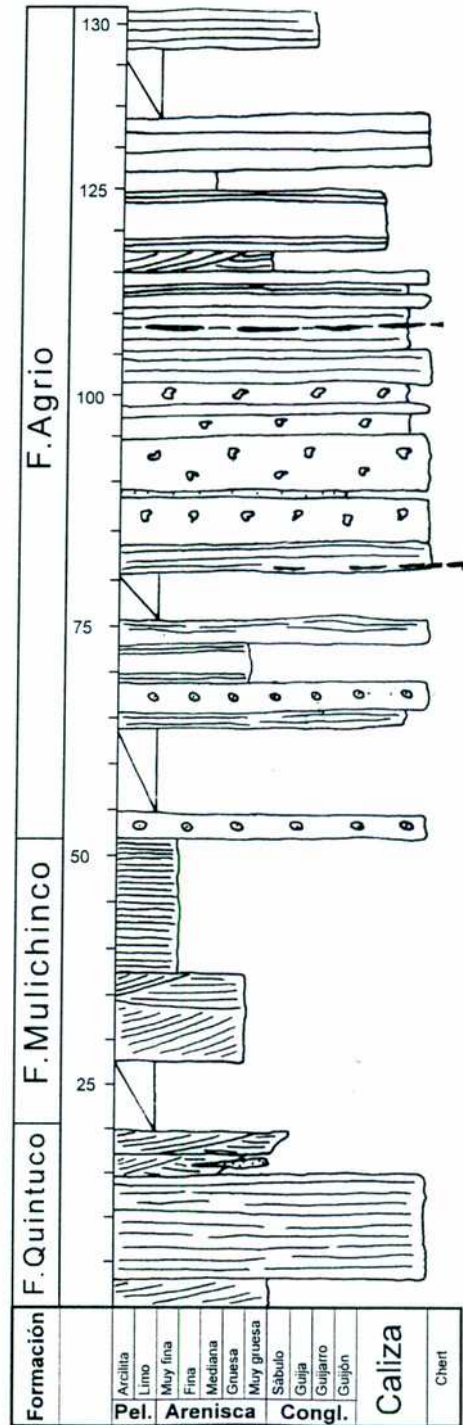
**Figura 2.28:** Vista del perfil de Valle Hermoso donde se marcan las distintas unidades aflorantes.

Perfil del Grupo Mendoza sobre la ladera sur del Valle Hermoso (figura 2.29):

Si bien no se han encontrado fósiles diagnósticos, en el perfil descrito se pueden dividir tres paquetes, el inferior, calcáreo, de aproximadamente 15 m posiblemente sea correlacionable con la Formación Quintuco. Le sigue una secuencia predominantemente



clástico-calcareo de aproximadamente 40 m que es correlacionable con la Formación Mulichinco, y por último termina con 79 m de calizas correlacionables con la Formación Agrio.



**Figura 2.29:** Perfil levantado sobre la margen norte del Valle Hermoso. Los fósiles fueron encontrados y clasificados por Aguirre-Urreta y Lo Forte (1996).



*Cristallini (1996)*

Base: se apoya en contacto neto sobre areniscas moradas de la Formación Tordillo.

Formación Quintuco:

- 15 m de calizas gris azulado hacia la base y castaño amarillentas hacia el techo con restos mal preservados de bivalvos y laminación paralela e intensa bioturbación. Aguirre-Urreta y Lo Forte (1996) identificaron un nivel fosilífero a 9 m de la base con *Pseudoinvoluticeras* sp., *Choicensisphinctes* sp. y trigonias.

Formación Mulichinco:

- 5 m de areniscas calcáreas castañas y sabulíticas con estratificación entrecruzada.
- 10 m cubiertos.
- 10 m de areniscas gruesas moradas con estratificación entrecruzada.
- 15 m de areniscas muy finas laminadas de color violeta.

Formación Agrio:

- 3 m de calizas macizas amarillas con concreciones calcáreas esféricas de hasta 10 cm.
- 10 m cubiertos.
- 2 m de calizas laminadas de color gris azulado.
- 3 m de calizas macizas amarillas con concreciones calcáreas esféricas de hasta 10 cm.
- 4 m de intercalaciones de areniscas calcáreas gruesas macizas y laminadas.
- 2 m de calizas laminadas amarillentas.



**Figura 2.30:** *Thalassinoides* isp. en calizas del Grupo Mendoza en el perfil de Valle Hermoso.

Universidad de Buenos Aires

- 5 m cubiertos.
- 5 m de calizas castaño azuladas laminadas con *Thalassinoides* isp. que forman verdaderos bancos de chert.
- 7 m de calizas amarillas con *Thalassinoides* isp. (figura 2.30) y concreciones calcáreas esféricas. Presentan la intercalación de un banco negro azulado de arenas gruesas muy friables, que posiblemente sean tobas.
- 10 m de intercalaciones de calizas castaño grisáceas laminadas con calizas amarillentas macizas y con *Thalassinoides* isp.
- 10 m de calizas grises laminadas con intercalaciones de banquitos de chert de hasta 10 cm de potencia.
- 2 m de areniscas calcáreas muy gruesas con estratificación entrecruzada.
- 8 m de intercalaciones de calizas grises laminadas y macizas.
- 2 m de areniscas grises macizas, no calcáreas.
- 6 m de calizas estratificadas con concreciones y geodas carbonáticas. Aguirre-Urreta y Lo Forte (1996) identificaron un nivel fosilífero sobre un banco de coquinas de 1 m de espesor que contenía restos de bivalvos y gastrópodos tales como *Ptychomia koeneni* Behrendsen, *Eriphila argentina* Weaver, *Steinmanella (T.) transitoria* (Steinmann), *Natica* sp. y *Harpagodes* sp.

Techo: cubierto.

Hacia el sur, en las nacientes del arroyo Don Beño, el Grupo Menzoza (figura 2.31) alcanza los 190 m y en él comienzan a aparecer algunas intercalaciones volcánicas. No se han encontrado fósiles diagnósticos, pero se puede dividir en tres paquetes, el inferior, calcáreo, de aproximadamente 24 m posiblemente sea correlacionable con la Formación Quintuco. Le sigue una secuencia predominantemente clástico-calcárea de aproximadamente 100 m que es correlacionable con la Formación Mulichinco. Y por último termina con 66 m de calizas correlacionables con la Formación Agrio.

Perfil en las nacientes del arroyo Don Beño (figura 2.32):

Base: contacto neto sobre conglomerados finos de la Formación Tordillo.

- 24 m de calizas castaño amarillentas estratificadas en bancos separados por techos bioturbados. Presentan restos de amonites mal preservados. Se observa una carstificación incipiente y disolución en forma de piel de elefante.
- 6 m de areniscas finas laminadas, amarillentas y no calcáreas.
- 14 m de pelitas finas rojas friables.
- 5 m tobas negras finas bien consolidadas.
- 8 m de areniscas rojas finas laminadas.
- 10 m cubiertos.
- 2 m filón andesítico verdoso muy alterado.
- 5 m tobas negras finas bien consolidadas.
- 50 m cubiertos.



*Cristallini (1996)*

- 8 m de calizas laminadas gris amarillentas.
- 20 m cubiertos.
- 6 m de areniscas calcáreas castaño claras.



**Figura 2.31:** Vista del Grupo Mendoza en las nacientes del arroyo Don Beño.

- 7 m de calizas castaño amarillentas con restos de bivalvos.
- 25 m de intercalaciones de calizas amarillentas con areniscas calcáreas y conglomerados finos con clastos de composición riolítica. En las calizas hay restos de trigonias y otros bivalvos indiferenciados.

Techo: cubierto.

Al este del río Volcán, sobre el arroyo del Alojjo, el Grupo Mendoza comienza con aproximadamente 100 m de pelitas negras bituminosas y calizas fétidas oscuras con restos

de petróleo. Algo más al este, sobre el valle del arroyo del Alojo (lámina 1) lo hace con 100 m de calizas amarillentas equivalentes a la Formación Vaca Muerta donde se han recolectado *Virgatosphinctes* sp. y *Anditrigonia eximia* lo que da a estos términos una edad tithoniana inferior (zona de *Virgatosphinctes mendozanus*). Le siguen 50 m de areniscas calcáreas gris oscuras y rojas con signos de exposición subaérea asignadas a la Formación Mulichinco y por último 120 m de intercalaciones de calizas amarillentas con bivalvos y amonites y niveles pelíticos verdes y castaños oscuros correspondientes a la Formación Agrio.

En esta unidad se han encontrado *Besairieceras* sp., *Eriphyla argentina* Weaver y *Steinmanella (Macrotrigonia) vacaensis* (Weaver) por lo que se considera que la Formación Agrio presenta términos del Valanginiano superior (zona de *Pseudofavrella angulatiformis*) (Aguirre-Urreta y Rawson, 1995).

En la figura 2.33 pueden observarse los espesores del Grupo Mendoza en las distintas localidades de la región.

En el norte de Mendoza, el contacto entre la Formación Tordillo y el Grupo Mendoza es impreciso ya que entre los términos superiores de la primera y los inferiores del segundo, existe un considerable espesor de volcanitas y volcaniclastitas (Lo Forte, 1988; Ferrari, 1990). Estas, aunque con menor potencia, aparecen en la cordillera de los Penitentes, en cambio, en la región del río de los Teatinos las sedimentitas calcáreas del Grupo Mendoza se apoyan directamente en contacto neto sobre areniscas finas de la Formación Tordillo o en contacto transicional, intercalándose bancos finos de yeso sacaroide en los términos cuspidales (Mosquera, 1990).

En el flanco occidental de la cordillera de los Penitentes, sobre el río Volcán, los depósitos continentales cretácicos se apoyan en discordancia erosiva sobre las calizas mendocianas, estando su base constituida por una brecha calcárea con clastos de la Formación Agrio. Sin embargo, algo más al sureste, sobre el arroyo del Alojo y sobre el flanco oriental de esta cordillera, por encima de las calizas mendocianas puede observarse un banco delgado (20 m) de yeso correlacionable con la Formación Huitrín. En el sector oriental de la cordillera de los Penitentes, también se reconocen estas evaporitas con un espesor aproximado de 30 m y es destacable la presencia de un banco de 10 m de potencia de pelitas y areniscas finas rojas intercalado entre los calcáreos del Grupo Mendoza y las

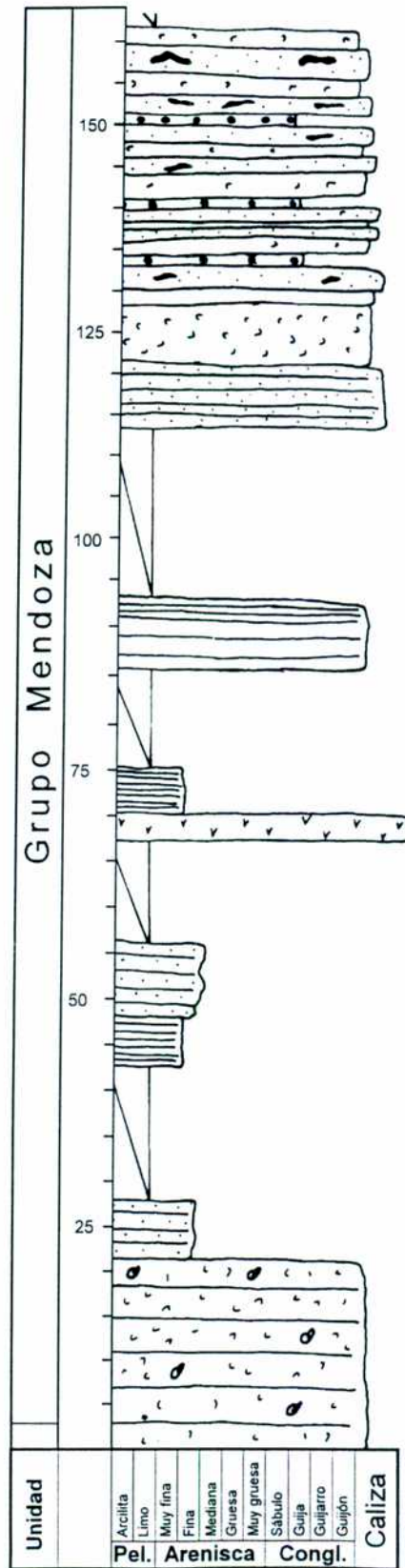
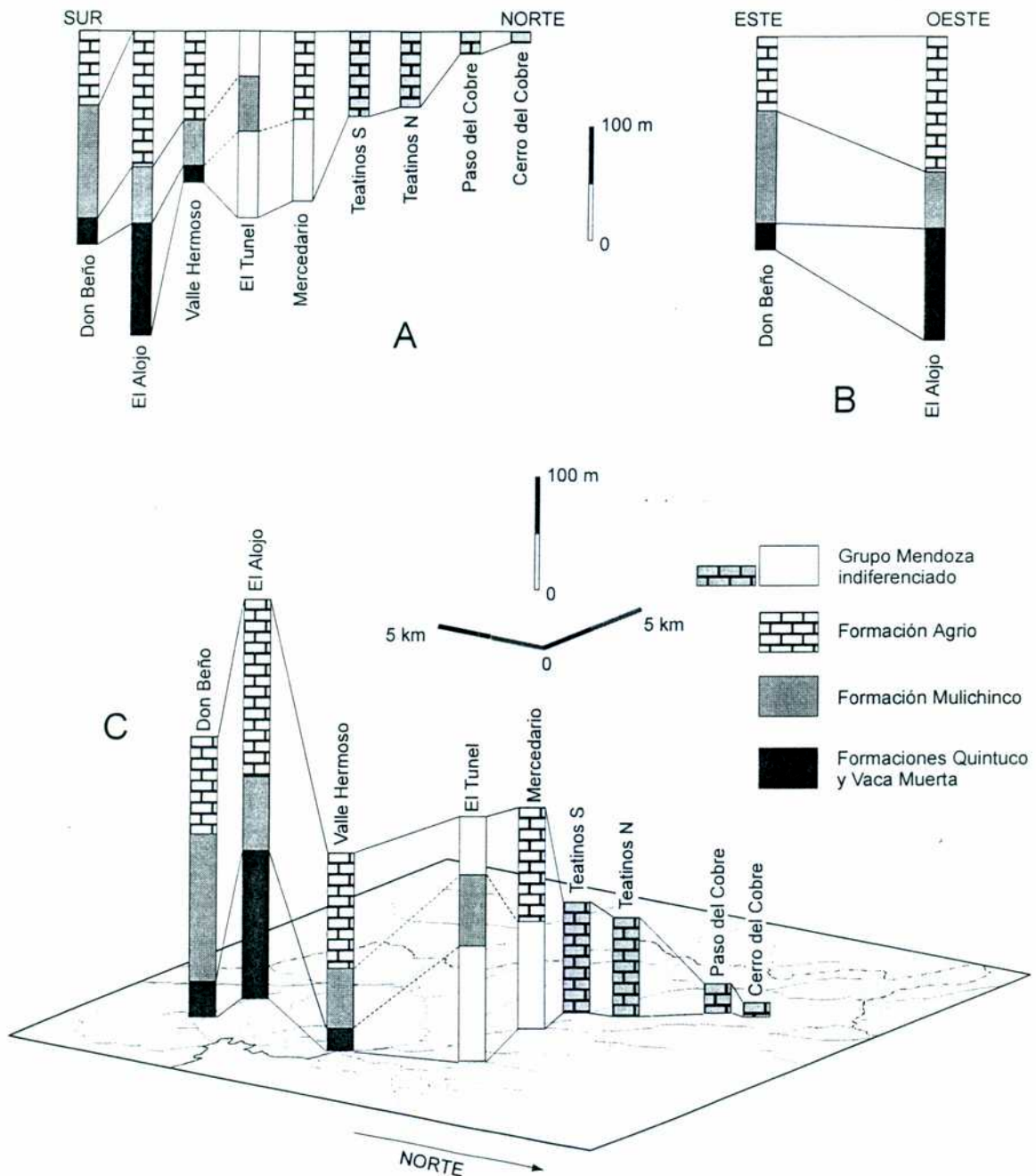


Figura 2.32: Perfil levantado en las nacientes del arroyo Don Beño.



evaporitas de la Formación Huitrín. Estas últimas también fueron descritas y perfiladas por Mosquera (1990) y Zapata (1990) en el río de los Teatinos y arroyo de la Honda, respectivamente. En estos sectores corresponden a niveles evaporíticos de anhidrita y halita con gran persistencia lateral y con intercalaciones de clásticos finos, siendo sus contactos transicionales y engranando lateralmente con depósitos de la Formación Diamante.



**Figura 2.33:** Espesores del Grupo Mendoza en las distintas localidades de la región. A: cambios en sentido norte-sur. B: cambios en sentido este oeste. C: columnas proyectadas sobre un mapa de la región.

*Cristallini (1996)*

Es común que en los sitios donde afloran las evaporitas de la Formación Huitrín, no aparezcan las brechas calcáreas y en los sitios donde aparecen estas últimas, no lo hagan los depósitos evaporíticos. En el mapa de la figura 2.26 pueden verse la naturaleza del contacto entre el Grupo Mendoza y la Formación Diamante.

### *Edad y correlación*

El Grupo Mendoza presenta en el ámbito de la cuenca Neuquina un excelente registro fosilífero. Esto ha permitido una zonación bioestratigráfica detallada (Leanza, 1981; Riccardi 1984; Riccardi y Gulisano, 1992). Asimismo constituye en la región un excelente banco guía, ya que presenta buena continuidad y se reconoce fácilmente por su contraste litológico con las formaciones adyacentes.

Sobre los afloramientos del valle del arroyo del Alojjo, afluente oriental del río Volcán, son comunes los megafósiles (Cristallini, 1992), entre los que se encontraron *Virgatospinctes* sp. y *Anditrigonia eximia* en niveles de calizas amarillentas equivalentes a la Formación Vaca Muerta y de *Acanthodiscus* sp. aff. *Acanthodiscus radiatus*, *Eriphyla argentina* y *Steinmanella vacaensis* en las calizas de la Formación Agrio. De esta manera, se puede considerar que en la región de estudio, la Formación Vaca Muerta presenta términos tithonianos inferiores (zona de *Virgatospinctes mendozanus*) y la Formación Agrio valanginianos superiores (zona de *Pseudofavrella angulatiformis*).

En Chile, Aguirre Le Bert (1960), describió la Formación San José como un conjunto de rocas sedimentarias, calcáreas, fosilíferas de edad neocomiana con espesores de 600 a 800 metros. Esta unidad yace en concordancia sobre la Formación Lagunillas, equivalente a los términos volcánicos y volcanoclásticos de la Formaciones Tordillo y río Damas y está cubierta en discordancia por la Formación Abanico, en parte equivalente a la Formación Juncal. Estudios bioestratigráficos realizados por Corvalán (1959) sobre fósiles recolectados por Aguirre Le Bert (1957) en las sedimentitas de la Formación San José, indican una edad berirasiana superior para la parte media de la unidad.

Ramos *et al.* (1990) mencionan el hallazgo de *Lyticoceras pseudoregale* en la localidad de Esteros San José, lo que permite extender hasta el Hauteriviano inferior los términos superiores de la transgresión neocomiana a esas latitudes. Estos mismos autores correlacionan la Formación San José con la Formación Agrio.

*Universidad de Buenos Aires*

Moscoso *et al.* (1982), señalan la posibilidad de correlacionar litológicamente a la Formación San José con la Formación Lo Valdés de la cordillera de la Región Metropolitana y con la Formación Baños del Flaco en las provincias de O'Higgins y Colchagua.

#### *Ambiente de sedimentación*

Hacia el inicio del Tithoniano se produce una importante transgresión marina en la cuenca que es la responsable de los depósitos inferiores del Grupo Mendoza y que llegó al menos hasta la región del arroyo Túnel (lámina 1). Hacia el norte de este sector las secuencias inferiores están menos desarrolladas a la vez que desaparecen los depósitos correlacionables con la Formación Vaca Muerta y aparecen depósitos evaporíticos asociados a condiciones de restricción e hipersalinidad, que indicarían posiciones marginales. En los sectores del río Volcán, río de los Teatinos y arroyo Túnel se han individualizado niveles de areniscas y brechas calcáreas que se asocian a caídas del nivel del mar en la parte intermedia de la secuencia del Grupo Mendoza. Esto estaría relacionado a la proximidad de un borde local de cuenca hacia el norte a la latitud del cerro Bayo del Cobre y hacia el este en el sector de los cordones del Espinacito y la Ramada. Para el Hauteriviano inferior se da una nueva caída del nivel del mar, que en algunos sectores fue paulatina y culmina con las evaporitas de la Formación Huitrín. En otros, como en la región del alto río Volcán fue brusca y se ve representada por brechas basales en los depósitos continentales cretácicos, hecho que posiblemente estuvo condicionado por la paleotopografía de la región.

#### **El cierre definitivo de la cuenca marina**

#### **8. Depósitos continentales cretácicos y volcanitas asociadas**

##### *Introducción*

Sobre el Grupo Mendoza o localmente sobre la Formación Huitrín se apoya una serie de rocas volcánicas y depósitos terrígenos y volcanoclásticos continentales con notables cambios faciales que representan el cierre definitivo de la cuenca marina. Los mismos han recibido diferentes nombres formacionales según los autores, las facies y los



Cristallini (1996)

lugares en que fueron estudiados. Se encuentran desarrollados a lo largo del límite argentino-chileno hasta aproximadamente los 37° de latitud sur. El estudio estratigráfico, clasificación e identificación de estos depósitos, sobre todo el de los volcaniclásticos, en sectores es muy difícil ya que presentan facies similares a los terciarios y no tienen niveles guías bien desarrollados. En esta sección se integraron las observaciones realizadas sobre el área de estudio con las hechas por otros autores en la vecina región del cerro Aconcagua.

Si bien, en términos generales los depósitos predominantemente terrígenos se interdigitan con los volcaniclásticos, formando ambos parte de la misma secuencia deposicional, para su estudio se ha considerado conveniente tratarlos por separado, aún cuando en algunos casos resulte parcialmente arbitrario.

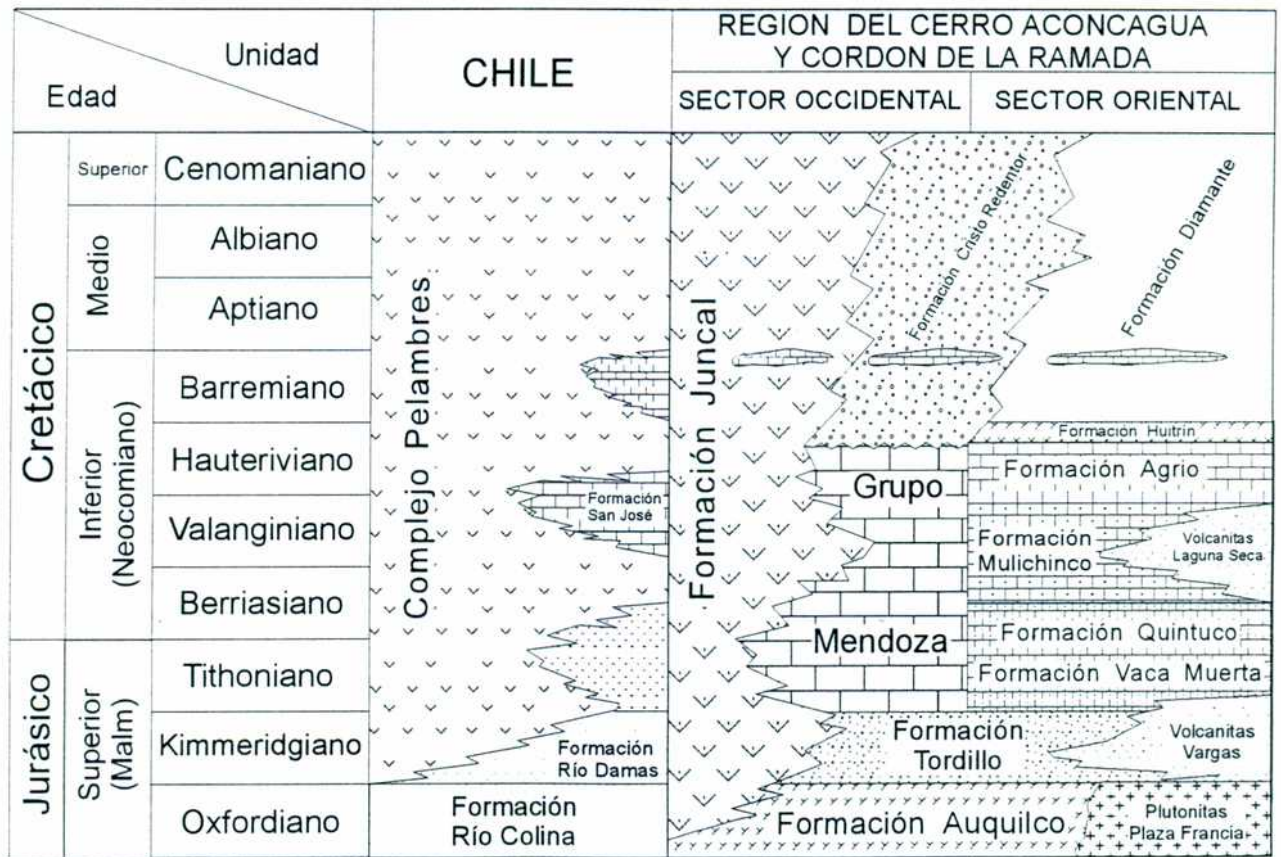


Figura 2.34: Estratigrafía cretácica de la región y su vinculación con las unidades descritas en Chile.

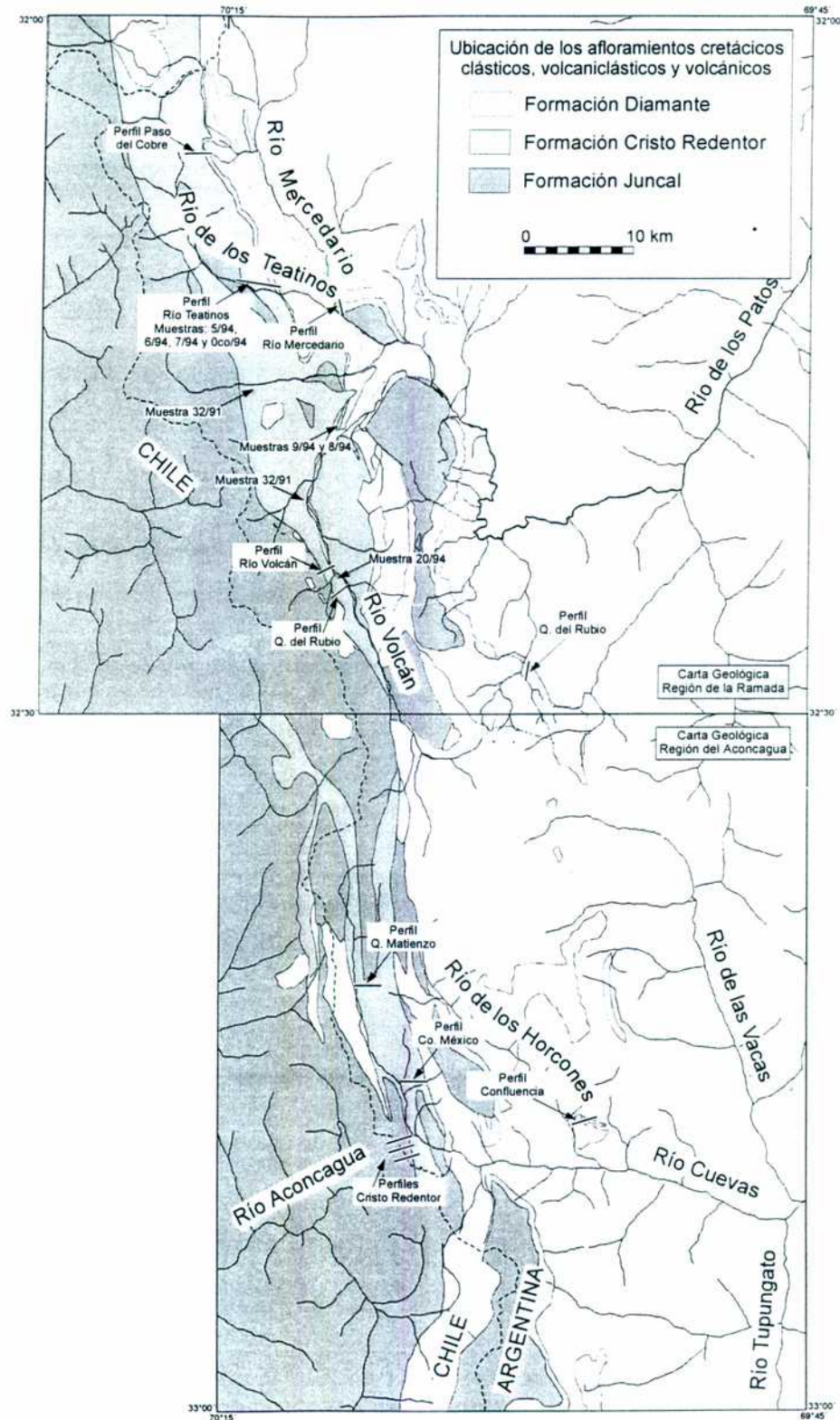


Figura 2.35: Mapa de distribución de los depósitos continentales, volcanoclásticos y las rocas volcánicas cretácicas (basado en Cristallini *et al.*, 1996 a y Ramos *et al.*, 1996 b).



*Cristallini (1996)*

Para su descripción se los ha dividido en una serie de unidades formacionales que se presentan en el cuadro de la figura 2.34. Los depósitos predominantemente epiclásticos del sector oriental, engranan con depósitos volcaniclásticos y volcánicos del arco magmático en el sector occidental. Esta actividad volcánica ha sido intermitente, con períodos de máxima extensión hacia el antepaís oriental asociado a una rápida continentalización de los depósitos y períodos de máxima inundación donde las volcanitas engranan directamente con facies marinas (Ramos, 1985 a y b). Esta distribución del volcanismo no ha sido similar en los sectores norte y sur, notándose una mayor actividad de retroarco en el sector austral en la región del Aconcagua (Sanguinetti, 1987).

En el sector chileno adyacente la Formación Pelambres definida por Rivano (1984), abarcaría las secuencias volcánicas del Cretácico inferior, en forma complejiva, siendo un equivalente lateral, no sólo de la Formación Juncal, sino también de los términos volcánicos y las sedimentitas intercaladas del Grupo Mendoza, así como los equivalentes clásticos y volcánicos de la Formación Tordillo. Sobre esta base, se lo propone identificar como Complejo Pelambres, con las correlaciones que se ilustran en el cuadro de la figura 2.34 (Cristallini y Ramos, 1996).

Para su descripción se procederá a caracterizar los depósitos continentales y volcaniclásticos y a las secuencias volcánicas.

*Depósitos predominantemente clásticos (menos del 50% de participación volcaniclástica)  
Formaciones Diamante (Yrigoyen, 1976) y Cristo Redentor (Aguirre Le Bert, 1960)*

Si bien los depósitos terrígenos cretácicos ya habían sido observados en la región de la Alta cordillera de San Juan y Mendoza por investigadores como Darwin (1846), Stelzner (1885) y Burckhardt (1900), fueron Schiller (1912) y Gerth (1931) en San Juan y Mendoza respectivamente, los primeros en describir en sus perfiles a estas secuencias.

El ciclo Andico de Groeber (1946), equivalente a la supersecuencia media de Legarreta y Gulisano (1989), culmina en la región con un potente conjunto compuesto principalmente por areniscas y conglomerados rojos con intercalaciones volcánicas. Estos depósitos fueron denominados Diamantino por Groeber (1951), quien define su localidad tipo en el valle del río Diamante en el sur mendocino (Groeber, 1946). Más tarde Yrigoyen (1976, 1979) los llama Formación Diamante y los correlaciona con la Formación Cristo



*Universidad de Buenos Aires*

Redentor (Aguirre Le Bert, 1960), que es interpretada como su equivalente lateral hacia el poniente. Estas unidades muestran hacia el oeste y sur un pasaje lateral hacia los niveles predominantemente volcánicos y volcanoclásticos denominados como Formación Juncal por Ramos *et al.* (1990).

En el sector del paso de la Cumbre, Aguirre Le Bert (1960) designó como Formación Cristo Redentor a una secuencia de rocas sedimentarias clásticas de color rojizo, con engranajes laterales con depósitos volcanoclásticos.

Diversos autores describieron y realizaron perfiles de detalle en estas unidades. En la Alta cordillera de Mendoza, en especial en las nacientes del río Cuevas se destacan los trabajos de Eisner (1987), Ferrari (1990) y Mussini (1989) quienes estudiaron específicamente estos depósitos terrígenos cretácicos. En la comarca del cerro Tolosa y al sur de Puente del Inca han sido estudiados por Ramos (1985 a), Pereyra (1986), Cegarra (1987), Cegarra y Pereyra (1988).

En la región de la Alta cordillera de San Juan, fueron descritos en detalle por Mosquera (1990), Zapata (1990), Ramos y Aguirre Urreta (1991), Mosquera y Zapata (1991), Cristallini (1992), Cangini (1992), Cristallini y Cangini (1993), Cristallini *et al.* (1994 y 1995), Scazzioti (1995) y Toler (1996).

En el sector aldeaño chileno además de los pioneros estudios de Aguirre Le Bert (1960), han sido reconocidos por Vicente (1972), Charrier (1984), Olivares Morales (1985), Rivano y Sepúlveda (1991) y Rivano *et al.* (1993), entre otros.

### *Distribución y litología*

El pasaje de las sedimentitas marinas de la Formación Agrío correspondiente al techo del Grupo Mendoza, a las continentales de la Formación Diamante en el área de Las Cuevas, es rápido y sin el desarrollo de evaporitas o términos homologables a la Formación Huitrín (Ramos, 1985 a). Sin embargo, hacia el este, se encuentran en varias localidades niveles clástico-evaporíticos en el techo del Grupo Mendoza correlacionables con la Formación Huitrín, tales como los observados por Yrigoyen (1976) en Confluencia y por Cegarra (1987, 1994) en las quebradas Tolosa y Matienzo. Estos niveles se acuñan rápidamente hacia el oeste. En el flanco occidental de la cordillera de los Penitentes, sobre el río Volcán, los depósitos continentales cretácicos se apoya en discordancia erosiva sobre

*Cristallini (1996)*

las calizas mendocianas, estando su base constituida por una brecha calcárea con clastos de la Formación Agrio. Sin embargo, algo más al sureste, sobre el arroyo del Alojjo, por encima de las calizas mendocianas puede observarse un banco delgado (20 m) de yeso correlacionable con la Formación Huitrín. En el sector oriental de la cordillera de los Penitentes, estas evaporitas alcanzan los 30 m de espesor. La Formación Huitrín también fue descrita y perfilada por Mosquera (1990) y Zapata (1990) en el río de los Teatinos y arroyo de la Honda respectivamente. Es común que en los sitios en que afloran las evaporitas de la Formación Huitrín, no aparezcan las brechas calcáreas y en los sitios en que aparecen estas últimas, no lo hagan los depósitos evaporíticos. En el mapa de la figura 2.26 pueden verse la naturaleza del contacto entre el Grupo Mendoza y la Formación Diamante.

Las secuencias cretácicas predominantemente terrígenas se distribuyen en una faja amplia de rumbo noroeste en el sector oriental de la región (figura 2.35). Las más finas y netamente terrígenas son asignadas a la Formación Diamante y no superan los 500 m en la región sanjuanina donde consisten de depósitos arenosos rojizos con intercalaciones de conglomerados finos y medios y algunas tobas de caída (Cristallini *et al.*, 1995). Al sur Yrigoyen (1979) describe la Formación Diamante como una secuencia compuesta por 600 m de lutitas arenosas, areniscas y margas esquistosas, con niveles de conglomerados rojos en la base.

Los depósitos que presentan una participación volcánico-clástica importante pero inferior al 50% se asignaron a la Formación Cristo Redentor, de acuerdo a la propuesta de Cristallini y Cangini (1993). Tienen un espesor aproximado de 1.000 m y se ubican hacia el oeste de los anteriores en una faja que se ensancha por repeticiones tectónicas en el centro de la región de La Ramada y se extiende hacia el sur en la región de los ríos Cuevas y Blanco. Están caracterizados por intercalaciones de brechas y conglomerados medianos y gruesos, areniscas finas, medias y gruesas, capas de tobas más gruesas que las anteriores, aglomerados y brechas volcánicas y en algunos sectores coladas basálticas y andesíticas.

El pasaje entre estas unidades es transicional tanto en el sentido vertical como lateral y el límite entre ambas se ubicó en los primeros flujos piroclásticos conspicuos o en la primera colada importante. En el mapa de la figura 2.35 pueden verse los sitios en que se han levantado perfiles o se han realizado observaciones detalladas de estas unidades. Los

mismos se describen a continuación.

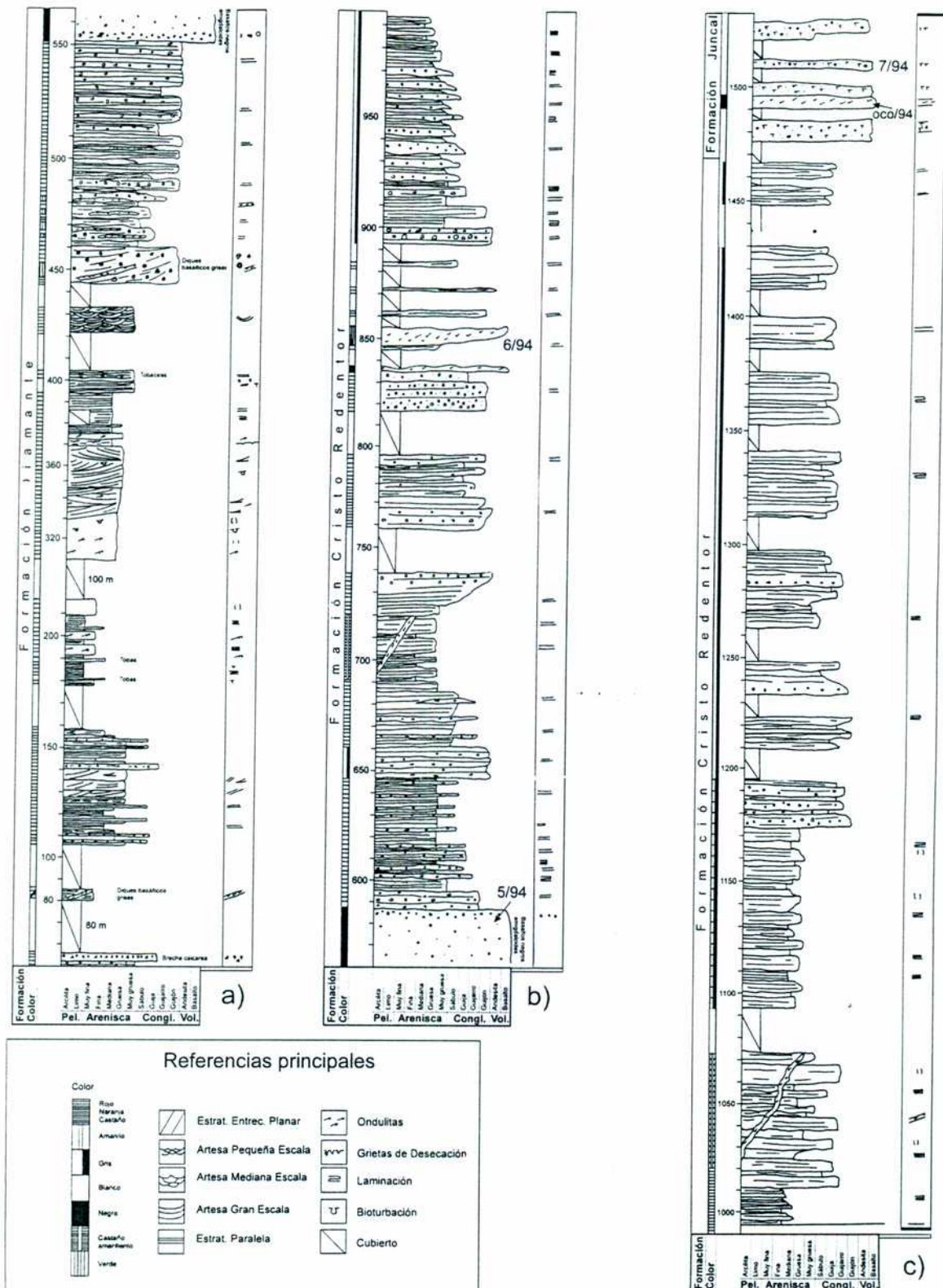
Perfil sobre la margen norte del río de los Teatinos:

Este perfil es uno de los más representativos de los depósitos epiclásticos y volcanoclásticos cretácicos (figura 2.36). Fue levantado con la colaboración de la Lic. Tomezzoli sobre la margen norte del río de los Teatinos en el flanco occidental de la cordillera del Medio. Comienza con aproximadamente 450 m de sedimentitas asignadas a la Formación Diamante, continúa con 1.100 m de depósitos de la Formación Cristo Redentor y culmina con 1.300 m de la Formación Juncal.

Formación Diamante: Se apoya sobre brechas calcáreas del Grupo Mendoza, la base se encuentra cubierta.

- 80 m Cubierto.
- 5 m Areniscas moradas muy finas y laminadas. Cortan la secuencia diques basálticos grises de aproximadamente 1 m de espesor.
- 20 m Cubierto.
- 7 m Areniscas medianas moradas difusamente laminadas y con intercalaciones de sabulitas de aproximadamente 1 m de espesor.
- 3 m Areniscas finas moradas finamente laminadas:
- 3 m Areniscas medianas moradas laminadas y con intercalaciones sabulíticas de aproximadamente 1 m de espesor.
- 3 m Areniscas finas moradas finamente laminadas.
- 3 m Areniscas medianas moradas laminadas y con intercalaciones sabulíticas de aproximadamente 1 m de espesor.
- 2 m Areniscas gruesas moradas difusamente laminadas.
- 1 m Areniscas medianas laminadas.
- 13 m Areniscas gruesas rojas con laminación entrecruzada difusa, estratificadas en bancos de 4 m de espesor.
- 2 m Conglomerados finos a medianos rojos y bien redondeados.
- 1 m Areniscas gruesas rojas con laminación entrecruzada difusa.
- 1 m Areniscas muy finas rojas con laminación entrecruzada.
- 3 m Areniscas medianas rojas y laminadas.
- 7 m Areniscas gruesas rojas y laminadas con intercalaciones de bancos sabulíticos de 1 m de potencia.
- 2 m Areniscas finas moradas bien estratificadas y fuertemente diaclasadas.
- 14 m Limolitas moradas gruesas laminadas con intercalaciones de tobas finas blancas de 30 a 50 cm de espesor.
- 5 m Areniscas muy finas moradas laminadas hacia la base y con ondulitas hacia el techo.
- 2 m Limolitas moradas gruesas y laminadas.
- 3 m Areniscas muy finas moradas con laminación ondulítica.
- 2 m Limolitas moradas gruesas y laminadas.





**Figura 2.36:** Perfil de los depósitos cretácicos en el río de los Teatinos. a) Sección inferior: Formación Diamante y base de la Formación Cristo Redentor; b) Sección media: Formación Cristo Redentor. c) Sección superior: Formación Cristo Redentor y base de la Formación Juncal. Véase ubicación en figura 2.35.

- 1 m Areniscas muy finas moradas con laminación ondulítica.
- 5 m Limolitas moradas gruesas y laminadas.
- 7 m Areniscas moradas muy finas macizas.
- 52 m Areniscas rojas con ondulitas y algo bioturbadas hacia la base y mucho bioturbadas y con estratificación entrecruzada de gran escala y ondulítica hacia el techo.
- 4 m Areniscas finas moradas laminadas con grietas de desecación.
- 2 m Areniscas medianas moradas con ondulitas.
- 3 m Areniscas finas moradas laminadas con grietas de desecación.
- 1 m Areniscas medianas moradas con ondulitas.
- 15 m Areniscas finas moradas laminadas con grietas de desecación.
- 10 m Areniscas gruesas tobáceas blancas hacia la base y rojas hacia el techo estructuras de corriente muy difusas. Intraclastos de material pelítico.
- 17 m Cubierto.
- 11 m Areniscas gruesas con estratificación en artesa.
- 12 m Cubierto.

Formación Cristo Redentor:

- 17 m Conglomerados rojos, matriz sostenidos y diques basálticos verdes. Composición volcánica en un 95% y de composición calcárea en un 5%.
- 26 m Intercalaciones de sabulitas y areniscas gruesas con filones capa basálticos.
- 68 m Conglomerados rojos medianos y sabulíticos, groseramente estratificadas con intercalaciones lenticulares de areniscas gruesas y sabulíticas hacia la base.
- 37 m Basaltos negros vesiculares y amigdaloides en la base y el techo y macizos en el centro. Se extrajo la muestra 5/94 (véase sección geoquímica de las volcanitas cretácicas).
- 7 m Conglomerados rojos medianos.
- 6 m Areniscas rojas muy gruesas y laminadas.
- 20 m Conglomerados medianos groseramente estratificadas con intercalaciones de areniscas gruesas.
- 30 m Areniscas gruesas groseramente estratificadas con sabulitas intercaladas.
- 15 m Conglomerados gruesos grises estratificados en bancos potentes.
- 20 m Areniscas muy gruesas sabulíticas con intercalaciones guijarrosas.
- 40 m Areniscas gruesas groseramente estratificadas, con intercalaciones de areniscas finas laminadas. Cortan la secuencia diques basálticos verdes.
- 15 m Areniscas gruesas que pasan a conglomerados gruesos hacia el techo.
- 10 m Conglomerados que pasan de medianos en la base a gruesos en el techo.
- 25 m Intercalaciones de conglomerados medianos y finos.
- 20 m Cubierto.
- 15 m Conglomerados medianos muy redondeados.
- 5 m Sabulitas muy alteradas.
- 2 m Conglomerados gruesos.
- 7 m Cubierto.
- 1 m Areniscas medianas.
- 10 m Andesitas lávicas verdes. Se extrajo la muestra 6/94 (véase sección geoquímica de las volcanitas cretácicas).

*Cristallini (1996)*

- 5 m Cubierto.
- 3 m Conglomerados medianos con matriz sabulítica.
- 10 m Cubierto.
- 1 m Conglomerados gruesos con matriz sabulítica.
- 10 m Cubierto.
- 2 m Arena muy gruesa.
- 8 m Cubierto.
- 8 m Conglomerados medianos a gruesos muy mal seleccionados.
- 5 m Areniscas gruesas laminadas.
- 5 m Conglomerados medianos.
- 5 m Areniscas gruesas laminadas.
- 100 m Areniscas rojas, en la parte inferior son gruesas e intercalan con sabulitas y hacia la parte superior pasan a intercalaciones de areniscas medianas y finas.
- 60 m Conglomerados medianos intercalaciones con areniscas medianas y gruesas.
- 20 m Cubierto.
- 80 m Areniscas medianas y gruesas intercaladas.
- 300 m Conglomerados medianos intercalados con areniscas medianas, gruesas y muy gruesas.
- 5 m Cubierto.

Techo: pasa a una secuencia volcanoclástica que comienza con una intercalación de coladas andesíticas y tobas blancas asignadas a la Formación Juncal. Se extrajeron las muestras oco/94 de las coladas y 7/94 de las tobas (véase sección geoquímica de las volcanitas cretácicas).

Perfil de la margen izquierda del río Mercedario:

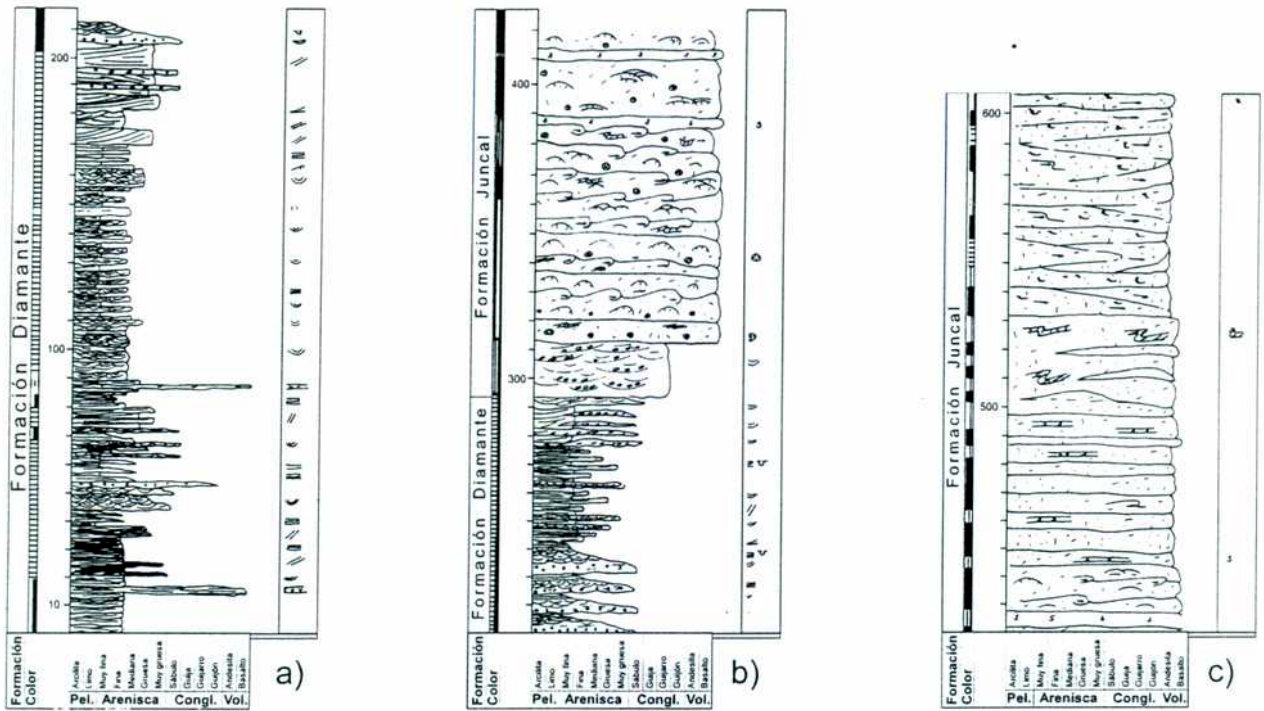
Este perfil fue levantado por Mosquera (1990) (figura 2.37) sobre la margen oriental del río Mercedario, justo en su desembocadura sobre el río Blanco. Comienza con sedimentitas asignadas a la Formación Diamante y continúa con volcanitas de la Formación Juncal.

Formación Diamante: Se apoya en contacto transicional sobre la Formación Huitrín.

- 6 m Areniscas medias sabulíticas en bancos lenticulares y con estratificación entrecruzada en artesa. Por encima se pasa a bancos tabulares de areniscas finas con estratificación entrecruzada planar, que gradan progresivamente a bancos laminados. Este cambio de estructura está acompañado por una disminución de la granulometría hasta el tamaño arena fina y pelitas.
- 5 m Areniscas finas en bancos tabulares de 40 cm con estratificación planar y laminados. Por primera vez se encuentran lentes pelíticos de 20 cm fuertemente laminados, aunque de poca persistencia lateral.
- 6 m Areniscas similares a las anteriores hasta la mitad del tramo. Allí se encuentra una lente conglomerádica sabulítica de 1 m, con estratificación en artesa. Es matriz sostenida por una arenisca sabulítica de similar composición que los clastos mayores.



Esta composición es de un 60% riolítica, 20% tobácea y 20% volcánica básica. Por encima estas lentes cambian a un color amarillo debido a que aumenta la participación de material tobáceo. La separación de estos niveles la integran bancos lenticulares, separados por contactos erosivos de sabulitas de color rojo con estratificación entrecruzada tangencial doble.



**Figura 2.37:** Perfil estratigráfico de los depósitos cretácicos en la margen oriental del río Mercedario. a) Sección inferior: Formación Diamante y base de la Formación Juncal. b) Sección superior: Formación Juncal. Ubicación en la figura 2.35 (basado en Mosquera, 1990).

- 4 m Areniscas finas rojas con intercalaciones pelíticas, distribuidas en bancos de hasta 30 cm, laminados o con estratificación entrecruzada planar de muy bajo ángulo. Poseen clastos mayores de cuarzo blanco muy angulosos de hasta 2 cm.
- 4 m Areniscas gruesas en bancos lenticulares de 30 cm con estratificación en artesa. Hacia el techo las areniscas son sabulíticas y se encuentran clastos aislados de composición volcánica junto con clastos de cuarzo angulosos.
- 6 m Arenisca calcárea de color amarillo de 15 cm de espesor y finamente laminadas, que se intercalan en una secuencia similar a la anterior. Los últimos 40 cm los ocupa un conglomerado de color gris oscuro, matriz sostenido por una arenisca sabulítica de similar composición. El tamaño medio de clastos es de 20 cm, los clastos son angulosos. La composición es un 40% riolítica, un 10% cuarzosa, un 10% volcánica básica, un 10% de granitoides y un 10% de areniscas rojas.
- 8 m Areniscas medianas rojas con estratificación entrecruzada planar, en secuencias de 2 a 3 m grano- y estratodecipientes que comienzan con un banco de 80 cm tabular con

*Cristallini (1996)*

nódulos de tosca intercalados. Por encima grada a un banco de areniscas finas laminadas y por último a pelitas rojas con una laminación poco visible. El último metro lo ocupa un conglomerado amarillo matriz sostenido. La matriz es arenosa y de similar composición que los clastos mayores. Estos son redondeados, de hasta 4 cm, de fábrica caótica, cuya composición es 80% tobácea, lo que le confiere un tono amarillo, 10% riolítica y un 10% basáltica.

- 10 m Areniscas conglomerádicas ordenadas en bancos lenticulares de 60 cm, con estratificación en artesa en que se mantiene globalmente la composición anterior. Se encuentran lentes de 20 cm de conglomerados, similares a los descritos en el tramo anterior.
- 12 m Areniscas medianas y gruesas, en bancos tabulares separados por contactos ondulosos, niveles de 30 y 40 cm con estratificación entrecruzada poco definida, donde se reconocen clastos redondeados de mayor tamaño (hasta 10 cm) de composición volcánica. Gradualmente los bancos pasan a areniscas finas laminadas, junto con niveles calcáreos amarillos masivos, de granulometría ligeramente superior. Estas son cortadas por lentes de 80 cm de areniscas conglomerádicas, que truncan a los bancos anteriores. En los últimos 2 m de este tramo, se encuentran niveles sabulíticos de 10 cm de color verde, lenticulares y de composición volcánica.
- 5 m Areniscas finas y medianas, dispuestas en bancos de 30 cm en los que se repite el patrón anterior de intercalaciones hasta que es cortado por un filón andesítico de color verde con apófisis que cortan a toda la secuencia. Se observan hornfels de color verde, violeta y gris que acompañan a los cuerpos intrusivos. Sobre la secuencia metamorfizada se reconocen bancos de 50 cm de areniscas medias con lentes de 30 cm conglomerádicos de composición volcánica.
- 20 m Areniscas rojas finas con estratificación en artesa, en que cambia el comportamiento en la sedimentación. Se encuentran bancos de 80 cm, lenticulares, que se intercalan con niveles de 60 cm de calcárenitas finas grises, amarillas por meteorización y violetas con similar estructura. Los contactos entre los diferentes bancos son ondulosos.
- 30 m Arenisca mediana roja clara con estratificación en artesa, que comienza con un banco tabular de 1,5 m con matriz calcárea que decolora la arenisca. Por encima continúa una monótona alternancia de bancos tabulares de 40 cm de areniscas y pelitas rojas y laminadas, junto con areniscas calcáreas amarillas, grises y violetas.
- 20 m Arenisca calcárea blanca pobremente laminada en dos niveles de 3 m cada una, que se distinguen dentro de la secuencia por su resistencia a la meteorización. Continúa la alternancia de niveles pelíticos rojos junto con las calcárenitas y fangolitas calcáreas varicolores, en bancos tabulares de 20 y 30 cm. La laminación es muy fina y lajosa.
- 7 m Areniscas medianas rojas con estratificación en artesa, dispuestas en bancos lenticulares de 2 m, donde se reconocen clastos verdes de composición volcánica. Los contactos son muy ondulosos.
- 14 m Areniscas medianas a finas dispuestas en bancos de 40 cm tabulares, con laminación ondulítica simétrica, muy bien seleccionadas. Se observan intercalaciones pelíticas de 20 cm. Luego aumenta ligeramente la granulometría en un banco de 6 m de una arenisca mediana con estratificación entrecruzada de bajo ángulo, con un fuerte contacto erosivo en las areniscas rojas precedentes.

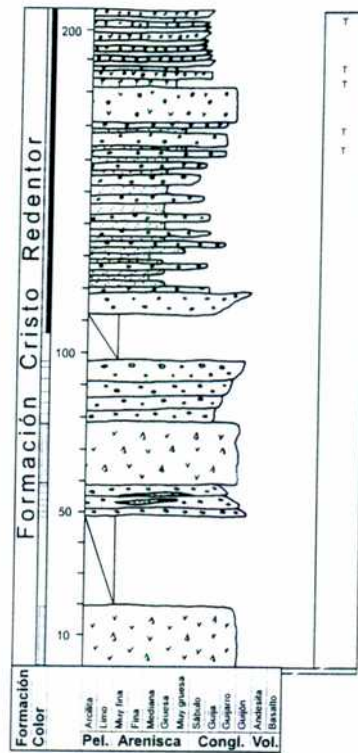
- 30 m Areniscas finas a muy finas rojo claras, con estratificación entrecruzada planar y muy bien seleccionadas, en potentes bancos lenticulares de hasta 8 m. Por encima se encuentran areniscas gruesas en fuerte contacto ondulado, donde no se pueden distinguir los límites de los bancos. Se reconocen sets de estratificación en artesas y tangencial doble. Presentan clastos redondeados de cuarzo de hasta 3 cm. En las intercalaciones finas se reconocen tubos cilíndricos de 0,3 cm muy sinuosos, de bioturbación de tipo endicnia.
- 40 m Areniscas en ciclos grano y estrato decrecientes de 8 m que comienzan con sabulitas gris rojizas, que cortan a niveles pelíticos con un contacto fuertemente erosivo, con una estratificación en artesa y clastos angulosos de las pelitas infrayacentes de hasta 4 cm, junto con componentes volcánicos y clastos de cuarzo vítreo redondeados de hasta 1 cm. Gradan a areniscas finas y pelitas rojas con una delgada laminación, que muestran una bioturbación en tubos cilíndricos de 0,3 cm, sinuosos que se disponen en las superficies interestratales, correspondiendo a un trazo de tipo epícnico.
- 35 m Areniscas intercaladas en bancos de 40 cm a 4 m con variadas estructuras internas. Se reconocen ciclotemas de 8 m que se inician con sabulitas dispuestas en lentes de 1 m con estratificación en artesa, tangencial doble y planar, que muestran lentes conglomerádicos de 30 cm con clastos volcánicos redondeados de hasta 10 cm, fuertemente imbricados. Gradan a bancos tabulares de areniscas rojas medias con estratificación entrecruzada planar; para finalizar en niveles finos pelíticos bioturbados.
- 15 m Areniscas gruesas con un aumento general de la granulometría y de la lenticularidad de los bancos, que se disponen en lentes de 4 m. Hacia el techo de este tramo se encuentran conglomerados matriz sostenidos, con estratificación en artesa de 60 cm, cuyos clastos no superan los 10 cm y se presentan fuertemente imbricados. La composición es volcánica y tobácea aunque más de un 40% corresponde a clastos de cuarzo blanco, redondeados.
- A partir de este tramo del perfil se observa un cambio general en la sedimentación, los colores verde y gris oscuro son dominantes frente a los rojos anteriores, a la vez que la participación de componentes volcánicos y volcaniclásticos es frecuente en toda la secuencia.
- 20 m Conglomerados gris verdosos, clasto sostenidos, de fábrica caracterizada por una fuerte imbricación que acompaña a la estructura interna en artesa de 2 m. Los componentes son esencialmente volcánicos y volcaniclásticos.

Techo: En contacto neto se pasa a una secuencia volcánica compuesta exclusivamente por coladas de composición basáltica asignadas a la Formación Juncal.

Perfil sobre el arroyo Quebrada del Rubio:

Este perfil (figura 2.38) fue levantado sobre el arroyo Quebrada del Rubio justo por encima del corrimiento del río Volcán. El mismo se realizó sobre depósitos asignados a la Formación Cristo Redentor.





**Figura 2.38:** Perfil estratigráfico de la Formación Cristo Redentor en el arroyo Quebrada del Rubio, afluente del río Volcán. Véase ubicación en la figura 2.35.

Base: contacto tectónico dado por el corrimiento del río Volcán sobre rocas asignadas a la misma formación.

- 20 m Brechas andesíticas medianas muy alteradas. La fracción clástica está compuesta por fragmentos angulosos andesíticos. La pasta tiene la misma composición.
- 30 m Cubierto.
- 10 m Conglomerados gris rojizos clasto sostenidos y granodecrecientes. El diámetro medio de clastos varía entre 10 cm en la base y 5 cm en el techo; están bien redondeados y son de composición volcánica. La matriz es arenosa mediana. Están estratificados en bancos de 1,5 m y con intercalaciones de areniscas medianas de 10 a 20 cm de potencia.
- 20 m Brechas andesíticas medianas. Están compuestas por fragmentos angulosos de andesita de aproximadamente 10 cm de diámetro. La pasta también es de composición andesítica. Tanto la pasta como los fragmentos se encuentran bastante alterados.
- 20 m Conglomerados clasto sostenidos granocrecientes. Los clastos son redondeados, de composición volcánica y varían su tamaño entre 8 cm en la base y 15 cm en el techo. Tienen intercalaciones de areniscas medianas con laminación paralela. Están estratificados en bancos de 2 m de potencia.
- 15 m Cubierto.
- 7 m Conglomerados clasto sostenidos granocrecientes con diámetro medio que varía de

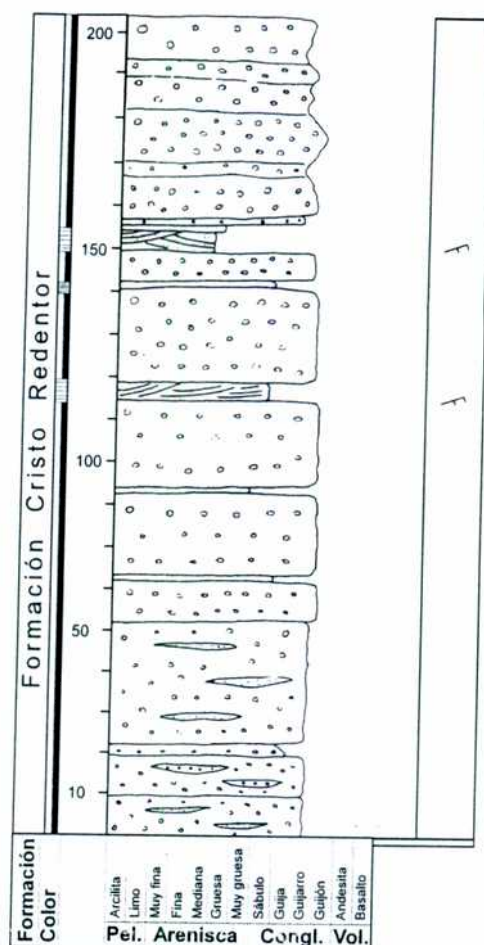
7 cm en la base a 20 cm en el techo. Estratificados en bancos de 1,5 m de potencia. Tienen intercalaciones de areniscas medianas con laminación paralela.

- 15 m Areniscas medianas a finas pardo grisáceas intercaladas con conglomerados clasto sostenidos finos. Las primeras se dan en bancos de entre 5 y 20 cm con laminación plana o con estratificación entrecruzada. Los conglomerados se encuentran en bancos con espesores que varían entre 20 y 70 cm. Los clastos son subredondeados y tienen diámetro medio 2 cm. La matriz es arenosa fina.
- 10 m Aglomerados volcánicos medianos con intercalaciones de tobas arenosas gruesas de 20 cm de potencia. Cristallini y Cangini (1993) realizaron una datación sobre la pasta andesítica de este aglomerado que otorgó una edad mínima de  $29 \pm 1$  Ma (K/Ar en roca total).
- 12 m Aglomerados volcánicos medianos a gruesos.
- 2 m Tobas arenosas medianas a gruesas en bancos de 20 cm.
- 3 m Aglomerados volcánicos finos subangulosos.
- 1 m Tobas arenosas medianas.
- 15 m Aglomerados volcánicos finos subangulosos estratificados en bancos granocrecientes de 20 cm.
- 1 m Tobas arenosas medianas a gruesas.
- 2 m Aglomerados volcánicos finos subangulosos y granocrecientes.

Perfil sobre la margen occidental del río Volcán:

Este perfil (figura 2.39) fue levantado sobre la margen occidental del río Volcán entre las desembocaduras de los arroyos de Valle Hermoso y Quebrada del Rubio. El mismo se realizó sobre depósitos asignados a la Formación Cristo Redentor.

- 10 m Conglomerados gruesos gris oscuros clasto sostenidos. Los clastos son subangulosos de composición volcánica y se presentan muy alterados. La matriz es arenosa mediana. Se observan intercalaciones de 50 cm de potencia de areniscas medias a gruesas macizas. Hacia el sector superior se intruye un filón capa basáltico de 15 m de potencia.
- 10 m Conglomerados gris oscuros clasto sostenidos con intercalaciones sabulíticas. Los clastos son de composición volcánica y se presentan muy alterados. La matriz es arenosa mediana.
- 3 m Conglomerados gris claros medianos, clasto sostenidos, con intercalaciones arenosas medianas de 10 cm de potencia cada vez más comunes hacia el techo. La matriz del conglomerado es arenosa fina.
- 30 m Conglomerados gris oscuros clasto sostenidos con intercalaciones de arenisca mediana de 60 cm de potencia. Los clastos son subangulosos de composición volcánica y se presentan muy alterados. La matriz es arenosa mediana.
- 10 m Conglomerados gris claros gruesos, clasto sostenidos, con intercalaciones arenosas finas de 8 cm y estratificación paralela. La matriz del conglomerado es arenosa media y los clastos están bien redondeados.



**Figura 2.39:** Perfil de la Formación Cristo Redentor en la margen occidental del río Volcán. Véase ubicación en la figura 2.35 (basado en Cangini, 1992).

- 1 m Conglomerados gris claros finos, clasto sostenidos con intercalaciones arenosas finas de 5 cm de potencia y estratificación entrecruzada. La matriz es arenosa fina y los clastos son subangulosos.
- 20 m Conglomerados gris claros gruesos, clasto sostenidos con intercalaciones arenosas medias y finas de 8 cm de potencia con estratificación paralela y entrecruzada. La matriz es arenosa y los clastos son subredondeados.
- 1 m Areniscas medianas a sabulíticas intercaladas con estratificación entrecruzada y ondulítica.
- 20 m Conglomerados gris claros y gruesos, clasto sostenidos, con intercalaciones arenosas finas de 8 cm de potencia con estratificación paralela. La matriz del conglomerado es arenosa media y los clastos están bien redondeados y son de composición volcánica.
- 5 m Areniscas medianas a sabulíticas intercaladas con estratificación entrecruzada y ondulítica. La secuencia es granocreciente, pasando en el techo a conglomerados finos.
- 20 m Conglomerados gris claros gruesos, clasto sostenidos, con intercalaciones arenosas finas de 10 cm de potencia con estratificación paralela. La matriz del



conglomerado es arenosa mediana y los clastos están bien redondeados y son de composición volcánica.

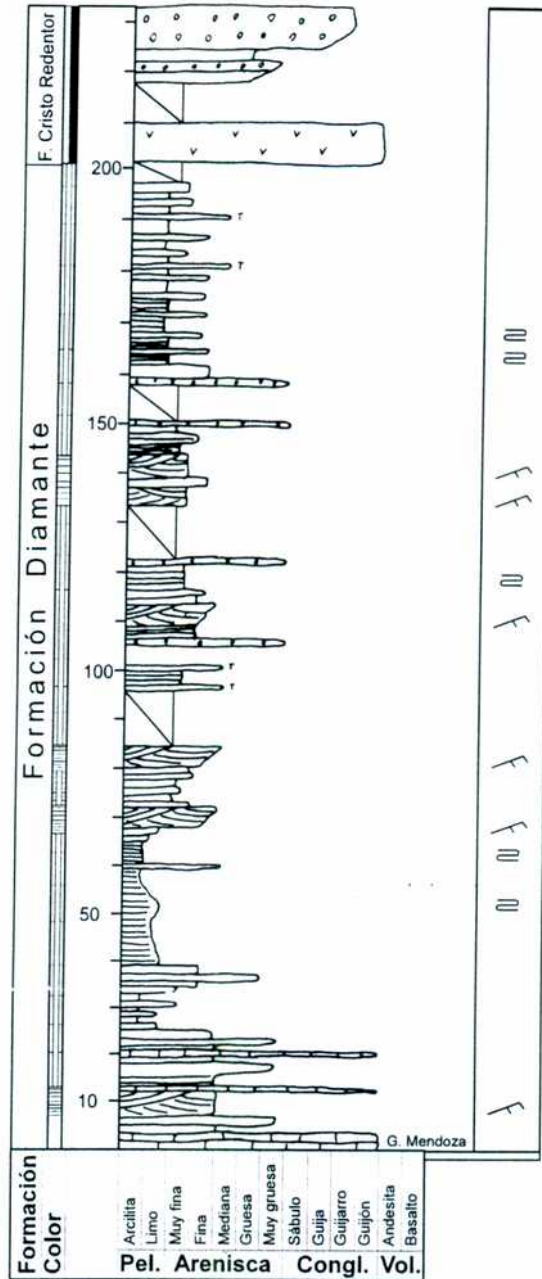
- 1 m Areniscas gruesas rojas con lentes sabulíticos.
- 8 m Conglomerados gris claros gruesos, clasto sostenidos, con intercalaciones arenosas finas de 10 cm de potencia con estratificación paralela. La matriz del conglomerado es arenosa media y los clastos están bien redondeados y son de composición volcánica.
- 5 m Areniscas rojas medias y finas con estratificación entrecruzada. Hacia el techo la secuencia pasa a niveles pelíticos morados con laminación ondulítica.
- 2 m Areniscas grises y rojas medianas con estratificación entrecruzada de bajo ángulo.
- 2 m Conglomerados grises medianos clasto sostenidos. La matriz es arenosa y rojiza, los clastos son subangulosos y de composición volcánica.
- 50 m Conglomerados gris claros clasto sostenidos en una secuencia granocreciente con intercalaciones de areniscas rojas gruesas. Los clastos pasan de 10 cm de diámetro y subangulosos en la base, a 50 cm en el techo y angulosos. La composición de los clastos es volcánica.

Perfil en la localidad del paso del Cobre:

Este perfil fue levantado en el paso entre los ríos Mercedario y de los Teatinos, ubicado hacia el sur del cerro Bayo del Cobre (figura 2.40). El mismo comienza con 280 m de rocas asignadas a la Formación Diamante, continúa con aproximadamente 900 m de depósitos asignados a la Formación Cristo Redentor y termina con cerca de 1.000 m de la Formación Juncal.

Formación Diamante: contacto paraconcordante sobre las calizas del Grupo Mendoza.

- 4 m Areniscas castañas medianas laminadas y sabulitas.
- 6 m Areniscas rojas medianas con estratificación entrecruzada.
- 15 m Areniscas castañas medianas con intercalaciones sabulíticas y de delgados bancos de calizas amarillentas.
- 11 m Areniscas muy finas con intercalaciones de pelitas rojas laminadas.
- 5 m Areniscas rojas finas macizas intercaladas con areniscas muy gruesas en bancos tabulares.
- 24 m Areniscas rojizas muy finas hacia la base y pelitas hacia el techo, con intercalaciones esporádicas de tobas blancas finas en bancos muy delgados de 10 a 20 cm.
- 5 m Areniscas rojas en secuencias granocrecientes con estratificación entrecruzada que pasan de finas en la base a medianas hacia el techo.
- 9 m Areniscas rojas muy finas a medias intercaladas.
- 5 m Areniscas rojas con estratificación entrecruzada, en secuencias granocrecientes que pasan de finas en la base a medianas hacia el techo.
- 14 m Cubierto.
- 6 m Areniscas muy finas con algunos banquitos tobáceos gris claros.



**Figura 2.40:** Perfil estratigráfico de las Formaciones Diamante y Cristo Redentor en el paso del Cobre. Véase ubicación en la figura 2.35.

- 5 m Cubierto.
- 5 m Sabulitas con intercalaciones de areniscas finas laminadas.
- 5 m Areniscas rojas con estratificación entrecruzada en secuencias granocrecientes que pasan de finas en la base a medianas hacia el techo.
- 10 m Areniscas rojas medianas intercaladas con finas y laminadas.
- 1 m Sabulitas.
- 14 m Cubierto.
- 20 m Areniscas finas rojas con estratificación entrecruzada intercaladas con areniscas finas a medias laminadas.
- 1 m Sabulitas.

*Universidad de Buenos Aires*

- 9 m Cubierto.
- 1 m Sabulitas.
- 48 m Areniscas finas a medianas con intercalaciones de pelitas rojas laminadas. Tiene banquitos delgados de tobas finas gris claras.
- 5 m Cubierto.

Formación Cristo Redentor

- 900 m Basaltos negros amigdaloides en la base. En general todo el paquete está formado por una sucesión de conglomerados granocrecientes mal seleccionados que van desde medianos a gruesos y están estratificados en bancos de 2 a 5 m de potencia. Pasan de matriz sostenidos en la base a clasto sostenidos hacia el techo. Los clastos están bien redondeados y la composición es volcánica. La matriz es arenosa gruesa a sabulítica. En toda la secuencia aumenta hacia el techo la participación volcánica con coladas lávicas andesíticas de tonalidades verdosas.

Techo: el perfil culmina con aproximadamente 1.000 m de lavas y depósitos piroclásticos asignados a la Formación Juncal.

Perfil en la localidad del río de la Cerrada:

Este perfil de la Formación Diamante (figura 2.41) fue levantado en colaboración con la Lic. Tomezzoli sobre la margen oriental del río de la Cerrada.

Base: se apoya en forma paraconcordante sobre los depósitos calcáreos del Grupo Mendoza.

- 30 m Areniscas gruesas a muy gruesas rojas intercaladas, con estratificación paralela en bancos de 1 a 5 m de potencia.
- 4 m Areniscas rojas gruesas con estratificación entrecruzada.
- 25 m Areniscas rojas medianas a muy gruesas con estratificación paralela en bancos de 1 a 3 m de potencia.
- 90 m Areniscas rojas gruesas y sabulíticas con estratificación paralela en bancos de 2 m de potencia. Hacia la base predominan las areniscas gruesas y hacia el techo las sabulitas. Algunos bancos presentan estratificación entrecruzada y estructuras de canal.
- 65 m Areniscas muy gruesas a sabulíticas y conglomerados medianos intercalados con estratificación paralela en bancos de hasta 6 m de potencia. Algunos bancos presentan estratificación entrecruzada y estructuras de canal.
- 55 m Areniscas rojas muy gruesas a sabulíticas en secuencias granodecrecientes que pasan a areniscas muy finas gris oscuras en el techo.
- 12 m Calizas gris oscuras laminadas intercaladas con areniscas muy finas y pelitas negras finamente laminadas.
- 50 m Areniscas gris oscuras finas.
- 20 m Lava andesítica gris y maciza.
- 12 m Areniscas rojas finas con tobas andesíticas grises intercaladas.
- 12 m Areniscas finas intercaladas con pelitas verdes laminadas.
- 10 m Toba andesítica gris.
- 50 m Cubierto.
- 9 m Toba andesítica gris.
- 15 m Pelitas verdes finas laminadas con mucha deformación interna.





Hacia el sur de la Cerrada se han identificado dos bancos calcáreos, interpuestos en los niveles basales de la Formación Diamante. Estos niveles calcáreos presentan restos de gastrópodos mal conservados (Ramos, 1985 a).

En el sector occidental, más precisamente en las localidades de los arroyos Frío y de las Lletas, cerca de su desembocadura sobre el río de los Teatinos, afloran rocas asignadas a las Formaciones Cristo Redentor que están compuestas por una intercalación de areniscas medias y gruesas y conglomerados finos repetidos tectónicamente por el corrimiento del río Volcán. Por encima yacen los depósitos volcanoclásticos de la Formación Juncal.

Hacia el sur, siempre en el sector occidental se observan, en el arroyo de la Quebrada Honda, rocas asignadas a las Formaciones Diamante y Cristo Redentor sobre las cuales yacen los depósitos de la Formación Juncal. Están repetidos tectónicamente y afectados por plegamiento. Las primeras se ubican hacia el este y están compuestas por delgadas intercalaciones de areniscas medianas, areniscas finas y pelitas. La secuencia toma tonalidades grises y rojas. La Formación Cristo Redentor (figura 2.42) yace sobre la anterior y se caracteriza por una intercalación de conglomerados medios y gruesos, areniscas gruesas, brechas y aglomerados volcánicos medianos y gruesos en menor proporción. También se presentan algunas intercalaciones muy delgadas de calizas amarillentas.

En la margen occidental del río Mercedario a la latitud del cerro Bayo del Cobre, se observa que los depósitos de la Formación Diamante están compuestos por una intercalación de areniscas gris rojizas medianas con estratificación entrecruzada y areniscas finas y pelitas rojas laminadas (figura 2.43). Se intercalan en la secuencia algunas tobas blanquecinas de pocos centímetros de espesor. El color general del paquete es rojo.

Hacia el este, en el arroyo de la Ramada Sur, en el núcleo del sinclinal ubicado hacia el oeste de ese arroyo, Anselmi (1994) describe a las sedimentitas cretácicas como una secuencia paraconcordante sobre el Grupo Mendoza constituida por areniscas finas y limolitas rojas que hacia arriba pasan a areniscas medias a gruesas, estratificadas en bancos tabulares.



**Figura 2.42:** Aspecto de los depósitos de la Formación Cristo Redentor sobre la margen sur del arroyo Quebrada Honda. Esta unidad está compuesta por una intercalación de conglomerados, areniscas gruesas, brechas y aglomerados volcánicos. Nótese la presencia de filónes capa de andesita.

#### *Discriminadores tectónicos*

Aplicando las relaciones establecidas por Dickinson y Suczek (1979) y Dickinson *et al.* (1983), se pudo establecer el ambiente tectónico de procedencia de los sedimentos que conforman las areniscas de las Formaciones Diamante y Cristo Redentor (véase figura 2.24).

Se ha realizado un conteo de los componentes detríticos, sobre las muestras de areniscas recolectadas por Cegarra (1987) en la quebrada Tolosa y sobre las rocas de la Formación Tordillo de las quebradas Tolosa y Tolosa Sur. También se han empleado para esta última unidad las muestras recolectadas por Lo Forte (1988) en la quebrada Blanca Blanca, las obtenidas por Sanguinetti (1987) en las quebradas de Vargas y de Los



*Universidad de Buenos Aires*

Paramillos, por Mussini (1989) en Cristo Redentor y Eisner (1987) en la quebrada de Matienzo.

Estos diagramas se basan en que la moda de la fracción clástica mayor refleja la naturaleza de las rocas generadoras, que se vinculan a un determinado ambiente geotectónico. Según los autores son aplicables a rocas con menos de un 20 % de matriz o cemento y con escasa proporción de litoclastos carbonáticos.



**Figura 2.43:** Aspecto de los depósitos de la Formación Diamante hacia el este del cerro Bayo del Cobre, compuesta por areniscas gris rojizas, areniscas finas y pelitas rojas laminadas, con intercalaciones de tobas blanquecinas.

El diagrama Qt-F-L considera la estabilidad de los granos, que se relaciona con el tipo de roca madre y la preservación de los mismos, dependiente de la meteorización, relieve y mecanismos de transporte. El diagrama Qm-F-Lt enfatiza el tamaño de grano de la

*Cristallini (1996)*  
roca madre.

Si se observan los ploteos en ambos diagramas en la figura 2.24, se puede apreciar un carácter similar en la distribución de las muestras de las Formaciones Tordillo y Cristo Redentor.

Los ambientes de sedimentación más directos para el depósito y preservación de estos materiales pueden ser la trinchera oceánica, las cuencas de antearco, intraarco o retroarco. En este caso los depósitos se habrían acumulado en cuencas de intraarco o retroarco, hecho que se desprende de la distribución de los distintos elementos geológicos en el área, como de la interdigitación de estas areniscas con volcanitas atribuibles a un arco magmático.

El material provendría de la erosión de los aparatos volcánicos relacionados a un arco magmático coetáneo con las Formaciones Diamante y Cristo Redentor, que aportaría una gran cantidad de detritos de rocas volcánicas de grano fino, que luego de un corto transporte fluvial serían preservados en una cuenca de retroarco o intraarco. La naturaleza y presencia relativa de los distintos componentes es similar a la mencionada por Dickinson *et al.* (1983) como producto de la erosión de estratovolcanes andesíticos.

*Depósitos predominantemente volcanoclásticos  
(más del 50% de participación volcanoclástica)  
Formación Juncal (Ramos et al., 1990)*

Ramos *et al.* (1990), con el fin de unificar la nomenclatura estratigráfica de la región, propusieron la denominación de Formación Juncal para las litofacies volcanoclásticas y volcánicas que se depositan por encima de las secuencias marinas neocomianas o sobre los depósitos de la Formación Cristo Redentor. La misma se correspondería con la Formación Abanico definida por Aguirre Le Bert (1960) como una secuencia de volcanitas y sedimentitas clásticas y terrígenas de colores predominantemente gris pardo y púrpura rojo grisáceo de edad cretácica superior. Ramos *et al.* (1990), siguiendo lo sugerido por Godoy *et al.* (1988), recomiendan no utilizar ese nombre.

La localidad tipo de la Formación Juncal se encuentra en ambos márgenes del río homónimo, en territorio chileno. En la cordillera del Límite se encuentra constituida principalmente por conglomerados de matriz tobácea, brechas volcánicas, tobas y areniscas tobáceas de colores violáceos a pardo rojizos, con intercalaciones lávicas y brechas de flujo

andesíticas de color verde grisáceo. Sus depósitos volcánicos y volcanoclásticos gradan tanto vertical como horizontalmente a los depósitos clásticos de la Formación Cristo Redentor.

Las primeras menciones sobre los depósitos netamente volcanoclásticos y volcánicos cretácicos se remontan a los trabajos de Darwin (1846), en los que este autor agrupó en la "Formación Porfirica" a todas las rocas volcánicas y volcanoclásticas mesozoicas desarrolladas entre Chile y Argentina. Otros investigadores como Stelzner (1885) y Burckhardt (1900) han examinado estas rocas y propusieron distintas unidades. Recién Gerth en sus trabajos de 1911 y 1913 (publicados en 1931) distinguió una "formación porfirica jurásica" y una "serie de porfirito labradorífero" de posible edad neocretácica. Posteriormente diversos investigadores como Schiller (1912), González Bonorino (1950), Groeber (1929, 1946, 1951, 1953), Polanski (1972) e Yrigoyen (1979) se refirieron a estas rocas en distintas localidades.

Ramos (1985 a) mencionó que las volcanitas cretácicas alcanzan su máximo desarrollo en el cordón del Límite, correspondiendo a una secuencia dacítica a andesítica dominante en facies de volcanismo fragmentario. Asimismo dicho autor (Ramos, 1985 a y b) llamó la atención sobre la presencia en la zona aconcagüina de un importante volcanismo sincrónico con la depositación de las sedimentitas jurásico superior-cretácico inferiores. Hacia el sector limítrofe argentino-chileno marca la ocurrencia de potentes secuencias volcanógenas que se interdigitan, infrayacen y suprayacen en relaciones primarias a los calcáreos fosilíferos mendocianos.

Rivano *et al.* (1986) realizaron una revisión de la edad de las unidades predominantemente volcánicas que caracterizan el desarrollo cordillerano de Chile central. En la misma reconocieron que la Formación Las Chilcas (Thomas, 1958), generalmente considerada durante décadas como cretácica superior, se encuentra intruida por granitoides de edades K/Ar 92, 96, 117 y  $118 \pm 3$  Ma, lo que ubicaría a esta unidad en el Cretácico inferior. Asimismo sugieren una edad similar para la Formación Abanico, que se encuentra inmediatamente al oeste, en base a la correlación ampliamente aceptada entre ambas. En dicho trabajo mencionan que en el cordón del Límite, en el área del portezuelo de Navarro-Portillo, la Formación Abanico engranaría gradualmente con la Formación Cristo Redentor y que los calcáreos neocomianos de la Formación San José (equivalente al Grupo



*Cristallini (1996)*

Mendoza) constituirían una intercalación sedimentaria del conjunto, que asimila a la Formación Pelambres (Rivano, 1984) de la Alta cordillera de Illapel, al norte de los 32°, la cual presenta un desarrollo litológico comparable (véase cuadro de la figura 2.34). También mencionaron que los equivalentes hacia el norte de la Formación Las Chilcas se encuentran cubiertos en discordancia angular por las volcanitas de la Formación Viñita (Thomas, 1967) de edad cretácica superior.

Posteriormente Rivano y Sepúlveda (1991) describieron a la Formación Los Pelambres compuesta por brechas y conglomerados andesíticos, tobas arenosas y areniscas que afloran en el sector chileno de la cordillera Principal y que ya habían sido designadas como Formación río Totoral por Olivares Morales (1985).

En los últimos años se han realizado estudios tanto en el sector argentino como en el chileno con el objeto de poner orden en el esquema estratigráfico volcánico jurásico, cretácico y terciario y poder separar a las volcanitas y volcaniclastitas de estas edades. En tal sentido se pueden mencionar los trabajos de Ramos *et al.* (1990), Sanguinetti y Cegarra (1991), Sanguinetti y Ramos (1993) y Sanguinetti (en preparación), en los que se presentan detallados estudios de las volcanitas y volcaniclastitas jurásicas y cretácicas en la región aconcagüina.

En la región aconcagüina, Ramos e Yrigoyen (1987) reconocieron la presencia de dos secuencias volcánicas sobre la base de nuevos datos estratigráficos y radimétricos. La primera, de edad cretácica inferior, que desde el cordón limitrofe engrana y se intercala hacia el este con el Grupo Mendoza y la Formación Diamante. Estas se vinculan a la que anteriormente había sido asignada a la Formación Abanico (Yrigoyen, 1976, 1979), o a la Formación Pelambres del Cretácico inferior propuesta por Rivano (1984). A la segunda secuencia, que forma la parte superior del cerro Aconcagua y que había sido atribuida al Chilelense por Groeber (1951) y a la Formación Abanico por Yrigoyen (1976), le asignan una edad miocena, basándose en las dataciones radimétricas presentadas por Ramos *et al.* (1985). En diversos trabajos inéditos (Eisner, 1987; Mussini, 1989; Ferrari, 1990), en el ámbito de la quebrada Matienzo cercano al límite internacional, describieron la interdigitación de volcanitas y volcaniclastitas tanto con los calcáreos mendocianos como con las Formaciones Diamante y Cristo Redentor.

En la región de la Alta cordillera de San Juan, Cristallini y Cangini (1993)

*Universidad de Buenos Aires*

estudiaron estas volcanitas y propusieron un esquema de distribución de facies volcanoclásticas asociadas a un arco magmático, siguiendo los conceptos propuestos por Vassell y Davies (1981). Dentro de ese esquema dividen a los depósitos continentales cretácicos en cuatro facies:

- Facies volcánicas propiamente dichas (Formación Juncal)
- Facies volcanoclásticas proximales (Formación Cristo Redentor)
- Facies volcanoclásticas intermedias (Formación Cristo Redentor)
- Facies volcanoclásticas distales (Formación Diamante)

### *Distribución y litología*

Las rocas cretácicas predominantemente volcanoclásticas afloran en más del 30% de la región estudiada, concentrándose en el sector occidental contra el límite internacional argentino-chileno (véase lámina 1) y constituyen los depósitos volumetricamente más importantes de este sector de la cordillera Principal. Están constituidos por brechas y aglomerados volcánicos intercalados con bancos de conglomerados, tobas gruesas y coladas andesíticas espesas. Estos depósitos son fácilmente confundibles con la Formación Farellones que los sobreyace en discordancia.

El pasaje entre esta unidad y la Formación Cristo Redentor infrayacente es transicional tanto en el sentido vertical como lateral. En el mapa de la figura 2.35 se han indicado los sitios en que se han realizado observaciones detalladas de estas unidades, las que se describen a continuación.

En la margen norte del río de los Teatinos, sobre los depósitos de la Formación Cristo Redentor se apoya un conjunto de aproximadamente 1.000 m de rocas volcanoclásticas asignadas a la Formación Juncal. Las mismas comienzan con una intercalación de lavas andesíticas pardo rojizas muy alteradas y tobas gruesas blanquecinas (M 7/94 y oco/94, véase sección geoquímica de las volcanitas cretácicas) y continúa con una intercalación de brechas y aglomerados volcánicos, conglomerados gruesos y muy gruesos de composición volcánica y coladas lávicas andesíticas.

Sobre la margen izquierda del río Mercedario, Mosquera (1990) encuentra directamente sobre los depósitos de la Formación Diamante, una secuencia volcánica de más de 300 m que asigna a la Formación Juncal y que se describe a continuación:

Perfil de la margen izquierda del río Mercedario:

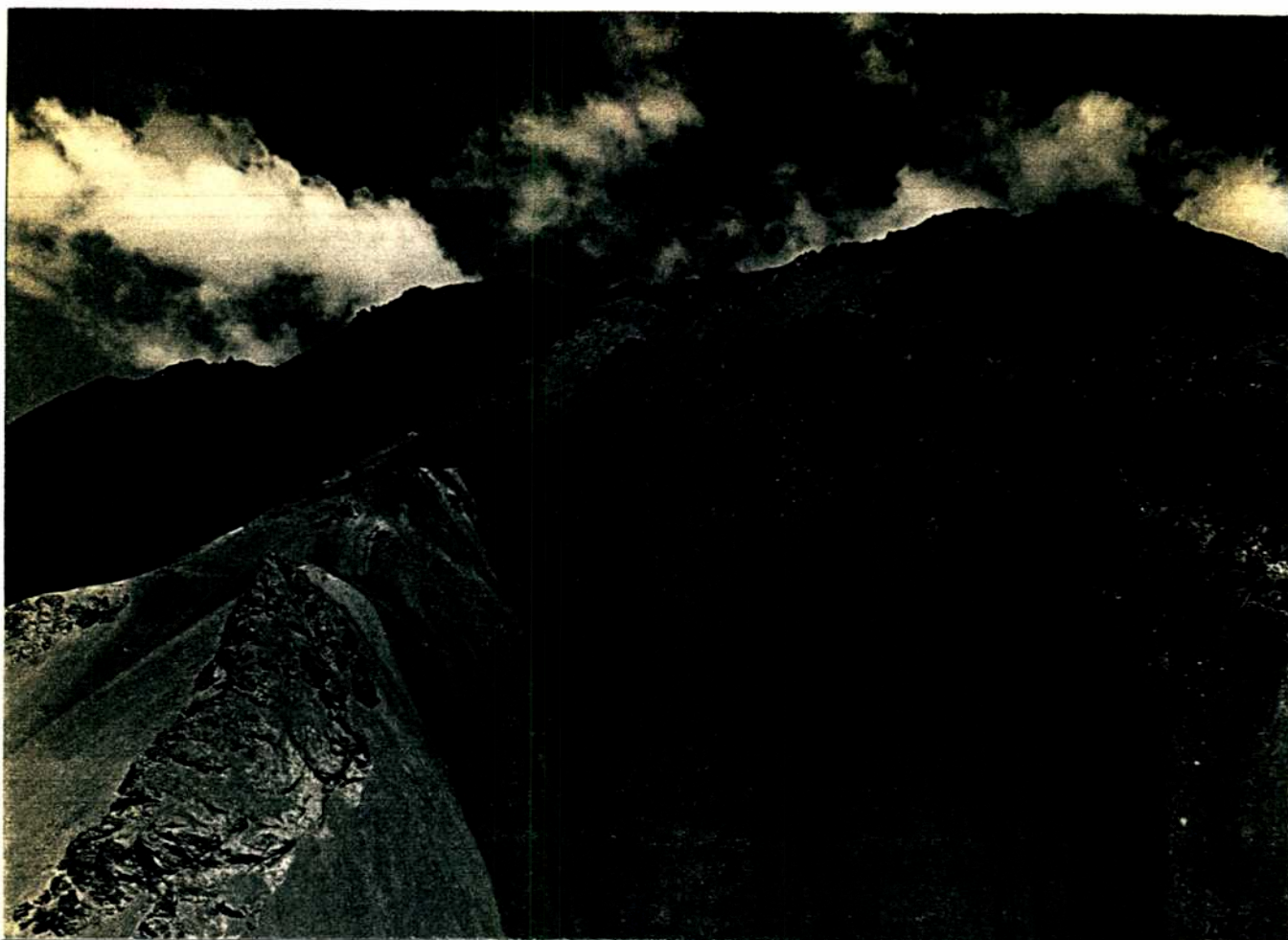
Base: Contacto neto sobre las sedimentitas de la Formación Diamante.

- 80 m Rocas volcánicas constituidas por rocas basálticas y andesíticas, donde los niveles de rocas sedimentarias asociadas son prácticamente inexistentes. Se encuentran basaltos mantiformes de 8 m de color gris verdoso. Presentan estructuras arriñonadas que denotan rasgos de fluidalidad. Sobreyacen otro tipo de coladas de color negro, que se presentan en domos de unos 40 m con estructuras botroidales que condicionan una disyunción esferoidal. Poseen amígdulas rellenas con carbonatos y zeolitas, esféricas y hasta de 5 cm de diámetro. Ambos tipos de coladas muestran fracturas rellenas por carbonatos.
- 60 m Coladas lávicas con espesores entre 4 y 20 m, viéndose diversos rasgos de fluidalidad. Asociados a estas coladas se encuentran mantos de sulfuros primarios, constituidos por pirita, calcopirita y arsenopirita, que se distribuyen en forma homogénea dentro de las coladas, aunque aparecen con mayor frecuencia dentro de las de color verde.
- 90 m Coladas lávicas andesíticas. Continúan siendo conspicuas las manifestaciones de sulfuros. Hacia el techo, la alteración y el diaclasamiento son muy importantes y las fracturas están rellenas de carbonatos, lo que hace que estas rocas sean friables y los contactos entre las coladas muy difusos.
- 80 m Rocas lávicas y tobáceas de diferentes tonalidades, se distinguen los colores ocre, violeta, verde y negro. Se distribuyen en lentes de hasta 7 m de espesor, mostrando rasgos de fluidalidad visibles en estrías y corrugaciones en superficie. Los contactos entre las diferentes rocas son muy difusos y se hallan interdigitadas lateralmente.

Techo: cubierto por depósitos cuaternarios de talud.

Por encima de los depósitos de la Formación Cristo Redentor en las proximidades del paso del Cobre, yace una secuencia volcanoclástica de aproximadamente 1.000 m de potencia asignada a la Formación Juncal. Está formada por una intercalación de material clástico y volcanoclástico. El primero está compuesto por conglomerados gruesos y muy gruesos, mal seleccionados y estratificados en bancos de 5 m. La composición de los clastos es en un 90% volcánica y la matriz es sabulítica con clastos de igual composición. La parte volcanoclástica de la secuencia está representada por bancos de tobas blancas gruesas de varios metros de espesor, brechas y aglomerados volcánicos y coladas lávicas andesíticas.





**Figura 2.44:** Aspecto de la Formación Juncal en el arroyo Ortiz, compuesta por brechas, aglomerados volcánicos muy gruesos y coladas andesíticas.

En los tramos superiores de los arroyos Frío y de las Llaretas, afloran rocas asignadas a la Formación Juncal que se continúan hacia el sector chileno. Están apoyadas sobre los depósitos de la Formación Cristo Redentor y compuestas por una intercalación de aglomerados volcánicos gruesos, formados por clastos redondeados de andesita y una pasta de la misma composición; tobas sabulíticas gris claras con clastos volcánicos pumíceos, coladas andesíticas de textura porfirica con fenocristales de 1 cm de plagioclasa (ocoitas) y conglomerados gruesos granodecrecientes de composición volcánica con intercalaciones de areniscas medianas con estratificación entrecruzada en bancos de 30 cm de potencia.

Si bien los patrones aflorantes en el arroyo Ortiz son semejantes a los de los arroyos Frío y Llaretas, en esta localidad la Formación Juncal está compuesta por términos volcanoclásticos y volcánicos más proximales. Es así que aumenta la participación de

*Cristallini (1996)*

brechas y aglomerados volcánicos muy gruesos y coladas andesíticas. La secuencia se presenta muy alterada adquiriendo un aspecto varicolor con paquetes amarillos, ocre, grises y blancos (figura 2.44). Es importante destacar que en el núcleo del sinclinal ubicado entre el arroyo Ortiz y su principal afluente, se apoya, sobre un banco de unos 20 m de tobas blancas, una secuencia totalmente clásica de más de 150 m de espesor. La misma está compuesta por una intercalación de conglomerados grises gruesos y areniscas gruesas hacia la base. Hacia el techo, el color de la secuencia se hace rojo y disminuye la granulometría siendo comunes conglomerados medios a finos y areniscas medias con estratificación entrecruzada.

En el tramo superior del arroyo de la Quebrada Honda han sido examinados nuevamente los depósitos de la Formación Juncal. Los mismos al igual que en el sector del arroyo Ortiz, están compuestos por términos en su mayoría volcánicos y volcanoclásticos gruesos y muy gruesos y se presentan muy alterados a colores ocre y amarillos.

La composición global de los depósitos de la Formación Juncal en los tramos superiores de los arroyos de Valle Hermoso y la Honda, es semejante a la descrita para las localidades previas. Sin embargo, hay que destacar que la participación de lavas volcánicas es mayor. Es así, que sobre la margen oriental del segundo arroyo, se presentan coladas andesíticas de unos 80 m de espesor y textura porfírica con fenocristales de un centímetro de plagioclasa, con típica textura ocoítica. Las mismas presentan un color pardo rojizo oscuro y fueron datadas con una edad mínima de  $23 \pm 0,1$  Ma (K/Ar en roca total) por Cristallini y Cangini (1993).

En todo este sector y sobre todo en las nacientes del arroyo de la Honda, se pueden observar importantes zonas de alteración hidrotermal, que tiñen todo el sector de un color ocre amarillento.

### *Geoquímica de las volcanitas cretácicas*

En este capítulo se dan a conocer nuevos datos geoquímicos de elementos traza y tierras raras (cuadro I) obtenidos a partir del análisis de rocas volcánicas y volcanoclásticas cretácicas pertenecientes a las Formaciones Diamante, Cristo Redentor y Juncal. Las mismas corresponden a muestreos realizados en la región y pueden ubicarse en el mapa de la figura 2.35 y en los perfiles y descripciones realizadas en secciones anteriores. Se

comparan los datos obtenidos con los correspondientes a rocas de la Formación Los

Pelambres (Vergara *et al.*, 1993) y a muestreos anteriores de Cristallini *et al.* (1994).

CUADRO I: Análisis químicos de rocas de las Formaciones Cristo Redentor y Juncal en la región de la Ramada.

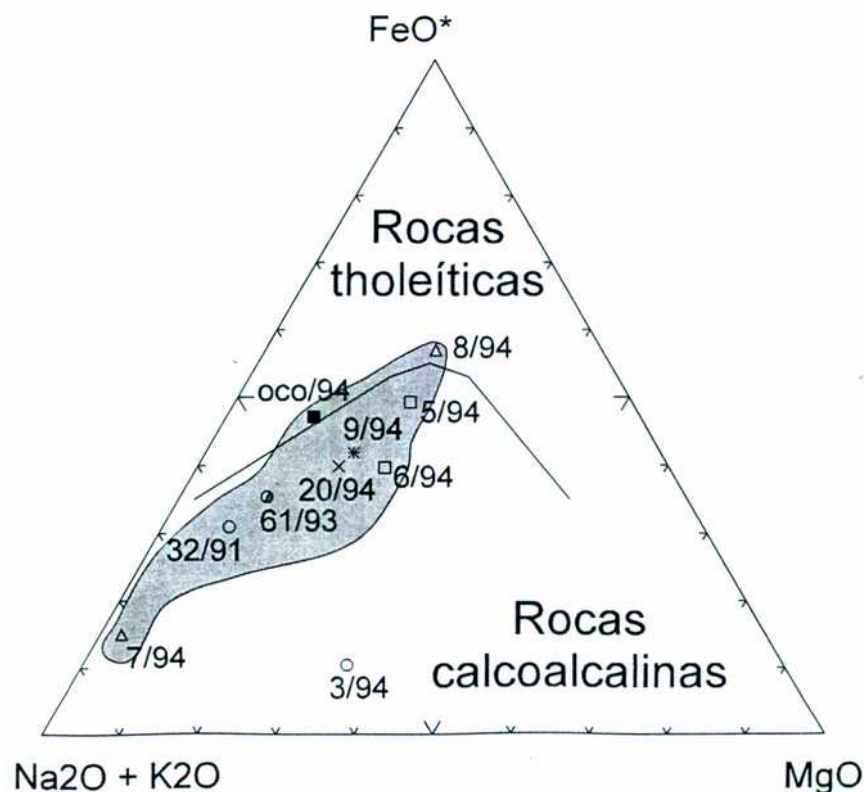
MUEST	32/91	61/93	6/94	5/94	7/94	9/94	20/94	OCO/94
SiO <sub>2</sub>	61.67	58.99	52.84	44.33	74.45	52.28	54.45	55.30
TiO <sub>2</sub>	0.66	0.78	1.08	1.45	0.11	0.90	1.04	1.54
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15.55	16.45	17.02	14.52	11.83	17.28	16.56	17.38
FeO*	4.28	5.03	7.18	10.11	1.33	7.16	6.64	6.94
MnO	0.10	0.07	0.24	0.33	0.07	0.26	0.16	0.13
MgO	1.18	1.58	4.36	4.61	0.25	3.24	3.01	1.64
CaO	2.33	3.95	3.90	9.80	0.93	5.33	5.90	6.60
Na <sub>2</sub> O	7.40	5.01	6.13	4.37	2.73	4.74	4.66	4.18
K <sub>2</sub> O	0.95	2.58	0.45	1.44	4.59	1.98	2.34	1.97
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0.33	0.35	0.38	0.23	0.04	0.39	0.44	0.59
La	29.7	36.1	28.0	10.5	16.8	31.3	30.2	45.9
Ce	67.0	67.0	60.0	25.0	34.0	64.0	60.0	100.0
Nd	32.0	34.0	30.0	15.0	14.0	33.0	29.0	52.0
Sm	6.07	5.68	6.02	3.79	2.21	5.85	5.38	9.77
Eu	1.52	1.55	1.80	1.37	0.47	1.69	1.68	2.30
Tb	0.70	0.50	0.80	0.60	0.40	0.70	0.70	1.40
Yb	2.38	2.00	2.33	1.48	1.34	2.19	1.74	3.72
Lu	0.38	0.33	0.38	0.22	0.20	0.34	0.27	0.57
Cr	1	12	9	295	1	3	52	16
Ni	3	7	4	134	2	5	16	13
Co	21	20	27	43	24	26	28	28
Sc	7	10	16	17	2	12	14	15
V	75	80		112	2	104	75	110
Cu	15	28	25	21	6	19	20	76
Pb	35	19	5	14	5	81	32	27
Zn	42	54	81	142	24	313	104	149
Cd	0.5	0.5	0.5	0.6	0.5	0.5	0.5	0.8
W	135	69	32	28	176	47	44	69
As	8	4	1	23	2	4	3	5
Sb	0.5	0.1	0.1	0.4	0.3	0.4	0.1	0.1
Ag	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.4	0.5
Rb	42	80	10	39	119	46	53	49
Cs	5.6	2.1	1.4	2.2	6.1	2.0	1.1	2.0
Ba	388	632	245	1132	945	506	603	545
Sr	1011	499	982	767	82	591	631	651
Ta	1.4	1.4	0.6	0.5	0.9	0.5	1.0	1.0
Hf	4.9	5.3	4.4	2.5	2.5	4.4	4.3	7.3
Zr	193	220	205	121	99	210	181	352
Y	22	19	24	17	12	22	19	40
Th	5.1	12.3	5.2	1.4	10.1	4.6	6.3	11.3
U	1.3	3.0	1.0	0.4	2.6	1.0	1.1	2.4



*Geoquímica de elementos mayoritarios*

En la región del Aconcagua, Sanguinetti y Ramos (1993) realizaron una síntesis de las características principales del volcanismo de arco jurásico-cretácico del sector. A partir de datos geoquímicos del sector chileno (Levi y Nyström, 1982 a y b; Aberg *et al.*, 1984; Levi *et al.*, 1988 y 1989 y Aguirre *et al.*, 1989), mencionan que la mayoría de las muestras de lavas básicas e intermedias de estas volcanitas, corresponden a basaltos, andesitas y andesitas basálticas, con un predominio de estas últimas. Son en general calcoalcalinas dentro de las series normal y de alto contenido en potasio, con importante participación de shoshonitas y escasas rocas transicionales entre la serie calcoalcalina y las tholeitas de arco de bajo tenor potásico.

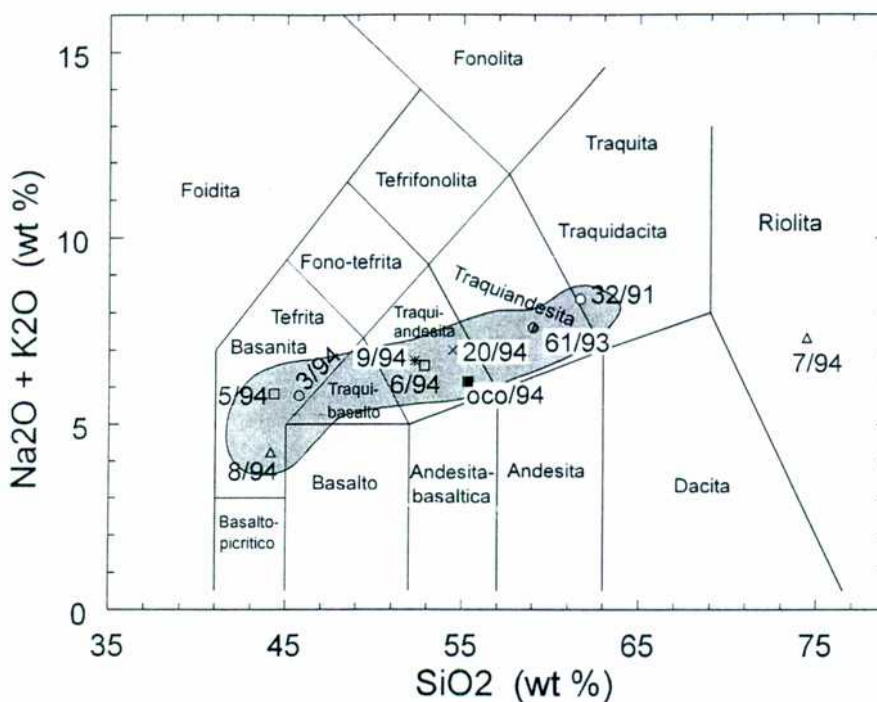
Vergara *et al.* (1993) presentaron análisis geoquímicos sobre volcanitas del Complejo Pelambres. Las muestras analizadas por estos autores corresponden a basaltos calcoalcalinos y tholeíticos de bajo contenido en K, andesitas basálticas de bajo contenido en K y calcoalcalinas y andesitas calcoalcalinas y calcoalcalinas con alto contenido en K.



**Figura 2.45:** Diagrama AFM para las volcanitas cretácicas analizadas. Se indica el campo de las del Complejo Pelambres según Vergara *et al.* (1993).

Estos autores destacan que estas muestras presentan menos K que el promedio de los basaltos de la Formación Veta Negra y similar a los de la Formación Lo Prado.

En el diagrama AFM de Irvine y Baragar (1971) (figura 2.45), se puede observar que las muestras analizadas corresponden casi en su totalidad a una serie calcoalcalina bien diferenciada. Si bien las muestras oco/94 y 8/94 lo hacen dentro del campo tholeítico, su petrografía indica que esta situación podría deberse a un enriquecimiento secundario en óxidos de Fe.



**Figura 2.46:** Gráfico álcalis total ( $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ ) en función del porcentaje de sílice ( $\text{SiO}_2$ ) según Le Maitre *et al.* (1989). Las volcanitas cretácicas analizadas se comparan con el campo del Complejo Pelambres según datos de Vergara *et al.* (1993).

En el diagrama de la figura 2.46 también se grafica el total de álcalis en función de sílice con los campos propuestos por Le Maitre *et al.* (1989). Esto permite clasificar a las rocas analizadas como traquiandesitas, traquiandesitas basálticas y tefritas basaníticas, hecho que es coherente con su petrografía. La composición de las tobas (muestra 7/94) es riolítica.

Las rocas analizadas corresponden a volcanitas calcoalcalinas con relativamente alto

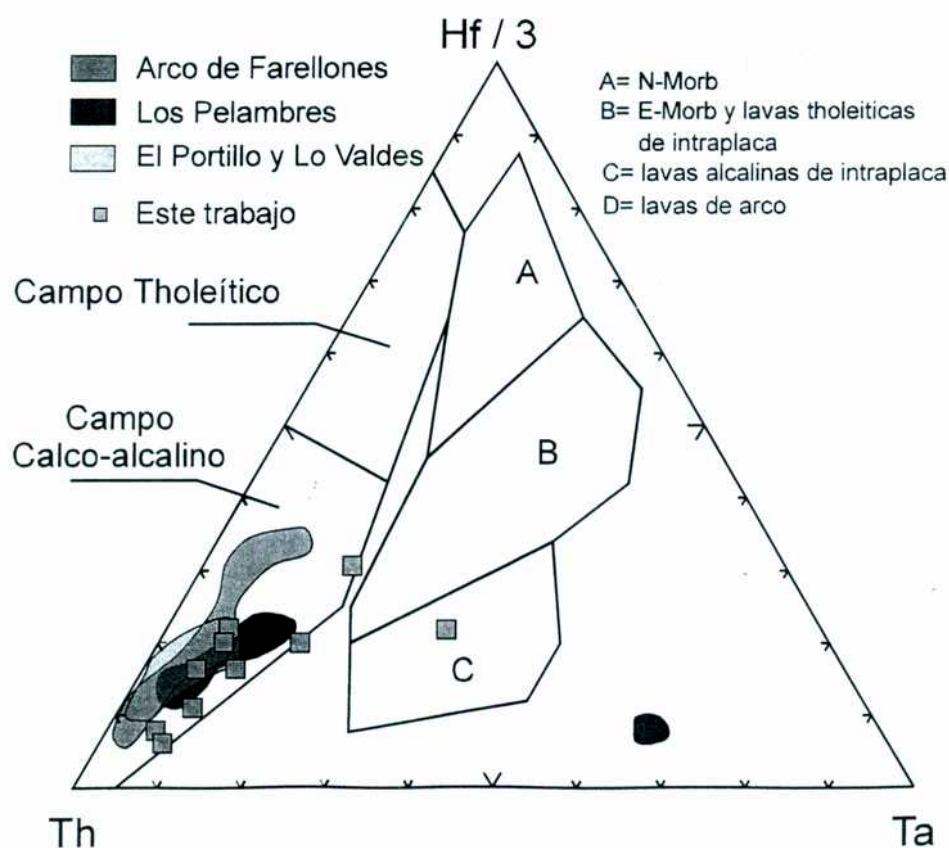


Cristallini (1996)

contenido en potasio. Sin embargo, la alta movilidad de los elementos mayoritarios no permite descartar que estas características no se deban a una alteración secundaria. Las volcanitas y volcanoclastitas cretácicas estuvieron sometidas a procesos magmáticos posteriores a su formación tanto durante el Cretácico como en el Terciario que sin duda pudieron haber abierto su sistema químico.

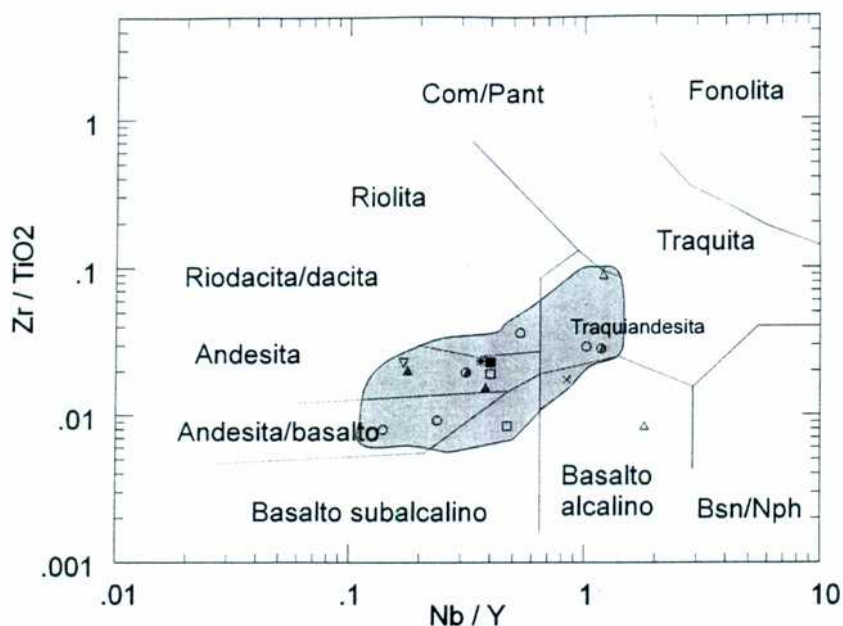
#### Geoquímica de elementos traza y tierras raras

Los análisis de elementos trazas y tierras raras, combinados con los elementos mayoritarios y con la petrografía de las rocas han permitido comprender las características principales de las distintas unidades volcánicas y volcanoclasticas mesozoicas y terciarias de este sector andino.



**Figura 2.47:** Diagrama triangular Hf/3-Th-Ta, utilizando los campos discriminadores de Wood (1980). Obsérvese el carácter calcoalcalino de arco, tanto de las muestras analizadas como las del Complejo Pelambres según datos de Vergara *et al.* (1993).





**Figura 2.48:** Clasificación de las rocas volcánicas cretácicas en base a elementos de menor movilidad, según el diagrama de Winchester y Floyd (1977). Si bien no se dispone de análisis de Nb, se utilizó la relación aproximada  $Nb = Ta \times 16$ .

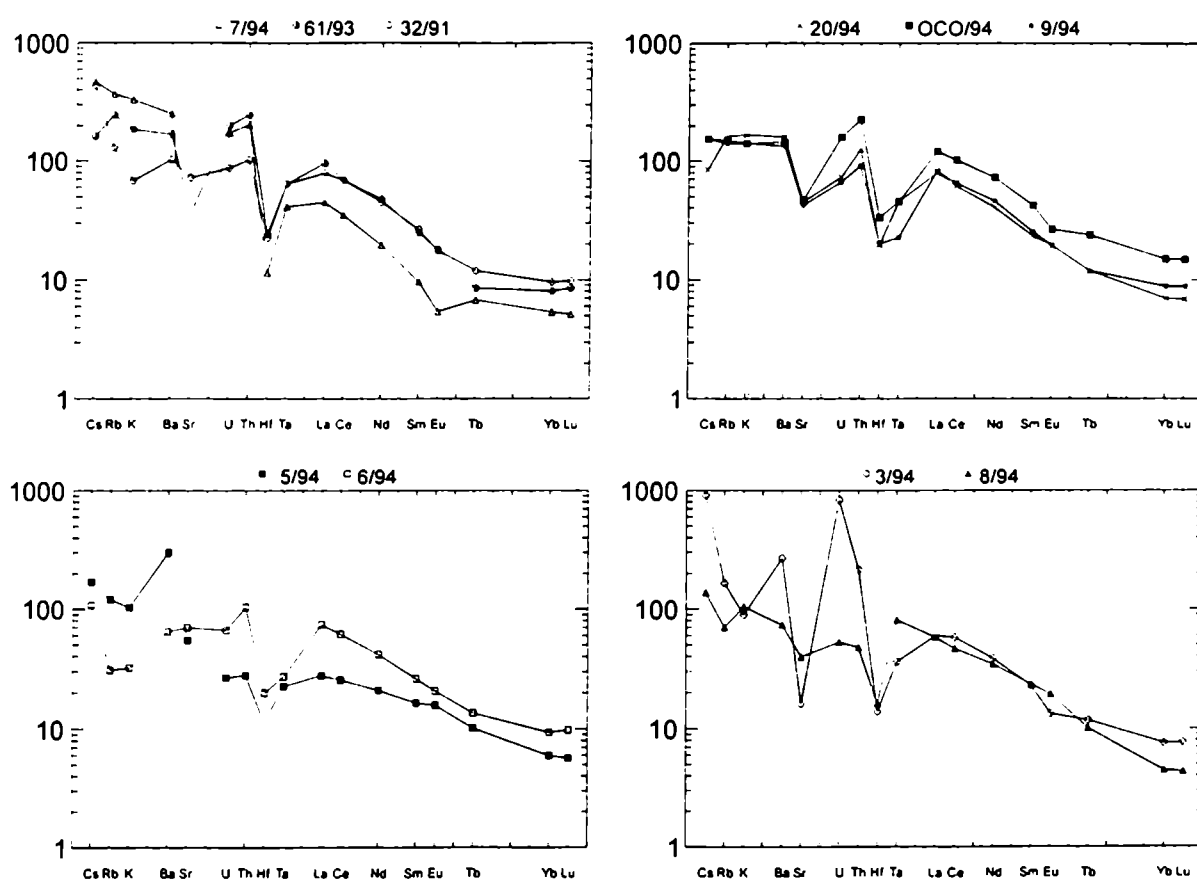
Coherentemente con lo observado para los elementos mayoritarios, puede verse en el diagrama de Wood (1980) de la figura 2.47 que la mayoría de las rocas aquí analizadas caen dentro del campo de volcanitas calcoalcalinas de arco. El diagrama de Winchester y Floyd (1977) (figura 2.48), permite una clasificación de la roca original en base a elementos traza de baja movilidad. Para plotear las muestras analizadas en el mismo, hubo que utilizar la relación aproximada  $Nb = Ta \cdot 16$  ya que no se dispone de análisis de Nb. Como se puede ver en la figura 2.48 la mayoría de las muestras caen en los campos de andesitas, andesitas basálticas y traquiandesitas.

En la figura 2.49 se graficaron los diagramas de elementos trazas y tierras raras de las volcanitas de la Formación Juncal analizadas, realizados según la normalización utilizada por Kay *et al.* (1991). En primera instancia, puede observarse que todas ellas tienen una marcada anomalía negativa en los valores de Hf y Ta que representan los iones de resistencia de campo alta (HFS). Según Kay *et al.* (1991) estos patrones son distintivos de las rocas volcánicas de arco formadas en este sector del margen occidental sudamericano. Asimismo muchas de las muestras presentan una anomalía negativa en Eu que es

Cristallini (1996)

consistente con un importante fraccionamiento de plagioclasa en condiciones de baja presión dentro de la corteza.

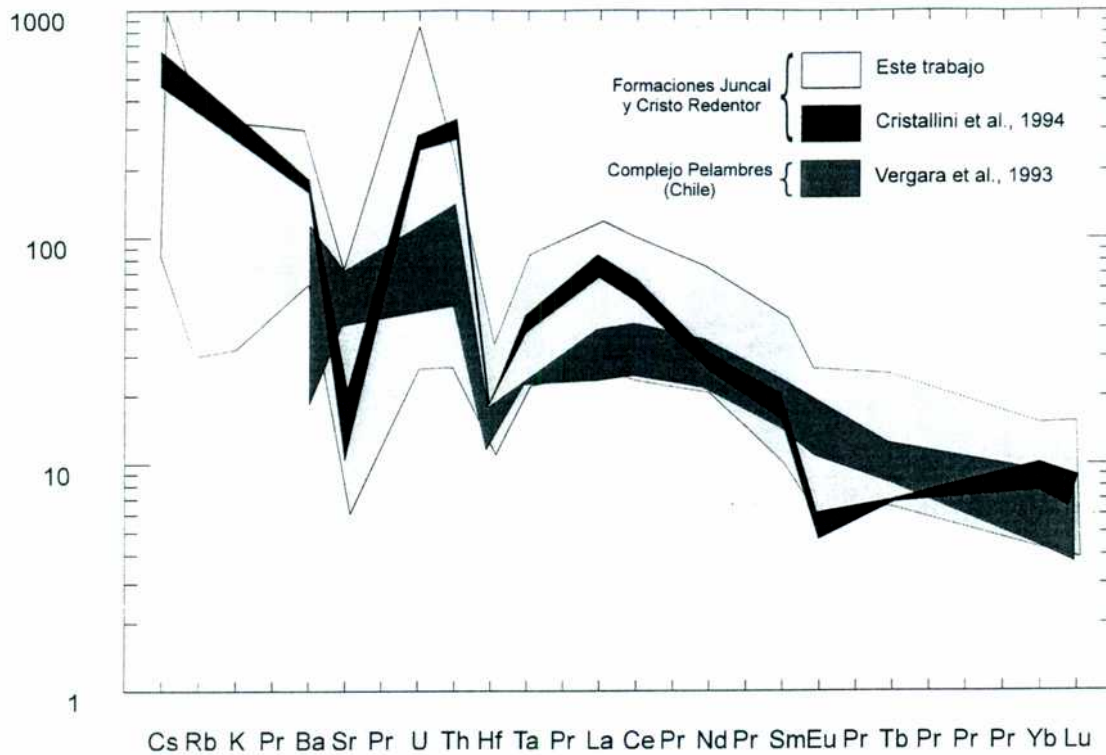
En la figura 2.50 pueden compararse los diagramas de tierras raras para rocas pertenecientes al Complejo Pelambres y a las Formaciones Juncal y Cristo Redentor según datos del cuadro I, de Vergara *et al.* (1993) y Cristallini *et al.* (1994). Se puede observar una marcada coincidencia entre los distintos campos, que está mostrando un origen similar para estas rocas.



**Figura 2.49:** Diagrama de elementos trazas y tierras raras de las volcánitas de la Formación Juncal, utilizando la norma de Kay *et al.* (1991).

La relación La/Yb es tal vez, la que muestra más claramente la información tectónica que brindan los elementos traza y tierras raras. La misma puede ser indicativa del espesor cortical existente al momento de la formación de la roca (Kay *et al.*, 1991). Las

relaciones altas de estos elementos indica un enriquecimiento relativo de tierras raras livianas concomitante con un empobrecimiento de tierras raras pesadas. Esta pendiente empinada de las tierras raras puede deberse a la presencia de granate como una fase residual en la cámara magmática. Dado que esto necesita altas presiones para formarse, puede asociarse, como han hecho diversos autores para rocas de similar composición y ambiente tectónico, a espesores corticales considerables.



**Figura 2.50:** Comparación de los patrones de tierras raras de la Formación Juncal con los de Vergara *et al.* (1993) y Cristallini *et al.* (1994) para rocas pertenecientes al Complejo Pelambres y las Formaciones Juncal y Cristo Redentor respectivamente.

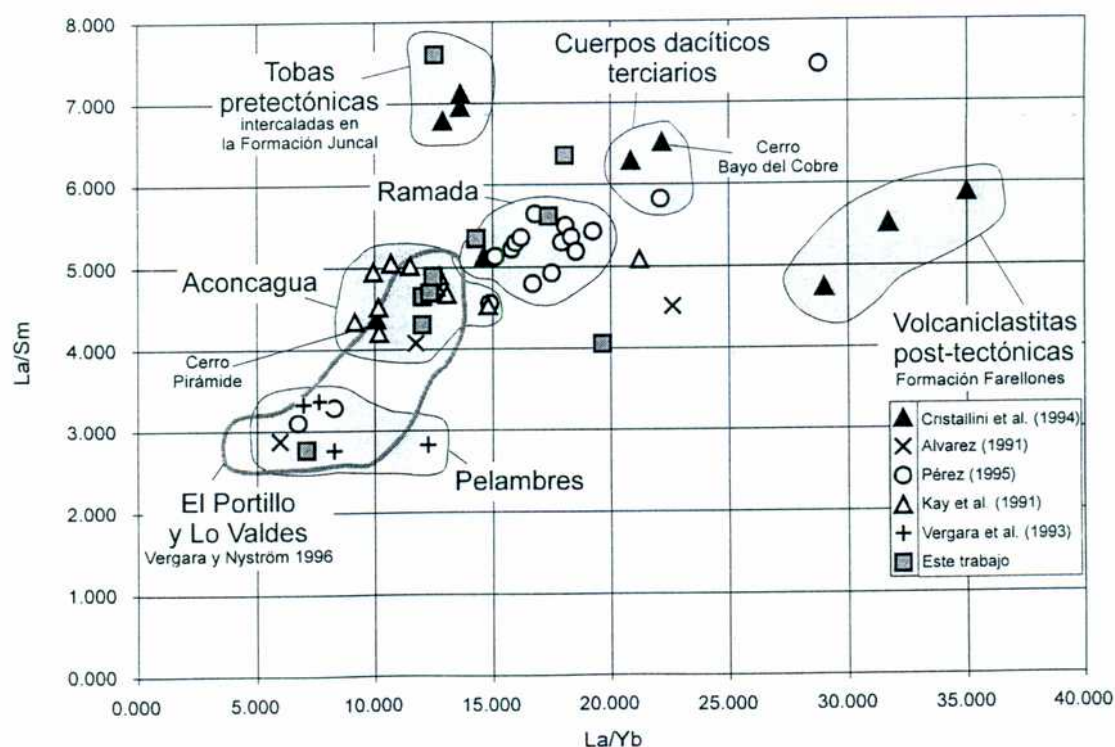
En la figura 2.51 se representaron las relaciones La/Sm vs. La/Yb para las muestras aquí analizadas, en comparación con las terciarias de la región de Aconcagua (Kay *et al.*, 1991) y de la región de la Ramada, las cretácicas del Complejo Pelambres en sector chileno (Vergara *et al.*, 1993) y para las cretácicas y terciarias analizadas por Cristallini *et al.* (1994).

La muestra 5/94 corresponde a basaltos negros vesiculares y amigdaloides ubicados unos 100 m por encima de la base de la Formación Cristo Redentor en el perfil del la



Cristallini (1996)

margen norte del río de los Teatinos (figura 2.35). Su relación La/Yb es baja, de aproximadamente 7 y cae cercana a las muestras correspondientes al Complejo Pelambres (Vergara *et al.*, 1993). La muestra 6/94 corresponde a lavas andesíticas verdes de la Formación Cristo Redentor y la 7/94 y oco/94 a tobas blancas y lavas andesíticas (ocoítas) de la base de la Formación Juncal. La posición estratigráfica en que fueron tomadas estas muestras puede verse en la figura 2.35. Sus relaciones La/Yb son algo más altas (entre 12 y 12,5) y están dentro del mismo rango que las muestras 14, 19 y 39 (Cristallini *et al.*, 1994) correspondientes a tobas riolíticas intercaladas en las Formaciones Cristo Redentor y Juncal. Las rocas terciarias pretectónicas analizadas por Kay *et al.* (1991) tienen relaciones La/Yb semejantes. Las altas relaciones de La/Sm en las tobas de las muestras 7/94, 14, 19 y 39 podrían atribuirse a una cristalización fraccionada a baja presión que haya removido selectivamente las tierras raras medianas (Sm).



**Figura 2.51:** Relaciones La/Sm vs. La/Yb para las muestras de la Formación Juncal comparadas con las terciarias de las regiones del Aconcagua y de la Ramada (Kay *et al.* (1991); con las cretácicas del Complejo Pelambres en el sector chileno (Vergara *et al.*, 1993) y las cretácicas y terciarias analizadas por Cristallini *et al.* (1994).

La muestra 32/91 pertenece a la matriz de una brecha andesítica de la Formación Cristo Redentor. Fue recolectada en el sector ubicado entre el río Volcán y el arroyo de Valle Hermoso (figura 2.34). Su relación La/Yb es semejante a las anteriores (12,4). Algo mayor es la relación La/Yb de la muestra 9/94 (14,3) procedente de una colada andesítica de la misma formación en la localidad de cerritos de Toledo (figura 2.34).

La muestra 20/94 corresponde a una colada andesítica verdosa que se intercala en la misma formación pero en una lámina tectónica diferente a las de las muestras 32/91 y 9/94 (figura 2.34). Su relación La/Yb es mucho mayor (17,4) y semejante a las rocas terciarias post-tectónicas del sector de la Ramada (Pérez, 1995). Relaciones parecidas tienen la muestra 61/93, correspondientes a la matriz andesítica de un aglomerado volcánico de la Formación Cristo Redentor (figura 2.34).

Evidentemente la complejidad estratigráfica de estas secuencias se ve reflejada en la difícil interpretación de los datos geoquímicos. Sin embargo, si se toman las muestras 5/94, 6/94, 60/94 y 7/94 (figuras 2.34 y 2.35) cuya relación estratigráfica recíproca es clara, se puede observar una evolución de la relación La/Yb desde valores bajos ( $\pm 7$ ) a valores medianos ( $\pm 12,5$ ). Si se acepta que esta relación está vinculada con el espesor cortical al momento de la formación de la roca (Kay *et al.*, 1991) y que éste fue aumentando por apilamiento tectónico desde el Cretácico inferior, se podría concluir que las rocas de la Formación Juncal (muestras 60/94 y 7/94) en el perfil del río de los Teatinos, son más modernas que las del Complejo Pelambres en el sector chileno, hecho que a su vez y como se observó en el capítulo anterior, es coherente con la estratigrafía. Sin embargo, a criterio del autor realizar una separación entre ambas unidades es prácticamente imposible debido a la similitud litológica existente y a las repeticiones tectónicas que complican la geología de la región del límite argentino-chileno.

#### *Edad y correlación de los depósitos cretácicos*

Se ha registrado la presencia de gastrópodos en las nacientes de la Cerrada en la Formación Diamante (Ramos, 1985 a) y ostrácodos y estromatolitos en la Formación Cristo Redentor (Mussini, 1989), todos ellos en los niveles lacustres. Sin embargo ninguna de estas unidades presenta fósiles con valor cronoestratigráfico.

*Cristallini (1996)*

En varios puntos de la cuenca, sobre todo en las zonas centrales, se depositaron de manera concordante o paraconcordante sobre los niveles marino marginales atribuidos a la Formación Huitrín o al Grupo Mendoza, que se encuentran sobre los calcáreos mendocianos con fósiles del Hauteriviano inferior (Ramos *et al.*, 1990; Cristallini y Cangini, 1993), por lo que sin dudas se habría comenzado a depositar con posterioridad al Hauteriviano inferior alto, siendo su base más probablemente post-hauteriviana, ya que hacia el sur en la zona de Las Cuevas se disponen mediante una fuerte discordancia erosiva sobre calcáreos marinos fosilíferos del Hauteriviano inferior (Ramos *et al.*, 1990) y sobre niveles del Hauteriviano superior en el área del río Blanco y del Tupungato (Ramos, 1985 a; Ramos *et al.*, 1991 a).

En la base de la Formación Diamante en el sector oriental y en la parte media a superior del sector occidental se han registrado depósitos calcáreos lacustres, que podrían representar al Hauteriviano más alto, o el Barremiano, si se los homologa a los niveles de mar alto registrados en la cuenca Neuquina (Aguirre Urreta, 1993).

En la localidad de Potrero Escondido, región del Aconcagua, la Formación Cristo Redentor, engrana lateralmente con los depósitos calcáreos del Grupo Mendoza (Cegarra, 1994) de edad tithoniana temprana-hauteriviana temprana comprobada por fósiles. En el sector chileno, si bien el Complejo Pelambres tiene fósiles, los mismos no le asignan una edad precisa (Rivano *et al.*, 1993). El Complejo Pelambres se correlaciona, más al oeste, con unidades aflorantes en Chile central entre el borde oriental de de la cordillera de la Costa y el sector más occidental de la cordillera Principal. Las mismas comprenden a la Formación Lo Prado, clástico-calcárea con intercalaciones volcánicas y fósiles neocomianos; la Formación Veta Negra, volcánica con esporádicas intercalaciones marinas y la Formación Las Chilcas, volcánico-volcaniclástica con escasos niveles calcáreos. Dichas unidades, que muestran relaciones concordantes y transicionales entre sí, se disponen sobre niveles atribuidos al Jurásico medio-superior (Formación Horqueta) y se encuentran intruidas por cuerpos plutónicos con edades K/Ar de hasta 118 Ma (Rivano *et al.*, 1986). Además, rocas vinculadas a la Formación Las Chilcas (yacimiento El Bronce), infrayacen en discordancia angular a volcanitas asociadas con la Formación Lo Valle (correlacionable a la Formación Salamanca) de edades K/Ar de  $80-86 \pm 3$  Ma (Camus *et al.*, 1986), por lo que este conjunto sería esencialmente Cretácico inferior, pudiendo alcanzar sus niveles



cuspidales el Cretácico superior bajo.

En el cuadro de la figura 2.33 se muestran las relaciones estratigráficas tanto del lado argentino como del chileno.

Las dataciones radimétricas hechas sobre rocas volcánicas y volcanoclásticas cretácicas han dado edades mínimas, ya que éstas pueden haber abierto su sistema isotópico por recalentamiento, durante el emplazamiento de los cuerpos volcánicos y subvolcánicos correspondientes al arco terciario que son comunes en toda la región.

Tal es el caso de las dataciones realizadas por Ramos y Cingolani (1989) en volcanitas de la Formación Juncal que afloran en la quebrada de Potrero Escondido. Las mismas arrojaron un valor de  $20,9 \pm 3$  Ma, mientras que los cuerpos granodioríticos que las intruyen tienen  $21,6 \pm 1$  Ma. Estos autores concluyen que la edad de las volcanitas es rejuvenecida a causa de la intrusión, dado que en ese sector, las mismas se intercalan con calcáreos del Cretácico inferior.

Algo similar ocurre con las edades obtenidas para rocas volcánicas de las Formaciones Cristo Redentor y Juncal en la región de La Ramada por Cristallini y Cangini (1993) que arrojan valores de  $23 \pm 1$  Ma y  $29 \pm 1$  Ma y para las obtenidas por Rivano *et al.* (1993) para la Formación Los Pelambres en Chile (Hoja Quillota Portillo) de  $23,1 \pm 2,3$  Ma,  $19,3 \pm 0,7$  Ma,  $16,8 \pm 1,4$  Ma y  $26,5 \pm 1$  Ma. Esto indica que las dataciones radimétricas por K/Ar no representan un método ideal para distinguir los diferentes paquetes volcánicos y volcanoclásticos en la región. Sin embargo, la gran cantidad de edades terciarias obtenidas en rocas supuestamente cretácicas llama la atención y evidencia la necesidad de realizar en el futuro dataciones por métodos más precisos (Ar/Ar) que ayuden a discernir entre rocas cretácicas rejuvenecidas y rocas realmente terciarias.

#### *Ambiente de formación e interpretación tectónica*

En este trabajo, los depósitos terrígenos y volcanoclásticos cretácicos son interpretados como distintas litofacies de un sistema deposicional vinculado al arco volcánico cretácico.

Las facies volcánicas y volcanoclásticas proximales están representadas por la Formación Juncal, englobada en el Complejo Pelambres, compuestas por brechas y aglomerados volcánicos intercalados con tobas gruesas y paquetes clásticos de

*Cristallini (1996)*

conglomerados y areniscas. En este tipo de sistemas, las brechas corresponden a depósitos formados por nubes ardientes, que según Vassell y Davies (1981) pueden fluir algo más de 15 km desde el centro volcánico. Estas avalanchas fluyen por valles y cañones, incluso llegando a depositarse sobre abanicos aluviales. Cada avalancha produce depósitos de 2 a 3 m de espesor (Vassell y Davies, 1981), pero cada banco puede haber sido formado por varios pulsos de avalancha pertenecientes a una misma erupción. Las brechas formadas por este tipo de flujos suelen ser oligomícticas, pero en algunos casos pueden darse brechas polimícticas por incorporación de material coluvial al flujo de la avalancha. Si bien la caída de cenizas durante una erupción es constante desde que ésta comienza, sólo forma verdaderos bancos en los momentos en que no actúan otros fenómenos más espectaculares como son las nubes ardientes. Vassell y Davies (1981) sostienen que las avalanchas de nubes ardientes no son erosivas y de esta manera se preservan perfectamente los bancos de tobas sobre los que se depositan. La gradación normal o inversa que se observa en estas capas depende de si el volcán está incrementando o disminuyendo su actividad.

Las facies volcaniclásticas (figura 2.52) intermedias están representadas por los depósitos de la Formación Cristo Redentor. En general, ésta unidad está caracterizada por intercalaciones de brechas, aglomerados, tobas y materiales clásticos como conglomerados y areniscas. Tanto los depósitos sefíticos como los samíticos son de origen fluvial. Los primeros corresponden, en general, a depósitos de abanicos, mientras que los segundos corresponden a facies de canal y de barra. En algunos sectores se presentan algunas facies más finas y hasta carbonáticas correspondientes a episodios lagunares. Las brechas y aglomerados volcánicos, posiblemente hayan sido originados a partir de lahares o *debris flow*. Estos lahares se generarían en las colas de los depósitos de avalancha característicos de las facies proximales. Los *debris flow* son flujos no turbulentos y prácticamente no erosionan el sustrato.

Las facies volcaniclásticas distales están representadas por los depósitos de la Formación Diamante, netamente epiclásticos y compuestos por intercalaciones de areniscas, pelitas y conglomerados, con delgados bancos tobáceos. El origen de los depósitos samíticos y sefíticos es fluvial, tanto de abanicos aluviales como de ríos entrelazados y hasta meandriformes. En estos depósitos también suelen haber facies más finas y hasta carbonáticas correspondientes a episodios lagunares. También se encontraron

Sanguinetti y Ramos (1993) vinculan a las rocas volcánicas jurásicas y cretácicas con un amplio arco magmático extendido desde la cordillera de la Costa hasta el territorio argentino, afectado por una importante subsidencia producida por procesos extensionales en un margen convergente.

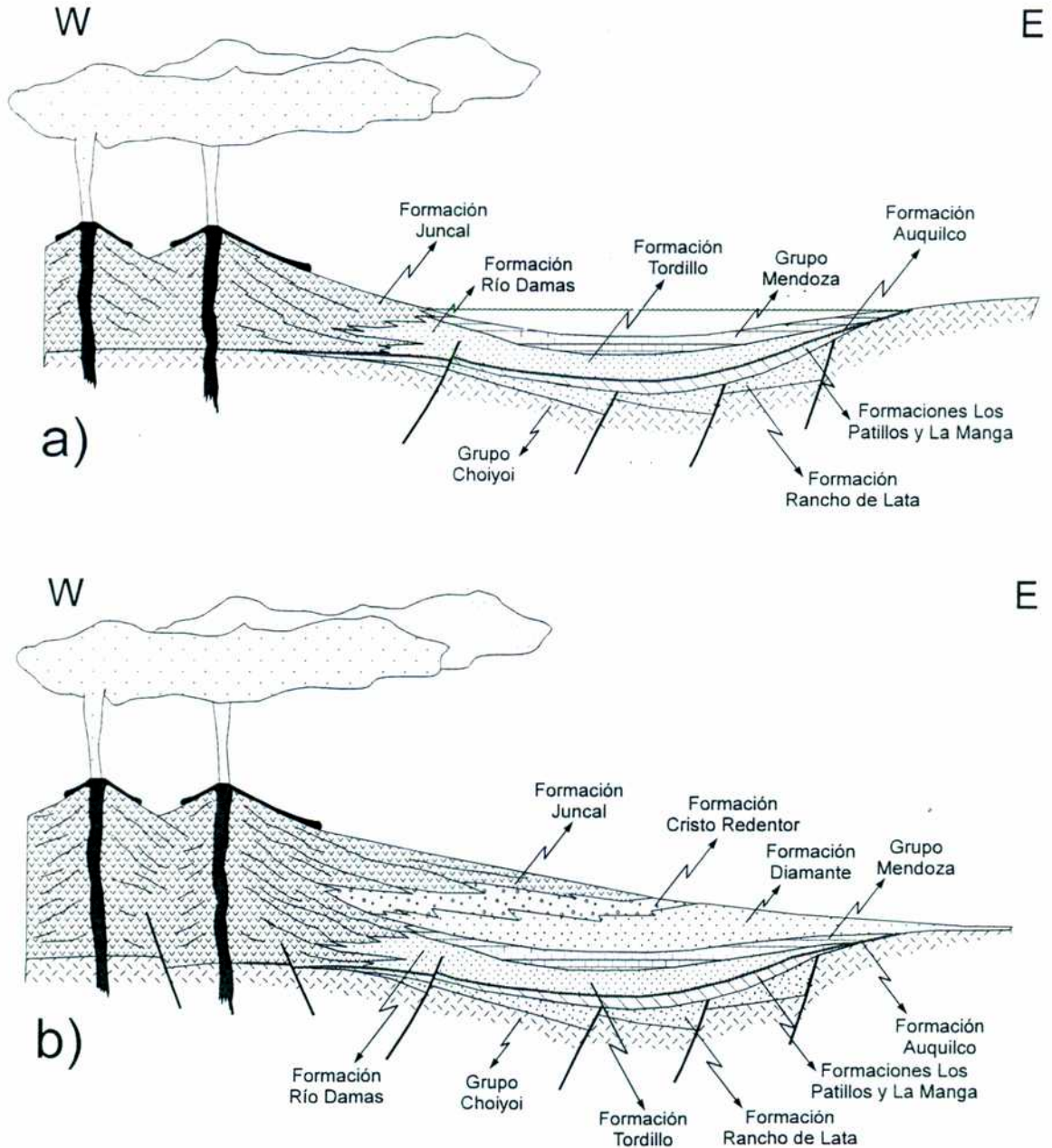


Figura 2.52: Modelo tectónico para los depósitos continentales volcánicos, volcanoclásticos y epiclásticos cretácicos.



*Cristallini (1996)*

Dentro del mismo señalan un arco volcánico interno, representado por las volcanitas del margen oriental de la cordillera de la Costa (Formaciones Lo Prado y Veta Negra); una zona de intraarco, donde se depositan las volcanitas y volcaniclastitas de la Formación Las Chilcas, con esporádicos calcáreos estromatolíticos; y un arco volcánico externo, dado por las volcanitas y volcaniclastitas de la Formación Juncal (o Los Pelambres) que se interdigitan hacia el este con las sedimentitas del Jurásico superior-Cretácico inferior de la plataforma Aconcagüina, donde también se desarrollaron intermitentemente centros volcánicos aislados (Ramos y Aguirre Urreta, 1992).

Vergara *et al.* (1993), a partir de análisis geoquímicos de la Formación Los Pelambres, infieren que estas rocas muestran características de arco volcánico de margen continental, con una fuente derivada del manto, enriquecido por componentes de la zona de subducción. Estos autores sugieren un ambiente tectónico de trasarco para la Formación Los Pelambres, debido a la gran variabilidad geoquímica que muestran esas volcanitas.

En los esquemas de la figura 2.52 se describe el modelo aquí aceptado para las volcanitas y volcaniclastitas cretácicas. En el mismo se señala la presencia de un arco volcánico hacia el oeste de la región. Durante el Cretácico inferior se habrían comenzado a depositar las Formaciones Juncal, Cristo Redentor y Diamante, engranando, estas últimas facies distales (Formaciones Diamante y Pucalume) con los depósitos calcáreos del Grupo Mendoza y Formación río Tascadero. En algunos sectores, centros volcánicos más avanzados hacia el antepaís producirían el engranaje de facies intermedias y proximales (Formaciones Cristo Redentor y Juncal, junto al Complejo Pelambres) con los depósitos calcáreos antes mencionados. Hacia fines del Hauteriviano, el arco habría comenzado a migrar o a ampliarse lentamente hacia el este produciendo el continuo solapamiento de facies más proximales sobre facies más distales. Esto se ve evidenciado en los sectores en que las Formación Juncal solapa a la Formación Cristo Redentor y ésta a la Formación Diamante que traslapa sobre el Grupo Mendoza. La aparición de una potente secuencia basáltica sobre los depósitos de la Formación Diamante en el perfil del río Mercedario, es contrastante con la litología encontrada unos pocos kilómetros al oeste en el río de los Teatinos. Este hecho podría estar vinculado a la presencia de hemigrábenes en ese sector durante el Cretácico medio.

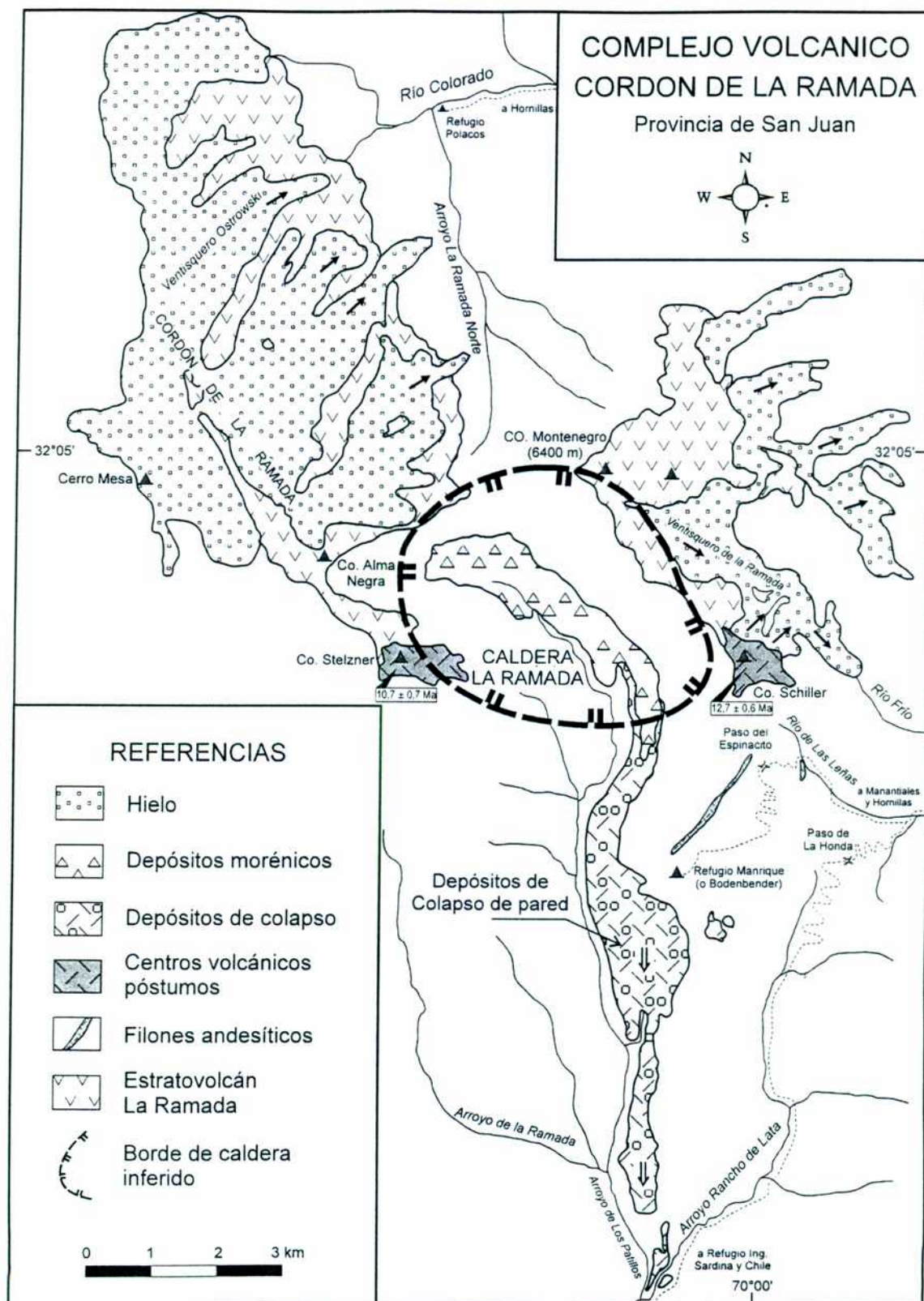
Hacia la mitad del Cretácico y tal vez antes, podría haber comenzado el apilamiento tectónico en el sector occidental del arco, produciendo la deformación de las Formaciones Los Pelambres, Pucalume, Quebrada Marquesa y río Tascadero. Sobre éstas, en discordancia y ya en el Cretácico superior, se habrían depositado las sedimentitas y volcaniclastitas de la Formación Salamanca. Estas no se encuentran en la región, en la que recién en el Terciario, volcanitas y volcaniclastitas de la Formación Farellones y de los Complejos Aconcagua y Ramada, cubren en discordancia a los depósitos cretácicos.

### **9. Depósitos terciarios**

Para el Mioceno, la deformación producida por la interacción entre las placas de Nazca y Sudamericana, comenzaba a avanzar hacia el antepaís. Algo semejante pasaba con el magmatismo que se desplazaba hacia el oriente como consecuencia de la horizontalización de la placa de Nazca (Kay *et al.*, 1987). Estos hechos condicionaron el tipo de depósitos generados durante ese tiempo. Es así, que hacia el oeste, estos se caracterizaron por ser volcánicos y volcaniclasticos y se apoyan en discordancia angular sobre todas las secuencias previa. Hacia el este en cambio, el apilamiento tectónico que dió origen a las grandes cordilleras, producía un hundimiento hacia ese sector y la consecuente formación de una cuenca sinorogénica de antepaís que se conoce como cuenca de Manantiales (Pérez, 1995). Si bien el autor no realizó estudios sobre los depósitos de esta cuenca, los mismos son de suma importancia para el entendimiento y ordenamiento de la estructura de la región. En esta sección se van a analizar en forma independiente los dos tipos de depósitos desarrollados durante el Terciario.

#### *Volcanismo terciario. Formación Farellones, Complejo Volcánico Aconcagua y Complejo Volcánico de la Ramada.*

Las volcanitas y volcaniclastitas terciarias fueron mencionadas y descriptas por muchos investigadores en el ámbito cordillerano tales como Stelzner (1873), Güssfeldt (en Tornquist, 1898), Schiller (1912); Lambert (1944), etc. Los primeros en utilizar el nombre "Farellones" fueron Muñoz Cristi (en Hoffsteter *et al.*, 1957), quien se refirió a "Unidad Los Farellones" y Klohn (1960) quién la definió formalmente.



**Figura 2.53:** Esquema geológico de la distribución del volcanismo mioceno en el Complejo Volcánico de la Ramada (Pérez y Ramos, 1996 b).



Aguirre Le Bert (1957, 1960) proporcionó la primera descripción sistemática de la Formación Farellones que posteriormente fue estudiada, descrita y datada por muchos investigadores (Munizaga y Vicente 1982; Thiele, 1980; Olivares Morales, 1985; Ramos *et al.*, 1985, 1991 a; Beccar *et al.*, 1986; Rivano *et al.*, 1990, 1993; Cristallini y Cangini 1993; Cristallini *et al.*, 1995; etc.). Es de destacar el trabajo de Rivano *et al.* (1990) en el que estos autores redefinen a la Formación Farellones, unificando a los distintos miembros y restringiendo las unidades abarcadas bajo este nombre.

A la latitud de la región en estudio esta unidad alcanza gran desarrollo en el sector chileno, donde ha sido descrita y mapeada por Olivares Morales (1985) y Rivano *et al.*, (1993) entre otros. En territorio argentino sus afloramientos son más limitados y ya fueron descritos en Cristallini *et al.* (1994 y 1995). Recientemente Pérez y Ramos (1996 b) definen el Complejo Volcánico de la Ramada agrupando a todas las volcanitas que provendrían de ese centro efusivo (figura 2.53). Asimismo Ramos *et al.* (1996 c) definen al Complejo Volcánico Aconcagua para todas las rocas volcánicas asociadas temporal y químicamente a las aflorantes en el cerro homónimo. En el área de estudio afloran rocas pertenecientes a ambos complejos volcánicos.

Las volcanitas y volcaniclastitas de la Formación Farellones afloran sobre la divisoria de agua pacífico-atlántica (figura 2.54) y se apoyan en forma discordante sobre las secuencias mesozoicas antes descritas (figura 2.55). Los cuerpos subvolcánicos terciarios de los Complejos Volcánicos Aconcagua y la Ramada se encuentran distribuidos más ampliamente en la región y en muchos casos sus emplazamientos tienen un notable control estructural (figura 2.54 y lámina 1).

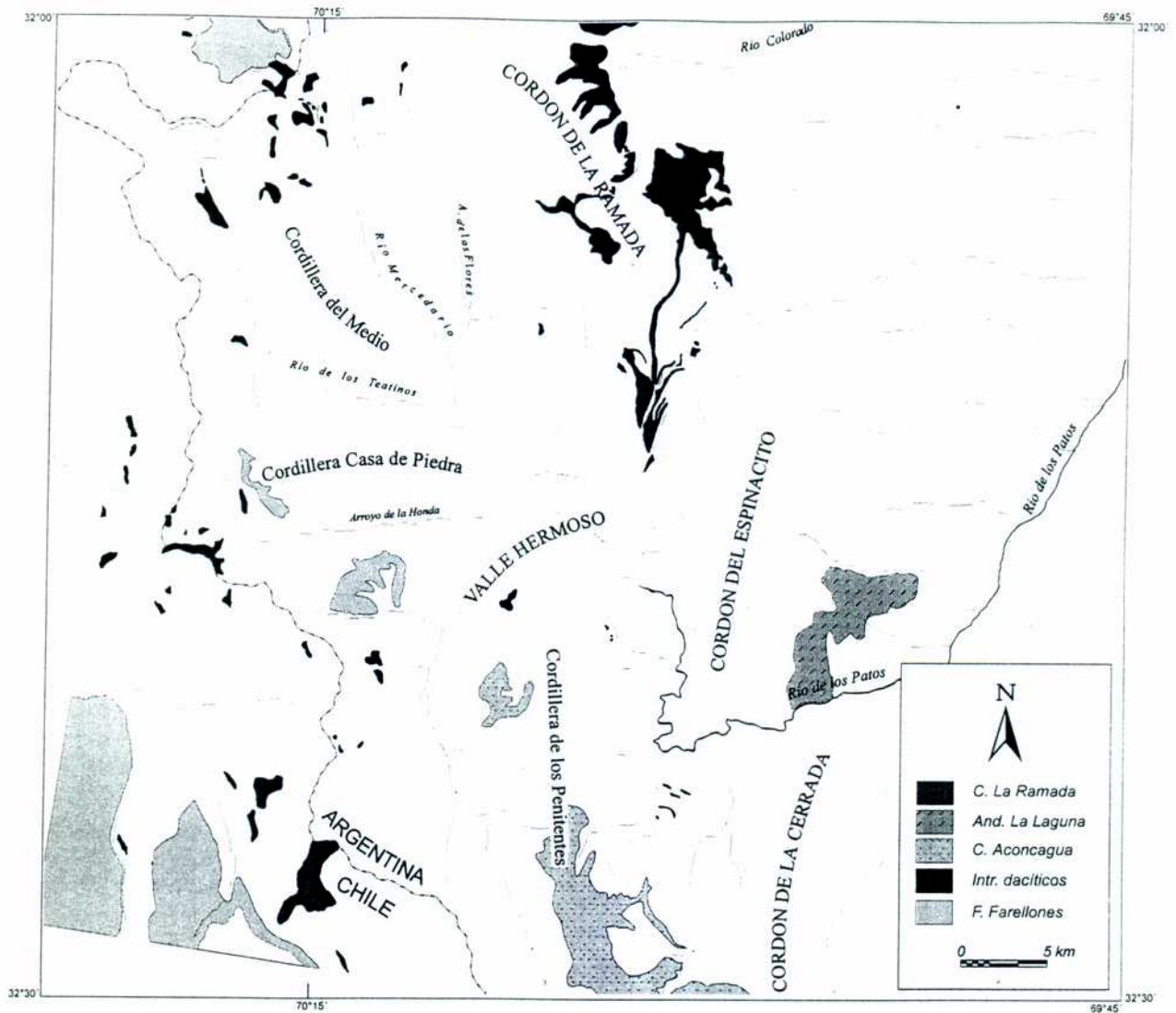
### *Litología.*

Rivano *et al.* (1990) redefinen la Formación Farellones y proponen como localidad tipo al faldeo norte del cerro la Gloria, ya que en este sitio la secuencia está completa, a diferencia de donde había sido estudiada por Aguirre Le Bert (1960), en la localidad de Farellones. Estos autores dividen a la Formación Farellones en dos miembros:

- Un miembro inferior constituido por tobas e ignimbritas riolíticas, que se disponen en forma discordante sobre la Formación "Abanico" (hoy Formación Juncal o Complejo Pelambres).

Cristallini (1996)

- Un miembro superior que sobreyace concordantemente al inferior y que está compuesto por lavas andesíticas basálticas con intercalaciones de tobas y aglomerados andesíticos.



**Figura 2.54:** Distribución de las volcánicas y volcánicas de la Formación Farellones y de los cuerpos correspondientes a los Complejos Volcánicos Aconcagua y de la Ramada.

En la comarca en estudio, la Formación Farellones se encuentra caracterizada por brechas y aglomerados volcánicos, con intercalaciones de tobas ácidas blanquecinas y coladas de composición andesítica o dacítica. En general tiene aspecto muy parecido al de los depósitos de la Formación Juncal y sólo se los puede separar cuando se encuentran en

marcada discordancia sobre los mismos. Cristallini *et al.* (1994) intentaron utilizar un criterio geoquímico para distinguir ambas rocas en la región. Sin embargo, llegan a la conclusión que mediante esa herramienta sólo pueden distinguir entre rocas pre o post-deformación.



**Figura 2.55:** Vista de la Formación Farellones que se apoya en discordancia angular sobre los depósitos de la Formación Tordillo en laguna del Pelado.

Se realizaron análisis de elementos traza y tierras raras sobre tres muestras de esta unidad (Cristallini *et al.*, 1994). Las muestras 17/92 y 18/92 son brechas andesíticas aflorantes entre el arroyo de la Honda y el de Longomiche y que yacen subhorizontalmente y en forma discordante sobre las Formaciones Cristo Redentor y Juncal. La muestra 42/93 es un filón capa emplazado dentro de la Formación Cristo Redentor. En la figura 2.56 puede verse la ubicación de las muestras y en la figura 2.57 se plotearon sus relaciones  $La/Sm$  vs.  $La/Yb$ ,  $Ba/Ta$  vs.  $La/Ta$  y  $La/Sr$  vs.  $La/Yb$ ; en la figura 2.51 se plotearon sus

*Cristallini (1996)*

relaciones La/Sm vs. La/Yb junto con las muestras cretácicas analizadas. Las características geoquímicas de estas rocas son coherentes con una extrusión en una corteza engrosada (Cristallini *et al.*, 1994).

- Muestra 17/92
  - Textura porfirica
  - Pasta: 50% ~70% plagioclasa, 20% cuarzo microcristalino, 10% vidrio
  - Fenocristales: 50%
  - Plagioclasa: 80% ~oligoclasa, subhedral
  - Anfibol: 15% ~hornblenda basáltica, euhedral
  - Cuarzo: 5% anhedral
  
- Muestra 18/92
  - Textura porfirica
  - Pasta 35% ~Vidrio muy alterado a arcillas y carbonatos
  - Fenocristales 65%
  - Plagioclasa: 65% ~oligoclasa andesina. Fenocristales grandes y euhedrales.
  - Anfibol: 30% ~hornblenda basáltica. Euhedrales. Muy alterado a opacos.
  - Piroxeno: 5%
  
- Muestra 42/93 DACITA
  - Textura porfirica
  - Pasta 50% ~plagioclasa cuarzo
  - Fenocristales 50%
  - Plagioclasa: 70% Subhedral. Muy alterada a arcillas.
  - Cuarzo: 10% Euhedral subhedral.
  - Biotita: 10% Subhedral. Muy alterada a clorita.
  - Opacos: 10%

En el área existen también numerosos cuerpos subvolcánicos que intruyen discordantemente a las secuencias previas. Su composición varía de dacítica, como la del cerro Bayo del Cobre, a andesítica, como la del cerro Pirámide. En función a sus afinidades químicas y a su posición geográfica, los distintos cuerpos fueron correlacionados ya sea con el Complejo Volcánico de la Ramada o del Aconcagua (véase lámina 1).

En las nacientes del río Mercedario, al norte del portezuelo del Cobre, asoman cuerpos subvolcánicos de composición dacítica entre los que se encuentra el cerro Bayo del Cobre (Cristallini *et al.*, 1994). Recientemente Pérez y Ramos (1996 b) proponen usar este nombre (Dacitas cerro Bayo del Cobre) para denominar al conjunto de esos cuerpos. El máximo desarrollo de los mismos se observa entre la laguna del Pelado y el portezuelo del



Cobre. Estas dacitas intruyen a la Formación Cristo Redentor y a rocas mesozoicas más antiguas. Las ubicadas en las cercanías de la laguna del Pelado están intruyendo a la Formación Farellones, indicando en ese sector una edad posterior a esta unidad. En las cabeceras del río Mercedario han sido descritas por Blengino (1994) intruyendo a rocas mesozoicas. Es interesante destacar que algunos de estos cuerpos afloran sobre el corrimiento del río de los Teatinos y sobre el corrimiento del río Mercedario. Esta relación permitiría asignar a estas dacitas una edad posterior a la deformación en el sector occidental del área.

Desde el punto de vista petrográfico están constituidas por rocas volcánicas de textura porfírica, con grandes fenocristales de plagioclasa y biotita en forma subordinada.

Se obtuvieron dos muestras de estos cuerpos, una de ellas del cerro Bayo de Cobre propiamente dicho (muestra 20/93) y la otra de un cerro ubicado frente a este sobre la margen occidental del río de los Teatinos (13/92).

- Muestra 20/93

Textura porfírica

Pasta: 55% compuesta por 60% plagioclasa, 20% anfíbol, 10% vidrio

Fenocristales: 45%

Plagioclasa: 35% Muy alterada

Indeterminado: 30% Posiblemente plagioclasa o anfíbol reemplazados por carbonatos.

Anfíbol: 20% Subhedral. Muy alterado a epidoto, clorita, carbonato, titanita

Cuarzo: 5% Anhedral, redondeado y engolfado

Opacos: 5% Cúbicos

Indeterminado: 5%

- Muestra 13/92

Textura porfírica

Pasta: 55% compuesta por 70% plagioclasa, 20% vidrio, 10% anfíbol

Fenocristales: 45%

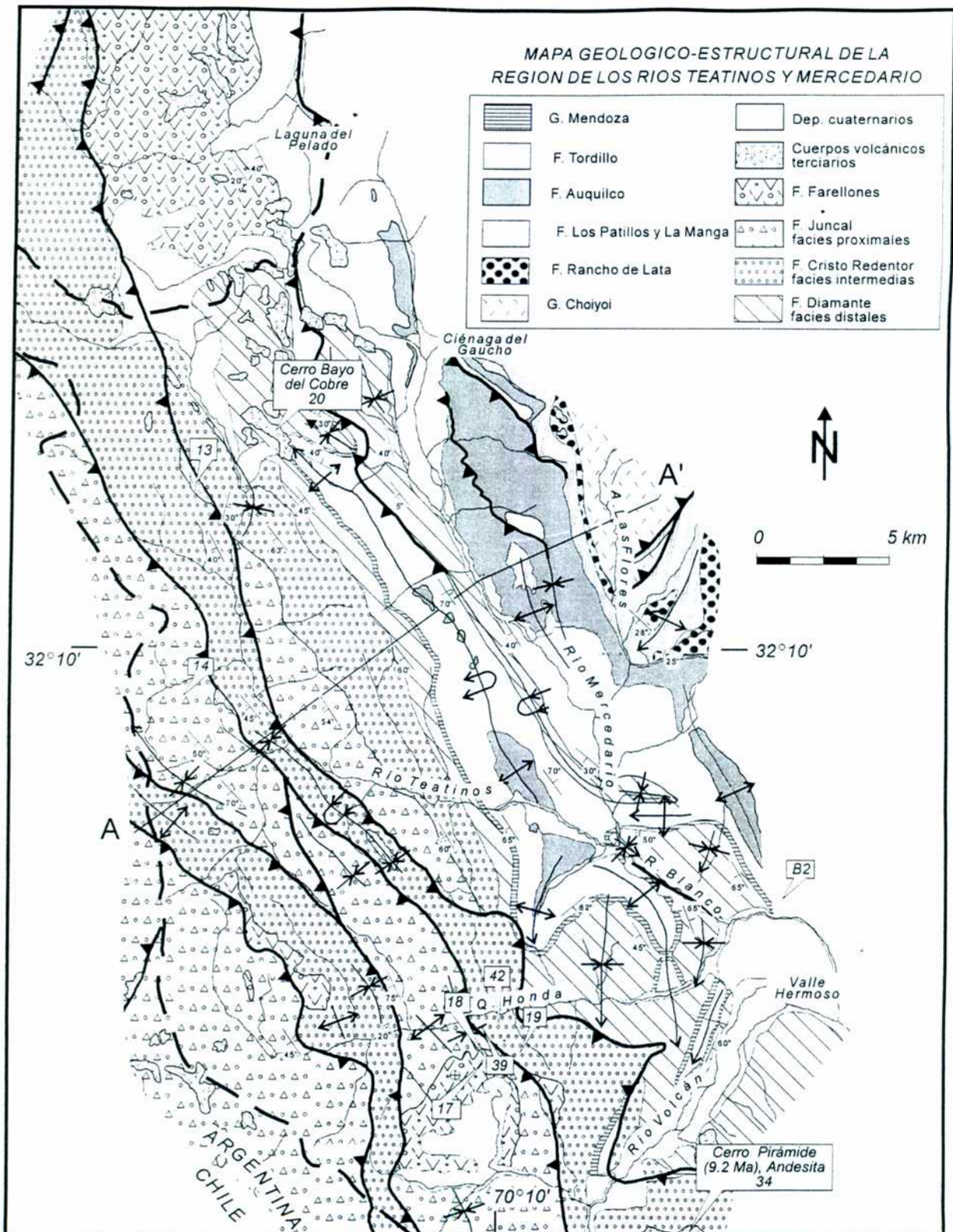
Plagioclasa: 50% Subhedral. Muy alterada a carbonatos y epidoto

Biotita: 15% Subhedral. Totalmente reemplazada por clorita

Opacos: 10% Euhedrales

Cuarzo: 5% Anhedral

Indeterminado: 5%



**Figura 2.56:** Ubicación de las muestras analizadas. Las terciarias son estudiadas en esta sección y las cretácicas en el capítulo 2 sección 8.

Se realizaron análisis de elementos traza y tierras raras sobre estas muestras (Cristallini *et al.*, 1994). En la figura 2.56 puede verse la ubicación de las mismas y en la figura 2.57 se plotearon sus relaciones  $La/Sm$  vs.  $La/Yb$ ,  $Ba/Ta$  vs.  $La/Ta$  y  $La/Sr$  vs.  $La/Yb$ , en la figura 2.51 se plotearon sus relaciones  $La/Sm$  vs.  $La/Yb$  junto con las muestras cretácicas analizadas. Como se observa en estas figuras, las características geoquímicas de estas rocas son cercanas al las del Complejo Volcánico de la Ramada (Pérez y Ramos, 1996 b). La relación  $La/Yb$  de las mismas es alta (20 y 22 respectivamente) y coherente con una extrusión en una corteza engrosada (Cristallini *et al.*, 1994).

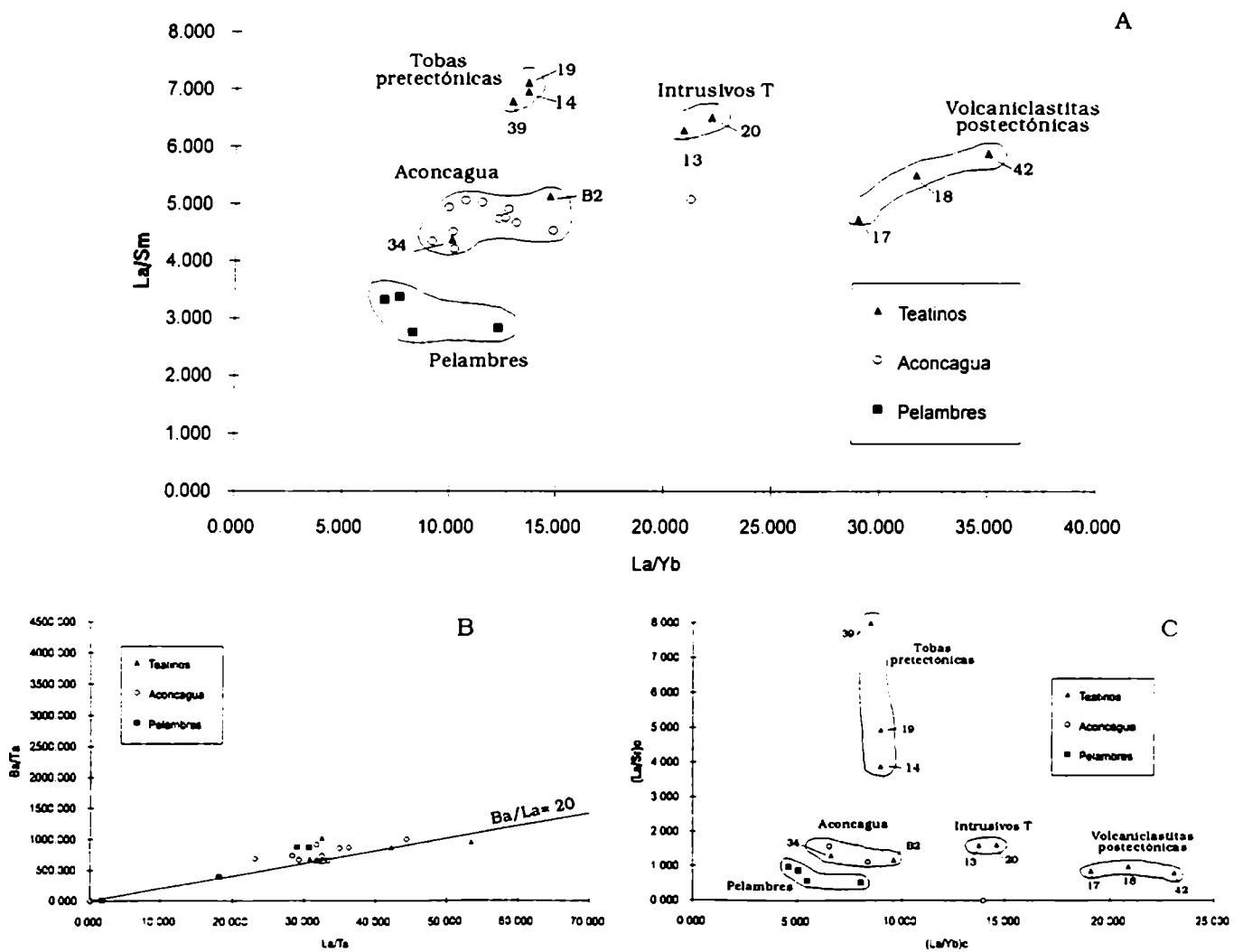


Figura 2.57: Relaciones a.  $La/Sm$  vs.  $La/Yb$ ; b.  $Ba/Ta$  vs.  $La/Ta$ ; c.  $La/Sr$  vs.  $La/Yb$ .



*Cristallini (1996)*

El cerro Bayo del Cobre presenta una intensa alteración hidrotermal que se halla magnificada por su dispersión en los depósitos de remoción en masa (figura 2.58). Al oeste del río de los Teatinos, a la latitud del cerro Bayo del Cobre, se encuentra otra zona de alteración hidrotermal de características similares pero de menor tamaño.



**Figura 2.58:** Alteración hidrotermal en el cerro Bayo del Cobre.

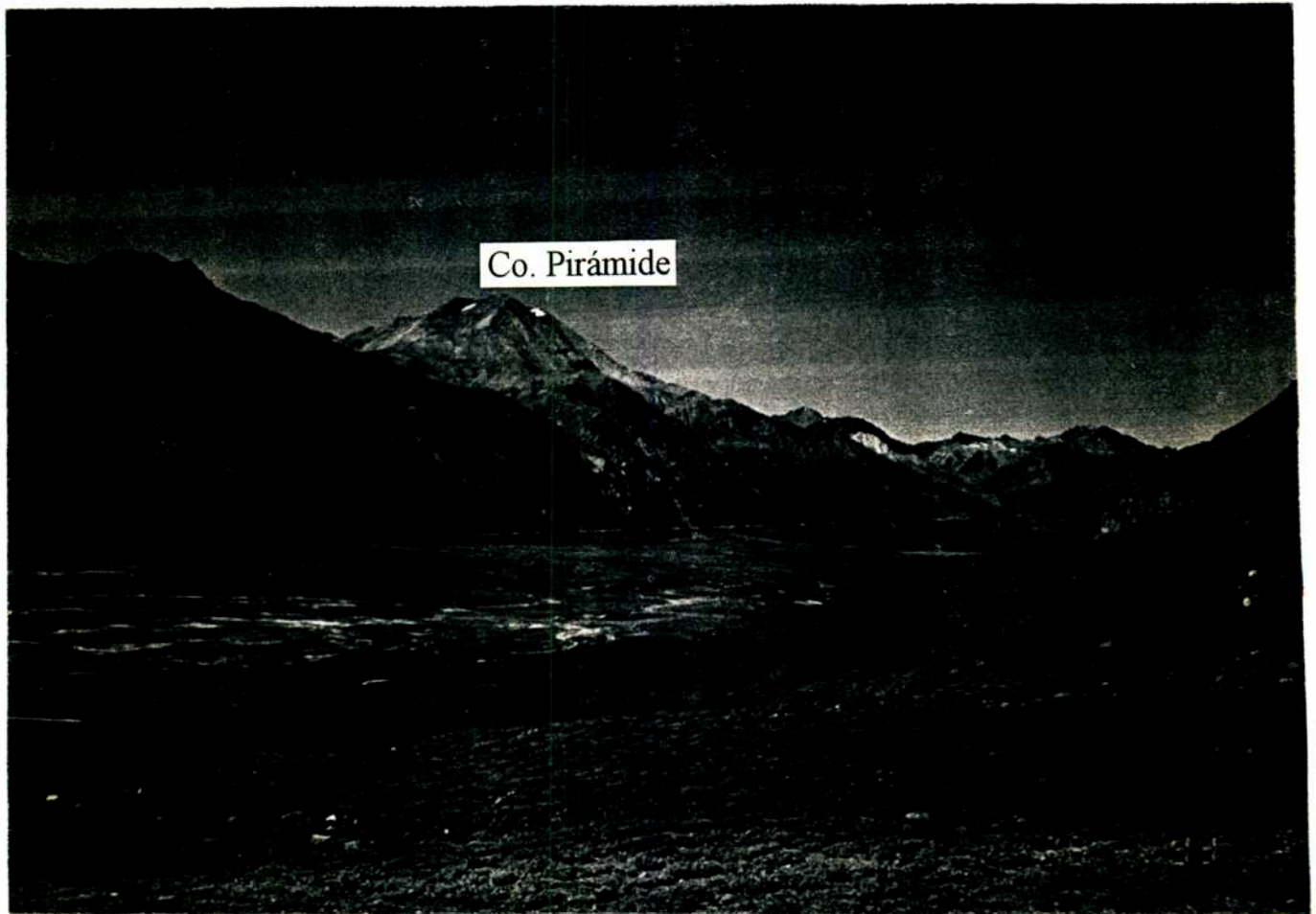
Es interesante notar que en general las mayores zonas de alteración hidrotermal, se presentan donde los cuerpos subvolcánicos terciarios intruyen a los depósitos cretácicos de las Formaciones Juncal o Cristo Redento.

El cerro Pirámide (2.59) es un aparato volcánico andesítico de 4.567 m de altura situado sobre la margen oriental del río Volcán. Fue descrito por primera vez por Cangini



*Universidad de Buenos Aires*

(1992) y datado en  $9,2 \pm 0.3$  Ma (K/Ar en roca total) por Cristallini y Cangini (1993). Este cerro está integrado por coladas lávicas de composición andesítica que al microscopio muestran un 30 % de fenocristales y un 30 % de pasta. Los fenocristales son plagioclasa de brillo vítreo y hábito tabular con anfíboles de hábito prismático. El 80 % de los fenocristales son de plagioclasa subhedral a euhedral, con marcada zonalidad y maclas poco desarrolladas. El anfíbol, principalmente hornblenda, se halla alterado a tremolita, clorita y óxidos de hierro. La hornblenda se halla parcialmente epidotizada. La pasta tiene textura microgranosa con cristales de plagioclasa, augita y sectores completamente reemplazados que podrían corresponder a pequeños cristales de olivina (Cangini, 1992).



**Figura 2.59:** cerro Pirámide. Aparato volcánico andesítico terciario de 4.567 m de altura situado sobre la margen oriental del río Volcán. Datado en  $9,2 \pm 0.3$  Ma (K/Ar en roca total; Cristallini y Cangini, 1993).

*Cristallini (1996)*

Se realizaron análisis de elementos traza y tierras raras sobre una muestra del cerro Pirámide (34/92) (Cristallini *et al.*, 1994).

- Muestra 34/92
  - Textura porfirica
  - Pasta: 40%
  - Fenocristales: 60%
  - Plagioclasa: 65% ~oligoclasa, subhedral euhedral
  - Anfibol: 30% Subhedral. Muy alterados posiblemente a magnetita
  - Opacos: 5%

En la figura 2.56 puede verse la ubicación de esta muestra y en la figura 2.57 se plotearon sus relaciones La/Sm vs. La/Yb, Ba/Ta vs. La/Ta y La/Sr vs. La/Yb, en la figura 2.51 se plotearon sus relaciones La/Sm vs. La/Yb junto con las muestras cretácicas analizadas. A diferencia de las anteriores, las características geoquímicas de estas rocas son semejantes a las del Complejo Volcánico Aconcagua. Su relación La/Yb relativamente baja (10), al igual que las rocas de la región de Aconcagua correspondería a una corteza aún no engrosada (Cristallini *et al.*, 1995).

Hacia el sur, cubriendo en discordancia al anticlinal y sinclinal de la cordillera de Los Penitentes, yacen en forma subhorizontal lavas asignadas al Complejo Volcánico Aconcagua. Las mismas se continúan en la hoja homónima hasta las cercanías del cerro Aconcagua (Ramos *et al.*, 1996 b).

### *Edad y correlación*

Esta unidad se apoya en forma discordante sobre las secuencias mesozoicas (figura 2.55). Su edad está determinada por abundantes dataciones radimétricas hechas sobre distintas rocas (andesitas, ignimbritas, dacitas, riolitas, etc.) (Munizaga y Vicente, 1982; Ramos *et al.*, 1991 a; Rivano *et al.*, 1993; etc.). En el sector chileno oscila entre  $10,9 \pm 0,4$  y  $20,4 \pm 0,5$  millones de años (Munizaga y Vicente, 1982). Entre estas dos edades miocenas, Rivano *et al.* (1990), acotan el período de actividad volcánica que dió origen a la Formación Farellones al menos en el sector chileno. Ramos *et al.* (1991 a) datan muestras en el sector argentino y concluyen que sus edades son algo más jóvenes, lo que indica una migración hacia el este del magmatismo durante el Mioceno inferior (15,8 a 8,9 millones de

años). Los afloramientos estudiados en este trabajo se continúan en Chile en el sector de laguna del Pelado, donde fueron datados en  $18,7 \pm 1,4$  Ma (Rivano *et al.*, 1993) y en los afloramientos del río Rocín donde tienen  $12,3 \pm 0,4$  Ma (Rivano *et al.*, 1993).

Los cuerpos volcánicos y subvolcánicos discordantes de la región de estudio fueron datados en  $9,2 \pm 0,3$  Ma (cerro Pirámide; Cristallini y Cangini, 1993),  $10,7 \pm 0,7$  Ma (cerro Stelzner; Pérez, 1995) y  $12,7 \pm 0,6$  Ma (cerro Schiller; Pérez, 1995).

La Formación Farellones sería equivalente a la Formación cerro Tórtolas expuesta en la cordillera de Elqui (Chile) (Rivano y Sepúlveda, 1991) y en el Valle del Cura (Mpodozis y Cornejo, 1988; Nasi *et al.*, 1990).

EDAD (Ma)		UNIDAD	EVENTOS PRINCIPALES		
<b>M I O C E N O</b>	Superior	DACITA CERRO BAYO DEL COBRE	Cese de la actividad volcánica del arco		
		ANDESITA CERRO PIRAMIDES	o 9,2 Ma		
	Medio	COMPLEJO VOLCANICO LA RAMADA	Depósitos de colapso de pared	Migración hacia el este del Arco Volcánico	
			Centros volcánicos póstumos		o 10,7 Ma o 12,7 Ma
			Filones capas andesíticos		
			Estratovolcán La Ramada		
	Deformación sector central				
			ANDESITA LA LAGUNA	Cuerpos Subvolcánicos de Retroarco	
	Inferior		FORMACION FARELLONES	o 18,7 Ma Volcanismo de Arco	
			BRECHA ANDESITICA HORNILLAS	o 19-20 Ma Volcanismo de Retroarco	
Deformación sector occidental					

**Figura 2.60:** Estratigrafía volcánica de la región de la Ramada y su relación con los principales eventos de deformación (Pérez y Ramos, 1996 b).

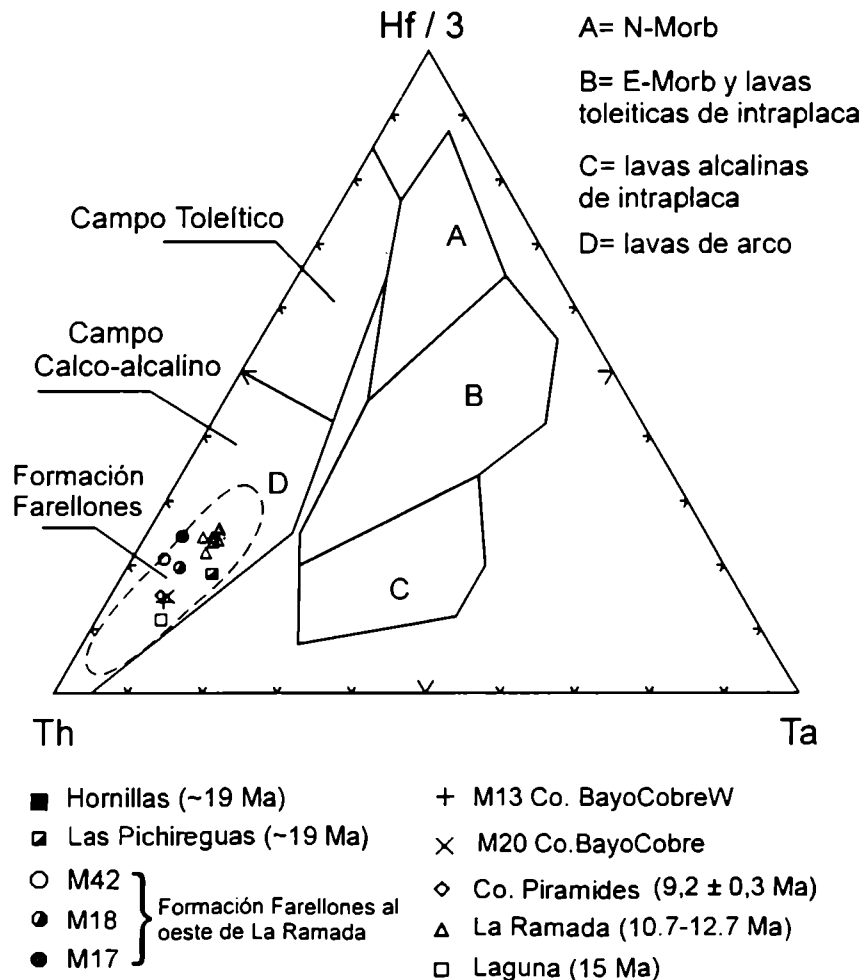


Cristallini (1996)

El cuadro de la figura 2.60 muestra la estratigrafía volcánica propuesta por Pérez y Ramos (1996 b) para la región de la Ramada.

*Ambiente de formación*

Los estudios geoquímicos de las volcanitas de la Formación Farellones y Complejo Volcánico de la Ramada (Cristallini *et al.*, 1994; Pérez, 1995; Pérez y Ramos, 1996 b) indican que las rocas de estas unidades corresponden a un arco magmático calcoalcalino (figura 2.61).



**Figura 2.61:** Diagrama de Wood (1980) donde se identifica la asociación de arco magmático del Complejo Volcánico de la Ramada y de la Formación Farellones (Pérez y Ramos, 1996 b).

Hace unos 20 Ma el arco magmático de la Formación Farellones estaba emplazado en el sector chileno de la cordillera (Rivano *et al.*, 1993) y sólo algunos depósitos intermedios y distales se formaban en la vertiente argentina. Tal es el caso de las volcanoclastitas del arroyo de la Honda apoyadas en discordancia angular sobre depósitos de las Formaciones Cristo Redentor y Juncal. En la región de retroarco sólo se desarrollan manifestaciones aisladas de composición andesítica a basalto-andesítica, correspondientes a la Brecha Andesítica Hornillas, uno de los miembros basales de la Formación Chinchas de la cuenca de Manantiales, con una edad estimada de 19 a 20 Ma (Pérez, 1995; Pérez y Ramos, 1996 c). Con posterioridad se emplazaría el cuerpo subvolcánico de la Andesita La laguna (figura 2.54) a los 15 Ma, el que de manera similar a las brechas anteriores lo haría en forma previa a la estructuración de este sector (Pérez, 1995; Pérez y Ramos, 1996 c). Esto está indicando que la migración del frente volcánico hacia el este, está asociada a un movimiento del frente orogénico en esa dirección. Sin embargo y como se observa en el cuadro de la figura 2.60, la primera sería algo más rápida que el segundo, al menos durante esta etapa. La deformación de la faja plegada y corrida se iniciaría en territorio chileno antes de los 20 Ma (Pérez y Ramos, 1996 c) e incluso posiblemente durante el Cretácico superior (Cristallini y Ramos, 1996). Habría avanzado paulatinamente hacia el territorio argentino. Según Pérez y Ramos (1996 b), con posterioridad a la Formación Farellones existe un hiatus en cuanto al volcanismo en el área, que se produciría durante el desarrollo de la faja plegada y corrida de la cordillera Principal, generando un engrosamiento significativo de la corteza (Cristallini *et al.*, 1994; Pérez y Ramos, 1996 b). Con posterioridad a la deformación orogénica principal se emplaza el Complejo Volcánico La Ramada, culminando la actividad volcánica entre los 12 y 10 Ma, en relación de discordancia y con actitud subhorizontal por encima de todos los depósitos fallados y deformados del Mesozoico (Pérez y Ramos, 1996 b). El diseño empinado de las tierras raras pesadas de las lavas andesíticas de la Ramada (alta relación La/Yb; figura 2.51) muestra una mayor influencia del granate en la fuente y por consiguiente en la formación de estas rocas, indicando un engrosamiento importante de la corteza previo a la erupción de las mismas (Pérez, 1995; Pérez y Ramos, 1996 b). Sin embargo, en este punto hay que destacar que existen algunos problemas por resolver, dado que las andesitas del cerro Pirámide de  $9,2 \pm$

*Cristallini (1996)*

0,3 Ma están emplazadas en forma discordante a la estructura, pero su química es acorde con su formación dentro de una corteza no muy engrosada (Cristallini *et al.*, 1994). Las volcanitas de los cerros Stelzner y Schiller de  $10,7 \pm 0,7$  Ma y  $12,7 \pm 0,6$  Ma respectivamente (Pérez y Ramos, 1996 b), lo harían dentro de una corteza engrosada o sea post-deformación. A su vez, la inclinación de  $20^\circ$  al oeste de la Formación Farellones en el sector de laguna del Pelado (figura 2.55), indicaría que la deformación ocurrida con posterioridad a su depositación no fue muy importante, o al menos que se produjo en forma pasiva sobre despegues profundos que sólo produjeron el levantamiento y basculamiento del bloque en que se encuentran. Parte de estos problemas se resolverán en el capítulo de estructura y otros deberán ser motivo de estudios posteriores tanto geoquímicos como radimétricos e incluso estructurales.

En territorio argentino la actividad volcánica póstuma está aparentemente registrada por las Dacitas cerro Bayo del Cobre y cuerpos asociados, con los que culmina la actividad en el Mioceno superior (Pérez y Ramos, 1996 b). Estas dacitas son posteriores a la estructura principal de la comarca occidental (Cristallini *et al.*, 1994).

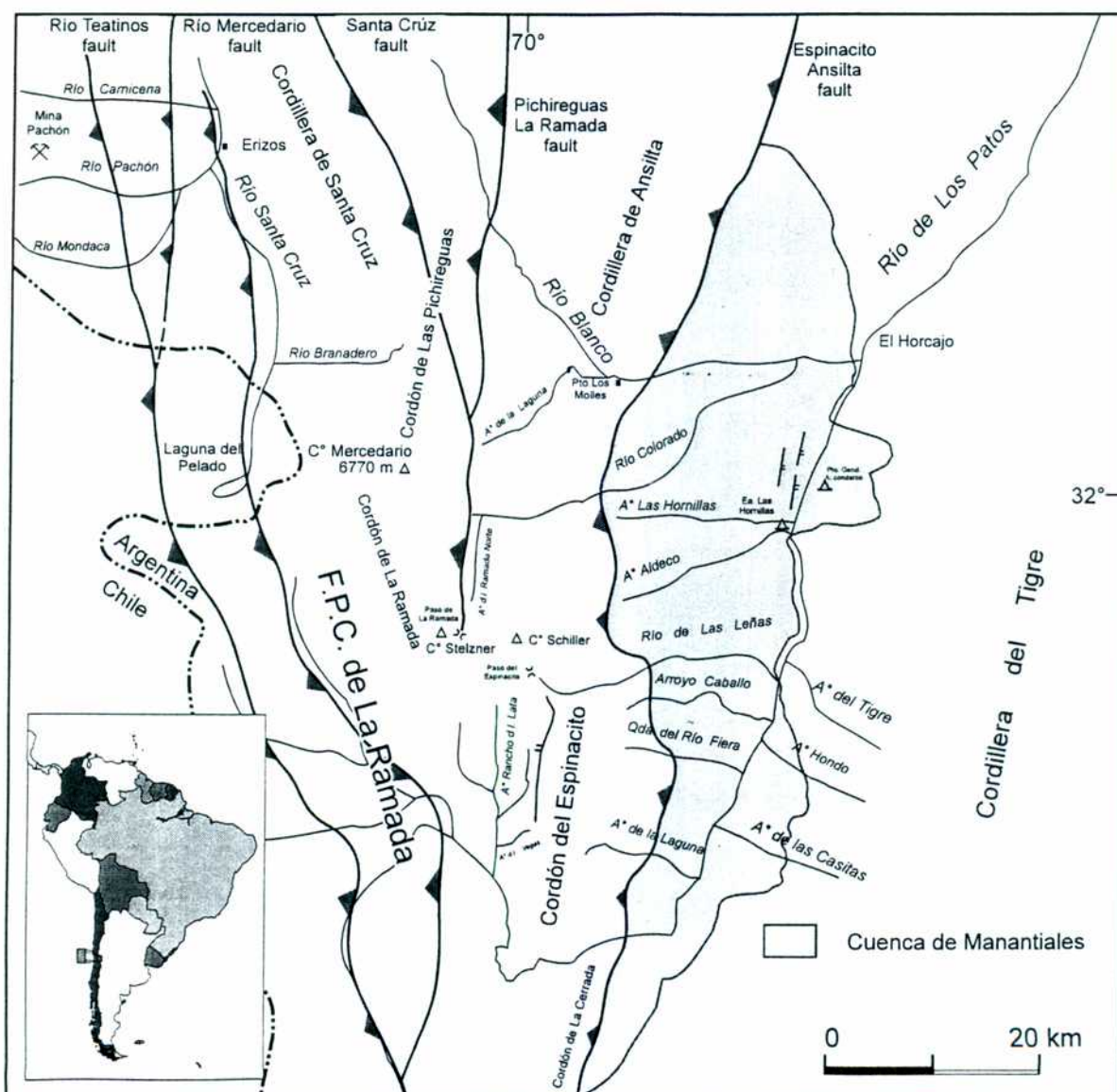
La variación temporal y espacial del volcanismo en este sector andino, es el primer síntoma de horizontalización de la placa, que terminaría para el Mioceno superior, con la actividad magmática en la cordillera Principal, para sólo manifestarse durante el Cenozoico superior en las sierras Pampeanas y luego cesar definitivamente entre los  $32^\circ$  y  $32^\circ 30'S$ . Este cese marcaría el inicio de la segmentación de la zona de Benioff y por ende de la actual cordillera de los Andes.

### *Depósitos sinorogénicos*

Los depósitos sedimentarios terciarios que se ubican al este de la región corresponden a los materiales erosionados y depositados durante el levantamiento cenozoico de la cordillera Principal. Si bien el autor no ha realizado relevamientos sobre los mismos, el estudio de estos depósitos sinorogénicos realizado por Pérez (1995) y Pérez y Ramos (1996 c) brinda una importante información sobre la historia de levantamiento de las diferentes láminas de corrimiento y por lo tanto es esencial para el entendimiento de la estructura. En este capítulo sólo se van a mencionar las características más relevantes de estos afloramientos basadas en los estudios de Pérez (1995), Pérez y Ramos (1996 c) y



Los depósitos sinorogénicos se encuentran relleno dos cubetas desconectadas, que posiblemente hayan formado una única cuenca continua, actualmente desarticulada y canibalizada por la tectónica andina (Pérez, 1995). La más austral es denominada cuenca del Vacas y la más septentrional cuenca de Manantiales. Esta última (figura 2.62) se ubica justo al este de la comarca en estudio y es la que más relación posee con la estructura descrita en capítulos siguientes.



**Figura 2.62:** Ubicación de la cuenca de Manantiales y de los principales corrimientos de la comarca (Pérez, 1995).

Así denominada por Pérez (1995), la cuenca de Manantiales, se extiende hacia ambos márgenes del río de los Patos, desde la vertiente oriental del cordón del Espinacito, llegando hacia el este a las estribaciones occidentales de la cordillera del Tigre. De norte a sur se desarrolla por más de 65 km desde la estrechura del Horcajo, al norte de Las Hornillas, hasta las estribaciones del cordón de la Cerrada (Pérez y Ramos, 1996 c).

Si bien las sedimentitas terciarias ya habían sido mencionadas y descritas por Stelzner (1873), Schiller (1912) y Groeber (1951), corresponde a Mirré (1967) la denominación formal de las mismas. Es así que este autor denominó como Formación Chinchas a un conjunto sedimentario de 2.000 m de espesor que sobreyace directamente a los depósitos volcánicos de la Formación Horcajo (Grupo Choiyoi). Posteriormente Pérez (1995) realiza un minucioso estudio de destechado (*unroofing*) sobre estas sedimentitas que se complementa con dataciones radiométricas y estudios magnetoestratigráficos realizados por Jordan *et al.* (1996).

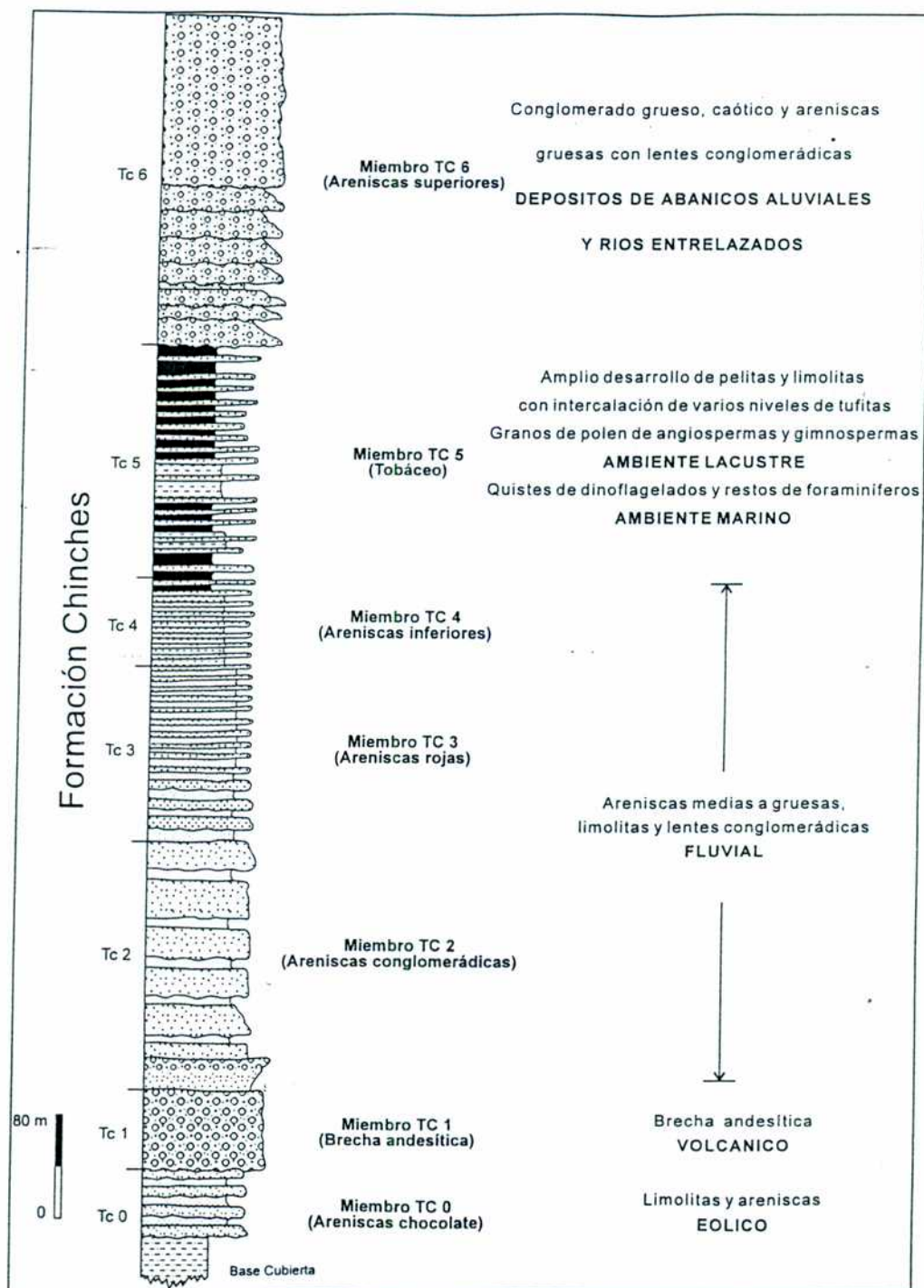
### *Litología*

En términos generales, las secuencias sinorogénicas de la cuenca de Manantiales se caracterizan por una alternancia de areniscas y conglomerados con algunas intercalaciones limosas. Mirré (1965 y 1967) divide a la Formación Chinchas en tres miembros:

- Miembro basal de areniscas chocolate.
- Miembro intermedio de brechas andesíticas.
- Miembro superior de areniscas conglomerádicas.

Pérez (1995) realiza un estudio más detallado y divide a estos depósitos en siete miembros que denomina como Tc0, Tc1, Tc2, Tc3, Tc4, Tc5 y Tc6. Los dos primeros son parcialmente equivalentes a los de Mirré (1967), mientras los miembros Tc2 a Tc6 son subdivisiones del que este último autor denominó como miembro de areniscas conglomerádicas. En la figura 2.63 se puede ver un perfil simplificado de los distintos miembros de la Formación Chinchas según Pérez y Ramos (1996 c). Jordan *et al.* (1996) realizan una subdivisión distinta de esta misma unidad. Ellos la separan en 8 grupos de

facies (I-VIII) en función al arreglo espacial de las mismas en cada porción de la columna y a las distintas texturas presentes.



**Figura 2.63:** Perfil estratigráfico de los depósitos terciarios de la Formación Chinchas con sus miembros y ambientes de depositación (Pérez y Ramos, 1996 c). Las edades corresponden a dataciones con trazas de fisión en tobas (tomadas de Jordan *et al.*, 1996).

Estos autores comienzan su sección en el grupo I, parcialmente equivalente al miembro Tc1 de Pérez (1995) y la terminan con el grupo VIII equivalente al Tc6. En este trabajo se prefirió utilizar la subdivisión realizada por Pérez (1995) y a continuación se describe brevemente cada uno de los miembros propuestos por este autor:

- *Miembro Tc0*: Intercalaciones de limolitas y areniscas correlacionables, en parte con el *miembro areniscas chocolate* de Mirré (1967). Corresponden a depósitos distales de energía media a baja. En algunos sectores de la cuenca Jordan *et al.* (1996) encontraron depósitos de posible origen eólico.
- *Miembros Tc1*: Corresponde a una brecha andesítica pardo grisácea correlacionables con el *miembro brecha andesítica* de Mirré (1967). Se apoya en contacto discordante sobre el miembro Tc0.
- *Miembro Tc2*: Conglomerados y areniscas medianas a gruesas. La composición de los clastos de los conglomerados corresponde a riolitas, andesitas piroxénicas, areniscas rojas, brechas calcáreas y calizas.
- *Miembros Tc3 y Tc4*: Areniscas medias a gruesas rojas con intercalaciones de lentes conglomerádicos. La composición de los clastos de los conglomerados corresponde a riolitas, tobas, areniscas rojas y escasas andesitas.
- *Miembro Tc5*: Principalmente formado por lutitas, limolitas, areniscas medianas a finas con lentes conglomerádicos y tufitas. Los clastos dominantes en los conglomerados son de riolitas, andesitas y calizas. Este miembro es sumamente importante ya que Pérez *et al.* (1996) encuentran en los niveles finos, foraminíferos marinos correlacionables al *Paranense* de la cuenca del Colorado, hecho que permite extender la ingresión marina ocurrida entre los 13 y 15 Ma a este sector cordillerano (figura 2.64).
- *Miembro Tc6*: Está formado por una secuencia granocreciente de conglomerados gruesos, caóticos y mal seleccionados, areniscas gruesas con estratificación entrecruzada interna y lentes conglomerádicos. La característica de este miembro es la presencia de grandes bloques de riolitas, calizas, tobas y areniscas rojas los que alcanzan un diámetro de hasta un metro.

### *Edad y correlación*

Sobre la base de estudios de palinomorfos de muestras del miembro tobáceo TC5, Pérez *et al.* (1996) consideran al menos a los niveles de dicho miembro como de edad miocena, probablemente temprana a media. Los estudios geocronológicos realizados por Jordan *et al.* (1996) han permitido reconocer cuatro niveles de tufitas con edades entre 17,1 y 11,5 Ma (figura 2.65). A su vez los estudios magnetoestratigráficos realizados por dichos autores, sin incluir a los miembros Tc0, Tc1 y Tc6, les permitió extender el rango de sedimentación de la Formación Chinchas desde los 19 a 9,5 Ma. Sin embargo, Pérez y Ramos (1996 c) correlacionan químicamente al miembro Tc1 con la Formación Doña Ana,



lo que los lleva a asignar al conjunto de la Formación Chinchas una edad que va desde los 20 Ma hasta 9 a 8 Ma.

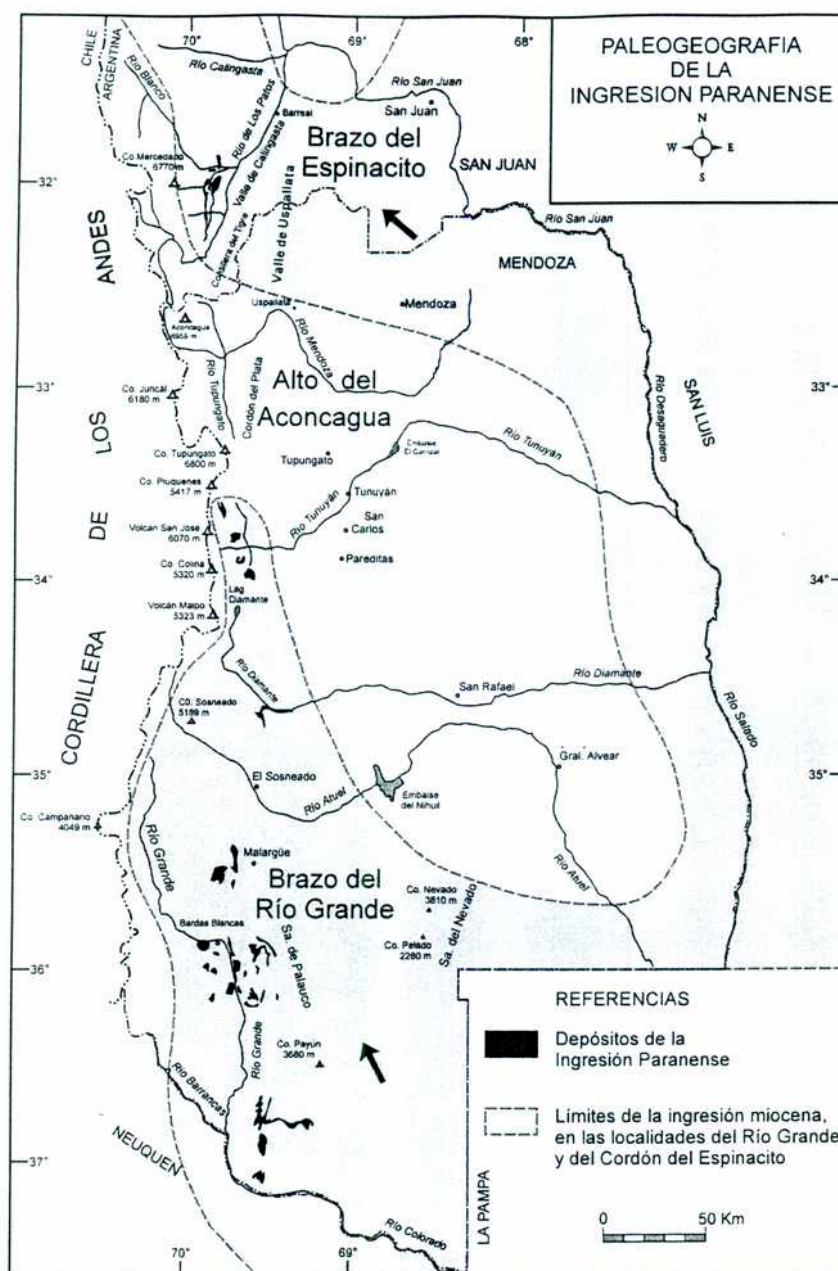


Figura 2.64: Límite occidental para la ingresión Paranaense en los Andes de las Provincias de San Juan y Mendoza (Pérez *et al.*, 1996).

*Ambiente de sedimentación*

En términos generales los depósitos de la Formación Chinchas tuvieron lugar dentro de una cuenca de antepaís sinorogénica vinculada al apilamiento producido por la faja



arriba grada rápidamente a un ambiente de abanicos aluviales proximales y zonas de talud, cercanas a un frente montañoso importante (Pérez y Ramos, 1996 c).

## **10. Depósitos Cuaternarios**

Los depósitos cuaternarios se disponen en discordancia sobre todas las unidades descriptas. Nunca se realizó un estudio sistemático de los mismos en la región. Sólo se cuenta con algunas descripciones parciales hechas en Mosquera (1990), Zapata (1990), Alvarez (1991), Benoit (1992), Cristallini (1992), Cangini (1992), Ragona (1993), Blengino (1994), Anselmi (1994) y Pérez (1995). Recientemente Ramos (1996 b) realiza una síntesis de estos depósitos dentro de las regiones de Aconcagua y la Ramada. Pereyra (1996) describe los principales rasgos geomorfológicos de esas dos regiones. En este capítulo sólo se van a mencionar algunas características generales de los mismos.

### *Depósitos glaciarios*

En el área de estudio se han identificado depósitos morénicos en distintos sectores. En la figura 2.66 se muestra la ubicación de los mismos y de los principales glaciares actuales (Pereyra, 1996). Los depósitos morénicos más antiguos quedaron preservados entre el arroyo de la Quebrada Honda y el río Volcán. Están constituidos por grandes bloques y clastos mal seleccionados expuestos en las márgenes del río Blanco, antes de su confluencia con el río Volcán y corresponderían a morenas terminales y de fondo (Ramos, 1996 b). Agua arriba por el río Volcán, en el paraje conocido como los cerritos de Toledo se ha preservado una morena terminal que podría corresponder a uno de los últimos avances de los hielos aunque previo al de los depósitos antes mencionados. Sus características litológicas están pobremente expuestas al estar parcialmente cubiertos por depósitos aluviales y coluviales (Ramos, 1996 b). Los últimos pulsos glaciarios se preservan en las morenas de las nacientes del río Volcán, con un desarrollo superior a los 10 km de longitud. Depósitos similares se observan en las nacientes de los ríos de los Teatinos, Mercedario, Los Patillos, la Cerrada y de las Flores, entre otros (Ramos, 1996 b).

Vinculados con los depósitos morénicos anteriores se observa en la región una compleja serie de depósitos aterrazados de origen glacifluvial que cubren gran parte de los ríos principales (Ramos, 1996 b).



*Cristallini (1996)*

### *Depósitos lagunares*

En la parte inferior del valle Hermoso se preservan depósitos de grano fino a muy fino, en contacto lateral con depósitos fluviales más gruesos, que han sido interpretados como depósitos lagunares. El desarrollo de los mismos se asocia al cierre natural del valle del río de los Patos, donde durante el Pleistoceno superior, se endicaron las aguas por acción de depósitos glaciarios, o por movilización posterior de los mismos por remoción en masa (Ramos, 1996 b).

Es interesante realizar la comparación con el sector de laguna del Pelado, donde actualmente se tiene una situación parecida a la que habría sucedido en el Valle Hermoso. En ese caso el cierre se debe a depósitos de remoción en masa provenientes de la ladera noroeste de la laguna (figura 2.66).



**Figura 2.66:** La laguna del Pelado se ubica en el sector chileno del área de estudio. Nótese al noroeste del cuerpo de agua la muesca que produjo el deslizamiento y avalancha de material que generó el cierre actual de la laguna.



### *Depósitos de remoción en masa*

Estos depósitos gravitacionales abarcan una variada gama de procesos de sedimentación. Sobresalen entre ellos los depósitos de glaciares de roca ampliamente distribuidos en toda la región. Excelentes ejemplos de estos depósitos se han observado en el río Volcán superior, procedentes de la ladera oriental correspondiente a la cordillera de los Penitentes (Ramos, 1996 b), en las nacientes del río de la Sal (afluente superior del río Mercedario, al noreste de Ciénaga del Gaucho), en las nacientes del río de la Cerrada y del arroyo de las Flores. Muchos de estos cuerpos aún poseen núcleos de hielo, otros ya se encuentran fosilizados y semicubiertos.

Si bien menos comunes pero algo más espectaculares, son los depósitos correspondientes a deslizamientos y avalanchas de roca. Tal es el caso del ya mencionado en la laguna del Pelado (figura 2.66), o el que estrangula el curso del arroyo de Los Patillos al norte de la localidad de los Lepes. Depósitos de esta índole se encuentran en los cursos superiores de los ríos Volcán y de los Teatinos, en la localidad de Ciénaga del Gaucho y en las nacientes del arroyo Quebrada Honda.

### *Depósitos de caliche*

Depósitos de caliches vinculados a aguas termales de baja temperatura, fueron encontrados sobre el río de la Cerrada (figura 2.67), río Volcán y río de la Sal, un afluente superior del río Mercedario, al noreste de Ciénaga del Gaucho. En el valle del río La Cerrada fueron hallados por Ramos en 1987 (Ramos, 1996 b) y posteriormente reconocidos por el autor en 1995. En esta localidad, donde la Formación Agrío en contacto de falla con el sustrato intersecta el valle del río de la Cerrada, se produce una fuente termal, con la precipitación de caliche que cementa los depósitos aluviales de la planicie de inundación y forma un promontorio elevado del nivel actual de las mismas. Si bien tanto en el momento de la visita de Ramos (Ramos, 1996 b) como durante la visita de autor (1995), las termas tenían temperatura ambiente, superior a la del agua del río, en ciertos momentos del año ésta se incrementa, formando capas de caliche que se extienden por varias decenas de metros.



**Figura 2.67:** Depósitos de caliche sobre el valle del río de la Cerrada.

Otro depósito de caliche se observa en las nacientes del río Volcán, al sur del portezuelo que lo separa del Cajón del Rubio (Ramos, 1996 b). En esta localidad la precipitación de caliche ha generado un gollete en forma de volcán de varios metros de altura. Hacia el este de Ciénaga del Gaucho sobre el río de la Sal, Blengino (1994) menciona otro depósito de este tipo.

Todos estos cuerpos de caliche precipitan en zonas próximas a fallas que afectan a calizas, ya sea del Grupo Mendoza o de las Formaciones Los Patillos y La Manga.

En el sector del Valle Hermoso, cerca de la desembocadura del arroyo la Colorada, nace en forma surgente de la ladera del valle un arroyo cuyas aguas tienen una temperatura algo más elevada que la ambiental, pero que no posee depósitos asociados.

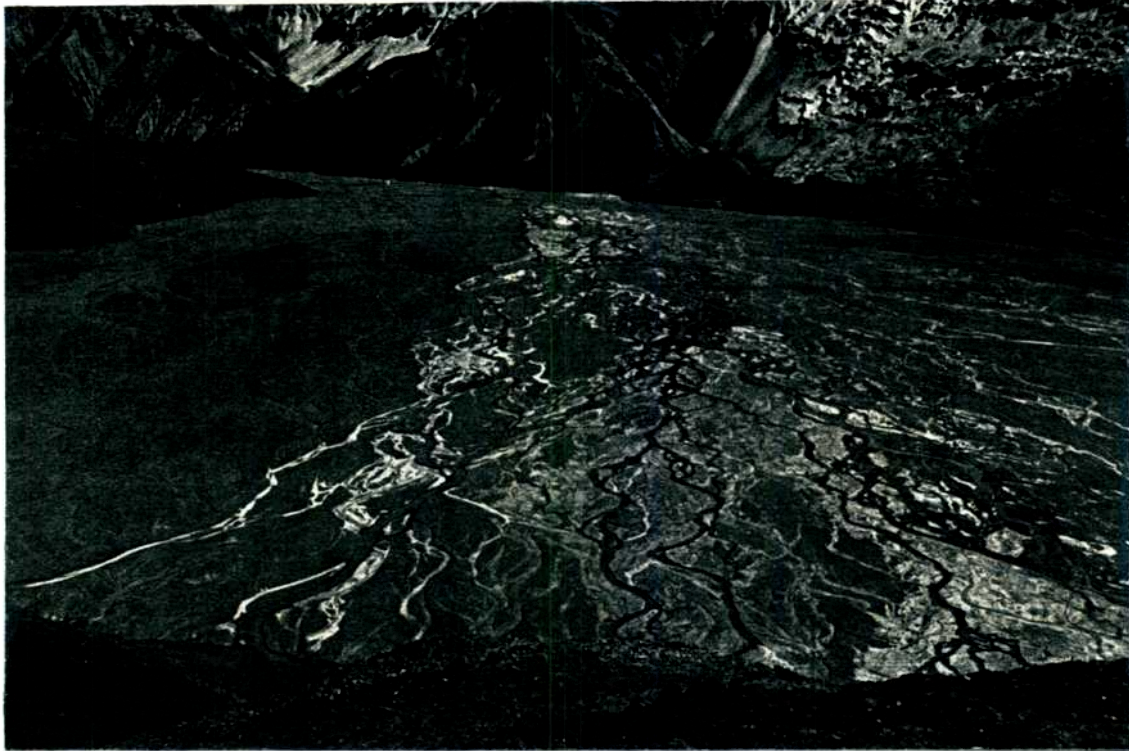
#### *Depósitos aluviales y coluviales*

Los depósitos aluviales se desarrollan principalmente sobre los cursos de agua más importantes como son los ríos Volcán, Mercedario, de los Teatinos, Blanco, de los Patos,



*Universidad de Buenos Aires*

de las Ojotas, de la Cerrada y Valle Hermoso. En ellos forman planicies aluviales, planicies de inundación y depósitos aterrazados.



**Figura 2.68:** Vista hacia el noreste de los depósitos de planicie aluvial en el valle Hermoso.

Las planicies aluviales más destacadas son las de los ríos Volcán, Mercedario y las del Valle Hermoso (figura 2.68). La planicie de inundación más importante es la del río Volcán en el Valle Hermoso (figura 2.69). Lateralmente sobre los valles más importantes se presentan abanicos aluviales formados por sus afluentes principales.

Los depósitos coluviales son sin duda los de mayor distribución areal y tapizan todas las laderas, estando su granulometría controlada por la pendiente de las mismas. En muchos casos se observan listas de piedras

*Cristallini (1996)*



**Figura 2.69:** Vista de la planicie de inundación del río Volcán en el valle Hermoso.



# Capítulo III

## Estructura superficial de la faja plegada y corrida de la Ramada

### Introducción

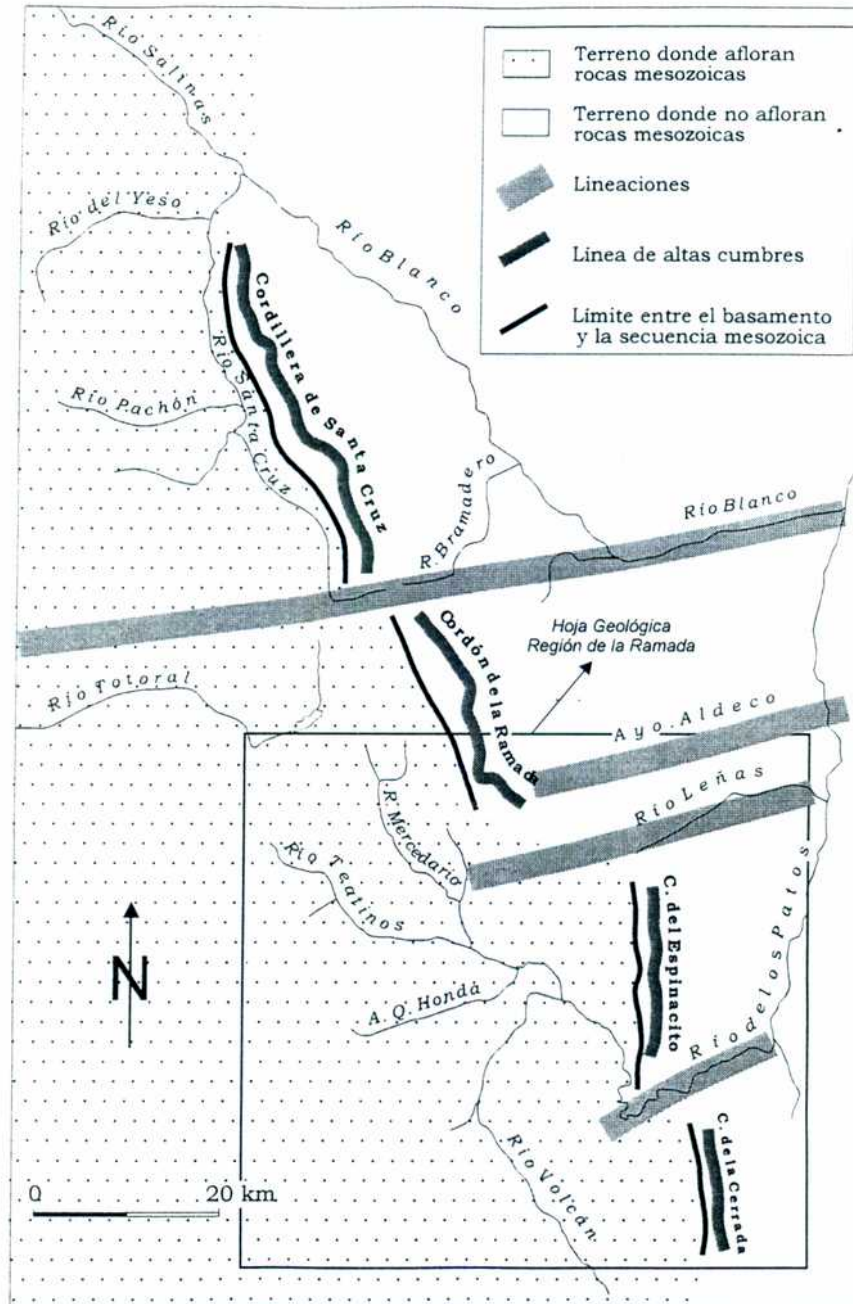
Los primeros estudios sobre la estructura de la Alta cordillera de los Andes fueron realizados por Darwin (1846), Stelzner (1878) y Wehrli y Burckhardt (1898). Estos autores presentaron modelos sencillos en los que el plegamiento jugaba el papel más importante en la deformación mientras que el fallamiento estaba presente sólo en forma subordinada. Desde entonces y hasta la actualidad se elaboraron numerosas y diferentes propuestas.

Schiller (1912) logra una buena comprensión de la estructura de la Alta cordillera de Mendoza donde reconoce repeticiones tectónicas y realza la importancia del yeso en la deformación. Este autor la describe como una zona "de revolución tectónica de tipo alpina, en la cual han tenido lugar dislocaciones" y dice que "no es comprensible como semejantes dislocaciones pueden producirse sólo por plegamiento" (Schiller, 1912, págs. 52 y 56). Lamentablemente sus conclusiones y observaciones no fueron correctamente valoradas, volviéndose con posterioridad a esquemas más simplistas influenciados por los estudios realizados por González Bonorino (1950). Este autor presenta una sección geológica de la cordillera de los Andes a los 33° latitud sur según la cual, la estructura está caracterizada por una flexura a gran escala. Este concepto fue dominante durante varias décadas quedando en el olvido las interpretaciones realizadas por Schiller (1912), hasta que Vicente (1972) las retoma en un perfil que realiza a lo largo del río Cuevas. Posteriormente, los estudios realizados por Yrigoyen (1976 y 1979), Ramos (1985 a y b), Cegarra (1987), Eisner (1987), Mussini (1989), Cegarra (1994), entre otros, han permitido determinar que la estructura de la Alta cordillera de Mendoza es muy compleja y típica de una faja plegada y corrida de tipo epidérmico (Ramos, 1985 b).

En cuanto a la Alta cordillera de San Juan, Schiller (1912) sostiene que su estructura es mucho más sencilla que en Mendoza. En este trabajo, se intenta demostrar que esta aparente sencillez no era tal y estaba basada en la falta de un relevamiento geológico regular y detallado y tanto esta contribución como los trabajos de Mosquera y Zapata (1991), Cristallini y Cangini (1993), Cristallini *et al.* (1995) y Pérez (1995) muestran una estructura

Cristallini (1996)

más compleja caracterizada por sobrecorrimientos, bajocorrimientos, corrimientos fuera de secuencia, pliegues por flexión y propagación de falla y por despegue.



**Figura 3.1:** Mapa de la región mostrando la ubicación de la línea de altas cumbres de las cordilleras de Santa Cruz, la Ramada (Mercedario), el Espinacito y la Cerrada. Nótese el escalonamiento de las mismas y los lineamientos transversales que separan los diferentes bloques. En el recuadro se señalan los límites de la Carta Geológica Región de la Ramada.

Sin embargo, Schiller (1912) no estaba equivocado en considerar que las características estructurales de la cordillera al norte de Mendoza y al sur de San Juan no son las mismas. En Mendoza tiene características de una faja plegada y corrida de tipo epidérmica en la que la deformación principal se ha dado en la lámina superior despegada en el yeso de la Formación Auquilco (Yrigoyen, 1976, 1979; Ramos, 1985 b; Cegarra, 1994). En cambio en el sector sanjuanino, si bien las evaporitas se siguen manteniendo como un nivel preferencial de despegue, hay claras evidencias que indican que el basamento participa en forma activa en la deformación y que la complicada estructura es resultado de la inversión tectónica terciaria de fallas directas triásicas.

### **Descripción de la estructura superficial**

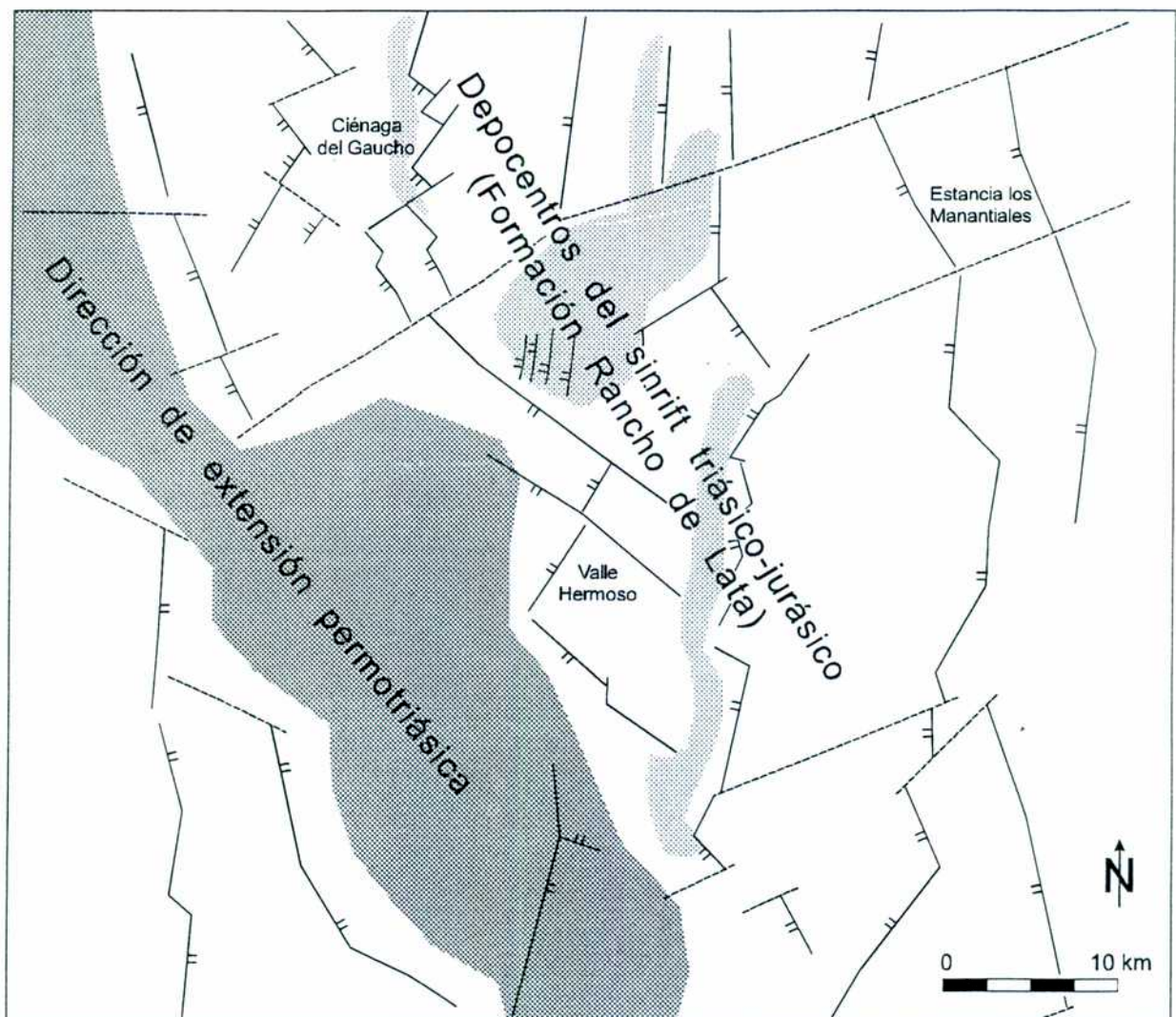
Si bien la estructura superficial de la región de la Ramada evidencia una deformación compresiva cenozoica producto de la orogenia andina, se pueden distinguir en ella rasgos relictos de una deformación extensional triásica que fuera invertida durante el Cenozoico superior. Esto la diferencia sustancialmente de la región del Aconcagua y es por este motivo que se la describe en forma separada.

Los límites entre el basamento, constituido por el Grupo Choiyoi y la cobertura sedimentaria mesozoica a escala regional se indican en la figura 3.1. En ella se pueden identificar la cordillera de Santa Cruz y los cordones de la Ramada (Mercedario), el Espinacito y la Cerrada. En el flanco occidental de éstos se encuentra el límite basamento-cobertura sedimentaria. Estos cordones de rumbo nor-noroeste forman una faja discontinua y escalonada hacia el sudeste (Cristallini *et al.*, 1995). El límite entre los mismos está dado por lineamientos representados por depresiones transversales (figura 3.1). De norte a sur, la primera de ellas que separa la cordillera de Santa Cruz del cordón de la Ramada y el Mercedario, es la correspondiente al paso de la Guardia, tramo superior del río del Bramadero y tramo inferior del río Blanco, la que incluso puede seguirse en Chile en el tramo superior del río Choapa. Este lineamiento está controlado por una falla aflorante hacia el este entre los bloques de basamento intervinientes, que según Ragona (comunicación personal) llega a tener componente de rumbo sobre el tramo inferior del río Blanco. El segundo lineamiento corresponde a una faja ubicada entre el río de las Leñas y el arroyo Aldeco y separa al cordón de la Ramada y el Mercedario del cordón del Espinacito.



*Cristallini (1996)*

Sólo tiene expresión morfológica y complicaciones estructurales asociadas pero no genera dislocaciones superficiales. El tercer lineamiento, que separa el cordón del Espinacito del de la Cerrada, es de menor importancia y está representado por el tramo del río de los Patos que corre con rumbo este-noreste, siendo sus características semejantes a las del anterior. Es importante destacar, que las secuencias sedimentarias mesozoicas que se apoyan sobre el basamento no se presentan en ningún caso falladas en la misma dirección de los lineamientos que limitan los bloques. Este hecho estaría indicando que el desplazamiento diferencial entre los mismos no fue muy importante, al menos durante la orogenia terciaria.



**Figura 3.2:** Modelo palinspástico de las principales fallas directas del rift triásico que se habrían invertido durante la orogenia ándica para configurar la estructura actual de la región. Realizado en base a las secciones estructurales y sus reconstrucciones palinspásticas (véase capítulo VI).

Según Cristallini *et al.* (1995) estos lineamientos están relacionados a una estructuración heredada del basamento y corresponderían a un sistema de rift escalonado, reactivado durante la orogenia ándica (figura 3.2).

La presencia de los lineamientos antes mencionados es la responsable de una segmentación estructural norte-sur en la región de la Ramada. Esta se caracteriza por sectores relativamente simples hacia el norte y sur de los lineamientos y otros de marcadas complicaciones tectónicas en las cercanías de los mismos.

Con el fin de realizar una descripción clara y sistemática de la estructura superficial, se ha dividido la región en tres fajas de rumbo norte-sur. La faja oriental está caracterizada por bloques de basamento corridos sobre depósitos terciarios de la cuenca de antepaís. La faja central presenta corrimientos y pliegues discontinuos de rocas jurásicas y cretácicas en los que la tectónica salina juega un papel muy importante. Por último, la faja occidental está caracterizada por una serie de corrimientos fuera de secuencia de mayor persistencia en el rumbo y pliegues de menor longitud de onda en los que no se observa participación salina directa.

#### *Sector oriental (basado en Pérez, 1995)*

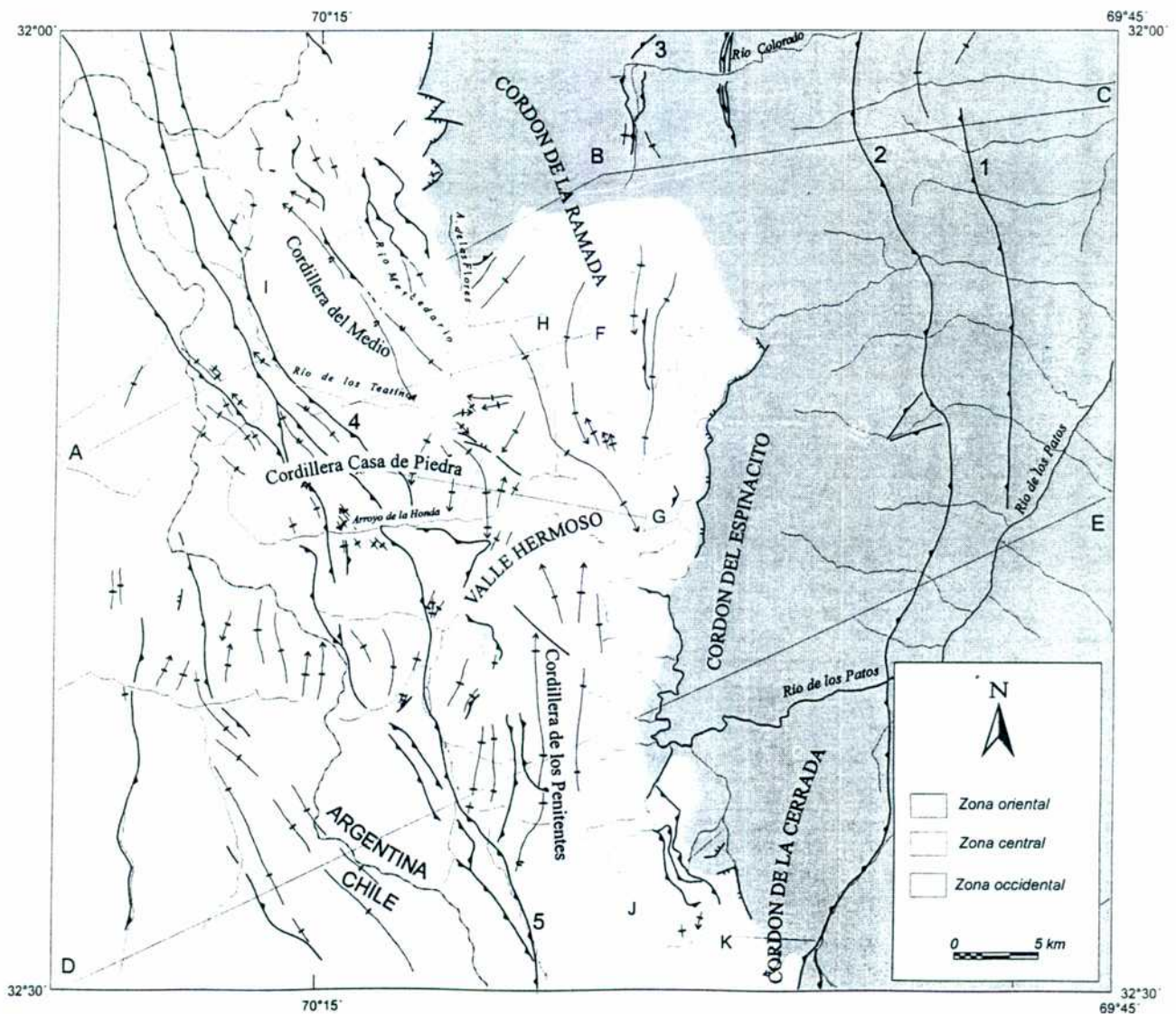
La estructura de este sector fue estudiada en detalle por Pérez (1995) y está caracterizada por fallas y corrimientos que inclinan hacia el oeste, a los que se asocian pliegues de distintas magnitudes y estilos, siendo el rumbo dominante norte-sur y la vergencia general hacia el este.

La falla del Espinacito reconocida por Schiller (1912) en el río de las Leñas (figura 3.3) es una de las más importantes desde el punto de vista regional. Es la responsable del levantamiento de los cordones de la Cerrada, el Espinacito, la Ramada y hacia el norte, ya fuera de la región, de la cordillera de Ansilta (Pérez, 1995). Se la puede reconocer desde el sur del cordón de la Cerrada hacia el norte, pasando por su ladera este, cruza el río de los Patos y margina al cordón del Espinacito por su ladera oriental. En el río de la quebrada Fiera y río de las Leñas la falla experimenta una pequeña inflexión hacia el oeste. Luego corta por el curso medio del río Colorado para continuar por el sector este del cordón de los Contrabandistas, desde donde atraviesa el río Blanco y pasa hacia el norte al este de la cordillera de Ansilta (figura 3.4).



Cristallini (1996)

Esta falla pone en contacto las volcanitas de la Formación Horcajo pertenecientes al Grupo Choiyoi, sobre las sedimentitas terciarias de la Formación Chinchas (Pérez, 1995). El rumbo aproximado es norte-sur y su inclinación hacia el oeste. La traza de la falla es bastante recta debido a su fuerte buzamiento. El plano de falla puede ser observado sobre el río de las Leñas, donde ya había sido mencionado por Schiller (1912). En esta localidad presenta una inclinación de  $65^\circ$  hacia el oeste mientras que las capas del Grupo Choiyoi inclinan  $50^\circ$  y las sedimentitas terciarias  $45^\circ$ , ambas hacia el oeste. La relación entre los dos bloques es de tipo rampa colgante sobre rampa basal.



**Figura 3.3:** Principales estructuras de la región de la Ramada. 1: Falla río de las Leñas. 2: Falla del Espinacito. 3: Falla de Santa Cruz. 4: Falla río de los Teatinos. 5: Falla río Volcán. Ubicación de las secciones estructurales A-B-C y D-E y de los bosques F, G, H, I, J y K.



El plano de falla también puede observarse en ambos márgenes del río Colorado, donde presenta un ángulo de inclinación alto y la misma relación entre bloques (Pérez, 1995).

En las nacientes del río Colorado, las sedimentitas de la Formación Rancho de Lata se encuentran corridas sobre areniscas rojas de la Formación Tordillo. Dicha falla fue denominada inmediatamente al norte de esta zona como falla Santa Cruz por Lencinas (1982). La misma conforma un rasgo tectónico regional responsable del levantamiento en bloque de la cordillera de Santa Cruz, el cordón de las Varillas y sector occidental de la cordillera de las Totoras (Lencinas, 1982). En el extremo norte de la cordillera de las Totoras la falla Santa Cruz pone en contacto volcanitas del Grupo Choiyoi sobre areniscas rojas de la Formación Tordillo; hacia el sur en el cordón de las Varillas y en la cordillera de Santa Cruz levanta las volcanitas y granitos permotriásicos sobre areniscas rojas asignadas al Terciario. La falla Santa Cruz, al cruzar el río Colorado, se bifurca formando una lámina imbricada la cual se une al corrimiento principal unos cinco kilómetros más sur. En esta dirección el rechazo de la falla disminuye, hasta desaparecer en superficie en las nacientes del arroyo de La Ramada Norte. La misma pasa a formar un anticlinal asimétrico, cuyo eje presenta rumbo norte-sur, inclinando sus flancos oriental y occidental  $20^\circ$  y  $35^\circ$  hacia el este y oeste respectivamente. Hacia el oriente de esta estructura se observa la nariz de un sinclinal, cuyo eje tiene rumbo noroeste y afecta a las secuencias mesozoicas presentando en sus flancos este y oeste inclinaciones de  $20^\circ$  a  $25^\circ$  (Pérez, 1995).

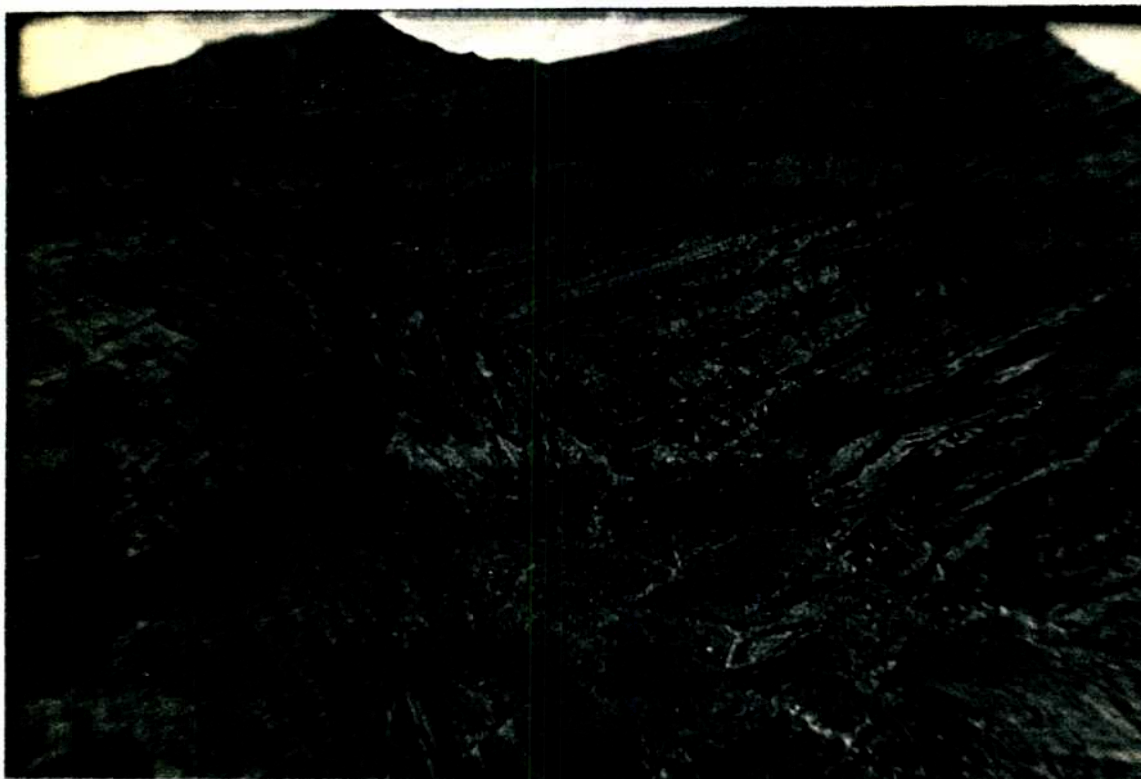
Hacia el norte, ya fuera de la región de la Ramada, en las nacientes del arroyo laguna Blanca, la falla de Santa Cruz se bifurca hacia el noreste en otro corrimiento con alto ángulo de inclinación al oeste que es el responsable del levantamiento del cordón de las Pichireguas y del cerro Mercedario.

Sobre el río Colorado, hacia el este de la falla Santa Cruz, se ha identificado una zona de imbricación. En la misma se desarrolló un sistema de corrimientos imbricados en rocas permotriásicas, donde hacia el este aumentan las inclinaciones. Sobre esta base Pérez (1995) interpretó una secuencia de imbricación hacia el retropais, donde los corrimientos avanzaron de este a oeste, siendo más jóvenes en esa dirección. Al norte de ese río, las láminas presentan inclinaciones de  $50^\circ$  a  $60^\circ$  hacia el oeste.

Al este y sobre el labio bajo de la falla del Espinacito afloran las sedimentitas de la cuenca de Manantiales. Las mismas tienen un rumbo general norte-sur presentando



hasta el norte del arroyo Hornillas donde nace un sinclinal de rumbo noreste. Sobre el río de las Leñas el plano de falla tiene una inclinación de  $50^\circ$  al oeste, estando las capas, tanto en el bloque superior como en el inferior, inclinando entre  $18^\circ$  y  $20^\circ$  al oeste (Pérez, 1995). Sus relaciones geométricas son de tipo rampa colgante sobre rampa basal. En el sector norte del río de las Leñas se observó un pequeño sinclinal en el bloque inferior, que correspondería a un pequeño pliegue de arrastre en el frente de fallamiento (figura 3.5). Las inclinaciones de este sinclinal son para el flanco occidental de  $45^\circ$  al este y para el oriental de  $25^\circ$  al oeste.



**Figura 3.5:** Vista hacia el norte de la falla río de las Leñas que repite los miembros medios sobre los superiores de la secuencia terciaria. Nótese el sinclinal de arrastre sobre el labio bajo.

El lineamiento del arroyo Aldeco es responsable del desarrollo de una rampa lateral que produce variación en el rumbo e inclinación de los depósitos de la cuenca de Manantiales. Asimismo, hacia el este de la región de la Ramada, ya en la cordillera del Tigre, este lineamiento puede seguirse en una falla directa que afecta al Grupo Choiyoi y a los depósitos terciarios. Sobre la traza de la misma se emplazan cuerpos andesíticos como el del cerro Blanco (Pérez, 1995).

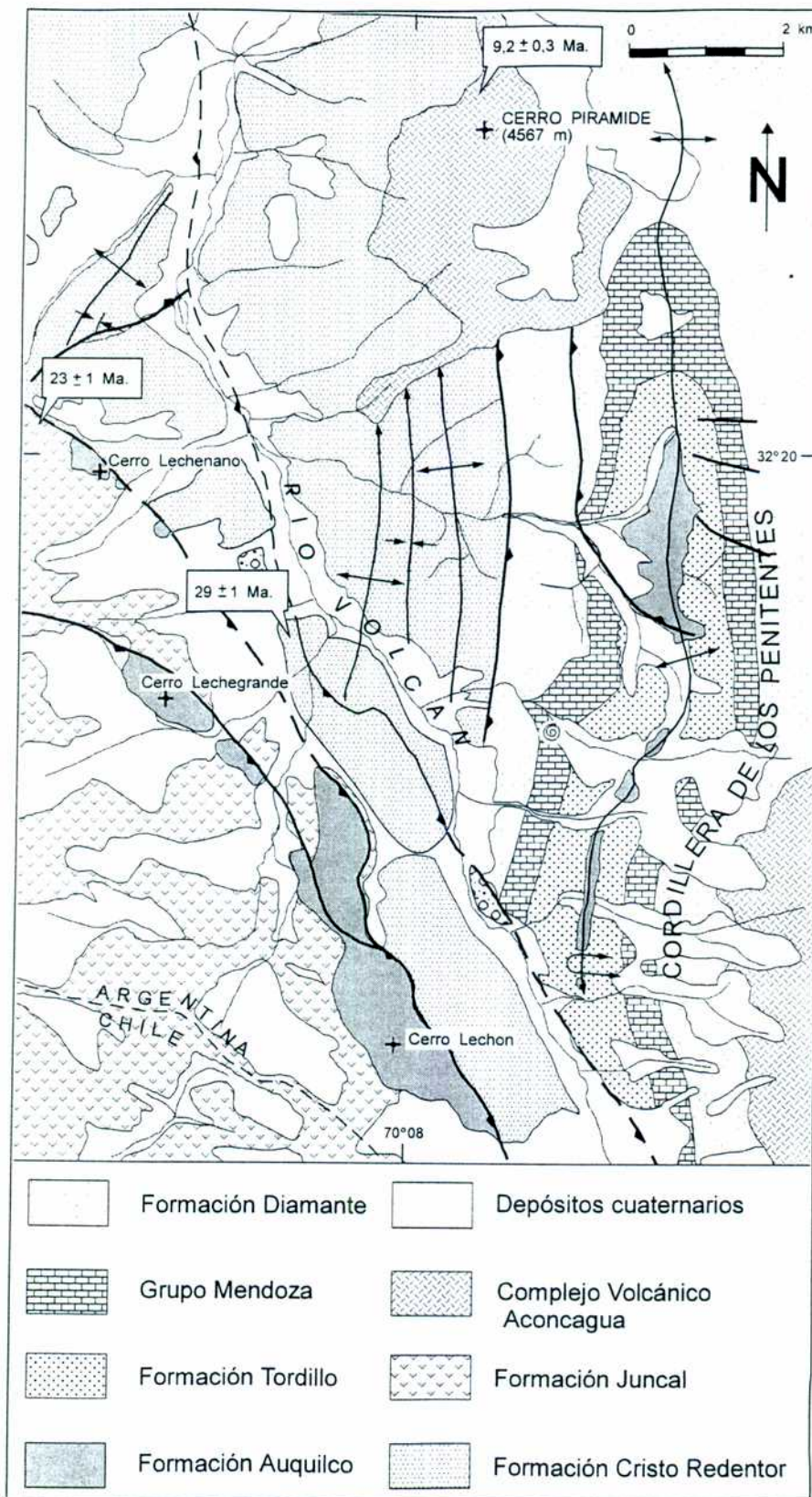


### *Sector central*

El sector central (figura 3.3) es el que presenta la estructura más compleja, caracterizada por la presencia fallas y pliegues discontinuos que afectan a rocas jurásicas y cretácicas y en los que la tectónica salina juega un papel fundamental. Presenta una marcada segmentación estructural en sentido norte-sur y en particular, inmediatamente hacia el sur de los bloques de basamento de la Ramada y el Espinacito, la estructura se hace muy compleja. Esto se observa en la cordillera Casa de Piedra y en el sector del arroyo Cerradita, que serán tratados en forma separada.

El límite entre los sectores central y oriental está dado por el contacto entre la Formación Rancho de Lata y el Grupo Choiyoi y se ubica hacia el oeste de los grandes cordones de la Ramada y el Mercedario, el Espinacito y la Cerrada (figura 3.3). El mismo se manifiesta en algunos sectores a través de fallas directas y en otros por una marcada discordancia angular. Al oeste de Ciénaga del Gaucho, este contacto se da por fallas directas que inclinan hacia el oeste y que fueron estudiadas por Ragona (1993) y Blengino (1994). Las mismas presentan un diseño escalonado, compuesto por un patrón de fallas de rumbo noreste y noroeste. Su inclinación es alta en superficie y en algunos sectores presentan estructuras sinclinales que acompañan en parte el movimiento de los bloques bajos, incluso indicando en estas dislocaciones, cierto grado de inversión anterior al punto nulo (Ragona, 1993; Blengino, 1994). En las cercanías del arroyo de las Flores, se produce la inversión total del patrón noreste, que se ve evidenciada por dos fallas que ponen en contacto a las volcanitas del Grupo Choiyoi sobre los depósitos de la Formación Los Patillos (véase lámina 1).

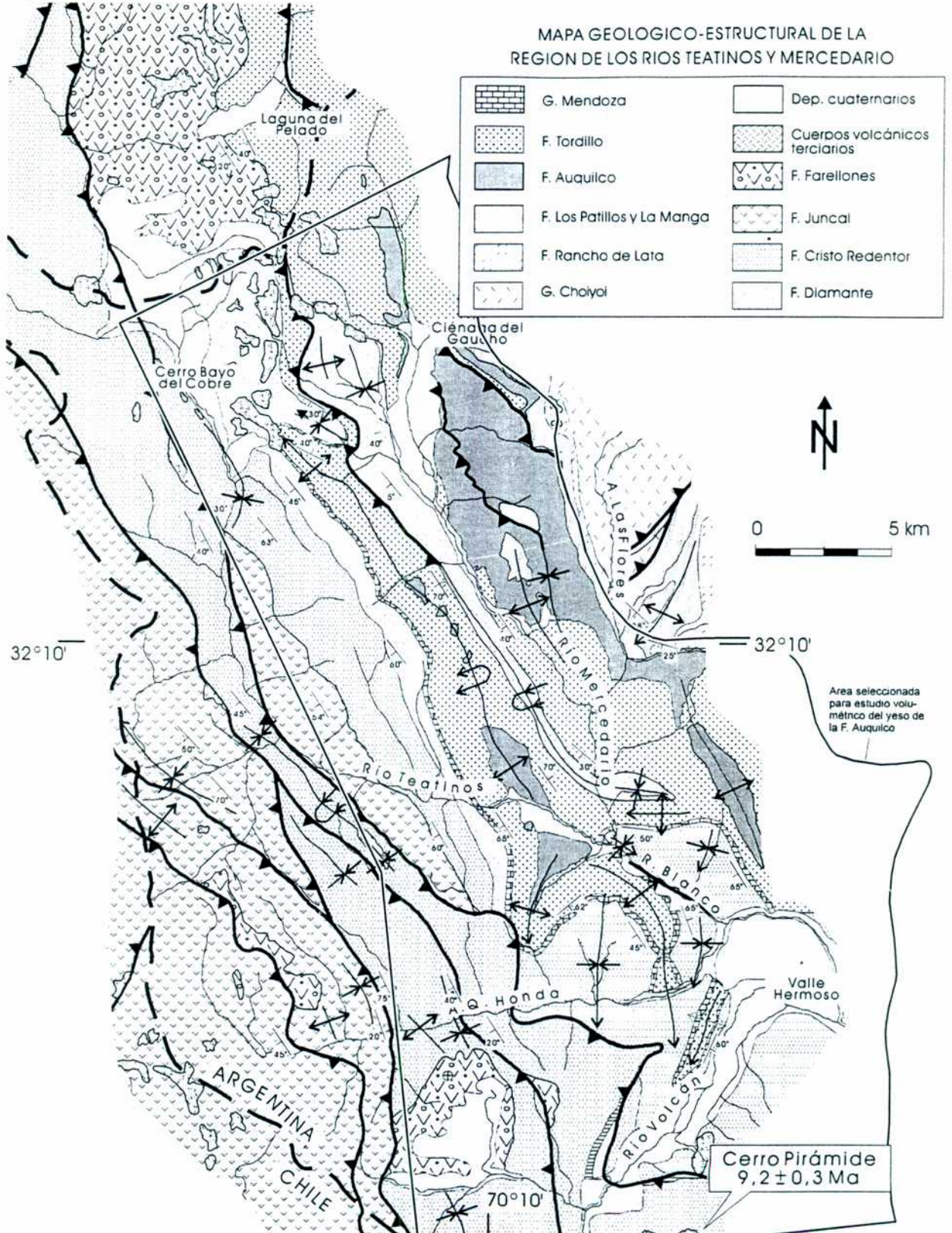
Hacia el este en el cordón del Espinacito y hasta el río de los Patos, el contacto entre el Grupo Choiyoi y la Formación Rancho de Lata es tectónico y está dado por fallas directas que inclinan hacia el oeste (Alvarez *et al.*, 1995). No se observó ninguna estructura relacionada al movimiento de los bloques como en el sector de Ciénaga del Gaucho. Hacia el sur de este río, desaparece la falla y el límite entre unidades se da por una marcada discordancia angular, que en algunos sectores se evidencia como una peneplanicie exhumada, hecho que ya había mencionado Stipanovic (1966).



**Figura 3.6:** Mapa geológico del sector del río Volcán. Nótese la presencia del anticlinal de la cordillera de los Penitentes cuyo núcleo está formado por evaporitas de la Formación Auquilco. Al oeste del río Volcán los corrimientos fuera de secuencia cortan a dicho pliegue (Cristallini y Cangini, 1993).



Cristallini (1996)



**Figura 3.7:** Mapa geológico-estructural del sector de los ríos de los Teatinos, Mercedario y cordilleras del Medio y Casa de Piedra. En el recuadro se indica el sector sobre el cual se realizó el estudio volumétrico sobre las evaporitas de la Formación Auquileo (véase capítulo VI).



La estructura más conspicua del sector central la constituye un anticlinal fragmentado, cuyo núcleo y nivel de despegue está constituido por las evaporitas de la Formación Auquilco. Hacia el sur corresponde al anticlinal ubicado sobre la vertiente occidental de la cordillera de los Penitentes cuyo eje buza hacia el norte (figuras 3.3 y 3.6). Este anticlinal había sido reconocido en trabajos regionales por Zambrano (1990) quien asignó su núcleo a la Formación "Los Patos" (Jurásico inferior a medio). En el reconocimiento de campo realizado se pudo observar como núcleo del mencionado anticlinal al yeso de la Formación Auquilco y a la secuencia jurásico-cretácica hacia ambos flancos del mismo (figura 3.6). Su flanco occidental es tendido ( $i 30^{\circ}W$ ) en el sector medio y norte y se presenta volcado ( $i 80^{\circ}E$ ) en el sector sur. El flanco oriental inclina aproximadamente  $30^{\circ}$  al este. El eje de este anticlinal es curvo y convexo hacia el este, su plano axial tiende a ser vertical hacia el norte mientras que hacia el sur inclina fuertemente al oriente. Hacia el oeste el anticlinal de Penitentes se encuentra cortado por dos bajocorrimientos que inclinan al este. Le siguen hacia el oeste un par de anticlinales y sinclinales de flancos prácticamente verticales. Estos pliegues superficialmente sólo involucran a las sedimentitas de la Formación Cristo Redentor. Sin embargo, su geometría de flancos verticales sugiere un mecanismo de despegue para su desarrollo que implica la presencia de núcleos no aflorantes de evaporitas de la Formación Auquilco.

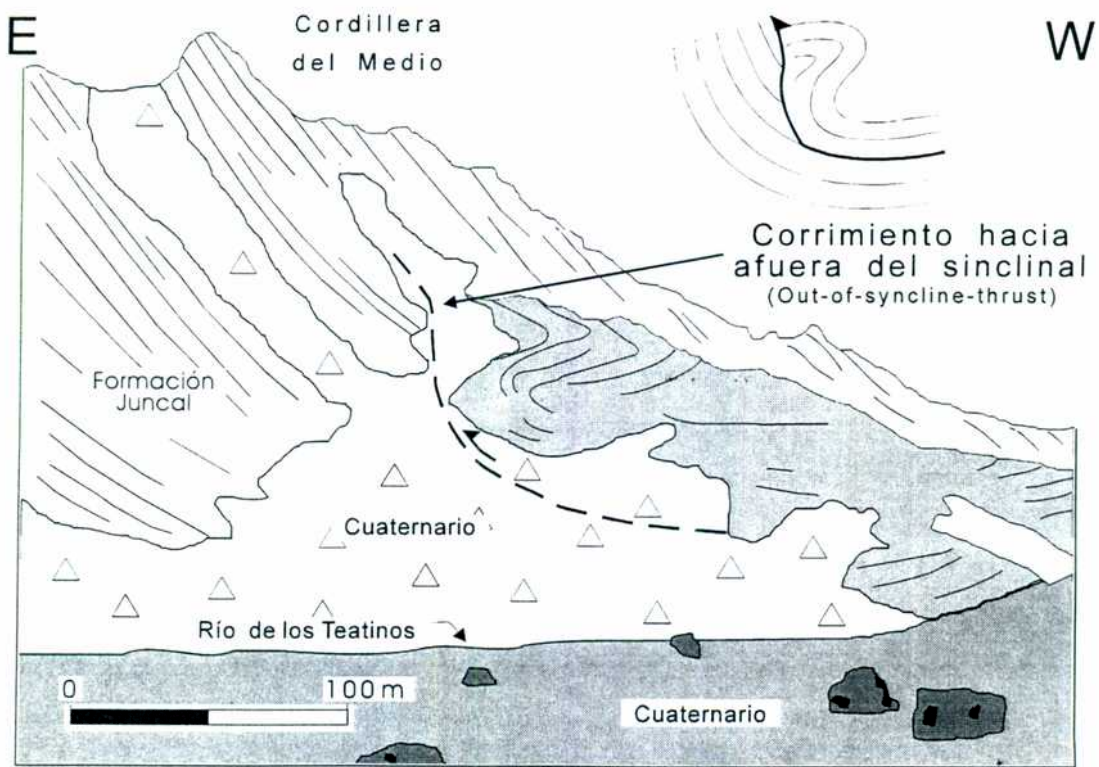
Hacia el norte y aproximadamente hasta la latitud del río de los Teatinos, la estructura anticlinal se fragmenta produciendo importantes complicaciones en ese sector (figura 3.3 y lámina 1).

En la cordillera del Medio, la estructura con núcleo de yeso vuelve a normalizarse, formando un anticlinal de rumbo noroeste, con vergencia oriental y con la típica geometría de los pliegues por despegue. Hacia el norte se vuelca y finalmente se corre sobre depósitos de la Formación Diamante (figura 3.7). Su flanco occidental inclina hacia el oeste entre  $45^{\circ}$  y  $60^{\circ}$  y el oriental entre  $65^{\circ}$  y  $70^{\circ}$  al oeste en los sectores en que se encuentra volcado. Su eje no buza en el sector central, pero hacia el sur, en la cordillera de Casa de Piedra, el mismo se desvía hacia el suroeste y buza aproximadamente  $25^{\circ}$  al sur. En el sector cercano al cerro Bayo del Cobre el eje del anticlinal tuerce y buza suavemente hacia el noroeste, hecho que se relaciona a las interferencias producidas por la reactivación de estructuras

Cristallini (1996)

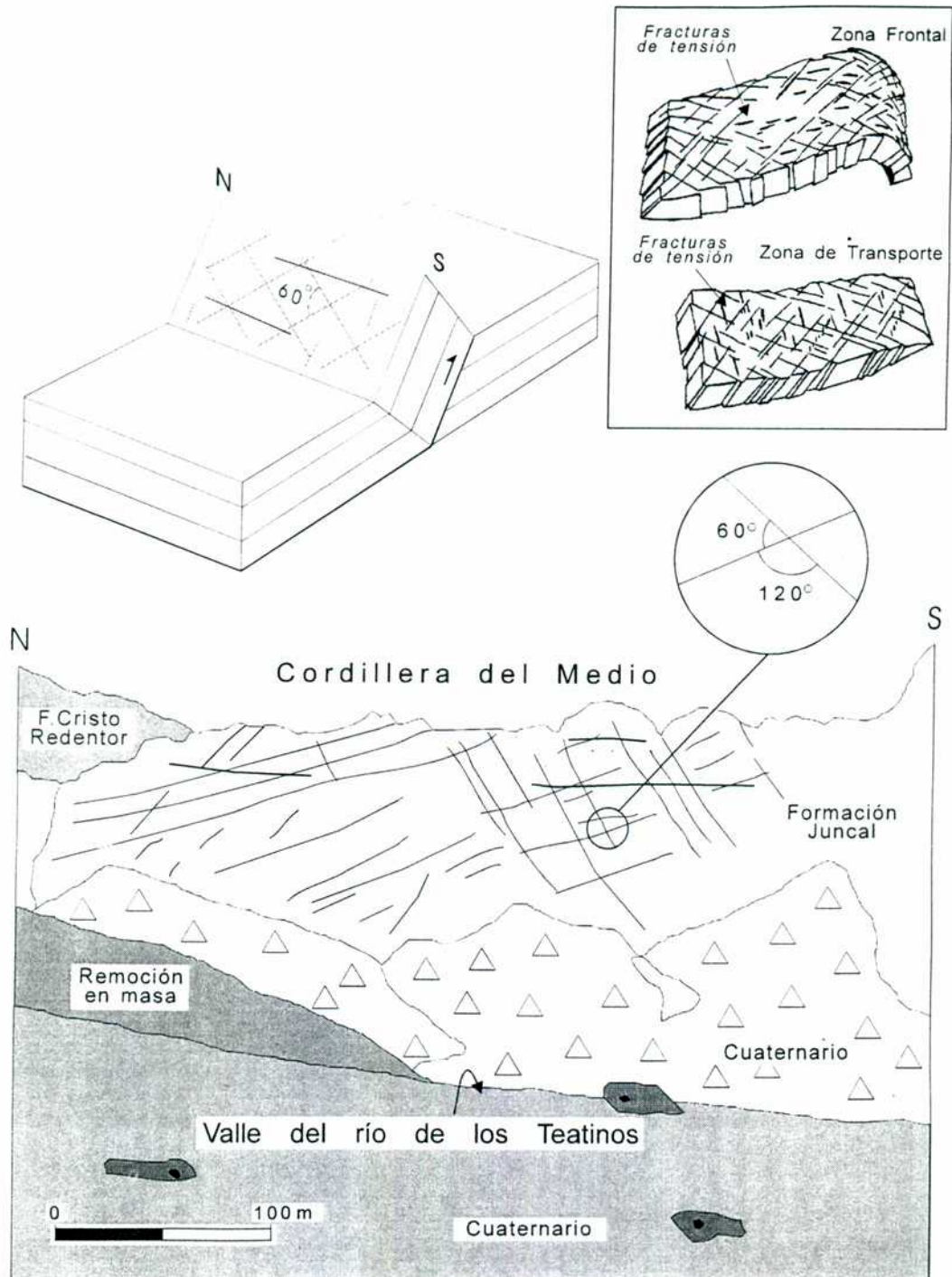
previas en el basamento (Cristallini *et al.*, 1995).

Hacia el oeste del cerro Bayo del Cobre se puede observar un sinclinal (figura 3.7) que presenta como estructura subsidiaria un corrimiento hacia afuera del sinclinal (*out-of-the-syncline-thrust*). Este se produce por una falta de espacio en el núcleo de la estructura, es decir que al plegarse los bancos rígidos de la Formación Juncal y al no poder resolverse el problema espacial en el centro del sinclinal por cizalla interestratal, se produce un fallamiento inverso con el consiguiente plegamiento de los bancos ubicados por encima del mismo (figura 3.8).



**Figura 3.8:** Desarrollo de un corrimiento hacia afuera del sinclinal (*out-of-the-syncline-thrust*) en el flanco occidental de la cordillera del Medio. Este se forma sobre las volcánicas de la Formación Juncal.

Sobre el flanco occidental del anticlinal de la cordillera del Medio se observan una serie de fallas de cizalla diagonales y fracturas de tensión (figura 3.9). Según los conceptos de Roeder y Weller (1982) tanto la posición de las fracturas de tensión como el desplazamiento relativo y geometría de las fallas diagonales está relacionado con la zona dentro de la faja plegada y corrida en la que se está produciendo la deformación.

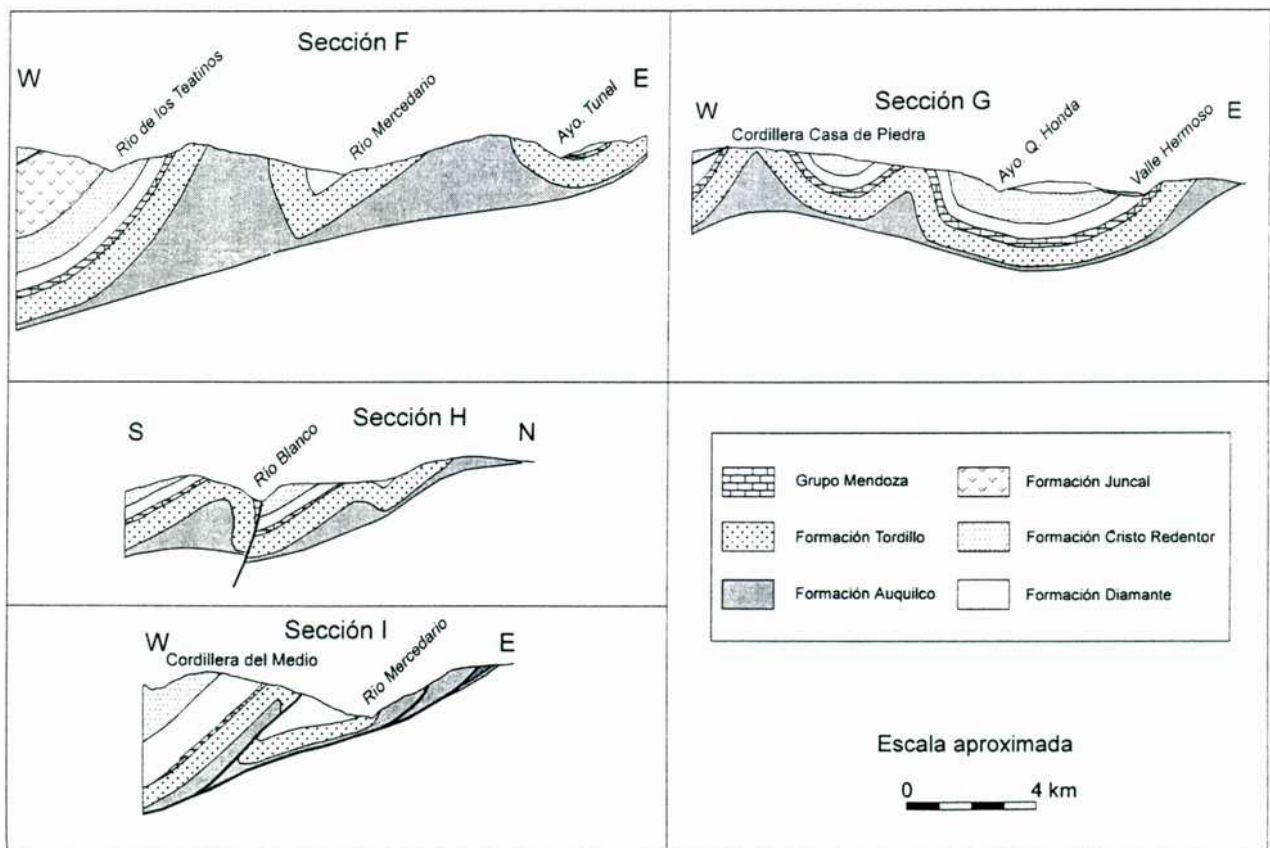


**Figura 3.9:** Desarrollo teórico de fallas de cizalla diagonales y fracturas de tensión en las zonas frontal y de transporte de una faja plegada y corrida (Roeder y Weller, 1982). Aplicación al flanco occidental de la cordillera del Medio. Tanto las fallas de cizalla diagonales como la mayoría de las fracturas de tensión indican que se habrían formado en la zona de transporte. Sin embargo se pueden ver menos marcadas algunas fracturas de tensión que muestran que el anticlinal habría comenzado a generarse cuando formaba parte de la zona frontal.



Cristallini (1996)

Así es que de acuerdo a esos autores dentro de la zona frontal (figura 3.9) las fracturas de tensión tienen el rumbo de la dirección de transporte y dentro de la zona de transporte el mismo es perpendicular a esta dirección. El movimiento teórico relativo de las fallas diagonales está directamente relacionado con la posición del elipsoide de deformación al igual que el ángulo entre las fallas diagonales que es menor en la dirección del máximo esfuerzo  $s_1$ . En el campo se determinaron las posiciones de las fracturas de tensión y el ángulo entre las fallas diagonales, las que se disponen formando un ángulo de  $60^\circ$  en la dirección del rumbo, hecho consistente con su formación dentro de la zona de transporte de la faja plegada y corrida. Las fracturas de tensión se disponen tanto paralelas como perpendiculares al rumbo de la estructura. Las primeras, mucho más marcadas corresponden a la zona de transporte, mientras que las segundas, más sutiles, podrían ser más antiguas y corresponder a una etapa inicial en la zona frontal (figura 3.9).



**Figura 3.10:** Bosquejos estructurales levantados en las líneas señaladas en el mapa de la figura 3.3. Nótense la importancia de las evaporitas de la Formación Auquilco en el desarrollo de las estructuras.

Hacia el este de la cordillera del Medio se observa un sinclinal asimétrico, en algunos sectores volcado, que controla el curso del río Mercedario (figuras 3.7 y 3.10, sección F) y que hacia el norte pasa a un corrimiento (sección I). La zona de transferencia, en la que el rechazo del mismo comienza a ser absorbido por plegamiento, se ubica aproximadamente en el punto medio entre la desembocadura del arroyo de las Flores y Ciénaga del Gaucho (figura 3.7). Hacia el norte el mencionado corrimiento deja de estar controlado por el núcleo sinclinal, pasando a cortar al mismo en forma transversal, hecho que se puede explicar debido al control del basamento en este sector (véase figura 3.2).

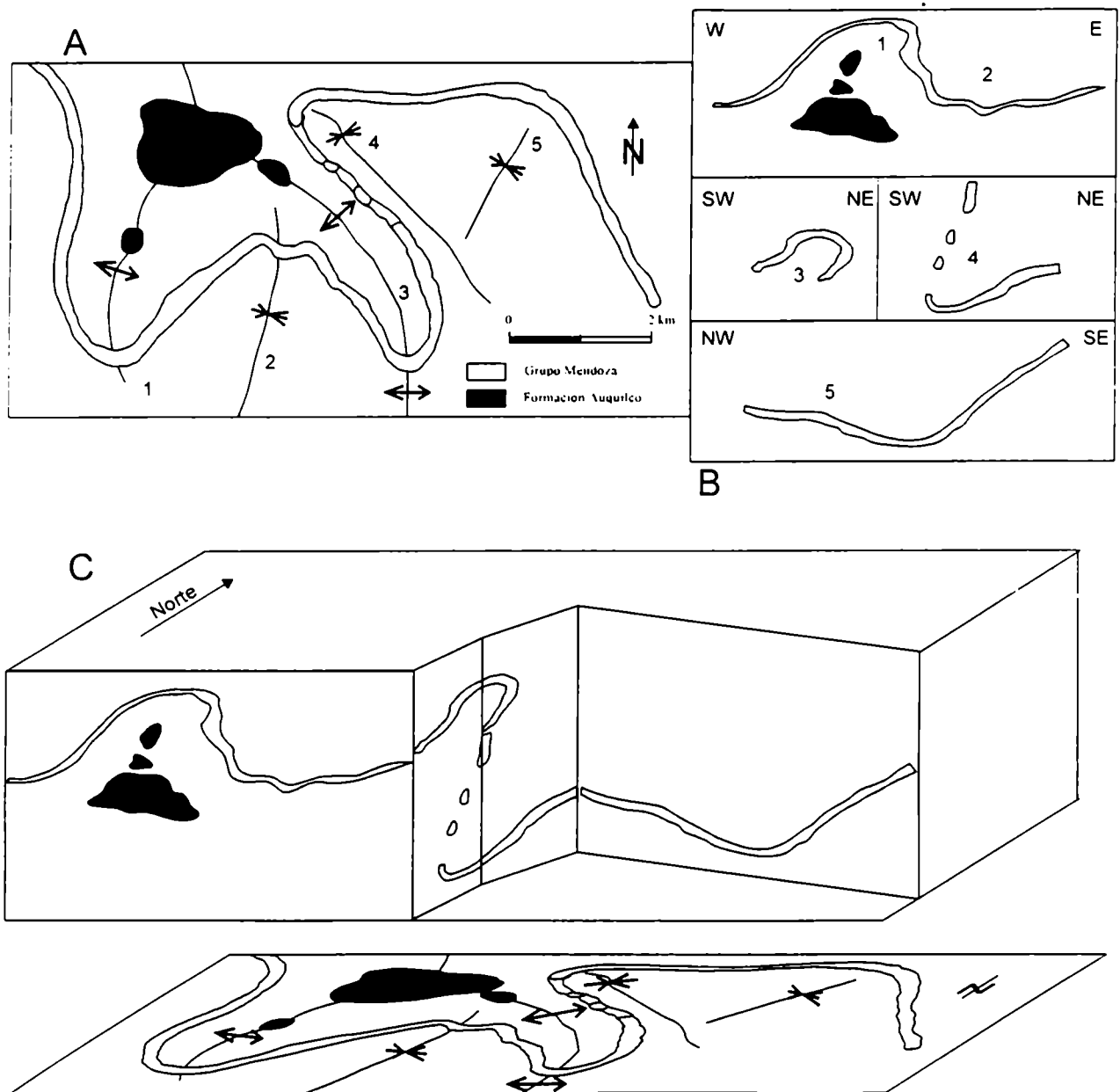
En la figura 3.10 pueden verse bosquejos estructurales realizados en distintas secciones de la zona central de la región de la Ramada y que muestran el tipo de estructuras por despegue que la caracterizan.

Sobre la margen oriental del río Mercedario hay un afloramiento muy importante de yeso de la Formación Auquilco caracterizado por deformación diapírica y repeticiones tectónicas (figuras 3.7 y 3.10 sección I). En su interior se observa una ventana de erosión que deja al descubierto un pequeño afloramiento al que no se ha podido acceder pero que, por sus características en las fotografías aéreas e imágenes satelitaria posiblemente corresponda a las calizas de la Formación La Manga.

El tramo entre el norte de la cordillera de los Penitentes y el sur de la cordillera del Medio es muy complejo desde el punto de vista estructural. En la confluencia entre los ríos de los Teatinos y Mercedario y la cordillera de Casa de Piedra (Vicente *et al.*, 1973, Mosquera y Zapata 1991) (figuras 3.7 y 3.11 A), se repliega la estructura dividiéndose en dos anticlinales. Mientras el eje del anticlinal de la cordillera del Medio se bifurca en una rama con rumbo N30°E y otra con rumbo N50°W, el eje del sinclinal del río Mercedario se desvía en sentido contrario tomando un rumbo practicamente este-oeste (figura 3.7). Se puede determinar un centro de divergencia de ejes anticlinales algo al noroeste de la confluencia entre los ríos Mercedario y de los Teatinos y un centro de convergencia de ejes sinclinales algo al sureste de ese lugar (véase lámina 1). En la figura 3.11 B se pueden ver proyecciones según buzamiento (down plunge projections) de cada uno de los pliegues en este sector, integradas en una vista tridimensional (figura 3.11 C). En las secciones G y H (figura 3.10) se observan secciones superficiales transversales realizadas en este sector.

Cristallini (1996)

Por otra parte, controlando el valle del río Blanco se ha inferido una falla con algo de desplazamiento de rumbo y cuyo bloque bajo es el noreste. Más adelante se analizará como estas distorsiones en la estructura están asociadas a la sobreimposición de pliegues y a la deformación del basamento.



**Figura 3.11:** A: Mapa simplificado del sector oriental de la cordillera Casa de Piedra en que sólo se muestran los bancos de la Formación Auquilco y del Grupo Mendoza. B: Proyecciones según buzamiento de cada uno de los pliegues según su geometría superficial. C: Configuración tridimensional de las proyecciones obtenidas.



Al oeste del río Volcán sobre el Valle Hermoso, se presenta un anticlinal de vergencia oriental, cuyo eje tiene rumbo sur-suroeste (véase lámina 1). Si bien el núcleo aflorante de esta estructura está formado por la sedimentitas de la Formación Tordillo, por sus relaciones de campo, se infiere que el despegue corresponde a las evaporitas de la Formación Auquilco. Su flanco occidental es suave (inclina ente 15° y 25° al oeste), mientras que el oriental inclina fuertemente al este (i 80°E). Esta estructura constituye un fragmento de transición entre el anticlinal de la cordillera de los Penitentes y la estructura de la cordillera de Casa de Piedra.

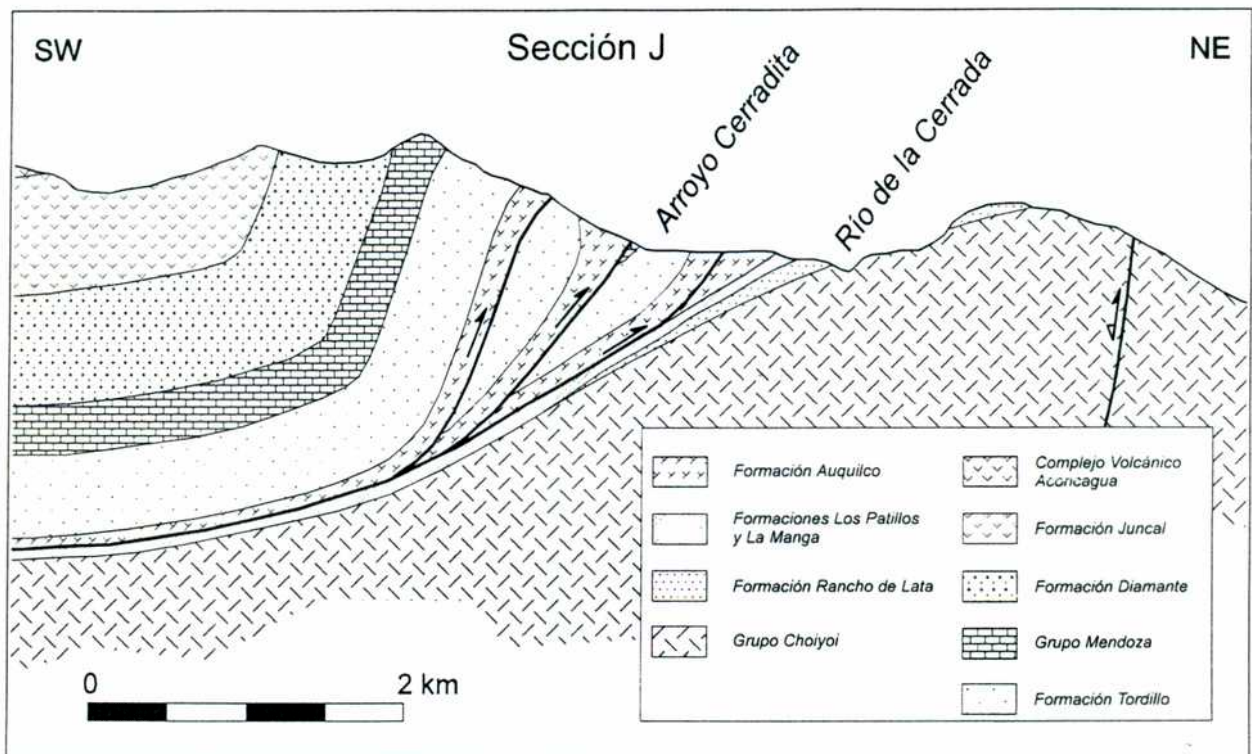
Hacia el este de la cordillera de Casa de Piedra se observa un anticlinal cuyo núcleo está formado por yeso de la Formación Auquilco. Su desarrollo longitudinal se restringe al espacio dado por el escalonamiento entre el cordón de la Ramada y el del Espinacito. Esta estructura es la más oriental que utiliza a las evaporitas como nivel de despegue. Hacia el este de la misma los anticlinales y sinclinales que siguen, se acomodan a la estructura del basamento. Sólo se podrían mencionar unos suaves pliegues al sur del arroyo de la Ramada Sur que aún podrían estar despegados en los niveles salinos.

Es interesante notar que hacia el norte, en la cordillera del Medio, el 90 % del acortamiento de este sector central está absorbido por un único gran anticlinal que despega en las evaporitas de la Formación Auquilco. Hacia el sur, en el sector de la cordillera de Casa de Piedra hay al menos tres pliegues de las mismas características aunque de menores dimensiones. En el sector de la cordillera de Penitentes, hay al menos tres, e inferido un cuarto pliegue por despegue.

Hacia el este de la cordillera de Penitentes, queda conformado un gran sinclinal cuyo flanco oriental apoya sobre el basamento en el cordón del Espinacito y que hacia el sur, en el sector del arroyo Cerradita, comienza a sufrir importantes complicaciones estructurales. Es interesante observar el mega-arqueamiento de las secuencias mesozoicas siguiendo a grandes rasgos la dislocación de los bloques de basamento de los cordones del Espinacito y la Cerrada (véase lámina 1). La altura media de este último es sustancialmente inferior a la del primero. Esto está relacionado a la pérdida de rechazo de los bloques de basamento hacia el sur, que se ve evidenciada por el pasaje de la secuencia mesozoica por encima del basamento en el sector sur del cordón de la Cerrada, conformando un anticlinal fuertemente buzante hacia el suroeste.

*Cristallini (1996)*

Evidentemente la inversión tectónica pierde importancia hacia este sector, ya que el mismo conformaría el borde austral del rift triásico. Asimismo la dislocación entre los cordones de la Cerrada y el Espinacito es sustancialmente menos conspicua que la que ocurre entre el último y el cordón de la Ramada. La estructura resultante, no está caracterizada por repliegues importantes, sino por repeticiones tectónicas de delgadas capas imbricadas despegadas en el yeso de la Formación Auquilco (figura 3.12). La deformación en este sector se asemeja más a la faja plegada y corrida del Aconcagua, que a la de la cordillera Casa de Piedra.



**Figura 3.12:** Imbricaciones despegadas en el yeso de la Formación Auquilco en el sector del arroyo Cerradita. Ubicación en la figura 3.3. Nótese el sentido de transporte al noreste oblicuo al regional.

Es de destacar, que si bien la vergencia general del anticlinal de la cordillera de los Penitentes es hacia el este (convexidad del eje hacia el sentido de transporte), el sector sur del mismo, alineado con la entrante entre el cordón del Espinacito y de la Cerrada, tiene vergencia contraria (plano axial inclinando hacia el este), hecho que se explica como un cambio producido durante la reactivación de estructuras de basamento (véase capítulo VI).



La deformación en este sector está caracterizada por la presencia de corrimientos que cortan toda la estructura previa ubicada hacia el este y que por esta razón se los considera fuera de secuencia con respecto a la misma. La vergencia de estos corrimientos es oriental y de este a oeste comienzan con la falla río de los Teatinos que hacia el sur se une a la falla río Volcán (figura 3.3). Esta última es regionalmente muy importante y había sido descrita por Schiller (1912) como una "discordancia primordial" (figura 3.13). Luego fue correlacionada con la encontrada por Steinmann (1881) en los Andes Peruanos, e interpretada como causada por movimientos intracretácicos. Vicente *et al.* (1973) también explican, en el sector de Valle Hermoso, a esta angularidad como una discordancia. Ramos y Aguirre Urreta (1991) reinterpretan, en el mismo lugar a esta "discordancia primordial" como un corrimiento fuera de secuencia. La inclinación de este corrimiento es generalmente baja.



**Figura 3.13:** Vista de la llamada "discordancia primordial" por Schiller (1912). Reinterpretada como un corrimiento fuera de secuencia por Ramos y Aguirre Urreta (1991). En este trabajo se lo denomina como falla río Volcán (ubicación en figura 3,3).



*Cristallini (1996)*

El frente de corrimientos fuera de secuencia se desarrolla a lo largo de más de 150 km (figura 3.14). Se extiende al norte hasta la región del río Pachón. Desde el río Alitre ubicado en territorio chileno, pasa al sector argentino, controlando en parte el paso de los Teatinos y el río del mismo nombre. Sigue hacia el sur hasta la región del río Volcán (Cristallini y Cangini, 1993) y ya en Mendoza en los ríos Matienzo y Cuevas (Mussini, 1989) donde pasa nuevamente a Chile por el valle del río Juncal hasta el río Menos de Agua (Ramos *et al.* 1990).

Hacia el oeste, se presentan al menos tres corrimientos más de dimensiones similares y separados por distancias inferiores a los cuatro kilómetros. Hacia el oeste del río Volcán, en el sector de la desembocadura del arroyo Quebrada Rubia, se estimaron las inclinaciones de los mismos, resultando en 30° al oeste la falla río Volcán y 50° y 75° al oeste respectivamente las que siguen hacia el poniente (figura 3.6).

Como estructuras menos importantes hay anticlinales y sinclinales. Si bien en algunos casos están relacionados con los corrimientos antes mencionados, en otros sus relaciones indican que son previos. Es importante destacar que en la estructura de este sector no participan las evaporitas de la Formación Auquilco. Solamente en la margen occidental del río Volcán afloran depósitos de esta unidad en la base de los corrimientos, pero su relación con las otras unidades hace pensar en un emplazamiento tectónico (véase capítulo VI). Donde el río de los Teatinos comienza a cortar a la cordillera del Medio, el valle deja de estar controlado por el corrimiento homónimo (figura 3.7). Hacia el oeste del mismo se ubican un sinclinal separado por un sobrecorrimiento de otro sinclinal. En este sector, estos dos pliegues se presentan volcados hacia el este, pero tanto en el norte como en el sur su posición es normal. En el arroyo de la Honda, estos sinclinales son cubiertos en discordancia por volcanitas de la Formación Farellones lo que indica que la estructuración de los mismos fue previa a estos depósitos.

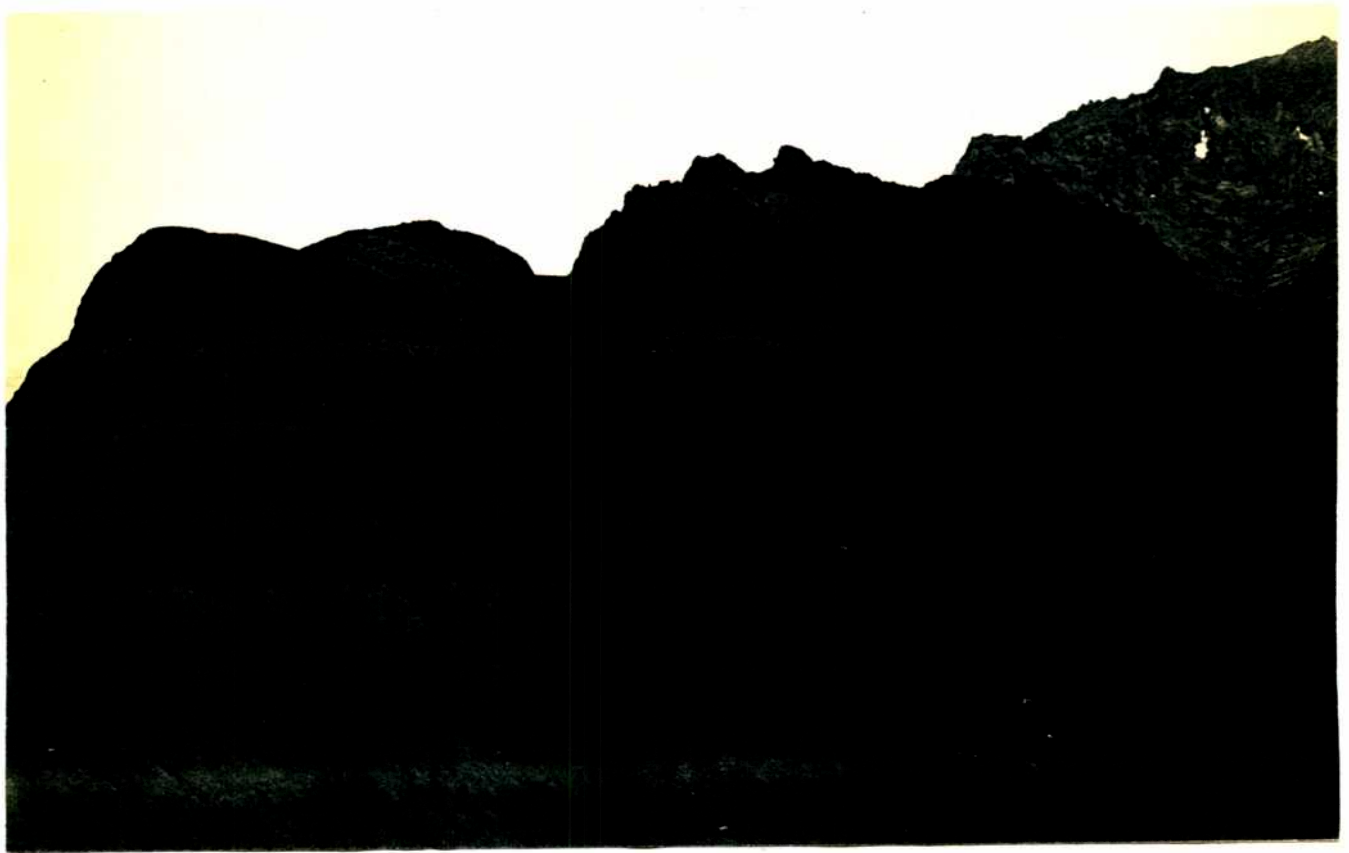
Si bien los corrimientos de este sector tienen gran persistencia longitudinal, no ocurre lo mismo con los anticlinales y sinclinales (figura 3.3). Los mismos son cortos y poseen longitudes de onda en general menores de un kilómetro. Las figuras 3.15 y 3.16, muestran pliegues típicos de este sector que deforman rocas de las Formaciones Cristo Redentor y Juncal. La geometría de estas estructuras es consistente con un nivel de despegue somero y con un mecanismo de propagación de falla para explicar su desarrollo.



Figura 3.14: Mapa en el que se observa el extenso desarrollo del frente de corrimientos fuera de secuencia (basado en Mussini, 1989; Ramos y Aguirre Urreta, 1991; Cristallini y Cangini, 1993; Cristallini *et al.*, 1995).

*Cristallini (1996)*

En el sector chileno, si bien se continúa el patrón estructural descrito, no son tan comunes ni extensos los corrimientos aflorantes, siendo los pliegues las estructuras más comunes. En el suroeste de la región de la Ramada, se observan dos bajocorrimientos que inclinan hacia el este (Rivano *et al.*, 1993) y a partir de los cuales, comienza a cambiar hacia el oeste la vergencia de las estructuras, dando comienzo a lo que podría denominarse faja plegada y corrida sintética, que se continúa hacia el Pacífico. Al norte de la carta, este límite se encuentra más al oeste y fuera del área del mapa.



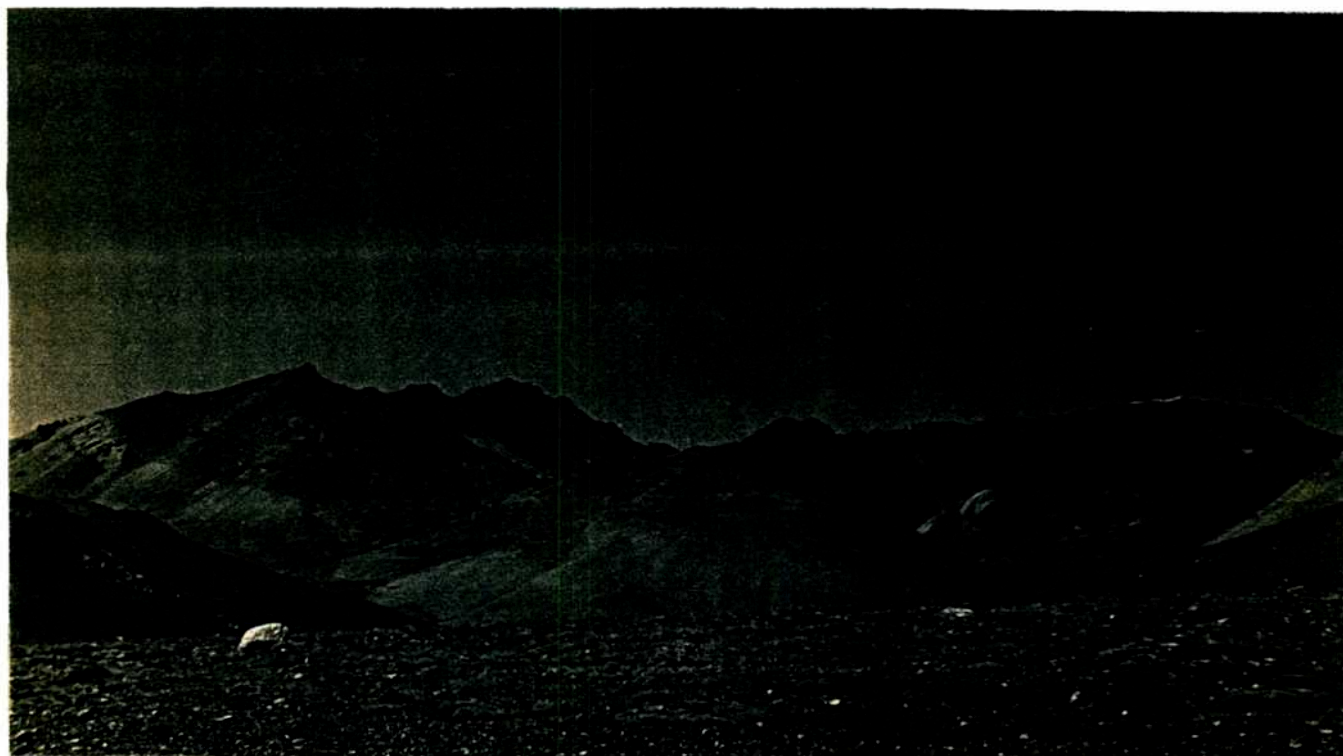
**Figura 3.15:** Vista de un típico anticlinal del sector occidental formado sobre rocas de la Formación Cristo Redentor y ubicado en el tramo medio del arroyo de la Quebrada Honda.

#### **Indicadores cinemáticos**

Si bien es fácil suponer el sentido de movimiento de las fallas y corrimientos, no es

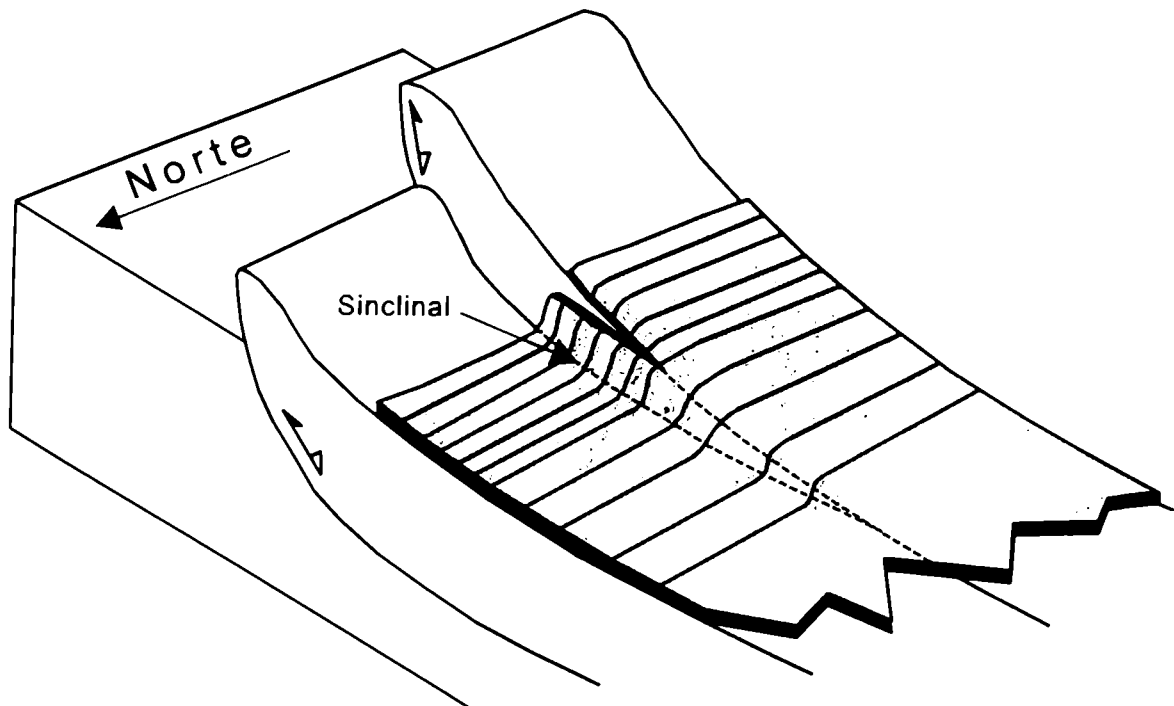


tan sencillo afirmarlo ya que rara vez aparece bien expuesto el plano de las mismas. En cuanto a las fallas invertidas, en el lugar en que mejor se observa esta condición es al este de Ciénaga del Gaucho, donde las mismas fueron estudiadas por Ragona (1993) y Blengino (1994). En la figura 3.17 (Ragona, 1993) puede verse el tipo de estructura sinclinal desarrollada en el bloque bajo del sistema de fallas, aún directas.



**Figura 3.16:** Vista sur del plegamiento que deforma a rocas de la Formación Juncal sobre las nacientes del arroyo de las Llaretas.

Este se genera por una diferencia en el grado de inversión y por ende de basculamiento entre los bloques intervinientes (Ragona, 1993). A su vez, esta estructura parece aplastarse tipo *buttressing* (Butler, 1989) contra el contrafuerte de basamento. En realidad debería llamarse *pseudo-buttressing* ya que no se da en los depósitos de sinrift sino en los de post-rift (Formación Los Patillos) que quedaron en el bloque bajo de una falla que si bien es directa, su génesis se vincula a la inversión diferencial de los bloques durante la reactivación terciaria. Algo semejante ocurre en fallas menores ubicadas sobre la margen occidental del río de la Cerrada. También puede ser explicado como *buttressing* el anticlinal con núcleo apretado de volcánicas del Grupo Choiyoi que afecta también a parte de la secuencia mesozoica en el extremo sur del cordón de la Cerrada (figura 3.18).

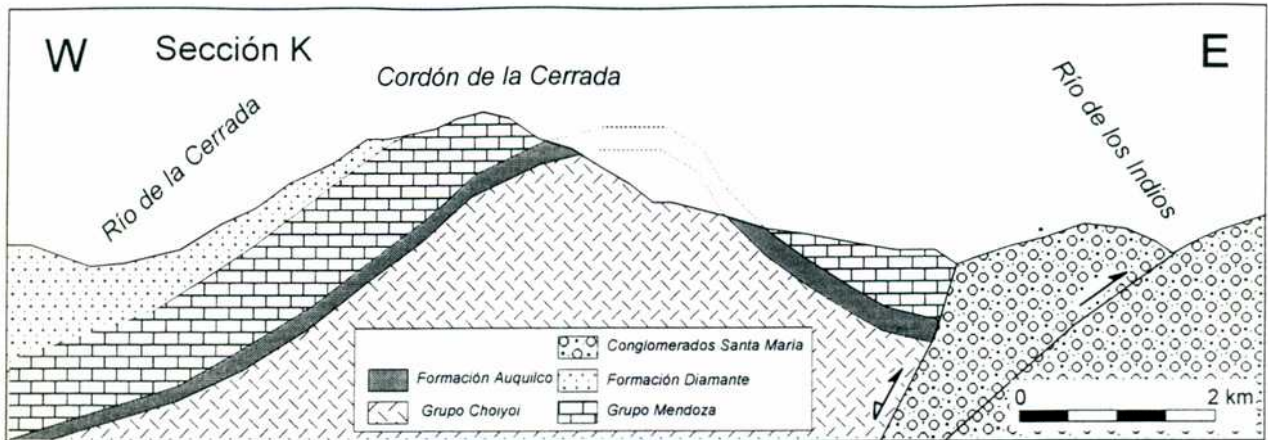


**Figura 3.17:** Sinclinal desarrollado sobre depósitos de la Formación Los Patillos en el bloque bajo del sistema de fallas invertidas al oeste de Ciénaga del Gaucho. Esta estructura se forma por una diferencia en el grado de inversión y basculamiento entre los bloques (basada en Ragona, 1993).

En otros casos son los pliegues de arrastre generados en los bloques yacientes de los corrimientos los que permiten inferir el sentido de movimiento, como el desarrollado al pie de la falla descrita en el sector oriental por Pérez (1995) (figura 3.5). Otro ejemplo se observa al pie del corrimiento fuera de secuencia de la falla río Volcán en la margen norte del arroyo Quebrada Honda (figura 3.19).

En la figura 3.20 se pueden observar ploteos en red estereográfica de indicadores cinemáticos para distintas localidades, medidos sobre fallas menores en los bloques bajos de los principales corrimientos de la región. Se marcan los campos estadísticamente más probables para encontrar los ejes  $s_1$  y  $s_3$  de máximo y mínimo esfuerzo respectivamente. Puede verse que el esfuerzo principal  $s_1$  es consistente con el empuje ándico y más allá de sus variaciones locales tiene dirección este-oeste. El esfuerzo mínimo  $s_3$  es en general vertical y consistente con el registrado en el flanco occidental de la cordillera de Medio a partir de la observación de fallas de cizalla diagonales y fracturas de tensión.





**Figura 3.18:** Bosquejo del anticlinal con núcleo apretado de volcanitas del Grupo Choiyoi que afecta también a parte de la secuencia mesozoica en el extremo sur del cordón de la Cerrada. Ubicación en la figura 3.3. Se interpreta esta estructura como *buttressing* (Butler, 1989) de los depósitos volcánicos contra la falla directa durante el períodos de inversión, generando posteriormente una falla de atajo (*short-cut*) hacia el este.

### Interferencia de estructuras controlada por el basamento

La fragmentación escalonada del basamento a la que se hizo referencia en párrafos anteriores, produce entradas en el mismo como la ubicada entre el cordón de la Ramada y el cordón del Espinacito o entre éste y el de la Cerrada (figura 3.1), en las que se puede observar a la cobertura mesozoica muy deformada (figura 3.7). Si se analiza el mapa de la figura 3.7 y se sigue el contorno de los bancos del Grupo Mendoza se puede concluir que las caprichosas formas que los mismos siguen no se deben a un sólo sistema de pliegues sino que son el producto de la interferencia de al menos dos.

Ramsay (1967) clasificó a los pliegues sobreimpuestos en cuatro tipos usando la relación angular entre el plano axial de la primera fase de plegamiento y el de la segunda y entre la línea de charnela de la primera fase (F1) y la de la segunda (b2) (figura 3.21). En la figura 3.22 (derecha) se muestran los patrones de interferencias que podrían relacionarse con el mapa simplificado de la cordillera del Medio. Los plegamientos sobreimpuestos de acuerdo a Thiessen y Means (1980) pueden ser definidos mediante tres ángulos ( $\alpha, \beta, \delta$ ) que pueden verse en la figura 3.21 y compararse con los de Ramsay (1967). Los patrones confeccionados por Thiessen y Means (1980) son tridimensionales a diferencia de los de



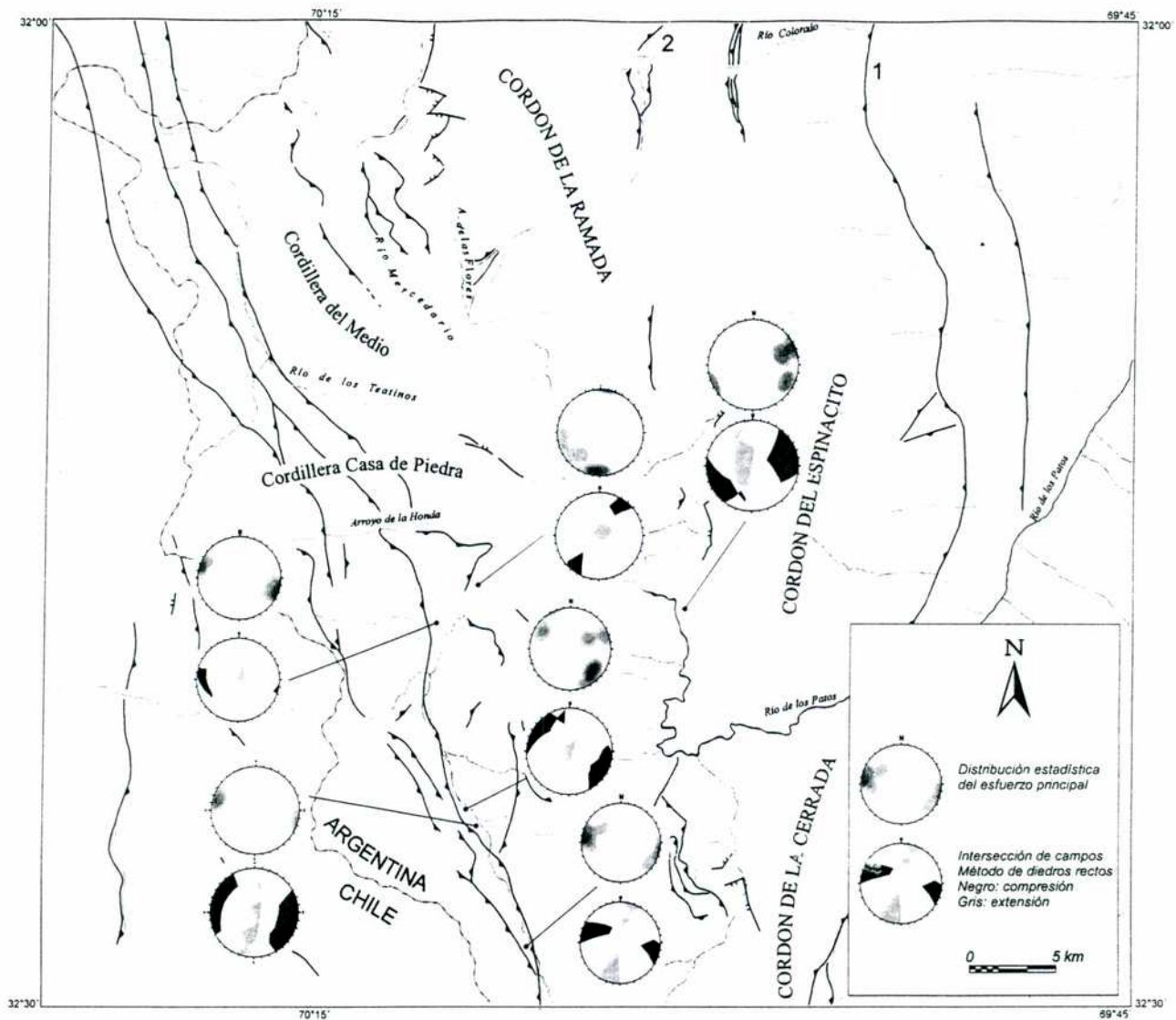
*Cristallini (1996)*

Ramsay (1967) que son bidimensionales y en ese sentido reflejan mejor las caprichosas formas que se pueden observar al combinar estos patrones con una topografía irregular.



**Figura 3.19:** Vista norte del sinclinal de arrastre ubicado hacia el este de la falla río Volcán sobre la margen septentrional del arroyo Quebrada Honda. Nótese el sentido de transporte oriental.

En la figura 3.22 se muestra un mapa de la región de la cordillera Casa de Piedra. En una primera aproximación si se compara el patrón de interferencia observado en el campo con los modelos de Ramsay (1967) (figura 22.16 de Ramsay, 1967) y los de Thiessen y Mean (1980) (figura 5 de Thiessen y Mean, 1980) se ve que se asemeja bastante al patrón 2H y j-k de las figuras respectivas.

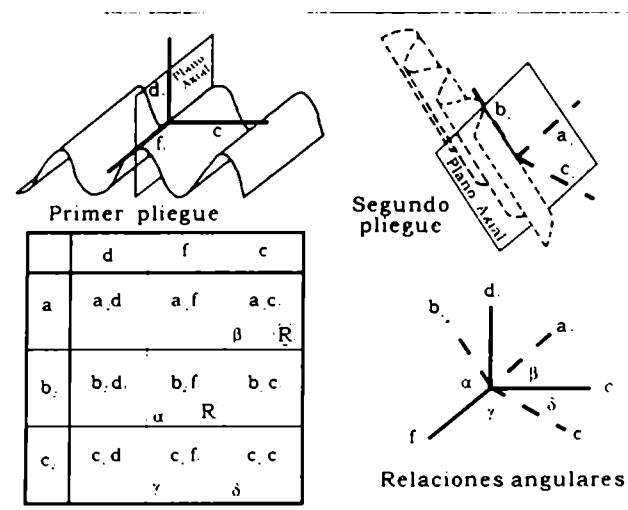


**Figura 3.20:** Mapa en el que se pueden observar ploteos en red estereográfica de indicadores cinemáticos para distintas localidades, medidos sobre fallas menores en los bloque bajos de los principales corrimientos de la región. Para cada localidad se representan dos círculos, en el superior se marca la distribución estadística de la dirección de movimiento en los planos de falla. En el círculo inferior se utilizó el método de diedros rectos y se marca la intersección de campos. El negro representa compresión y el gris extensión.

La simplificación en la que se considera a los pliegues como cilíndricos para hacer su análisis geométrico mediante red estereográfica no es válida en estructuras sobrepuestas, ya que en la intersección de pliegues es común que los mismos sean cónicos o simplemente irregulares. Por esta razón fue necesario dividir al área en dominios en los que sí sea aplicable la simplificación de pliegues cilíndricos. Para esto se reconocieron en el mapa las

*Cristallini (1996)*

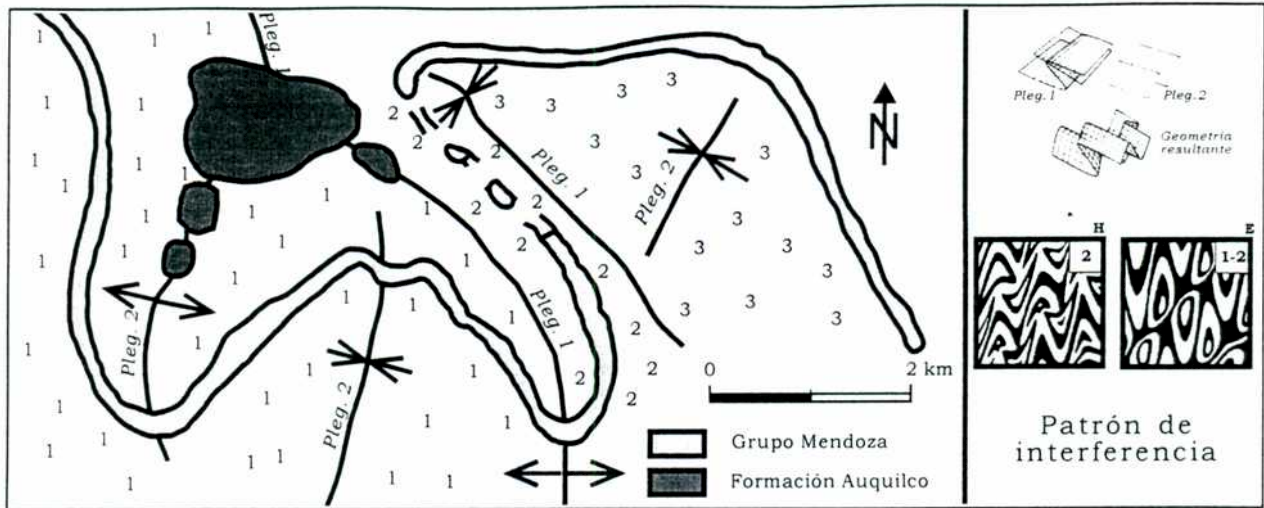
trazas axiales de los distintos pliegues (figura 3.22). Se encontraron dos orientaciones preferenciales, la noroeste y la noreste que se van a considerar como dos sistemas sobreimpuestos. Es importante en esta etapa del análisis establecer el orden temporal de estos plegamientos. En la figura 3.23 (22.12a de Ramsay, 1967), pueden verse dos pliegues sobreimpuestos de charnelas paralelas y planos axiales perpendiculares; si se observa el resultado de la sobreimposición puede notarse que las trazas axiales del primer plegamiento son plegadas por el segundo plegamiento, mientras que las del segundo son discontinuas y se presentan sin plegar pero entrecortadas.



**Figura 3.21:** Se pueden observar los ángulos utilizados para clasificar los distintos patrones de pliegues sobreimpuestos; con la letra R se indican los usados por Ramsay (1967) y con  $\alpha$ ,  $\beta$  y  $\delta$  los usados por Thiessen y Means (1980).

Si se observa con detenimiento la traza del anticlinal que cruza el mapa de la figura 3.22 con rumbo noroeste se verá que la misma se encuentra plegada, mientras que las trazas axiales de los sinclinales ubicados en el centro sur y en el noreste de la comarca, se presentan en forma discontinua entre si. Esto lleva a suponer que la primera pertenece al primer plegamiento de la comarca (P1) mientras que las segundas lo hacen al segundo plegamiento (P2). Sobre esta base se dividió el área en dominios separados por las trazas axiales de P1 haciendo la simplificación de pliegues cilindricos (figura 3.22). Los dominios 1 y 3 fueron considerados sobre flancos occidentales de P1 mientras que el dominio 2 lo fue en el flanco oriental. En la figura 3.24a se volcaron los polos y ejes de los dominios 1, 2 y 3.





**Figura 3.22:** Mapa simplificado de la región de la cordillera Casa de Piedra con la disposición de los bancos del Grupo Mendoza. Los números 1, 2 y 3 indican los dominios para hacer el análisis de pliegues sobreimpuestos. A la derecha se observa el tipo de superposición de pliegues (tipo 2 de Ramsay, 1967) al que responden y el patrón generado por la intersección de los pliegues con una superficie horizontal.

El eje del P1 se determinó hacia el norte de este sector, sobre el margen occidental del río Mercedario, en donde este plegamiento no fue redeformado por P2. Debido a que los dominios 1 y 3 fueron tomados sobre el flanco occidental de P1, sus ejes deben estar contenidos en ese flanco, análogamente el eje del dominio 2 debe estar contenido en el flanco oriental, ya que sobre él fue definido. Con este concepto, es posible marcar en forma aproximada un plano correspondiente al flanco occidental de P1 (región sombreada de la figura 3.24b) y otro correspondiente a su flanco oriental. Los valores obtenidos de esta manera son de N35°W, i 42°-52° W para el flanco occidental y N35°W, i aprox. 67° W para el oriental. Esto indica que el primer plegamiento actuante en la región (P1), se presenta volcado con vergencia oriental. Como se puede observar en el mapa geológico de la figura 3.7, valores semejantes se midieron hacia el norte.

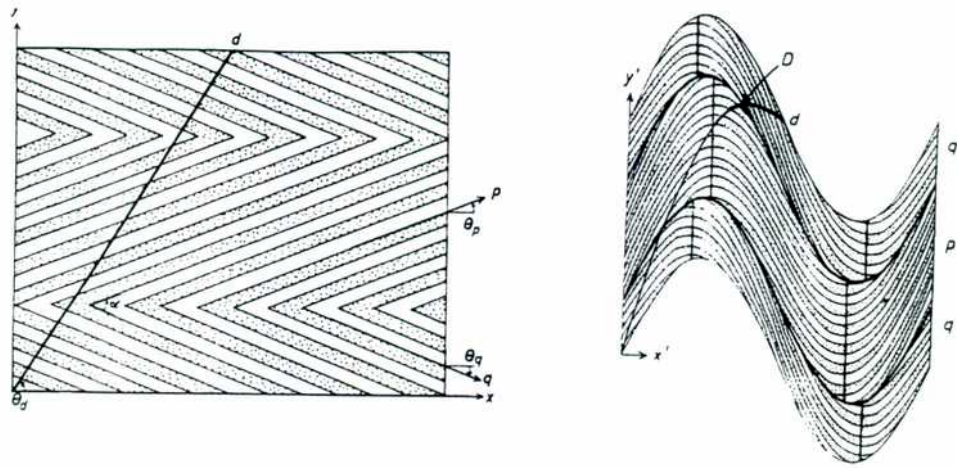


Figura 3.23: Análisis de trazas axiales de dos sistemas de plegamiento superpuestos (Ramsay, 1967).

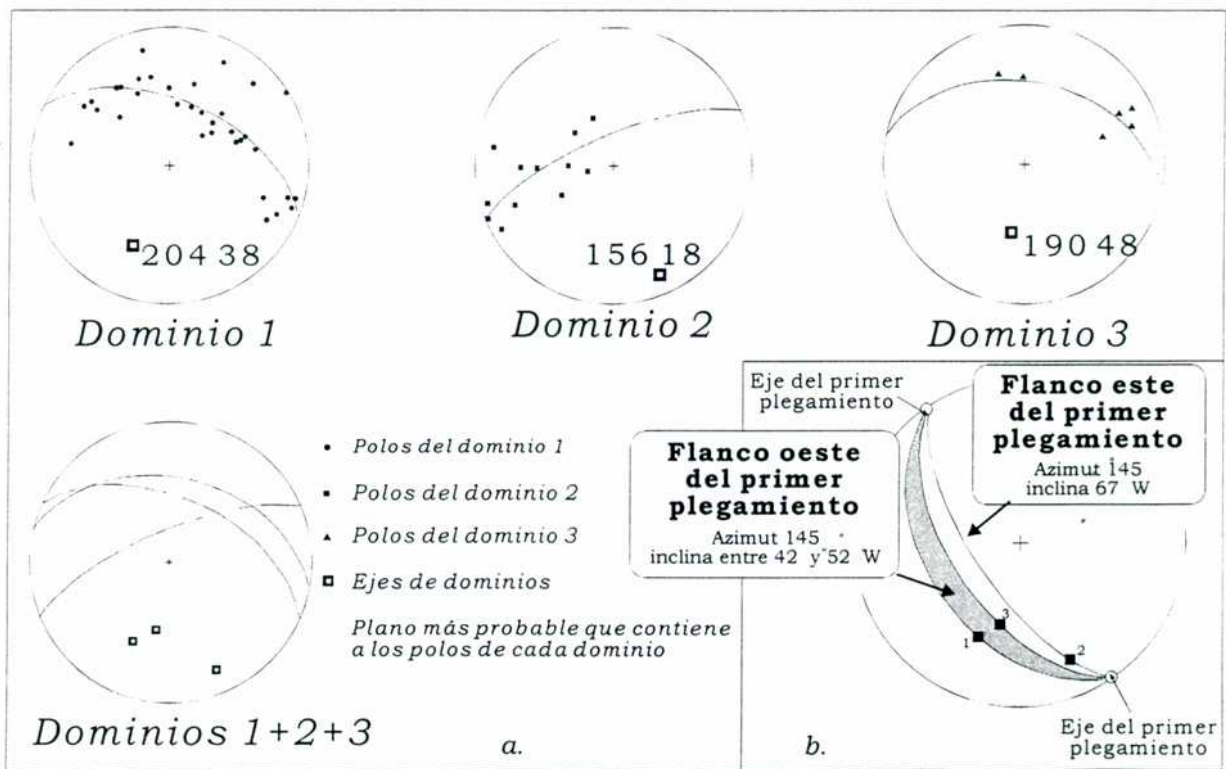


Figura 3.24: Proyección estereográfica de igual área de los polos de cada uno de los dominios con la posición de los ejes. En el recuadro (b) se muestran los arcos correspondientes a ambos flancos del primer plegamiento.

El segundo sistema que actuó en el sector (P2), es el responsable de las distorsiones y complicaciones estructurales que presenta P1 en la cordillera Casa de Piedra. La actitud de su plano axial está dada en forma aproximada por el promedio de las actitudes de los planos axiales obtenidos para los dominios 3 y 1 (figura 3.24a) y es aproximadamente de N20°E, i 80°-85° W. El buzamiento del eje de P2 no se puede obtener mediante este tipo de análisis ya que no corresponde al buzamiento de los ejes de los dominios 1 ó 3 debido a que estos se encuentran sobre el flanco occidental de P1.

Si se observa un mapa más regional como el de las figuras 3.3 y 3.7, se puede ver claramente que el segundo plegamiento (P2) está controlado por la entrada del basamento entre el cordón de la Ramada y el Espinacito. En la localidad del arroyo de las Flores, los bancos de las Formaciones Rancho de Lata y Los Patillos, que se ubican por encima del basamento, están formando un amplio anticlinal cuyo eje buza aproximadamente 25° hacia el azimut 210°. El rumbo del eje de este pliegue es consistente con el obtenido en el párrafo anterior y por lo tanto el valor de su buzamiento puede ser utilizado para P2.

Tomando en cuenta las relaciones angulares, se puede clasificar el plegamiento sobrepuesto en base a los siguientes valores:

$$d1 = 1.55^\circ \text{ al Az. } 235^\circ \quad a2 = 1.65^\circ \text{ al Az. } 004^\circ$$

$$f1 = 1.00^\circ \text{ al Az. } 145^\circ \quad b2 = 1.25^\circ \text{ al Az. } 200^\circ$$

$$c1 = 1.35^\circ \text{ al Az. } 055^\circ \quad c2 = 1.05^\circ \text{ al Az. } 107^\circ$$

Los ángulos utilizados para la clasificación son:

Ramsay (1967)

$$\alpha \text{ o } f1 \text{ vs. } b2 \text{ (Ej1 vs. } b2) = 58^\circ$$

$$\beta \text{ o } c1 \text{ vs. } a2 \text{ (PlAx1 vs. } a2) = 47^\circ$$

Thiessen y Means (1980)

$$\alpha \text{ o } f1 \text{ vs. } b2 = 58^\circ$$

$$\beta \text{ o } c1 \text{ vs. } a2 = 43^\circ$$

$$\delta \text{ o } f1 \text{ vs. } c2 = 57^\circ$$

Si se utiliza la clasificación de Ramsay (1967) el sistema de sobreimposiciones en la región corresponde al tipo 2 o transición entre 1 y 2 (cuadro E o H de la figura 3.21).

Según la clasificación de Thiessen y Means corresponde al tipo 2 (cubo j y k de la figura 5



*Cristallini (1996)*  
de Thiessen y Means, 1980).

Si bien la clasificación del sistema de pliegues no es importante en si misma, es interesante reconocer que en el área de la cordillera Casa de Piedra existe un sistema de pliegues sobreimpuesto, el primero de ellos (P1) corresponde al anticlinal volcado hacia el este de la cordillera del Medio, su plano axial tiene un rumbo de S35°E aproximadamente e inclina entre 55° y 60° al W; su eje no buza salvo en el sector en que se presenta replegado por el segundo plegamiento (P2). Como ya se dijo cuando se describió la estructura superficial este pliegue despega en las evaporitas de la Formación Auquilco. El segundo plegamiento (P2) redefina al primero, está claramente controlado por la estructuración del basamento y fue posterior a la deformación epidérmica. El plano axial de esta estructura tiene un rumbo de aproximadamente N20°E y es subvertical y su eje inclina alrededor de 25° hacia el sudoeste.

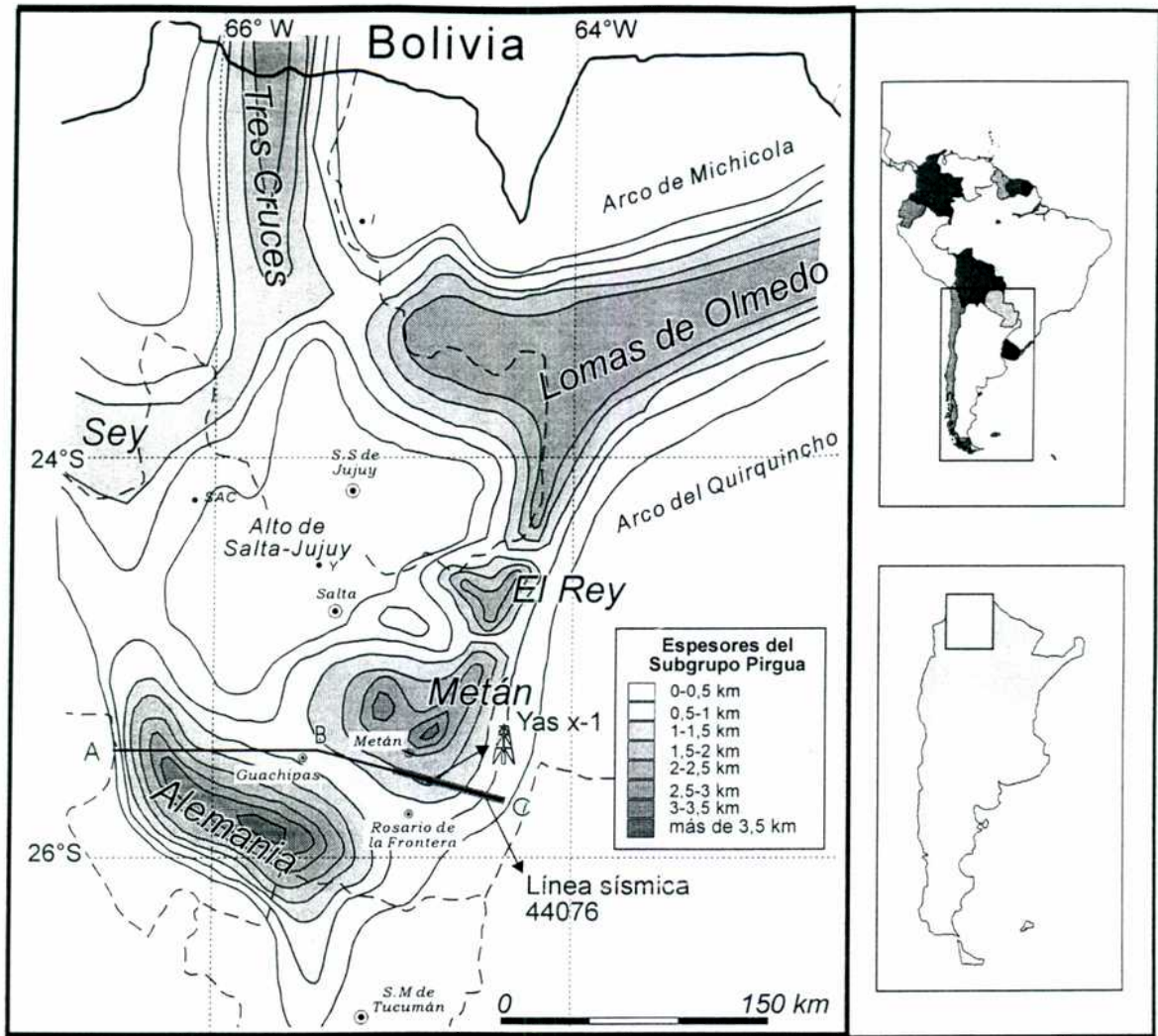
## Capítulo IV

# Estructura profunda de la region de Metán-Guachipas Un ejemplo de inversión tectónica

### Introducción

Cuando se llevó a cabo el estudio de la estructura superficial de la Alta cordillera de San Juan, se encontraron en ella muchas evidencias de que durante la orogenia ándica se habían invertido antiguas fallas directas de un rift triásico (capítulos II y III) dando a la región típicas características de zonas de inversión tectónica. Sin embargo el área no cuenta con ningún tipo de información profunda y modelizar su estructura subsuperficial era sin duda un desafío interesante. Fue en este momento en que se consideró como una metodología importante a seguir, el realizar un estudio paralelo en alguna región cuya estructura plantee las mismas características generales, pero de la que se disponga de información estructural profunda. Para realizar esta tarea, se seleccionó la región de Metán-Guachipas, en la provincia de Salta. Dada la importancia económico-petrolera de la misma, existe abundante información de subsuelo tanto a nivel regional como local. Asimismo se contaba con información de pozos y con líneas sísmicas reprocesadas para su interpretación profunda por el Dr. A. Comínguez. En esta sección se vuelca el estudio llevado a cabo en esa región, que sin duda proveyó los elementos teóricos y prácticos suficientes para poder visualizar y modelizar en capítulos siguientes la estructura profunda de inversión tectónica en la Alta cordillera de San Juan.

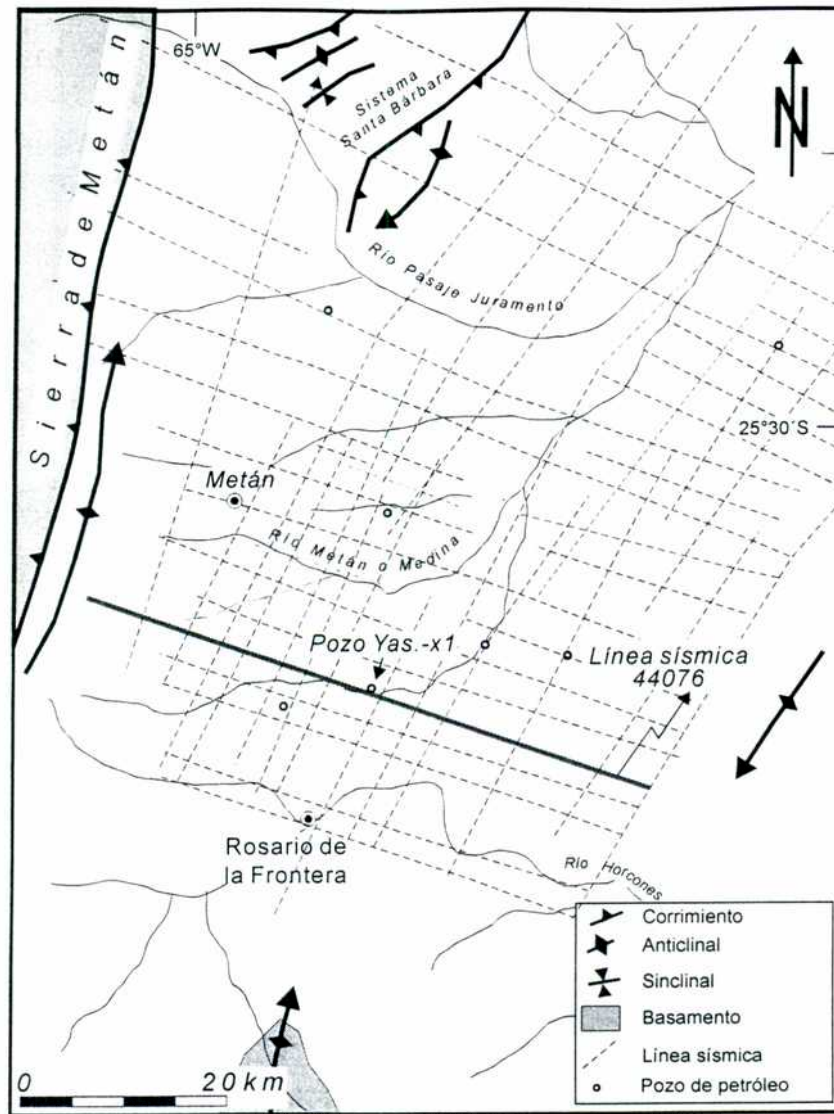
La depresión de Metán se encuentra ubicada en el sector centro sur de la provincia de Salta a los 25°30' de latitud sur y 64°30' de longitud oeste (figura 4.1). Su importancia económico petrolera hace que se encuentre muy bien cubierta por una trama de líneas sísmicas y abundantes pozos de exploración de hidrocarburos cuya ubicación se puede observar en la figura 4.2. En este trabajo se eligió para realizar el estudio estructural, el pozo YAS x-1 y la línea 44076 (realizados por YPF entre 1982 y 1984) que fue reprocesada para su interpretación profunda por el Dr. Comínguez (Cristallini *et al.*, 1996 b). Esta atraviesa en sentido WNW-ESE la depresión de Metán (figura 4.2). A lo largo de la misma sólo afloran depósitos cuaternarios y terciarios pero tanto al este como al oeste lo hacen depósitos cretácicos del Grupo Salta.



**Figura 4.1:** Ubicación de la región de Metán-Guachipas, de la línea sísmica 44076 y del pozo Yas. X1. Se marca la sección A-B-C. También se muestran los contornos isopáquicos de los depósitos de sinrift del Grupo Salta y los principales depocentros (modificado de Salfity, 1982). SAL= San Antonio de los Cobres; Y= río Yacones; I= río Iruya.

Cabe destacar que para este trabajo no se realizaron tareas de campo en el área de estudio y que todos los modelos e interpretaciones se han efectuado en base al análisis de la información sísmica y la bibliografía existente.





**Figura 4.2:** Ubicación de la línea sísmica 44076 y del pozo Yas. X1 en un mapa donde figuran los principales rasgos geológicos de la comarca.

### Reseña estratigráfica de la región

#### *Basamento*

No aflora a lo largo de la traza de la línea sísmica pero si lo hace desde la sierra de Metán hacia el oeste. Los afloramientos tienen un fuerte control estructural y se presentan en los frentes de fallas inversas y en los núcleos de los anticlinales. Litológicamente el basamento está caracterizado por pizarras y filitas grises y verdosas que en general son asignadas a la Formación Puncoviscana y Formación Medina. Hacia el oeste de la región

*Cristallini (1996)*

afloran también una serie de cuerpos graníticos (Granito de Cachi) que instruyen a los depósitos de la Formación Puncoviscana afectándolos por metamorfismo térmico.

En las líneas sísmicas se puede observar el contacto superior del basamento sobre el cual yacen en discordancia los depósitos de sinrift del Grupo Salta. Esta discontinuidad está muy bien marcada en el sector centro oriental de la línea 44076 por debajo de los CDPs 4700 y 4600. Si bien se ven algunos sets de reflectores dentro del basamento no se pueden distinguir discontinuidades internas importantes. Solamente por debajo del CDP 4900 ya a unos 5,4 segundos (todos los tiempos son de ida y vuelta) se puede observar un grupo de reflectores importante que podría indicar alguna discordancia intrabasamento.

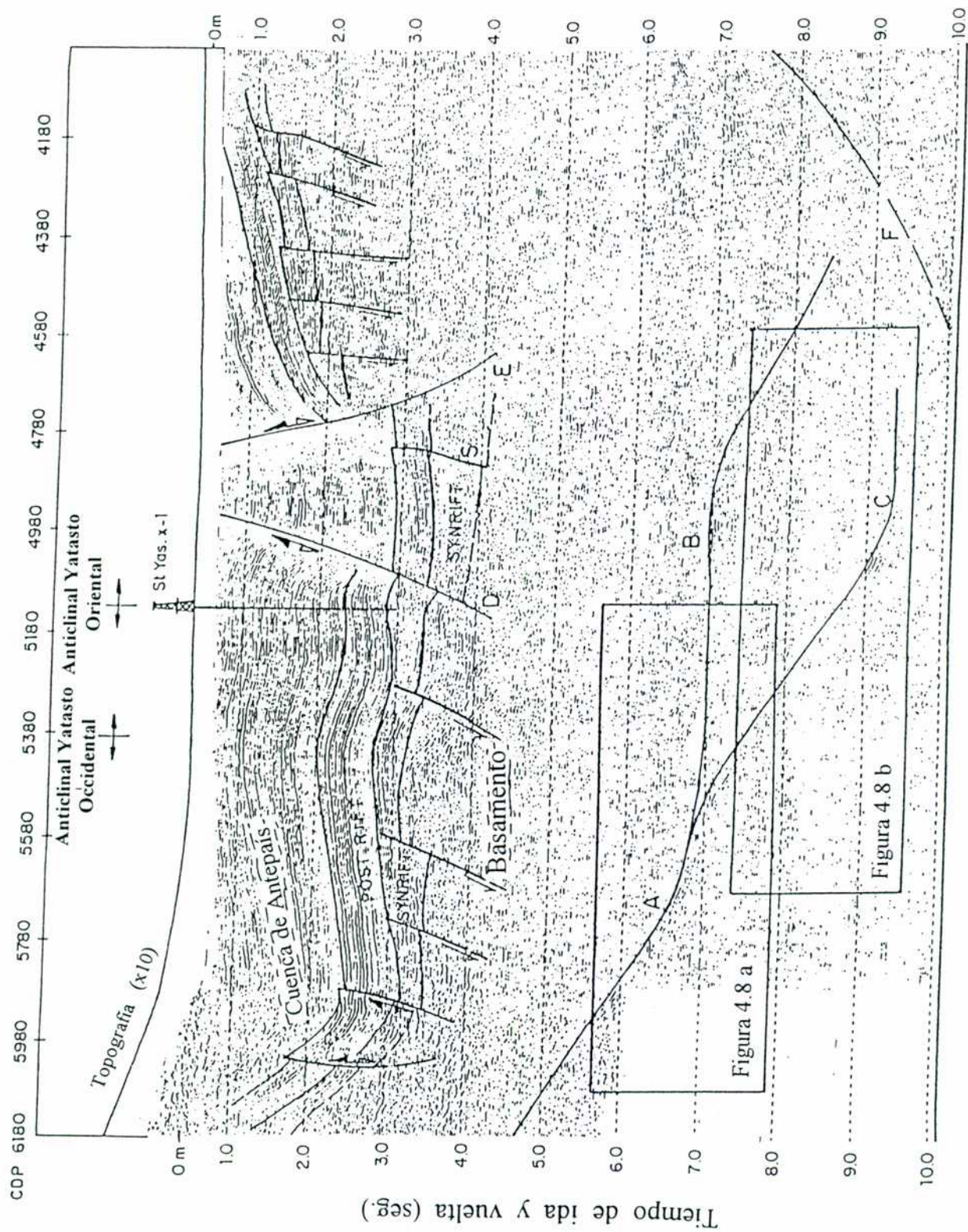
### *El rift del Grupo Salta*

La cuenca continental del Grupo Salta comenzó su apertura con una etapa de rift mecánico durante el Cretácico inferior que perduró hasta el Campaniano (Bianucci *et al.*, 1981; Salfity *et al.*, 1993). Se abrieron una serie de fosas aisladas separadas por altos estructurales, que progresivamente fueron comunicándose entre sí. Estas corresponden a los depocentros de Metán, Alemania, Tres Cruces, Lomas de Olmedo y El Rey (figura 4.1). El primer relleno que poseen estas fosas corresponde a los depósitos rojos del Subgrupo Pirgua que se encuentran asociados a un volcanismo basáltico alcalino (Galliski y Viramonte, 1988).

Si bien la apertura de estas cuencas está regulada por fallamiento directo, la presencia de altos estructurales y depocentros profundos es interpretada en este trabajo como consecuencia de la geometría irregular de las fallas maestras o principales del sistema de rift (véase Modelo estructural para la región de Metán Guachipas).

Después del Campaniano, se enfría el sistema y la cuenca comienza a subsidir suavemente, se produce la ingesión de los Subgrupos Balbuena y Santa Bárbara entre el Maastrichiano y el Eoceno medio caracterizada por rocas arenosas, arcillosas y calcáreas. Los depósitos del Subgrupo Santa Bárbara traslapan los bordes de las cuencas anteriores, incluso invadiendo los altos Pampeano y del Quirquincho donde yacen sobre el basamento paleozoico y sobre depósitos del Subgrupo Pirgua (Salfity *et al.*, 1993).





**Figura 4.3:** Línea sísmica 44076 completa en la que se interpretaron los principales rasgos estructurales. Se muestra la posición del pozo Yas. x-1. La topografía está exagerada 10 veces en la vertical y está atada a la sección en la localidad del pozo.



### *Depósitos de Sinrift*

Por encima de las rocas de basamento yacen en discordancia los depósitos de sinrift del Subgrupo Pirgua. Los mismos pueden dividirse en dos unidades tectonosedimentarias. La inferior, de alta energía, corresponde a las facies de abanicos de la Formación La Yesera. Estas tienen sus espesores máximos hacia los bordes de las subcuencas, mientras que hacia el centro de las mismas se interdigitan con depósitos fluviales, eólicos y de playas distales. La segunda unidad, corresponde a los depósitos de la Formación Los Blanquitos y equivalentes y posee una geometría y distribución parecida a la anterior pero depositada bajo un relieve menor y por ende de menos energía (Gómez Omil *et al.*, 1989). Estos arreglos de facies son consistentes con el modelo de deposición a partir de resaltos topográficos producidos por fallas directas.

En la línea sísmica 44076 (figura 4.3) se puede observar la forma asimétrica de los bloques del Subgrupo Pirgua, notándose la variación lateral de espesor de estos depósitos dentro del mismo bloque. Esto también se observa en la geología de superficie (Ruiz Huidobro, 1960). Los espesores mayores siempre se encuentran sobre el labio colgante de las fallas y en los depocentros superan los 3.000 m (figura 4.1).

Asociados a los depósitos del Subgrupo Pirgua hay una serie de basaltos alcalinos que según los estudios de Galliski y Viramonte (1988) representan un volcanismo de intraplaca que tuvo lugar a partir de emisiones fisurales asociadas a los bordes del rift. Afloran en las subcuencas de Alemania y Metán donde están representados por dos pulsos, el primero corresponde a traquitas alcalinas de 128 a 112 Ma y el segundo, con alto contenido en feldespatoides potácicos, tiene una edad de 103 a 97 Ma. Este ciclo magmático muestra edades cada vez más jóvenes hacia el este (Reyes *et al.*, 1976) y está asociado con granitos alcalinos como los de Aguilar, Cobres y Tasaquillas con edades entre 155 y 96 Ma (Méndez *et al.*, 1979).

Un segundo ciclo magmático se interdigita con los niveles superiores del Subgrupo Pirgua y se distribuye principalmente desde dos centros, uno ubicado en la subcuenca de Alemania y el otro en la de Tres Cruces. El primer centro de distribución se caracteriza por emisiones explosivas y multicentrales y está representado por los basaltos Las Conchas (76 a 78 Ma) compuestos por basanitas y mugearitas con abundantes xenolitos peridotíticos.

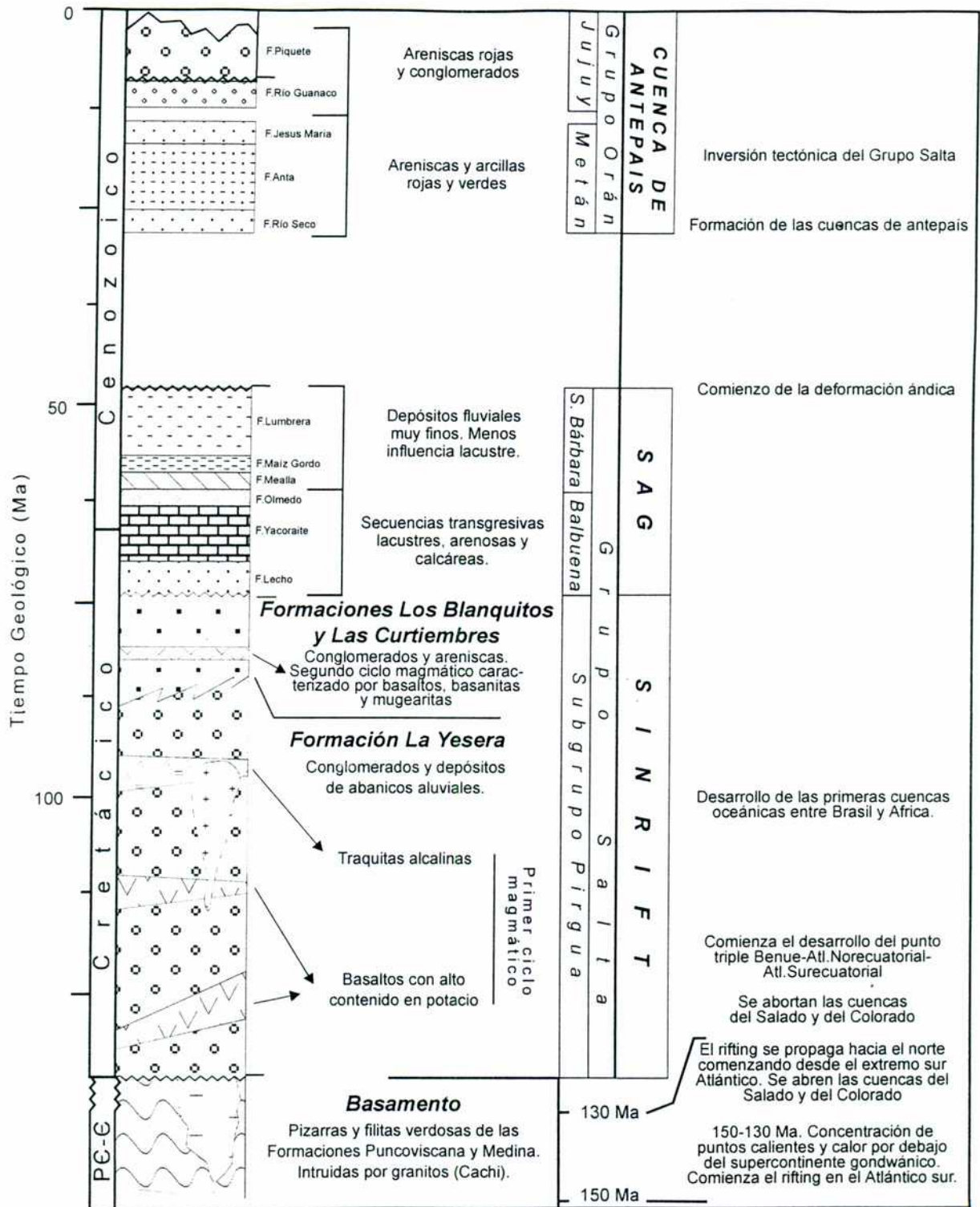


Figura 4.4: Cuadro tectonoestratigráfico de la región en el que se muestra la relación entre las distintas unidades y los principales eventos tectónicos.

*Cristallini (1996)*

El centro correspondiente a la subcuenca de Tres Cruces está caracterizado por la emisión de traquiandesitas intercaladas en la Formación Los Blanquitos (Coira, 1979).

#### *Depósitos de Postrift*

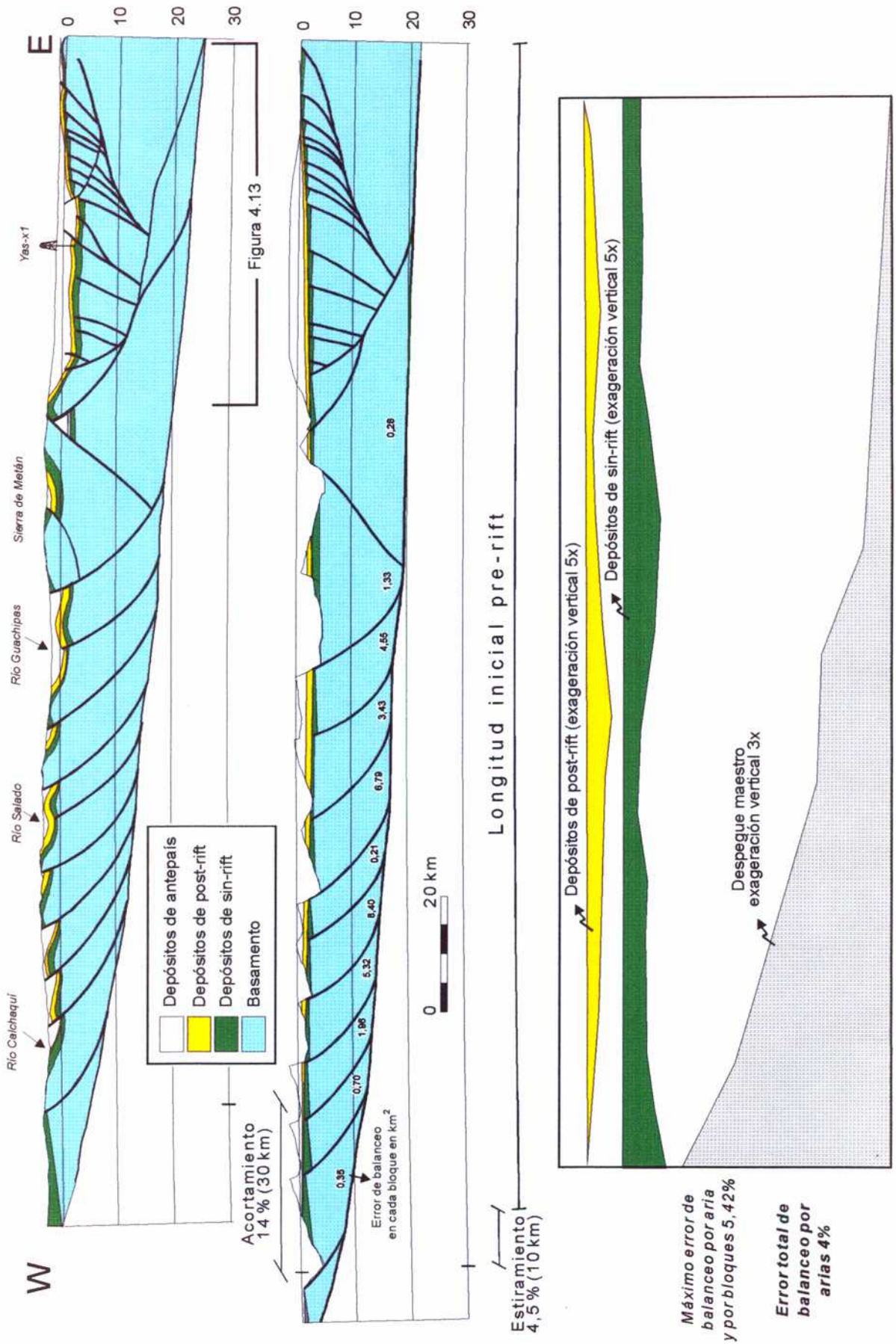
Para fines del Campaniano termina la etapa de rift mecánico que afectó la región y el enfriamiento del sistema produce una lenta subsidencia. Los depósitos de esta etapa se pueden dividir en dos subgrupos (figura 4.4). El primero de ellos, Subgrupo Balbuena, se caracteriza por secuencias transgresivas lacustres arenosas y calcáreas, formadas en cuencas someras y restringidas. En el segundo, Subgrupo Santa Bárbara, la influencia lacustre es cada vez menor y comienzan a predominar depósitos fluviales muy finos.

En el sector oriental de la línea sísmica 44076 puede observarse que estos depósitos yacen en discordancia sobre los del Subgrupo Pirgua, e incluso por debajo del CDP 4700 lo hacen por encima de rocas del basamento. Los espesores de los depósitos de postrift son más constantes lateralmente y no supera los 2.500 m en los depocentros más profundos.

Es interesante hacer notar que ya durante la sedimentación del Subgrupo Balbuena, se reconoce al umbral de los Gallos (Salfity *et al.*, 1993) como un sector en que los depósitos de post-rift adquieren un espesor muy reducido. Sin embargo, este eje une los depocentros de la etapa de sinrift de Metán, el Rey y Lomas de Olmedo. Salfity *et al.* (1993) proponen que esta estructura se habría comenzado a levantar durante el periodo de depositación del Subgrupo Balbuena. Sin embargo aquí se plantea que no es necesario que se haya producido tal levantamiento, sino que este umbra puede perfectamente explicarse por cambios en la inclinación regional del despegue maestro del rift.

Coetáneamente con los depósitos de postrift se reconocen en la cuenca dos ciclos magmáticos más. El primero de ellos corresponde principalmente a rocas basálticas con edades entre 63 y 55 Ma derramadas sobre la región del alto salto-jujeño y las subcuencas de Lomas de Olmedo y Alemania (Cortelezzi *et al.*, 1979; Bianucci *et al.*, 1981; Omarini *et al.*, 1987). El segundo ciclo magmático, compuesto por basaltos olivínicos, andesitas y leucoandesitas corresponde al volcanismo denominado Palmar Largo que se intercala entre los sedimentos de la Formación Yacoraite y que está asociado a una reactivación del fallamiento no muy importante (Carle *et al.*, 1991).





**Figura 4.5:** A: modelo estructural balanceado para la región de Metán-Guachipas. B: reconstrucción palinspástica hasta la etapa de sinrift. C: espesor de los depósitos de sin y post-rift con una exageración vertical de 5 veces y geometría del despegue maestro con una exageración de tres veces.

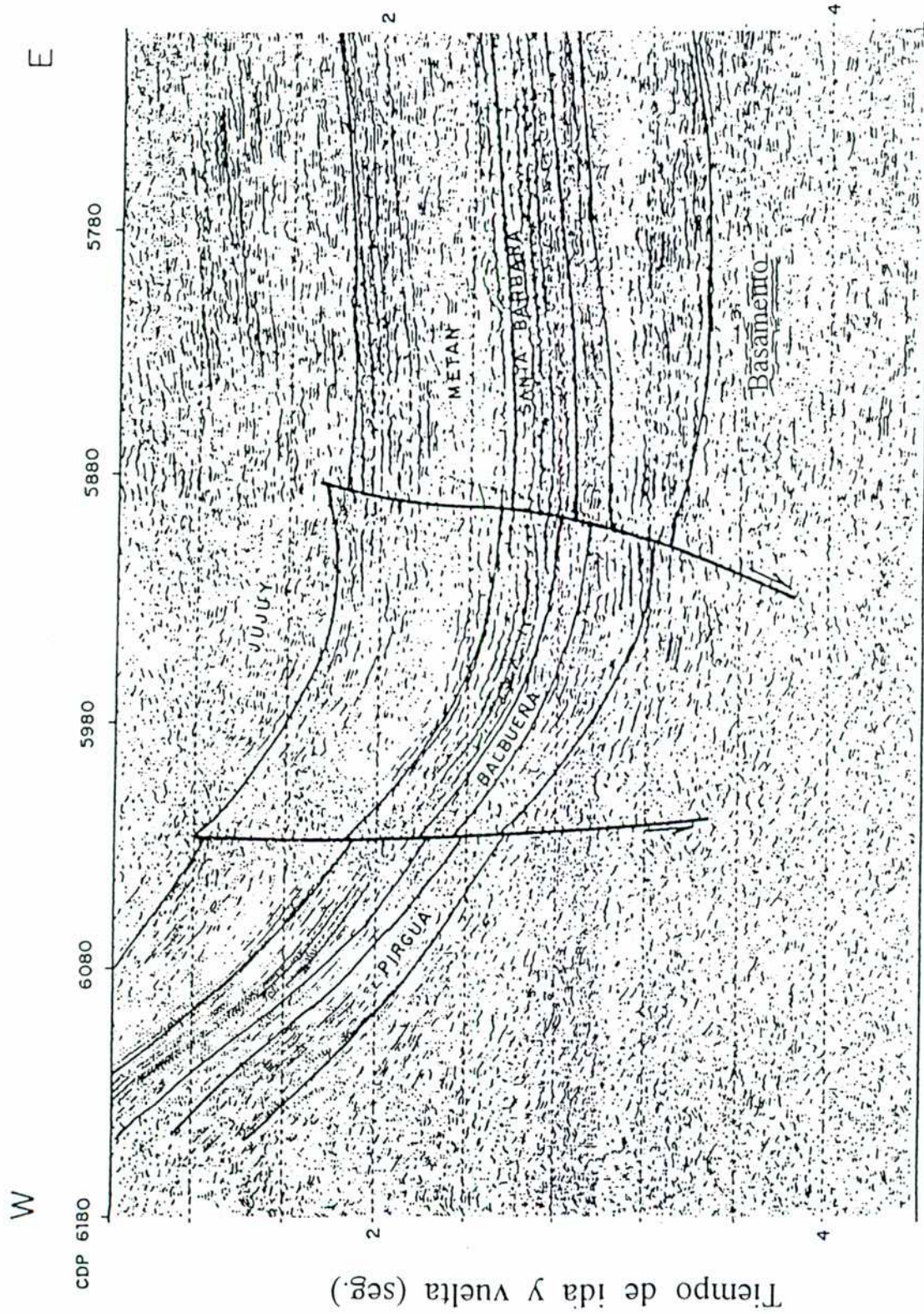
### *Cuenca de antepaís cenozoica*

A partir del Eoceno y como consecuencia de la compresión ándica se comienzan a reactivar como estructuras inversas las antiguas fallas directas del rift cretácico. Es así que el apilamiento tectónico da origen a las cuencas de antepaís. Hacia el norte, en el oriente de las sierras Subandinas, donde la inversión tectónica no es importante, la cuenca de antepaís toma forma y características típicas, pero en la región de Metán-Guachipas su geometría es bastante más compleja. Esto se debe a que el apilamiento en este sector, al estar controlado por la inversión tectónica, no se produce puramente de oeste a este, sino que hay bloques que apilan hacia el este, hacia el oeste, e incluso en direcciones oblicuas. La geometría de estas cuencas se complica aun más ya que en algunos sectores los mecanismos de subsidencia térmica del postrift cretácico-terciario continúan actuando. Por ejemplo, en el perfil de la figura 4.5, se observa como en el sector oriental el espesor de los sedimentos de antepaís es mayor que hacia el poniente. Esto en parte se debe al apilamiento que se da por la falla que levanta la sierra de Metán y que produce un efecto de subsidencia importante hacia el oriente. Sin embargo, hay que destacar la relación que existe entre los grandes espesores que poseen los depósitos sinorogénicos cenozoicos en este sector y la presencia del depocentro que funcionó para las secuencias de postrift (figura 4.5).

El relleno de estas cuencas de antepaís se agrupa bajo la denominación formal de Grupo Orán (figura 4.4) y se subdivide en los Subgrupos Metán y Jujuy. El espesor y geometría de estos depósitos es muy variado en la región de Metán-Guachipas y básicamente se encuentra controlado por la magnitud del apilamiento tectónico y la vergencia del mismo.

El Subgrupo Metán está caracterizado por areniscas y arcillas rojas y verdes depositadas en ambientes fluviales y fluviolacustres. Su espesor es variado pero no supera los 1.500 m. El Subgrupo Jujuy se caracteriza por secuencias arenosas rojas con intercalaciones conglomerádicas depositadas en ambientes fluviales de alta energía que indican el ascenso de nuevas áreas de aporte y por ende el rejuvenecimiento del sistema. En la composición de los clastos de los conglomerados participan rocas paleozoicas y en los términos superiores clastos de la Formación Yacoraite (Gebhard *et al.*, 1974). El espesor del Subgrupo Jujuy es mayor a 2.800 m y en ningún sitio aflora su techo.





**Figura 4.6:** Detalle occidental del sector superficial de la línea 44076. Estructura del rift parcialmente invertida en el sector occidental de la línea. Nótese los *onlaps* de estratos de crecimiento en los Subgrupos Metán y Jujuy, aproximadamente por debajo del CDP 5960.



Ninguna de estas unidades posee derrames lávicos, sin embargo, el Subgrupo Metán presenta intercalaciones de tobas finas posiblemente emitidas desde el sector chileno, en el que funcionaba el arco magmático en aquel entonces.

La edad de la base del Grupo Orán no está firmemente definida (Salfity y Marquillas, 1994). Mientras que para Gebhard *et al.* (1974) su depositación comienza entre el Eoceno medio a superior, para Jordan y Alonso (1987) lo hace entre el Eoceno tardío y el Oligoceno temprano y para Salfity y Gorustovich (1992) en el Oligoceno superior. Este hecho, posiblemente se deba a que la base del Grupo Orán no es coetánea en todos los sectores de la región sur de la cordillera Oriental, sistema de Santa Bárbara y Metán-Guachipas, debido a que su depositación está íntimamente relacionada al levantamiento de los distintos bloques o grupos de bloques invertidos. Asimismo existen discordancias entre y dentro de los depósitos de antepaís cenozoicos que suelen estar controladas en ángulo y gap erosionado o no depositado por la cercanía a los frentes de levantamiento. En esos sectores suelen formarse estratos de crecimiento como los que pueden observarse en la figura 4.6 sobre el flanco oriental de la sierra de Metán.

### **Modelos estructurales anteriores**

Tanto en el sector sur de la cordillera Oriental como en el sistema de Santa Bárbara y región de Metán-Guachipas, la estructura es bastante compleja y tiene un estilo diferente al sistema Subandino. Este hecho fue debidamente marcado por diversos investigadores que trabajaron en la región como Gebhard *et al.* (1974), quienes dicen que "es evidente que la comarca (refiriéndose al sector austral de la cordillera Oriental) no cuadra en una tectónica de cobertura tipo subandino" (Gebhard *et al.*, 1974, pag. 372). En el sector de las sierras Subandinas la estructura está caracterizada por la deformación de la cobertura sedimentaria con despegues someros, corrimientos de bajo ángulo, estructuras de gran continuidad a lo largo del rumbo y todas las características típicas de una faja plegada y corrida de tipo piel fina. En cambio, hacia el sur, en el sistema de Santa Bárbara y en la región de Metán-Guachipas, la deformación involucra al basamento con fallas inversas de alto ángulo y pliegues con longitud de onda considerable pero sin mucha continuidad rúmbica. Esta diferencia en los estilos tectónicos se basa en que el sector sur fue profundamente afectado

*Universidad de Buenos Aires*

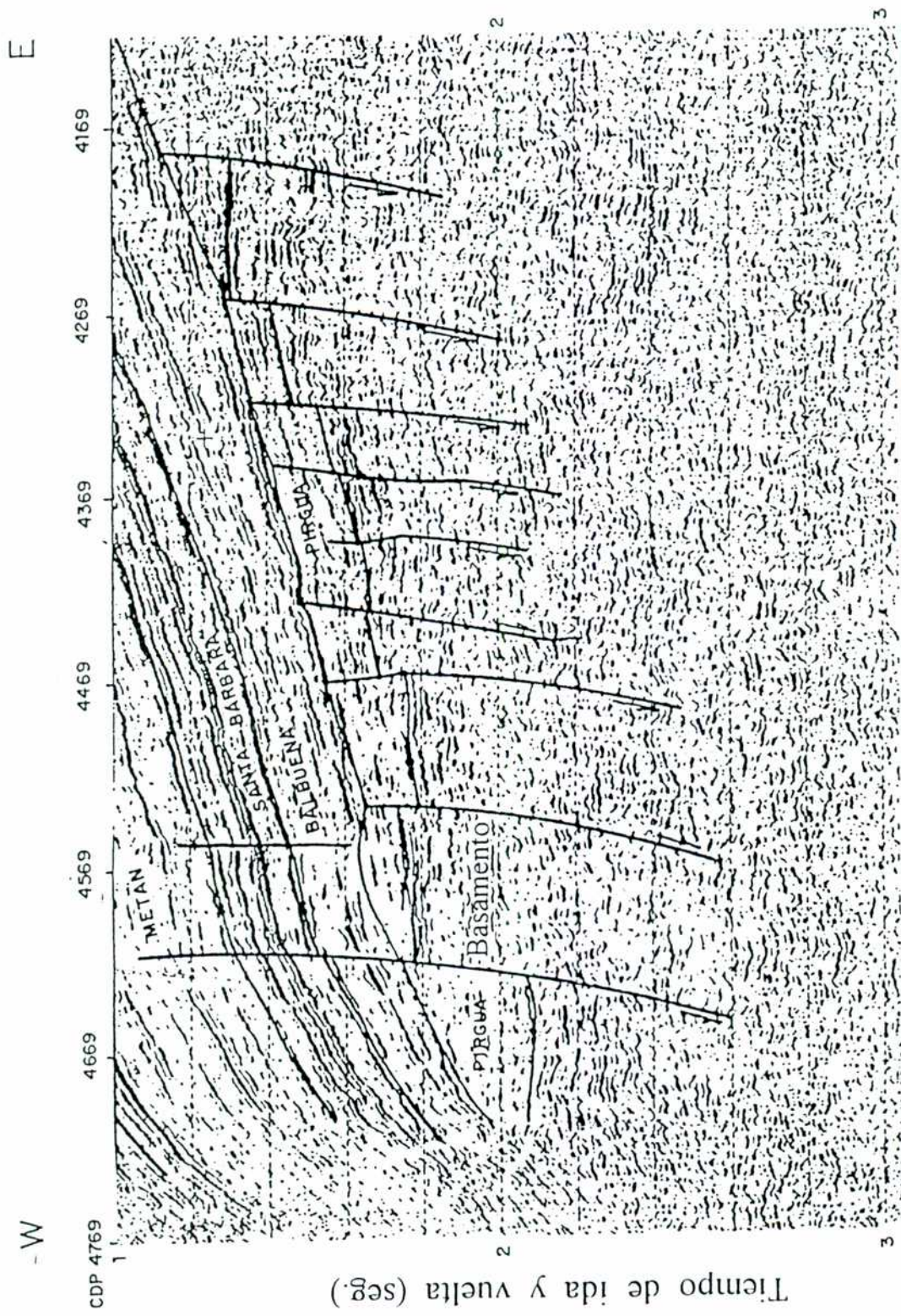
por la inversión terciaria de antiguas fallas directas (Mingramm *et al.*, 1979; Salfity, 1979; Bianucci *et al.*, 1981; Grier *et al.*, 1991; Salfity *et al.*, 1993). La transición entre ambos se da en el sector denominado umbral de los Gallos que fue perfectamente estudiado por Salfity *et al.* (1993).

Grier *et al.* (1991) plantean un modelo de inversión tectónica para el Grupo Salta que se basa en una extensión cretácica controlada por fallas directas listricas hacia una superficie de desacople "cuasi-plástica" ubicada entre 10 y 25 km de profundidad. En dicho modelo fue necesario producir una extensión de 10% para acomodar los depósitos de sinrift existentes. Estos autores proponen una reactivación e inversión miocena de las antiguas fallas directas en donde el eje de acortamiento principal de dichas reactivación coincide con el de apertura del rift cretácico.

En el presente trabajo, se acuerda básicamente con el modelo mencionado, sin embargo, se encontraron evidencias suficientes para suponer que a diferencia de lo propuesto por Grier *et al.* (1991), el rift cretácico fue asimétrico y la o las fallas maestras del mismo inclinan hacia el este.

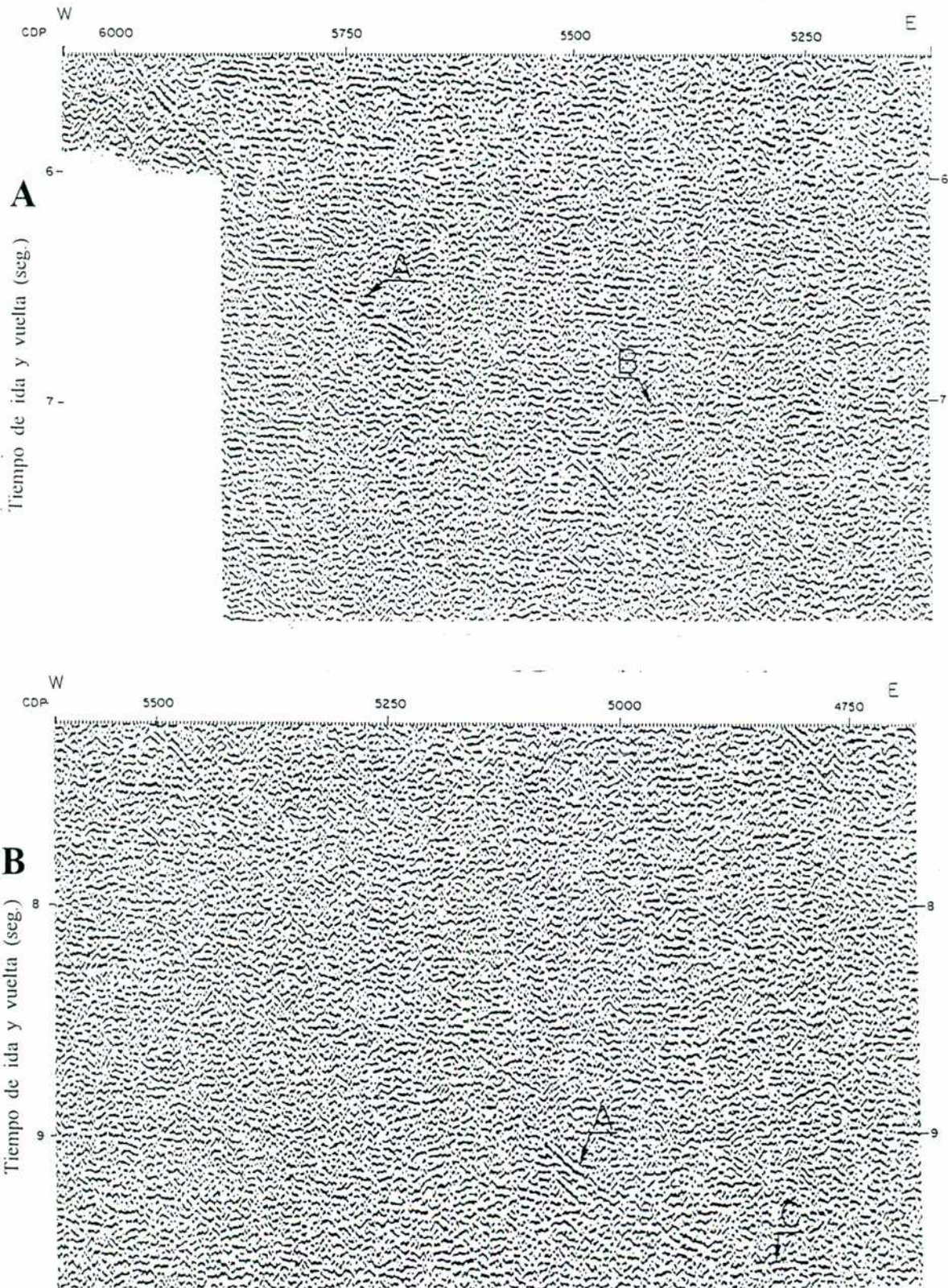
### **Interpretación de la línea sísmica 44076**

En la figura 4.3 se tiene una vista completa de la línea sísmica 44076. Sin embargo, para su interpretación se ha creído conveniente dividirla en una parte que contiene la información superficial (figuras 4.6 y 4.7) y otra que contiene la profunda (figura 4.8). Esto es, porque, como se expresó en los puntos anteriores, ambas fueron procesadas con distintos algoritmos sismo-matemáticos con el objetivo de optimizar la información presente en cada una de ellas. En las cercanías del CDP 5140 se encuentra ubicado el pozo St. YAS x-1 con el que se pueden atar perfectamente las distintas unidades litológicas con los reflectores que se observan a su alrededor. En la figura 4.3 se ve la línea sísmica, la ubicación del pozo y la correlación entre unidades litológicas y reflectores. En la figura 4.9 se observa un sismograma sintético realizado con los datos de pozo y parte del sismograma verdadero a un costado. Se puede ver la buena correlación que existe entre ambos. La Formación Yacoraite en las cercanías al pozo se hace tan delgada que sobrepasa el nivel de resolución de la ondícula y sólo se puede distinguir por el pico de amplitud negativa que se ubica por debajo de ella.



**Figura 4.7:** Detalle oriental del sector superficial de la línea 44076. Estructura del rift medianamente invertida. Nótese los depósitos de sinrift, postrift y sinorogénicos o de antepaís.



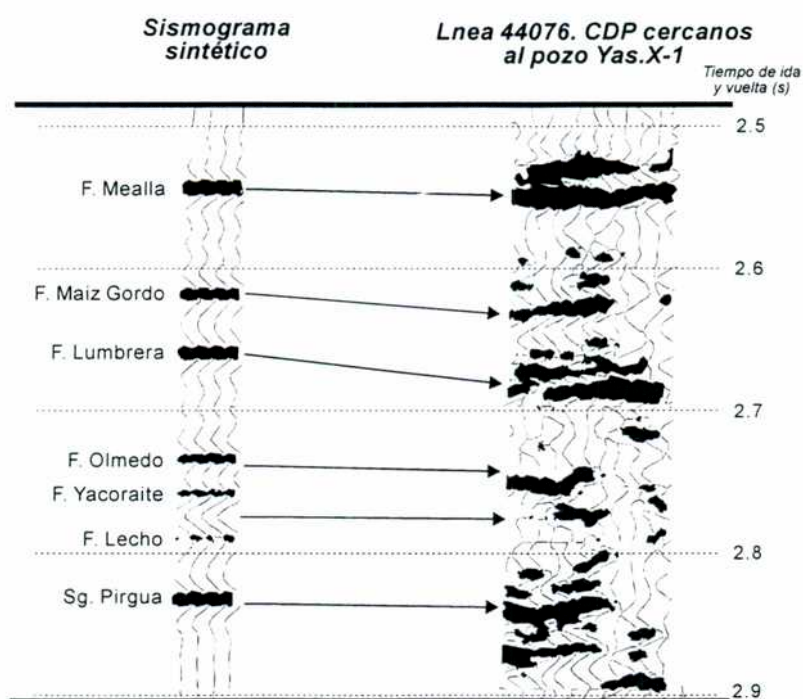


**Figura 4.8:** Detalle profundo de la línea sísmica 44076. *A:* parte superior, nótese el reflector oblicuo A y el subhorizontal B. *B:* parte inferior, nótese la disminución de inclinación que sufre el reflector A en una posible transición frágil-dúctil en C.



Con este buen ajuste de las unidades post-Pirgua en las cercanías del pozo, estas se pueden trasladar a toda la línea sísmica. En las figuras 4.6 y 4.7 se pueden ver las unidades resaltadas directamente sobre la línea.

En el sector central (figura 4.3) se observan dos fallas o sistemas de fallamiento inversos que afectan a todas las unidades por lo menos hasta la sección basal de la Formación Piquete. Tienen inclinaciones opuestas y un rechazo considerable. La correlación de las unidades a uno y otro lado de estas "fallas" se realizó mediante un diagrama de velocidades y mediante la comparación visual de paquetes de reflectores guías.



**Figura 4.9:** Sismograma sintético (izquierda) y verdadero (derecha) en el sector cercano al pozo Yas. X1. Véase la buena correlación entre las principales unidades en uno y otro sismograma.

Las secuencias post-Pirgua, además de por el fallamiento de primer orden mencionado, son sólo cortadas por algunas fallas de menor rechazo ubicadas hacia el oeste de la línea y en el sector central y por algunas estructuras menores que sólo afectan al Terciario de antepaís. También se distinguen afectando a estas secuencias los anticlinales de Yatasto y Yatasto oeste y el flanco oriental del anticlinal que va a formar parte de la sierra

de Metán (figuras 4.5 y 4.10).

Es importante mencionar que sobre el flanco oriental del anticlinal de la sierra de Metán, se puede ver como los depósitos de la Formación río Guanaco se apoyan en relación de *on-lap* sobre los de la Formación Jesús María (figura 4.6).

El techo del Subgrupo Pirgua está perfectamente definido ya que hasta allí llegó la base del pozo St. YAS x-1; sin embargo su límite inferior no puede ser rotulado con la misma seguridad. En la figura 4.7 se puede observar la interpretación que se realizó, en donde la base del Subgrupo Pirgua se infirió por debajo de un paquete de alta reflectividad que en algunos sectores sobreyace a una discordancia angular. Los depósitos de esta unidad son notoriamente asimétricos y se encuentran separados entre sí por fallas, en algunos casos directas y en otros inversas, pero que en general no tienen demasiado rechazo. En la figura 4.7 se ve un detalle de la línea en donde se pueden observar las discordancias de base y techo que separan al subgrupo y las fallas que delimitan a los diferentes bloques.

Por debajo de la CDP 4900 y a unos 5,4 segundos se puede observar un grupo de reflectores que podría estar indicando alguna discontinuidad en el basamento.

En el sector oriental de la línea a unos 4,6 segundos, se observan dos reflectores no muy bien marcados y que son interpretados como fallas. Una de ellas, de mayor constancia, inclina suavemente hacia el oeste, la otra inclina hacia el este y parecería terminar contra la primera.

Desde el borde occidental de la línea, a partir de los 4 segundos e inclinando hacia el este, se observa un reflector profundamente marcado y que sin duda es lo más interesante de esta sección sísmica. En la figura 4.8 se puede observar la parte profunda de la línea y en ella la presencia del mencionado reflector (A), que va disminuyendo su inclinación hacia el este hasta un sector en que se subhorizontaliza a los aproximadamente 7,2 segundos. Después vuelve a inclinar bastante hasta que termina el registro sísmico. Sin embargo, en el último tramo se observa una tendencia a horizontalizarse nuevamente, esto es alrededor de los 9,6 segundos. Cabe destacar que el primero de los escalones que presenta coincide con otro reflector (B de la figura 4.8) que se ubica subhorizontal a los 7,2 segundos aproximadamente.



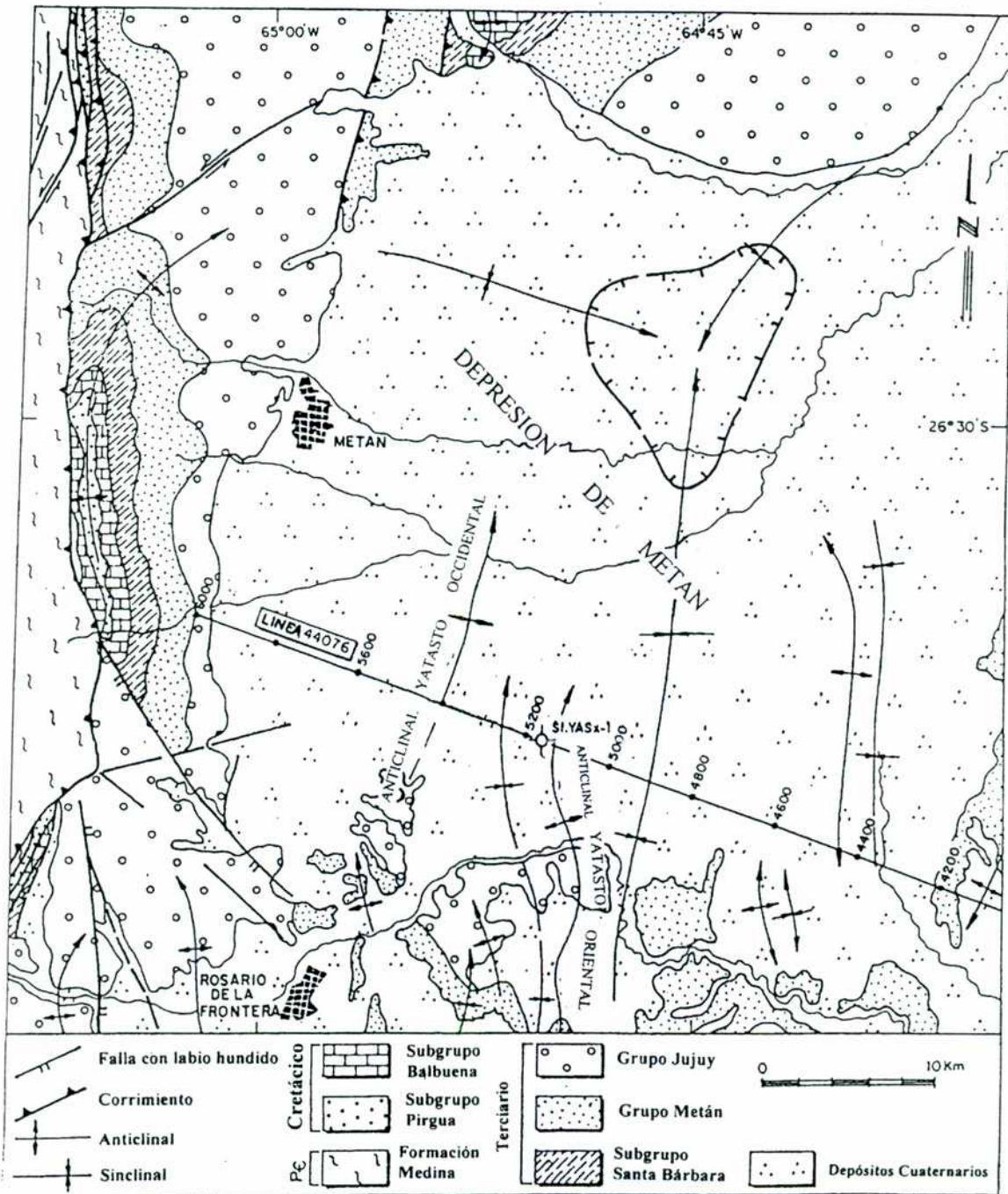
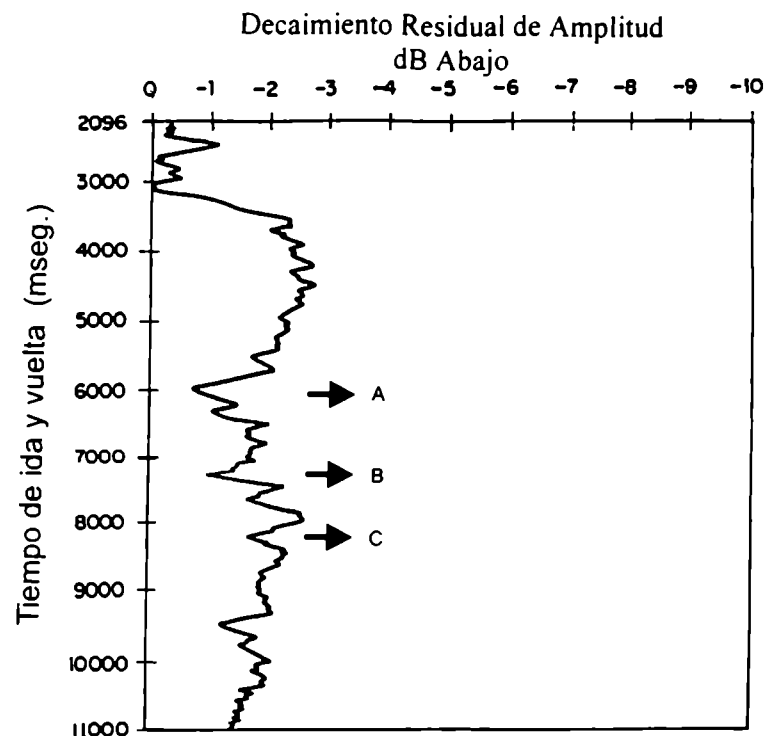


Figura 4.10: Mapa geológico de la depresión de Metán. Ubicación de los anticlinales de Yatasto Oeste y Yatasto Este.



**Figura 4.11:** Gráfico del decaimiento residual de amplitud de la onda sísmica. Muestra importantes discontinuidades en la corteza de la región de Metán-Guachipas. *A*: se indica el posible límite entre la corteza media e inferior (6 s), *B* y *C* indican transiciones frágil-dúctil a 7,2 y 9,6 segundos.

La figura 4.11 corresponde a la curva residual de decaimiento de la amplitud, que representa la variación de la amplitud en profundidad. Es muy interesante observar, que hay tres picos negativos que se ubican a los 6, 7,2 y 9,6 segundos, que corresponden respectivamente, el primero a un incremento general en la ondícula que indica el posible límite entre la corteza media e inferior (Cristallini *et al.*, 1996 b), el segundo al reflector subhorizontal B y primera horizontalización del reflector A y el tercero a la segunda horizontalización del reflector A (figura 4.8).

Las características del reflector A, hacen suponer que corresponde a una fractura de primer orden que está afectando hasta la corteza media y que posiblemente esté vinculada a alguna falla maestra del rift cretácico. El reflector B, en cambio, puede ser interpretado como una superficie de transición frágil-dúctil, al igual que el picos de amplitud negativa a los 9,6 segundos (figura 4.8). Estos podrían haber funcionado como niveles de desacople cortical durante la estructuración cretácica.

*Cristallini (1996)*

### **Modelo estructural para la sección de la línea 44076**

Para poder confeccionar un modelo estructural posible para la comarca, se procedió a pasar los datos sísmicos de tiempo a espacio, para lo cual se utilizó un modelo de capas apiladas. En el mismo, se hace la simplificación de que la velocidad de tránsito de la onda sísmica se mantiene constante en cada capa. Evidentemente la transformación tiempo-profundidad va a ser más correcta cuanto más capas se consideren y cuanto más finas sean. Se hace la transformación tiempo-espacio para cada capa determinada en la línea sísmica, después se apilan las mismas y se obtiene una sección con la misma escala horizontal que vertical.

$$\% e = v \cdot 100 \cdot k$$

donde

**% e:** porcentaje de estiramiento o achatamiento de cada capa.

**v:** velocidad de tránsito de la onda sísmica (m/s).

**k:** factor de escala.

cantidad de cm que representa un segundo en la línea sísmica

**k:** \_\_\_\_\_

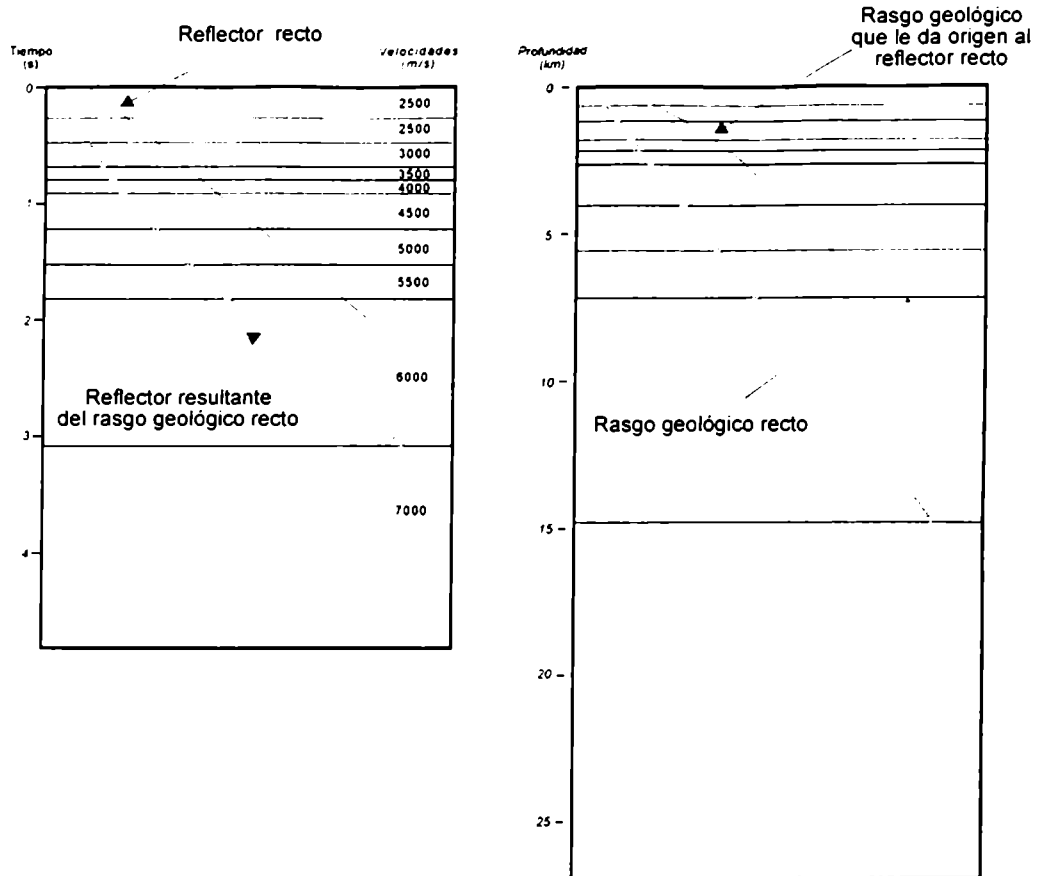
cantidad de metros que representa un cm en la línea sísmica

De manera simplificada, el gráfico de la figura 4.12 representa a la izquierda a una sección sísmica y a la derecha la sección real obtenida mediante este método. Pueden verse las capas seleccionadas y como un reflector recto con una determinada inclinación se hace menos empinado en la parte superior y más en la inferior cuando se pasa a profundidad.

Análogamente, un rasgo geológico recto toma una forma lítrica en la sección sísmica.

Una vez rearmada la sección a igual escala espacial en la vertical y la horizontal, se procedió a confeccionar un modelo estructural que explique las observaciones realizadas. Por lo expuesto en las secciones “Reseña estratigráfica de la región”, e “Interpretación de la línea sísmica 44076” es evidente que el modelo estructural a realizar tiene que contemplar la antigua estructura de rift y por ende la inversión terciaria de la misma.





**Figura 4.12:** El gráfico de la izquierda representa una sección sísmica y el de la derecha la sección real obtenida al pasar tiempo a espacio. Pueden verse las capas seleccionadas y como un reflector recto con una determinada inclinación se hace menos empinado en la parte superior y más en la inferior cuando se pasa a profundidad. Análogamente, un rasgo geológico recto toma una forma lístrica en la sección sísmica.

Por sus características, el reflector profundo A (figura 4.8), es considerado como una zona milonítica asociada a una zona de falla o conjunto de fallas de suma importancia tanto en el desarrollo del rift como en la etapa de inversión tectónica. El anticlinal oriental de la sierra de Metán es su expresión superficial y en el modelo propuesto es considerado como la estructura invertida de mayor rechazo acaecida en el área. Este importante reflector tiene que haber funcionado en la etapa de rifting cretácico como una de las fallas maestras, aunque sin duda no fue la principal, ya que los depósitos de sinrift continúan hacia el oeste de la misma. Es interesante destacar que si la inversión de esta estructura se hubiese desarrollado todo a lo largo del plano del mencionado reflector y considerando los escalones que el mismo posee entre los 12 y 16 km de profundidad, se tendría que haber

*Cristallini (1996)*

desarrollado un anticlinal de considerable magnitud por encima de la rampa. Sin embargo, existe en esa posición un alto estructural pero mucho menor. Para explicar esta situación se recurre a la activación de una superficie de desacople relacionada a la transición frágil dúctil interpretada a los 7,2 segundos (aproximadamente 15 km). La misma se habría activado ya que resulta más sencillo mover por encima de esta superficie que por el tramo inferior del reflector A que posee una inclinación mucho mayor. Es decir que si bien en la etapa de rifting todo el reflector A habría trabajado como *detachment* maestro, durante la etapa de inversión, se reactivó sólo el tramo superior de este junto con otro subhorizontal a los aproximadamente 15 km.

El tramo oriental de la sección está caracterizado por una serie de fallas directas que delimitan bloques pequeños. Es interesante destacar que si bien estas estructuras no fueron invertidas, este sector se encuentra estructuralmente elevado respecto al centro occidental de la sección. El modelo planteado, considera que las fallas que delimitan estos bloques se hacen más o menos asintóticas a una falla principal que coincide con el reflector que se encuentra por debajo inclinando hacia el oeste. Si bien esta falla fue invertida, por problemas geométricos nunca puede haber elevado a su posición actual al bloque que subyace. Es por esa razón que se consideró probable la existencia de una rampa aún más profunda y que en el modelo es la que transporta material hacia el *detachment* de los 15 km de profundidad.

En el centro de la sección se observan dos fallas inversas que delimitan un bajo estructural muy importante. La oriental no corresponde a una falla invertida ya que se presenta al oeste de un bloque en el que los depósitos de sinrift son notoriamente asimétricos. Estos toman su espesor máximo hacia el este, lo que indica que la falla normal que les dio origen se ubica hacia esa dirección. Por esa razón se considera que la falla que delimita por el este al bajo estructural mencionado es netamente compresiva. En cambio, la que lo hace por el oeste si tiene las características típicas de una falla directa invertida. Asimismo, se puede observar que hacia el centro del bajo existe un desprendimiento de ésta que se da como estructura de atajo o *short-cut*.

El modelo estructural propuesto se puede ver en la figura 4.13. El mismo fue balanceado por áreas en los bloques de basamento y por longitud de líneas en las secuencias estratificadas que lo sobreyacen. La reconstrucción palinspástica fue hecha por partes y en

*Universidad de Buenos Aires*

la figura 4.13 puede verse, hacia abajo el estadio inicial con la secuencia indeformada, después, hacia arriba sucesivas etapas extensivas de rift mecánico y subsidencia térmica y por último los estadios en que se produce la inversión tectónica de la comarca.

Cabe destacar que para la sección propuesta en la etapa de rift mecánico, no fue posible utilizar un modelo simple de deslizamiento de bloques sobre fallas listricas ni uno que contemple exclusivamente el acomodamiento de los mismos con estilo "dominó". El modelo requiere de un mecanismo más complejo, en el que actúan los dos procesos simultáneamente. En el sector oriental predomina el primero de los procesos mientras que en el occidental lo hace el segundo. El mecanismo que tiene que haber actuado sobre los bloques occidentales, no implica el comportamiento de cada bloque como una pieza de "dominó" sino que cada uno se podría dividir en tramos infinitesimales con ese comportamiento. Esto implicaría que cada bloque además de cambiar de posición, cambia de forma durante el acomodamiento extensional y lo mismo sucedería durante el periodo compresivo.

### **Modelo estructural para la región de Metán-Guachipas**

En el presente trabajo se intentó confeccionar un modelo estructural para la sección de Metán-Guachipas. Para ello se utilizaron los datos e interpretaciones expresados en párrafos anteriores, la información de superficie de la Hoja Geológica Chicoana (Ruiz Huidobro, 1960) y los trabajos de Salfity (1982), Allmendinger *et al.* (1982), Jordan y Alonso (1987), Grier *et al.* (1991) y Salfity y Marquillas (1994).

Un modelo estructural para la región, no sólo tiene que contemplar el estadio extensivo cretácico y el compresivo terciario sino diversas alternativas geométricas como modelos de rift simétricos o asimétricos, la inclinación de los despegues maestros, etc. Hasta el momento no existían demasiados elementos de juicio para modelar la macroestructura del rift cretácico, ya que sólo se contaba con información de superficie y sísmica poco profunda. Grier *et al.* (1991) fueron los únicos en plasmar sobre una sección balanceada un modelo para la región. El mismo corresponde a un rift simétrico basado en una superficie de desacople cortical subhorizontal ubicada entre 10 y 25 km de profundidad. El análisis realizado en el presente trabajo sobre la línea sísmica 44076 reprocesada para su interpretación profunda, evidencia la presencia de un reflector de primera magnitud (A de la



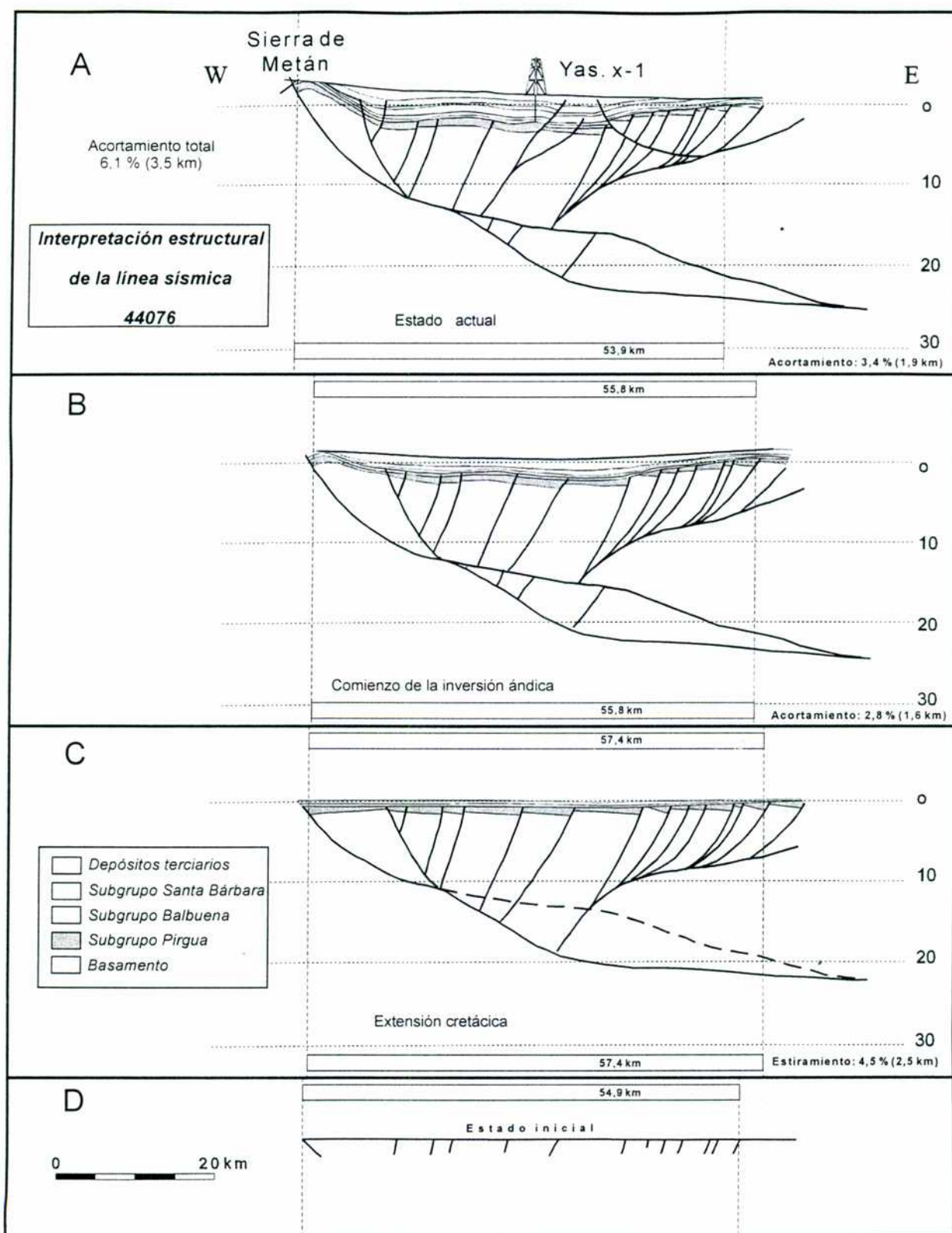
*Cristallini (1996)*

figura 4.3 y 4.8) que inclina hacia el este y que se desarrolla por lo menos hasta una profundidad de 23 km. Este elemento, permite a los autores, proponer un modelo en el cual el rift que afectó a la zona durante el Cretácico, se desarrolló de forma asimétrica, con un despegue maestro que inclina hacia el este. Si el rift fuera simétrico, su despegue basal tendría que pasar por lo menos debajo de los 23 km aproximadamente en el sector de la depresión de Metán. Asumiendo que ese sector corresponda a la profundidad máxima afectada por la extensión frágil, el rift tendría que desarrollarse tanto hacia el este como hacia el oeste a lo largo de distancias relativamente similares. Esto no se cumple ya que hacia el oeste se extiende por más de 160 km desde el centro de la depresión de Metán y hacia el este lo hace por no más de 50 km. Por otro lado si el rift fuera asimétrico pero su despegue basal inclinara hacia el oeste, tendría que extenderse hacia el sector oriental mucho más de lo que lo hace y a su vez, hacia el oeste, la falla maestra tendría que internarse hasta profundidades cercanas a los 40 km, lo que es incongruente con la geometría de los bloques en ese sector.

Por lo aquí expuesto, se plantea un modelo de rift asimétrico, con un despegue maestro inclinando regionalmente entre 3° y 5° hacia el este. En la figura 4.5A se puede ver el modelo estructural en una sección que va entre el oriente de la depresión de Metán y el río Calchaquí. En la figura 4.5B, se observa la reconstrucción palinspástica al momento de la colmatación del rift y previa a la inversión tectónica. Abajo (figura 4.5C), se presenta un gráfico donde se muestra la superficie maestra con una exageración vertical de 3 veces y los espesores de los depósitos de sinrift y postrift (información extraída de Salfity, 1982) con una exageración vertical de 5 veces. Según lo expuesto por Gibbs (1984), la geometría de los depósitos de sinrift está íntimamente relacionada con los planos y rampas existentes en el despegue maestro de la cuenca. Como se puede observar en la figura 4.5C, en este caso el aumento en los espesores del Subgrupo Pirgua están vinculados a la presencia de rampas en la falla maestra y por el contrario la disminución a la presencia de planos.

### **Análisis de los resultados expuestos en este capítulo**

- El análisis de los datos sísmicos permite identificar muy bien las secuencias de pre-rift, sinrift y post rift del Grupo Salta en la depresión de Metán. Se interpreta la discordancia existente entre las dos primeras como la debida al endomamiento inicial del rift.



**Figura 4.13:** *A:* Modelo estructural balanceado para la línea sísmica 44076. *B:* reconstrucción palinspástica para la primera etapa de inversión tectónica. *C:* Reconstrucción palinspástica para la etapa de rifting activo. *D:* Reconstrucción palinspástica para la etapa de prerift.

*Cristallini (1996)*

- Se destaca la existencia de dos grupos de reflectores (figura 4.3) que atraviesan toda la línea sísmica y que son interpretados como fajas de milonitización debidas al sistema de fallamiento presente. El más occidental de estos reflectores, inclina hacia el este y representa una de las fallas maestras del rift cretácico que fue invertida durante el terciario contribuyendo en parte al levantamiento de la sierra de Metán.
- El modelo regional para el rift en el sector de Metán-Guachipas contempla una falla maestra que inclina hacia el este y bloques que se desplazan a través de fallas tipo dominó y tipo listricas y requiere una extensión del 4,5 % (10 km). La inversión andina produce un acotamiento de 14 % (30 km).
- Es importante remarcar que la discontinuidad encontrada a los 6 segundos (12 km) probablemente represente el límite entre corteza superior e inferior.



## Capítulo V

### **Estructuras extensionales y de inversión tectónica consideraciones teóricas**

En el capítulo III se analizó la estructura superficial de la Alta cordillera de San Juan y se vió que la misma es característica de regiones de inversión tectónica. Asimismo, en el capítulo VI se confeccionó un modelo que explica la estructura profunda de la región de Metán-Guachipas donde se cuenta con información sísmica, de pozos y de superficie. En primera instancia el lector puede suponer que no hay relación alguna entre ambos capítulos. Sin embargo es de fundamental importancia para poder obtener un modelo teóricamente correcto de una región de la que sólo se cuenta con datos superficiales, como es la Alta cordillera de San Juan, que previamente se puedan analizar y desarrollar modelos para estructuras semejantes en regiones de las que se dispone de datos de superficie y de profundidad.

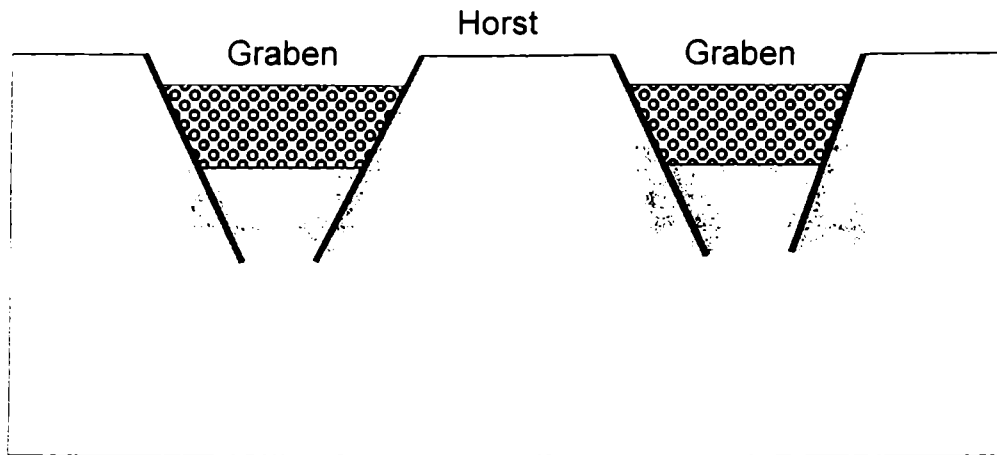
En este capítulo se realizará una revisión teórica sobre estructuras extensionales y de inversión tectónica en base a la bibliografía analizada y a las consideraciones y experiencia propias. Sobre esa base, en el capítulo siguiente se realizará el estudio y modelización de la estructura profunda del rift triásico de la Alta cordillera de San Juan y de los procesos de inversión tectónica que lo afectaron durante el Terciario.

#### **Estructuras extensionales**

Como es bien sabido la extensión a través de fallas directas *planas no rotacionales* tiene problemas espaciales irresolubles desde el punto de vista geométrico. Tal es el caso del modelo de la figura 5.1 en que el espacio cuencal creado en los grábenes no es balanceable a excepción de suponer al material sombreado como extremadamente dúctil y transferible hacia los sectores de horsts. Modelos como estos podrían explicar pequeñas extensiones en que el problema pueda resolverse por compactación diferencial en los bloques o por deformación interna en los mismos. Grandes extensiones, sólo podrían darse en sectores con altísima ductilidad como podrían ser dorsales oceánicas con un elevado gradiente geotérmico. Sin embargo, las estructuras extensionales son bien conocidas en sectores continentales de rigidez considerable. Básicamente existen dos modelos para generar este tipo de estructuras: el modelo de *fallas en dominó* y el modelo de *fallas*

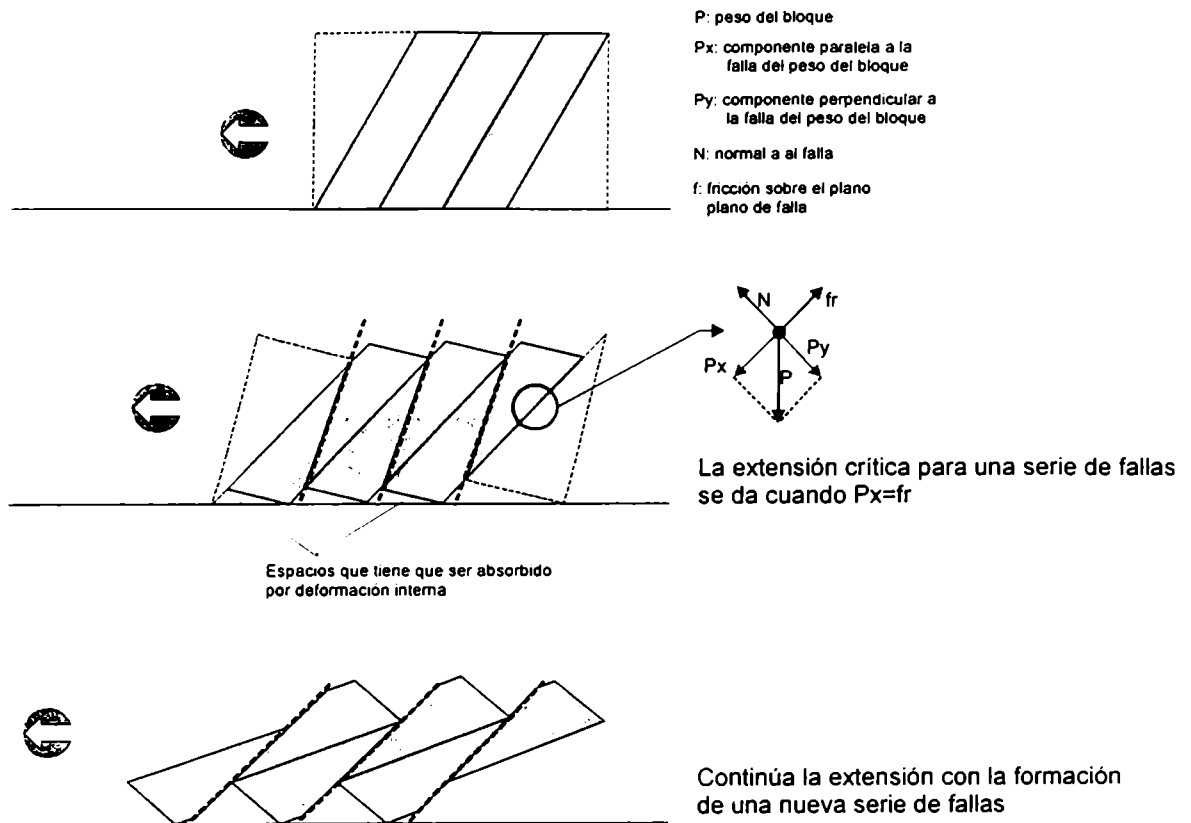
*Cristallini (1996)*

*listricas*. Al igual que el anterior, ambos necesitan de deformación interna para resolverse, pero pueden explicar una mayor extensión con una menor deformación interna.



**Figura 5.1:** Modelo de fallas directas *planas no rotacionales*. Puede explicar pequeñas extensiones en que el problema pueda resolverse por compactación diferencial en los bloques o por deformación interna en los mismos. Grandes extensiones, sólo podrían darse en sectores con altísima ductilidad como podrían ser dorsales oceánicas con un elevado gradiente geotérmico.

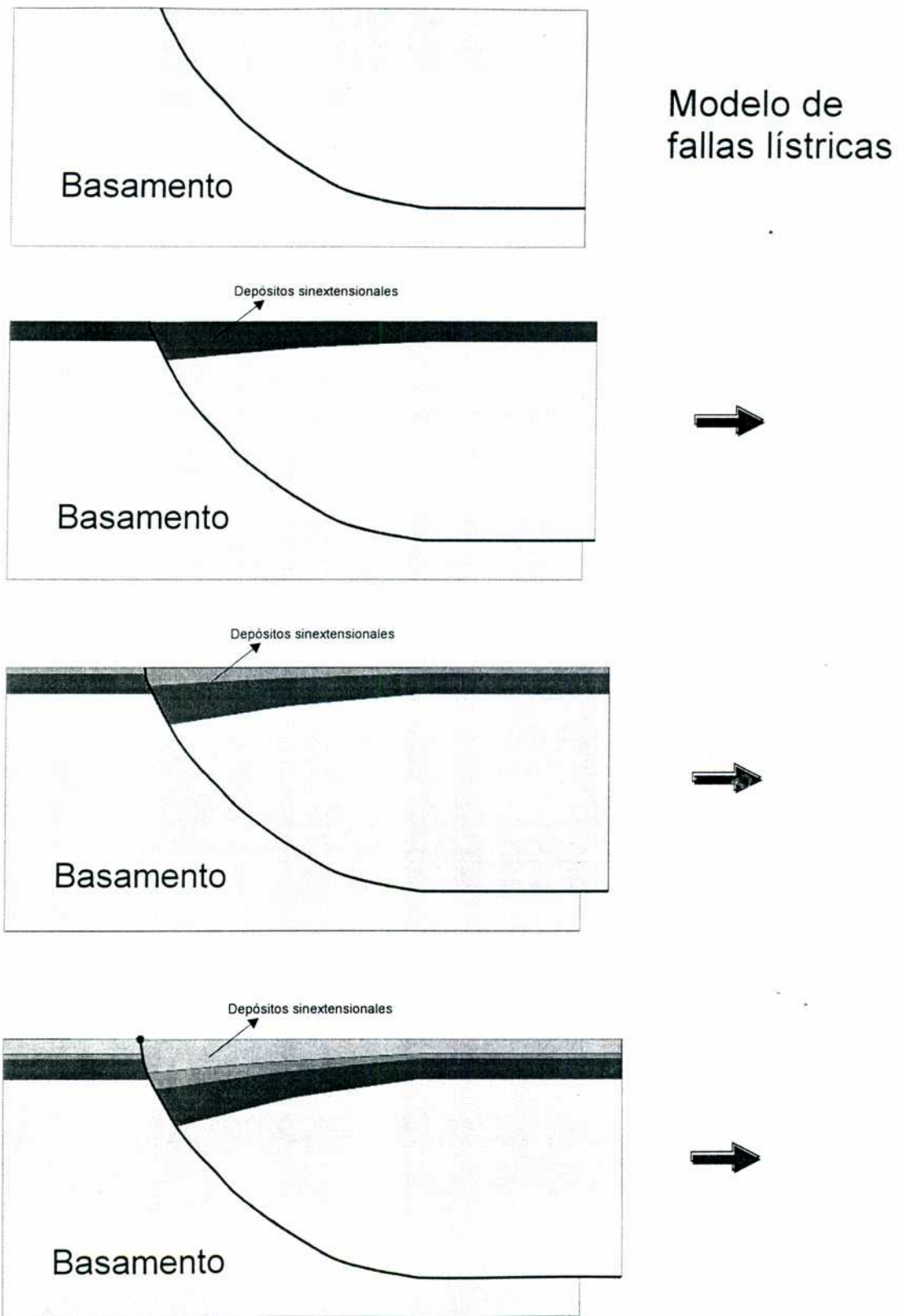
En la figura 5.2 puede verse un esquema del modelo de fallas en dominó en el que pequeños bloques rotan y se desplazan como fichas del juego hasta alcanzar una cierta extensión crítica después de la cual el modelo se hace mecánicamente desfavorable. Para que la extensión continúe, es preciso que se desarrolle una nueva serie de fallas más verticales que comienzan a rotar hasta llegar así al nuevo porcentaje de extensión crítica para ese conjunto de fallas. Si el proceso se repite unas cuantas veces, se pueden explicar valores de extensión muy grandes mediante este método. El modelo de fallas en dominó también tiene problemas geométricos serios que implican una serie de limitaciones al considerar su aplicación. El primero de ellos se refiere al espacio que se genera por debajo de cada bloque, el que necesariamente tiene que ser absorbido por deformación interna de los mismos. Esto implica que la separación entre las fallas debe ser pequeña ya que de otra manera la deformación interna necesaria sería muy grande y se tendrían los mismos problemas que en el modelo de fallas *planas no rotacionales*. El otro problema se da en el espacio generado hacia los bordes del modelo; esto reduce aun más la extensión crítica para cada serie de fallas si se quiere mantener a la deformación interna en valores pequeños.



**Figura 5.2:** Modelo de fallas directas *en dominó* en que pequeños bloques rotan y se desplazan como fichas del juego hasta alcanzar una cierta extensión crítica después de la cual el modelo se hace mecánicamente desfavorable.

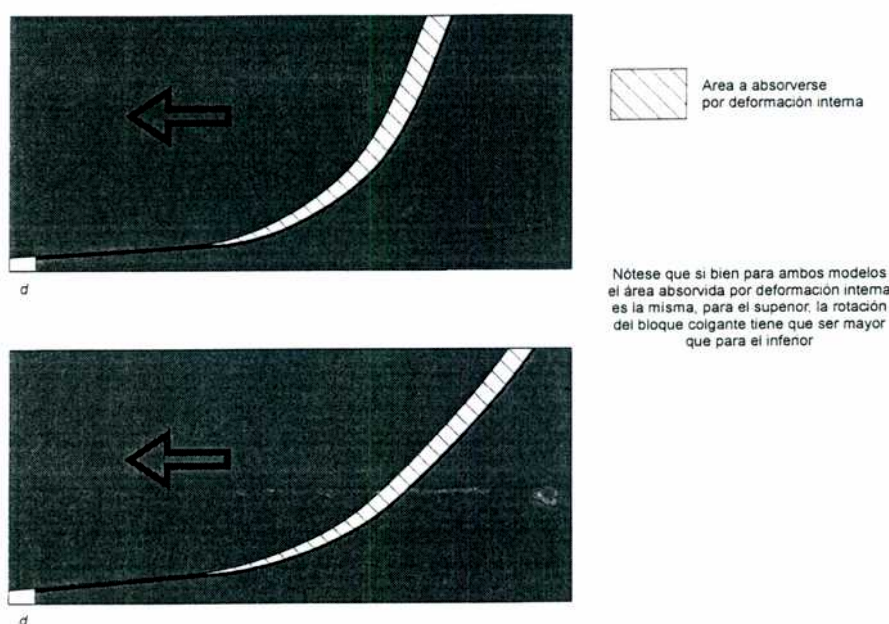
El tercero de los modelos y tal vez el de menores problemas geométricos, es el de *fallas listricas*. En el mismo se produce la rotación de los bloques sobre fallas curvas, sin que la rotación de las mismas sea necesaria. En las figura 5.3 y 5.4 puede verse como el espacio generado puede ser absorbido con una pequeña flexión de los bancos. La figura 5.5 muestra los principales parámetros de balanceo y en ella se puede ver que la cuña de material sinextensional no puede ser más extensa que la proyección horizontal de la rampa de la falla. Cuanto menor sea el ángulo de las fallas, mayor va a poder ser el porcentaje de extensión con deformaciones internas pequeñas (figura 5.4).





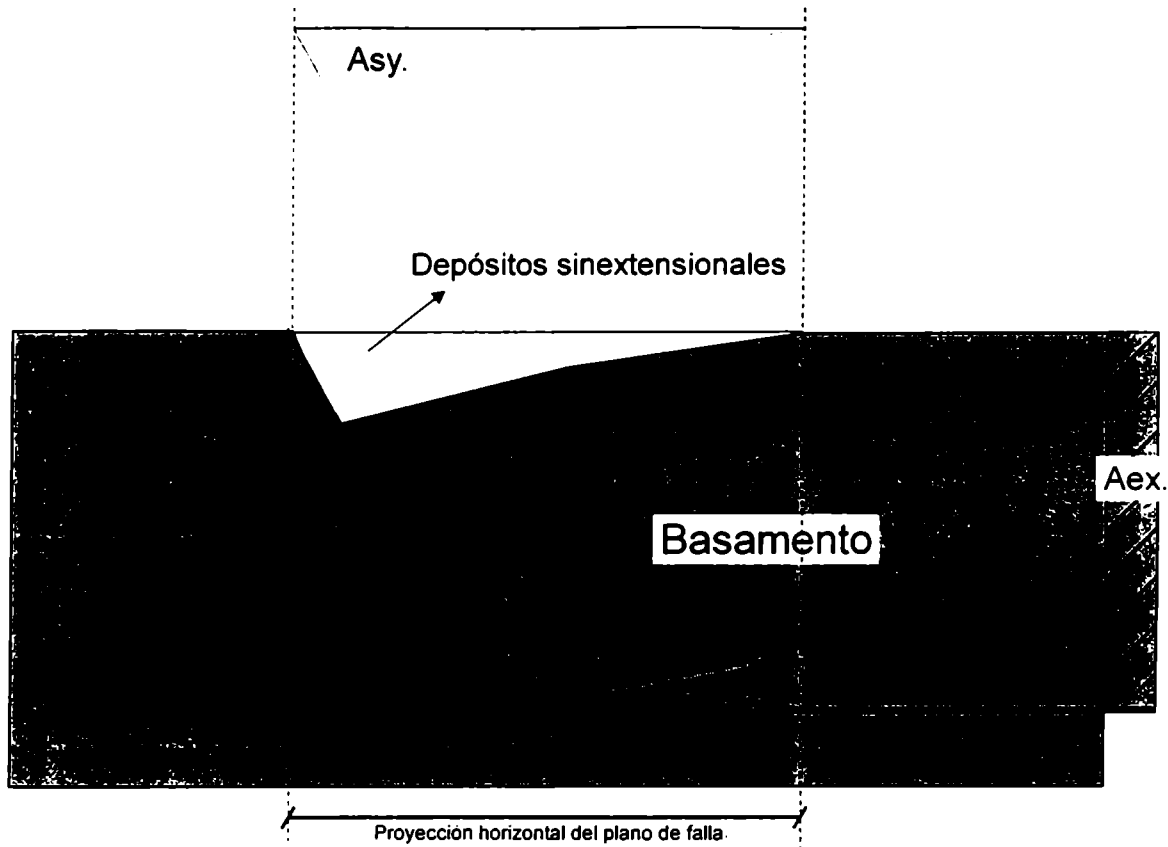
**Figura 5.3:** Modelo de fallas directas *lístricas* en el que se produce la rotación de los bloques sobre fallas curvas, sin que la rotación de las mismas sea necesaria.

Sin embargo hay que destacar que las fallas extensionales de bajo ángulo son mecánicamente poco viables, ya que la componente de desplazamiento provocada por el peso de la pared colgante (figura 5.6) es muy baja y requeriría una fricción mínima sobre el plano de falla para que se pueda producir el movimiento. Al ser la fricción directamente proporcional a la normal, esta situación se hace inviable. Este tipo de condiciones sólo podría darse con presiones de poro cercanas a la presión litostática ( $\lambda=1$ ) (Allmendinger, 1992).



**Figura 5.4:** En el modelo de fallas lístricas el área absorbida por deformación interna no depende del ángulo de la falla, sin embargo la rotación de los bancos del bloque superior para formar un anticlinal de *roll over* y absorber ese área es menor en fallas de bajo ángulo.

Es importante destacar la diferencia entre fallas *directas de bajo ángulo rotadas o no rotadas*. El primero de los casos puede corresponder al mecanismo de fallas en dominó o de fallas lístricas rotadas y el ángulo entre la estratificación y la falla va a ser alto y cercano al ángulo de inicio de rotura. El segundo caso corresponde a fallas cuyo ángulo de inicio de rotura es bajo y si bien se encuentran ejemplos naturales de las mismas, son menos comunes. Este tipo de fallas pueden distinguirse por mantener un ángulo bajo entre la estratificación y el plano de la misma.



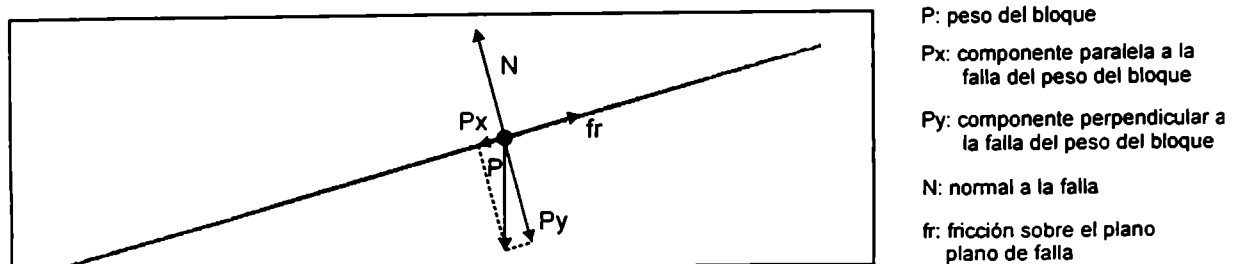
Largo de la cuña sinextensional = proyección horizontal del plano de falla

Asy.: Area de los depósitos sinextensionales

Aex.: Area extendida

$$Asy. = Aex.$$

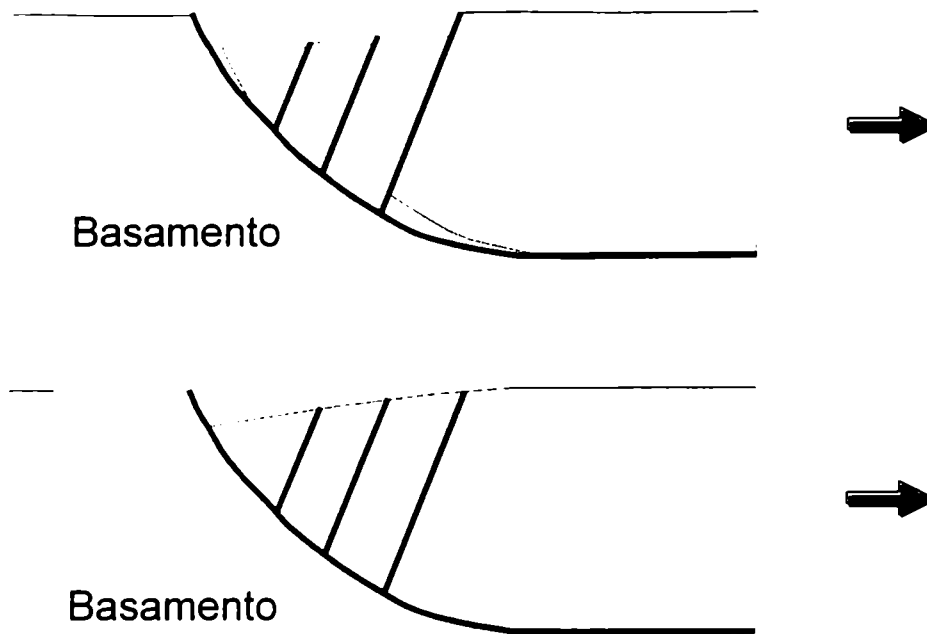
**Figura 5.5:** Desarrollo y parámetros de balanceo de una falla directa listrica. Nótese que la cuña de material sinextensional no puede ser más extensa que la proyección horizontal de la rampa de la falla.



Las fallas directas de bajo ángulo, en general son mecánicamente inviables ya que  $P_x < fr$

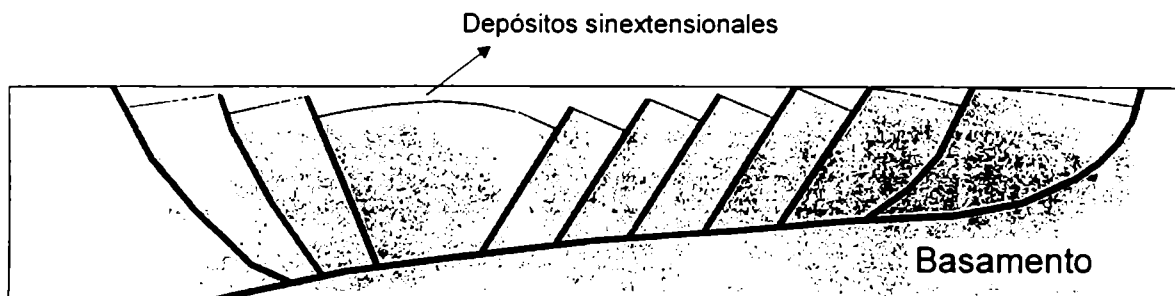
**Figura 5.6:** Diagrama de esfuerzos sobre una falla directa de bajo ángulo.





**Figura 5.7:** Modelo de falla listrica combinado con fallas planas no rotacionales. Puede resolverse prácticamente sin deformación interna de los bloques.

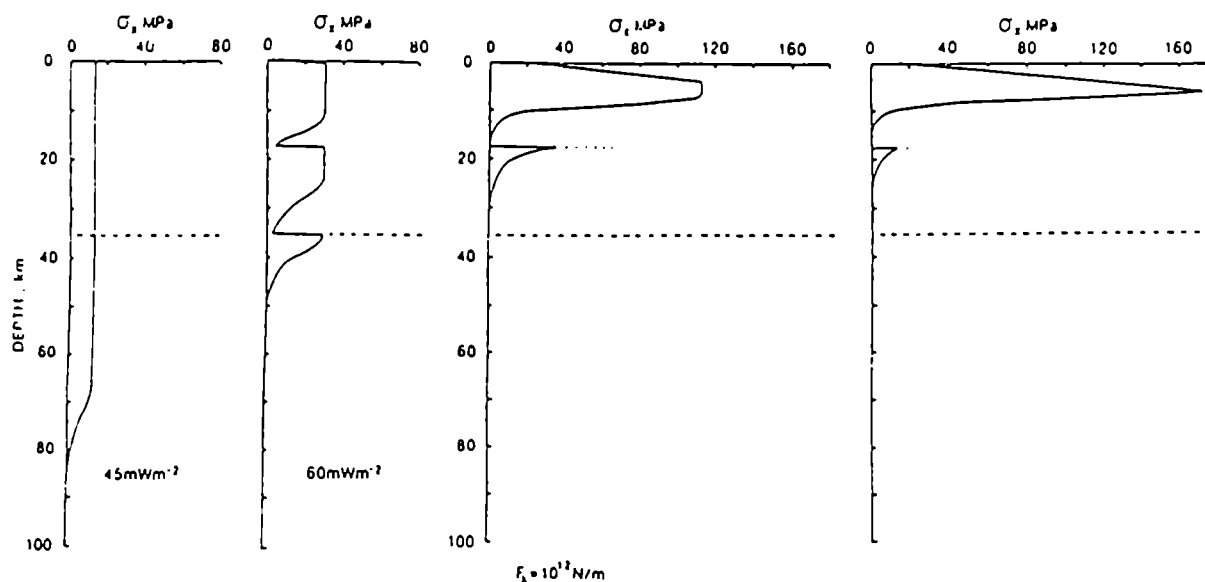
Como es común en la naturaleza, ninguno de los mecanismos antes mencionados suele actuar independientemente. Los casos reales indican que casi siempre actúan al menos dos y a veces los tres juntos. Por ejemplo, en la figura 5.7, puede verse un modelo de falla listrica combinado con fallas planas no rotacionales, que puede resolverse prácticamente sin deformación interna de los bloques.



**Figura 5.8:** Fallas listricas, en dominó y planas no rotacionales combinadas en el mismo modelo.

Cristallini (1996)

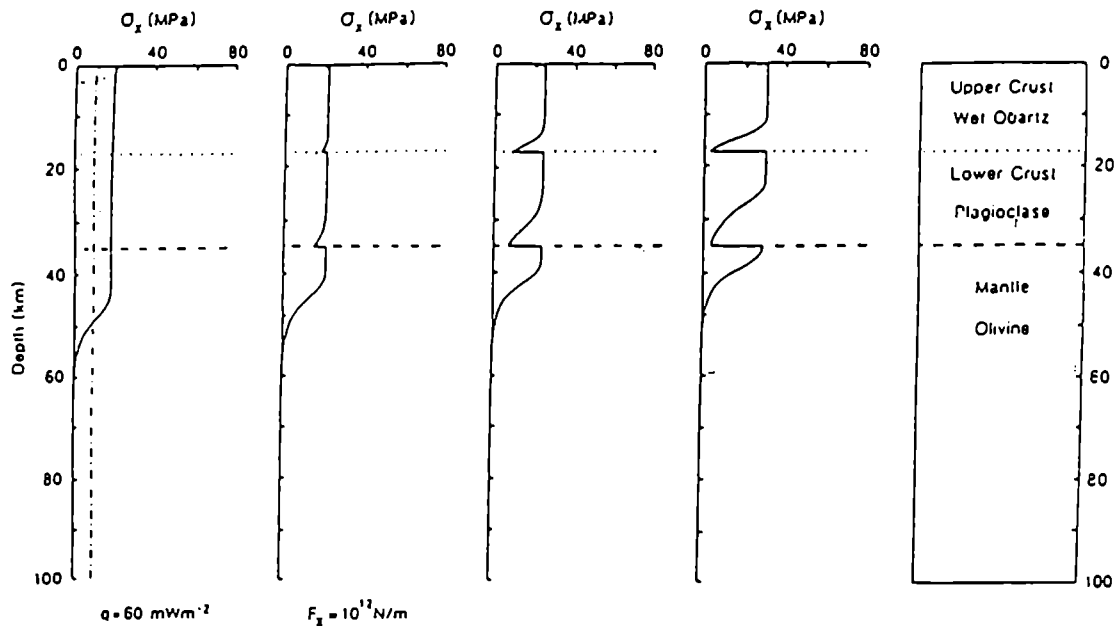
La figura 5.8 muestra un caso, en que el fallamiento comienza en forma lístrica hacia la derecha, sigue con fallas en dominó y el bloque central está deprimido a través de fallas planas no rotacionales. Si se observa con detenimiento un ejemplo real como el estudiado en capítulos anteriores (figuras 4.5 y 4.13), puede verse que si bien en el mismo las fallas son en gran parte lístricas, se necesita un porcentaje de rotación al estilo dominó de los bloques y una cierta deformación interna para explicar el modelo.



**Figura 5.9:** Resistencia a la deformación vs. profundidad para distintos flujos calóricos, después de 1 Ma de aplicación de una misma fuerza tensional. Nótese la variación en la posición, cantidad y magnitud de las transiciones frágil-dúctil (Kusznir y Park, 1987).

Otro de los problemas interesantes a considerar en ambientes extensionales; es ¿hasta dónde continuar las fallas en profundidad?. Cuando se produce extensión cortical en un segmento continental, en general, la corteza superior reacciona en forma frágil y resuelve la deformación a través de los mecanismos recién considerados. Pero la corteza inferior en general lo hace en forma dúctil. La profundidad y magnitud del límite entre deformación frágil y dúctil va a estar controlada principalmente por el flujo calórico en la región (figura 5.9) y en mucho menor proporción por el tiempo de aplicación del esfuerzo tensional (figura 5.10). A mayor flujo calórico menor profundidad de la primera transición frágil dúctil y a mayor tiempo de aplicación del esfuerzo, mayor magnitud de estas transiciones. Sin embargo, si bien estas relaciones son generales, la posición, magnitud y cantidad de

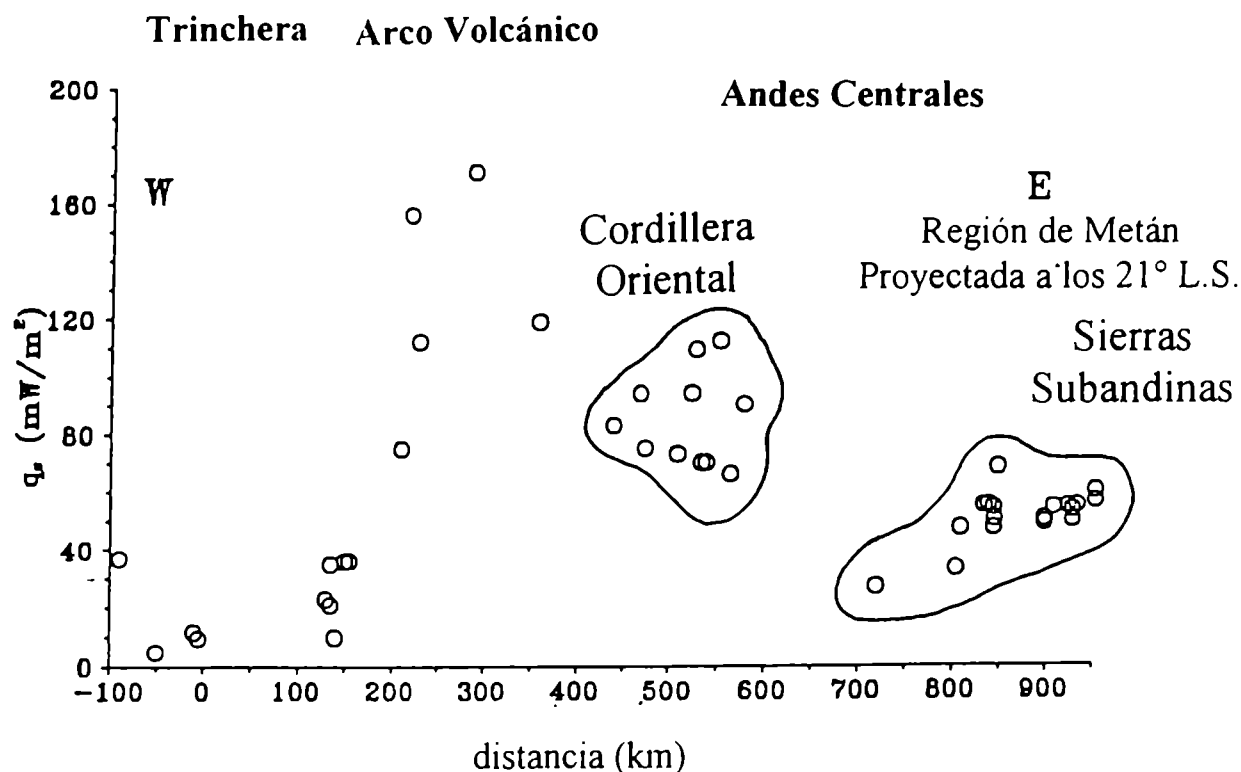
transiciones frágil-dúctil depende del modelo reológico utilizado para la corteza (Ranalli y Murphy, 1987).



**Figura 5.10:** Resistencia a la deformación vs. profundidad para distintos tiempos de aplicación de una misma fuerza tensional, manteniendo constante el flujo calórico. Nótese la variación en la magnitud de las transiciones frágil-dúctil (Kusznir y Park, 1987).

Por ejemplo, si suponemos que la región de Metán-Guachipas, tiene un flujo calórico elevado (entre 60 y 110  $\text{mW/m}^2$ ) semejante al que se encuentra hacia los 21° de latitud sur para el mismo meridiano (figura 5.11; Heinsohn, 1993) podemos predecir que entre los 10 y 20 km va a encontrarse la primera transición frágil-dúctil y entre los 25 y los 30 km la segunda. Si se cotejan estos valores con los obtenidos mediante métodos sísmicos (véase capítulo IV) se va a encontrar una gran coherencia entre ambos. Esto es importante ya que si no se cuenta con ningún tipo de información profunda, datos de flujo calórico, o al menos una estimación de los mismos, pueden ser de suma utilidad a la hora de modelar la estructura de una región.





**Figura 5.11:** Variación del flujo calórico con la distancia a la trinchera oceánica para una transecta realizada a los 21° S de Sudamérica (Heinsohn, 1993).

### Estructuras de inversión tectónica

Es muy común en la naturaleza que regiones que fueron sometidas a importantes regímenes extensionales, posteriormente sean sometidas a grandes compresiones y que el tipo de estructura resultante esté caracterizada por la reactivación e inversión de las antiguas fallas directas (*inversión tectónica positiva*). No es tan común en cambio, que extensiones producidas sobre terrenos previamente acortados reutilicen e inviertan las fallas inversas previas (*inversión tectónica negativa*). En este capítulo sólo se estudiará el primero de los casos ya que es el que interesa en los ejemplos naturales a que se refiere esta tesis.

Para encarar el estudio de las estructuras que se pueden generar por inversión tectónica primeramente se van a examinar por separado los modelos extensionales y las inversiones que en cada uno de ellos se pueden generar. En la figura 5.12 se puede observar el desarrollo del modelo de fallas en dominó y su posterior inversión.

Modelo de inversión  
tectónica para  
fallas lístricas

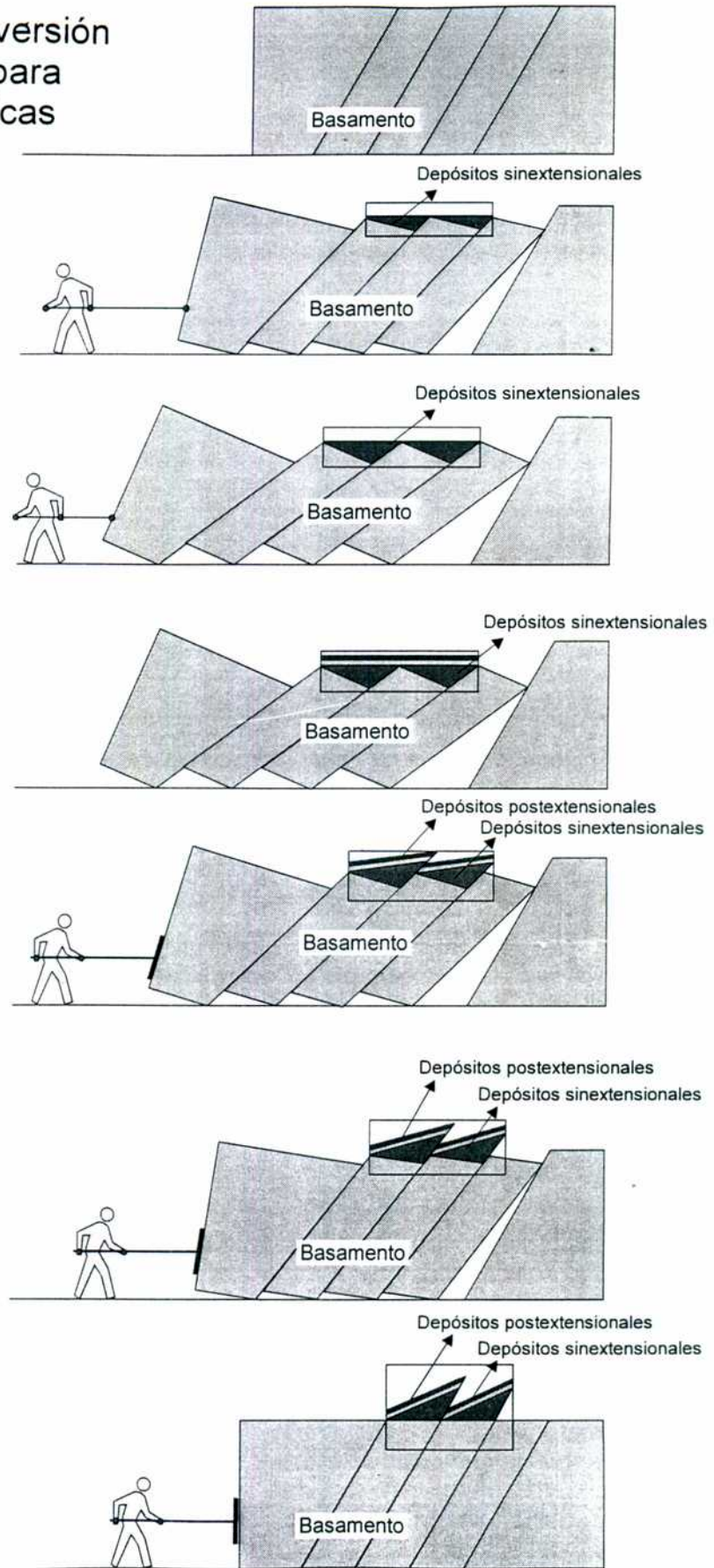
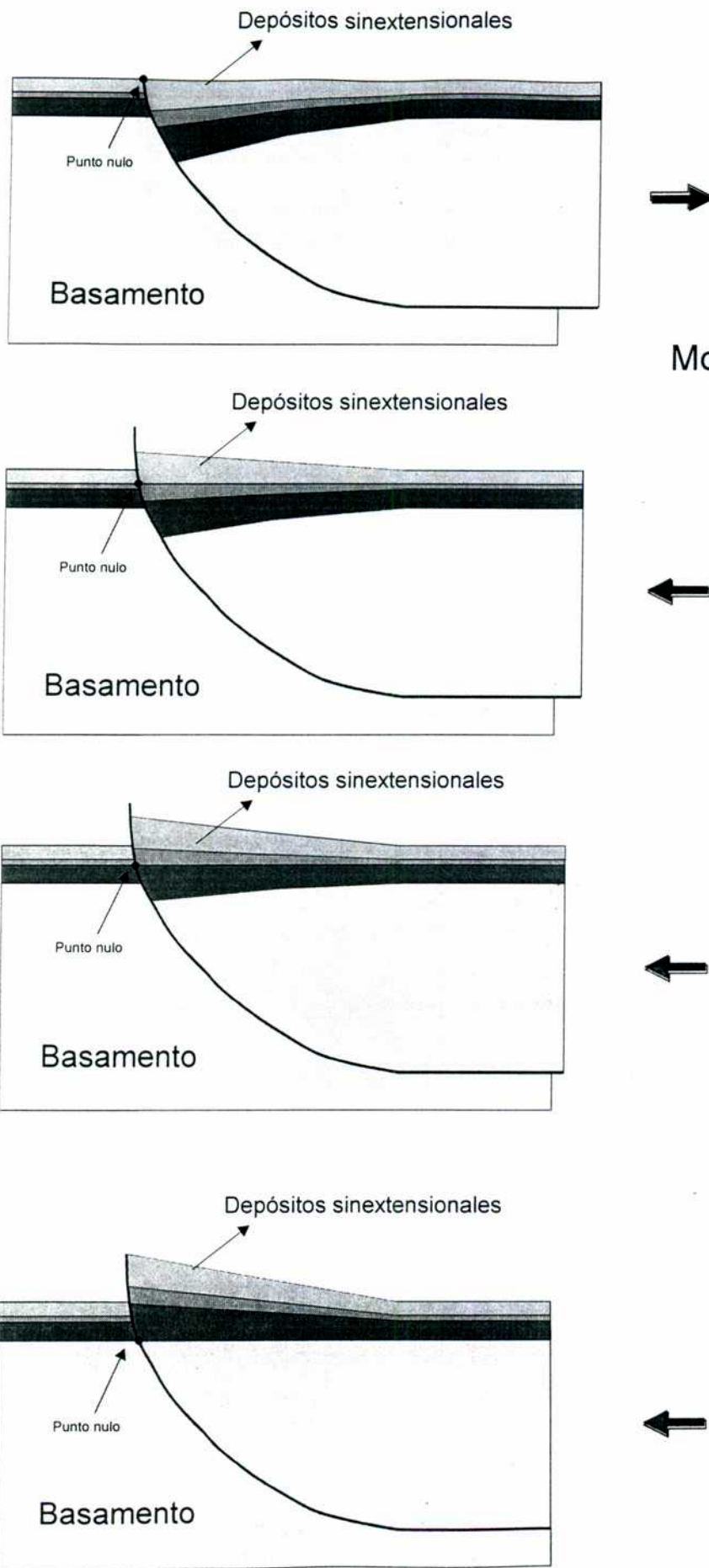


Figura 5.12: Modelo de inversión tectónica para fallas tipo dominó. Durante el proceso de reactivación de este tipo de fallas no es necesario que los depósitos sinextensionales se flexionen o se deformen internamente, asimismo se puede ver como las fallas van rotando y adquiriendo mayor ángulo al producirse la inversión.



Modelo de inversión tectónica para fallas lístricas

**Figura 5.13:** Modelo de inversión tectónica para fallas lístricas. Implica necesariamente la deformación interna del material sinextensional al producirse la inversión. En el modelo puro de una sola falla, esta no cambia su geometría durante el proceso de reactivación.



Es importante destacar que durante el proceso de reactivación de este tipo de fallas no es necesario que los depósitos sinextensionales se flexionen o se deformen internamente, pudiendo comportarse como un bloque rígido. Asimismo, las fallas van rotando y adquiriendo mayor ángulo al producirse la inversión. Es por esta última razón que es muy raro que las mismas se inviertan más allá del estado inicial.

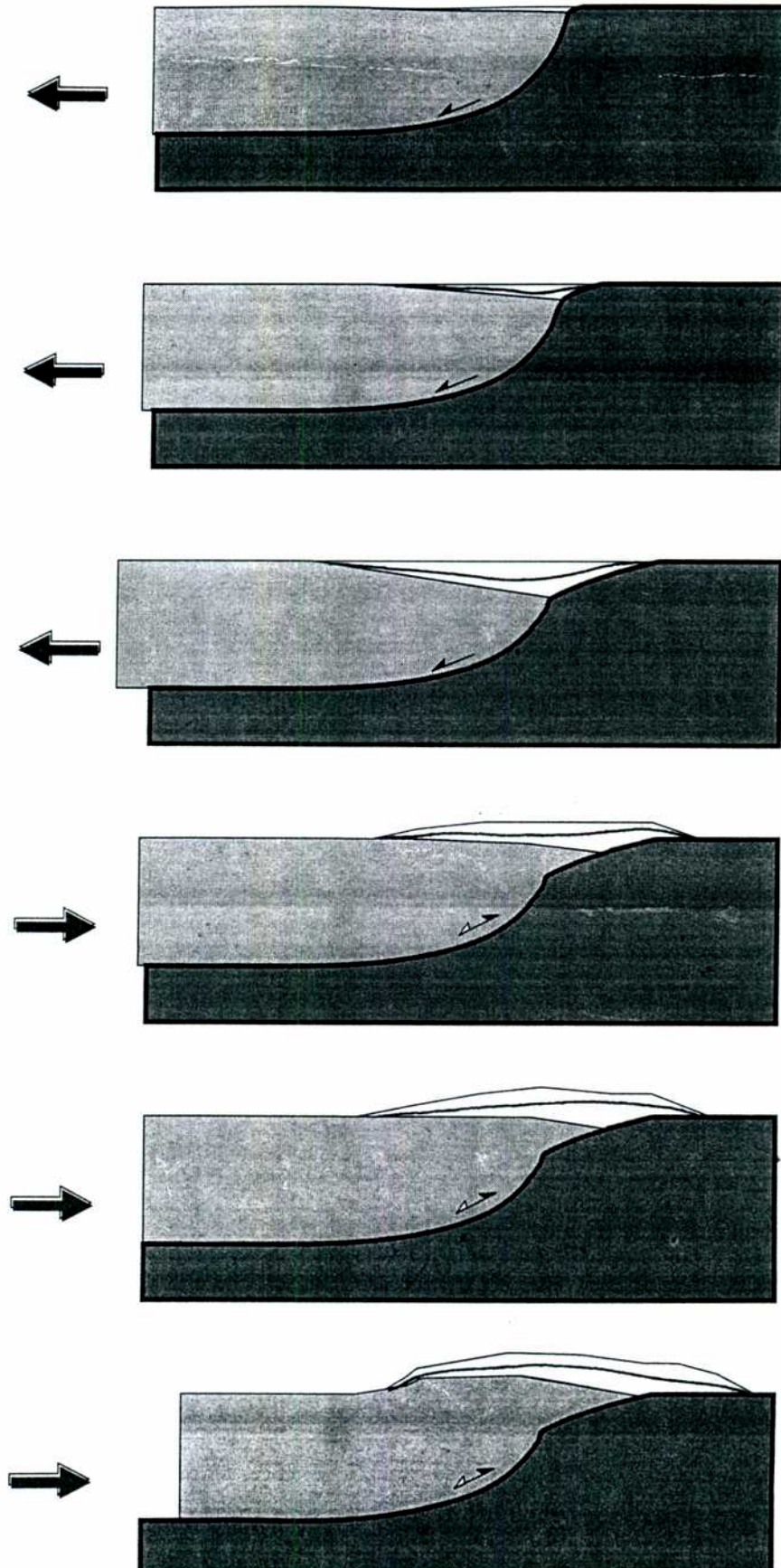
La figura 5.13 muestra la secuencia de apertura y posterior inversión en el modelo de fallas listricas. El mismo, en su forma más pura, se diferencia del anterior, por implicar necesariamente la deformación interna del material sinextensional al producirse la inversión. Asimismo y siempre refiriéndose al modelo puro de una sola falla, es importante marcar que la misma no cambia su geometría durante el proceso de reactivación.

Durante el proceso de inversión de una falla directa, siempre existe un punto que es conocido como *punto nulo* o *línea nula* (si se considera la tercera dimensión) que adquirió nuevamente su posición inicial (figura 5.13). La distancia entre el punto nulo y la intersección del tope de los depósitos sinextensionales y el plano de falla, indica la cantidad de inversión que sufrió la misma medida sobre su plano. Como se observa en la figura 5.13 el punto nulo migra estratigráficamente hacia abajo a medida que evoluciona la inversión de la falla. La figura 5.14 muestra la inversión de fallas listricas pero en un modelo donde se considera la erosión sinextensional. Es importante no confundir el cambio en el ángulo de la falla de inversión producido cuando ésta se emplaza sobre la superficie de erosión sinextensional de la pared basal, con una falla de atajo o *short cut*. Esta última siempre va a levantar por encima una porción de terreno pre-extensional.

La complejidad de las estructuras de inversión tectónica es en general mucho mayor que la de estructuras puramente extensionales o puramente compresionales, ya que en muchos casos los esfuerzos que dieron origen a una y otra etapa no son coaxiales. En los párrafos siguientes se describirán algunas geometrías que pueden ser comúnmente encontradas en regiones afectadas por inversión tectónica.

En muchos casos el ángulo de la falla original es muy elevado hacia arriba y la inversión en ese tramo es mecánicamente inviable. Una de las maneras en que se resuelve el acortamiento en estos casos, es con la formación de fallas de atajo o *shortcuts* sobre la pared basal (figura 5.15c) que muchas veces forman abanicos imbricados (figura 5.15e).

*Cristallini (1996)*



**Figura 5.14:** Modelo de inversión tectónica para fallas lístricas considerando la erosión sinextensional.



Otras veces se forman corrimientos de paso o *bypass* en secuencia inversa en la pared colgante (figura 5.15 d y f) o se desarrollan retrocorrimientos como se puede observar en la figura 5.15g. La combinación de estas dos últimas estructuras puede dar origen a las conocidas como geometrías *pop-up* (figura 5.15i).

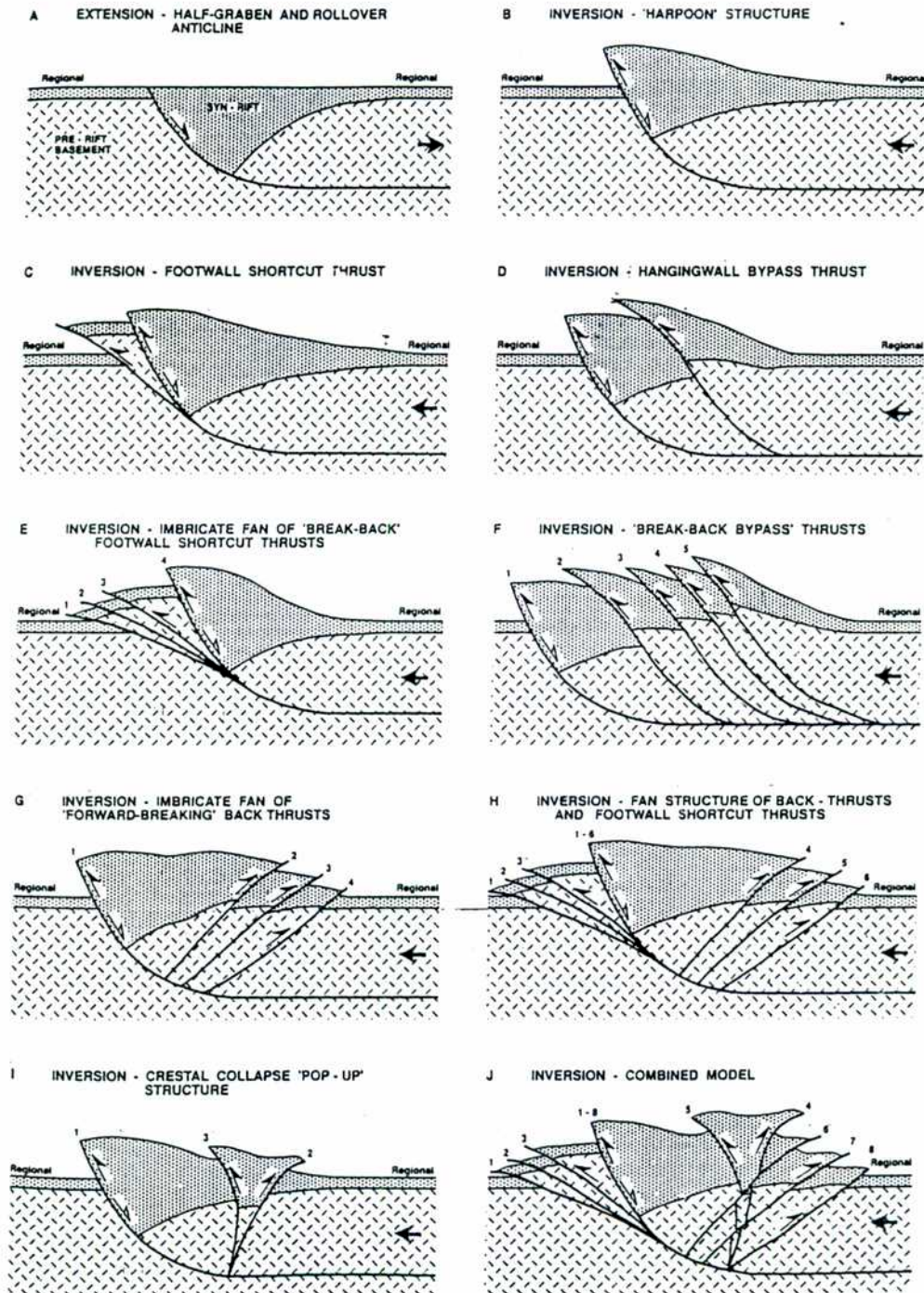
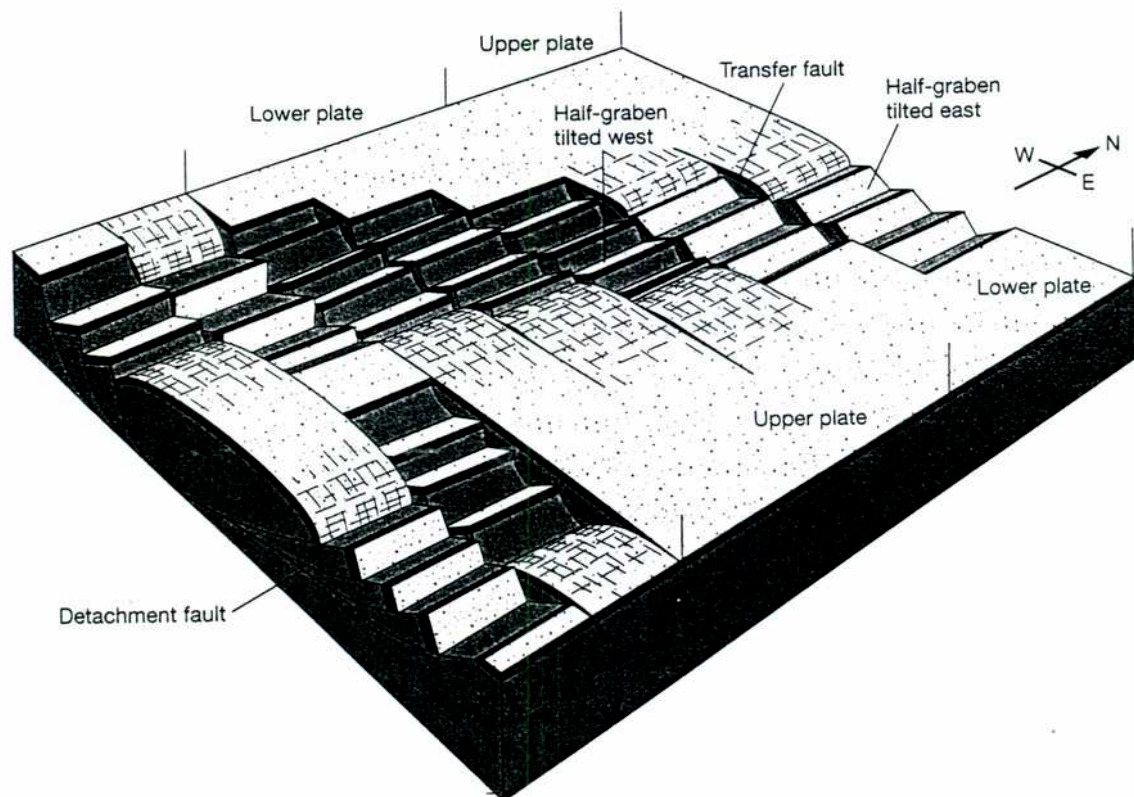


Figura 5.15: Geometrías bidimensionales posibles en terrenos invertidos (McClay, 1992).



*Cristallini (1996)*

El tipo de geometría que se forma a partir de la combinación entre las estructuras recién mencionadas (figura 5.15 h y j), así como con las desarrolladas a partir de la inversión de fallas en dominó, imprime a las regiones con inversión tectónica una complejidad singular. Asimismo, los sistemas extensionales en general suelen tener límites de rumbo irregulares, con bordes escalonados o dentados (figura 5.16; figura 3.1). Este hecho hace que cuando estos sistemas se invierten, además de las complicaciones en el sentido de transporte, haya muchas otras en el sentido del rumbo, hecho que se puede ver reflejado en el capítulo III.



**Figura 5.16:** Modelo de rift con bordes escalonados. Los diferentes dominios de fallas normales están separados por zonas de transferencia de rechazo (Twiss y Moores, 1992).

## Capítulo VI

# Estructura profunda de la faja plegada y corrida de la Ramada. Cálculo de su acortamiento tectónico

### Introducción

Las primeras secciones estructurales balanceadas en la región fueron realizadas por Mosquera (1990) y Zapata (1990) en la cordillera del Medio y cordillera Casa de Piedra respectivamente. En ambas se toman dos superficies de despegue, una inferior inferida en bancos de margas liásicas que afloran sobre la ladera occidental del cordón del Espinacito y otra superior en las evaporitas de la Formación Auquilco. Los autores explican la deformación pasiva que experimentan los bancos post-Auquilco por repeticiones dúplex en las secuencias inferiores. Asimismo remarcan la complejidad estructural producida por la fluencia plástica y deformación diapírica de las evaporitas de la Formación Auquilco y los problemas de balanceo que éstas acarrearán.

En el sector del río Volcán, Cristallini y Cangini (1993) explican la estructura de la cordillera de los Penitentes con una importante estructuración del basamento. Sostienen que la magnitud de esta cordillera no puede ser explicada solamente con la deformación de la lámina superior y realizan un modelo en el que repiten al basamento paleozoico superior-triásico. Sugieren que esta estructuración puede haber reactivado antiguas fallas directas correspondientes a un período de rifting triásico-jurásico inferior. Sin embargo, si bien utilizan en su modelo geometrías de inversión tectónica, las mismas no representan a la estructura de bloques observada posteriormente por Cristallini *et al.* (1995) en el sector oriental de la comarca (capítulo III). Es así que estos últimos autores son los primeros en realizar una sección balanceada en la región en la que se contemplan estructuras de inversión tectónica consistentes con la tectónica de bloques analizada en el capítulo III.

### Secciones estructurales

El régimen extensional imperante durante el Triásico-Jurásico inferior en este sector de los Andes (Charrier, 1979; Kay *et al.*, 1989; Ramos y Kay, 1991), las características de sinrift de los depósitos de la Formación Rancho de Lata con límites tectónicos parcialmente invertidos en algunos sectores y el importante control del basamento en la estructura de la comarca; son algunos de los elementos que llevan a interpretar a la estructura de la Alta

cordillera de San Juan como caracterizada por la inversión terciaria de fallas directas vinculadas a un período de rifting triásico. Asimismo, como se ha visto en capítulos anteriores, la estructura cenozoica de esta región se caracteriza por cuatro etapas de deformación más o menos bien definidas. En la primera se desarrollan principalmente pliegues de rumbo NNW despegados en el yeso de la Formación Auquilco que por su longitud de onda relativamente corta, implican un despegue poco profundo y son típicos de una faja plegada y corrida de piel fina. En la segunda etapa el basamento se incorpora en la deformación mediante la inversión de fallas directas triásicas. Esta inversión combinada con la reología dúctil del yeso jurásico, produce la redefinición de la estructura antigua y el desarrollo de plegamientos sobreimpuestos en algunos sectores. La tercera etapa se caracteriza por la formación de corrimientos fuera de secuencia en el sector más occidental de la comarca. Finalmente y según los datos de Pérez (1995) se puede diferenciar un último pulso de levantamiento durante el Plioceno-Cuaternario, en el que se vuelven a reactivar las fallas de basamento produciendo el levantamiento final del cordón del Espinacito.

Evidentemente un modelo estructural para esta región debe contemplar estas cuatro etapas de deformación, entre las que sin duda, la de inversión tectónica va a ser la más condicionada por las geometrías profundas.

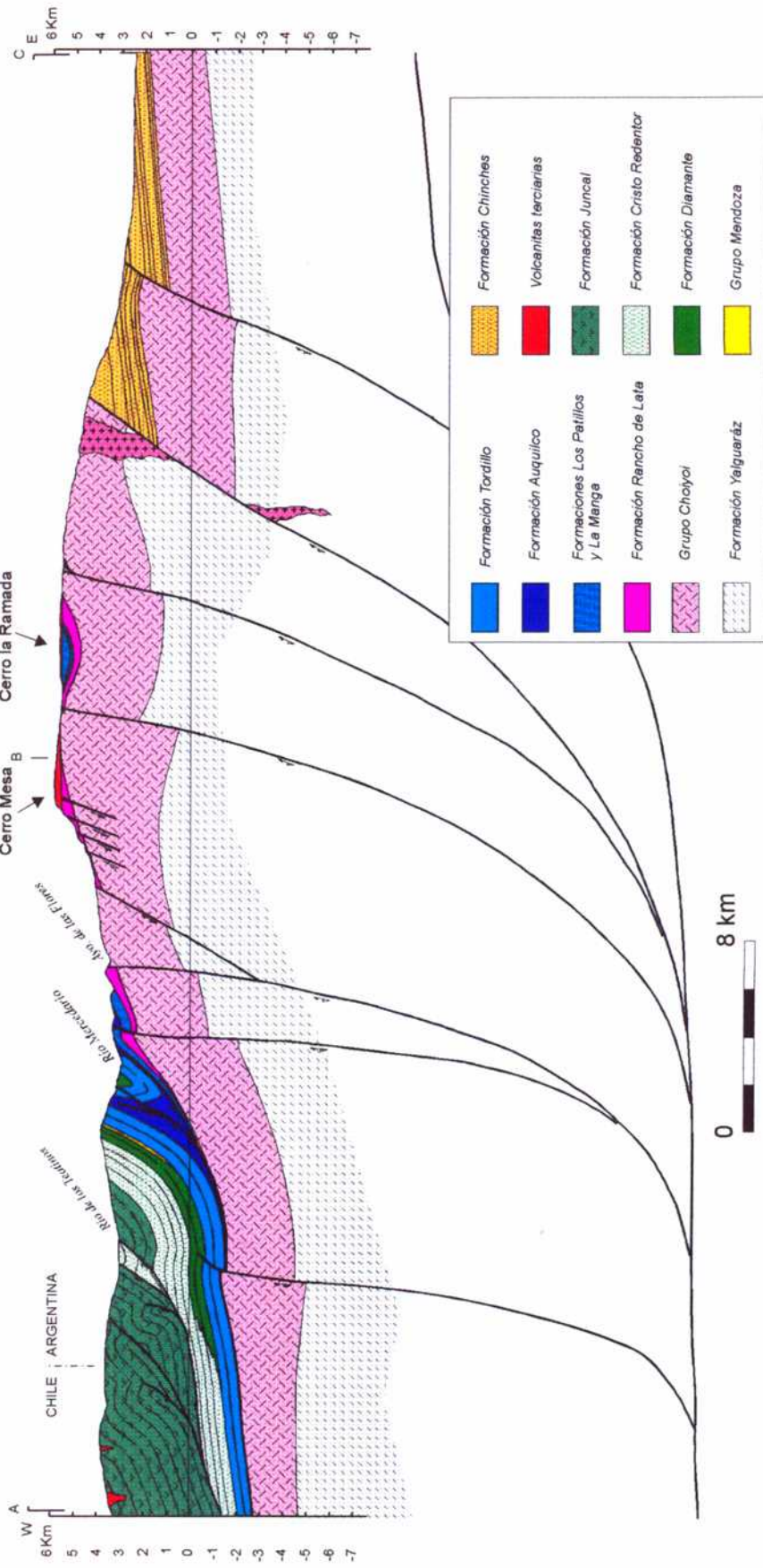
Con estos contornos más los elementos teóricos vistos en el capítulo anterior se reconstruyó la estructura de la región en dos secciones balanceadas con inversión tectónica.

Los datos con que se cuenta son exclusivamente de superficie. La estructura interna propuesta representa sólo una alternativa, geoméricamente coherente y geológicamente posible para explicar la deformación superficial observada. Los espesores utilizados en las secciones son los observados en el campo. Sus variaciones en la Formación Rancho de Lata y en el Grupo Choiyoi, están modeladas en los sectores en que fue necesario, pero siempre basándose en espesores regionalmente observados.

Sin duda el establecer la profundidad de despegue del modelo es una de las tareas más delicadas y como se verá a continuación, al no tener datos profundos, se basa exclusivamente en consideraciones geométricas consistentes con especulaciones geofísicas.



## Sección A-B-C. Región de la Ramada

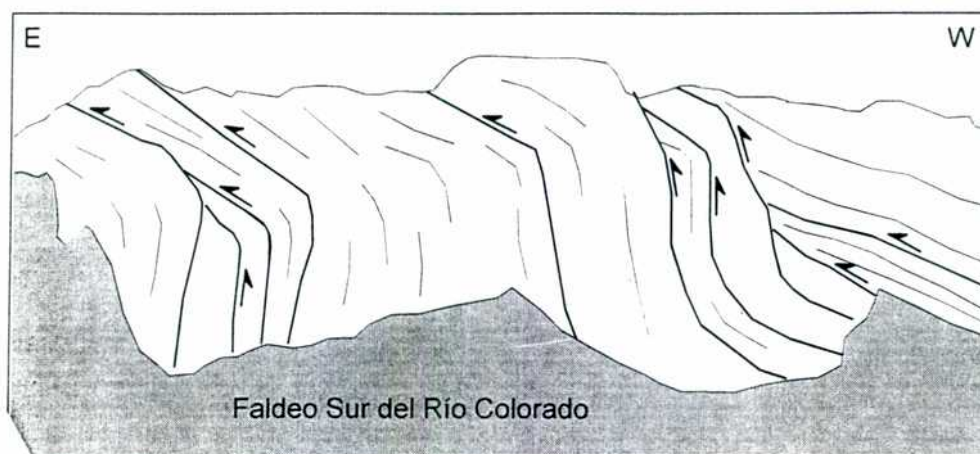


**Figura 6.1:** Modelo estructural balanceado A-B-C. Ubicación en el mapa de la figura 3.3. Este modelo implica un acortamiento mínimo de 21 km (29%). Véanse las restituciones en las figuras 6.5 y 6.6.

Sección A-B-C

*Cristallini (1996)*

Esta sección atraviesa las cordilleras del Límite y del Medio, el macizo de la Ramada y llega unos kilómetros al oeste del río de los Patos (figura 6.1). Se caracteriza por presentar como núcleo central al macizo de la Ramada, donde aflora el basamento del Grupo Choiyoi; un sector oriental donde lo hacen los sedimentos terciarios de la cuenca de Manantiales (Pérez, 1995) y un sector occidental donde se exponen rocas mesozoicas y cenozoicas en menor proporción.



**Figura 6.2:** Bosquejo esquemático de la zona de imbricación observada dentro de las riolitas del Grupo Choiyoi sobre la margen sur del río Colorado (según Alvarez y Pérez, 1993).

La vertiente occidental de la cordillera del Medio está formada por un potente homoclinal, flanco occidental del anticlinal homónimo, donde se presenta la secuencia post-Auquileo completa, con un espesor aproximado de 5 km (figuras 3.7 y 6.1) y sin repeticiones tectónicas. Este valor es de suma importancia ya que es utilizado como principal control para establecer profundidad mínima del basamento en el sector occidental del macizo de la Ramada. Hacia el oriente de este último, esta información la brinda el espesor de la secuencia sinorogénica de antepaís, que requiere una profundidad mínima del basamento de unos 2,5 km en el bloque bajo de la falla del Espinacito (figura 6.1).

Utilizando estos controles y la geología de superficie se procedió a construir la sección utilizando un modelo de inversión tectónica. Como se explicó en el capítulo V, tanto el modelo de fallas normales *lístricas* como *dominó*, implican que se produzca deformación interna en los bloques intervinientes. Sin embargo, en ambos, el porcentaje de

deformación de un bloque va a ser función del porcentaje de extensión por un lado y de la profundidad de despegue y la separación entre fallas por el otro. Dicho de otra forma, a igual porcentaje de extensión, un bloque de mayores dimensiones va a tener menor deformación porcentual que uno más pequeño. La profundidad de despegue utilizada (21 km debajo del nivel del mar) en esta sección fue estimada de forma tal que se puedan restituir los bloques a su posición inicial produciendo una deformación interna porcentual mínima (menor al 5 %).

Si bien no se tienen medidas actuales de flujo calórico en el área y menos aún se tiene conocimiento de cual pudo haber sido durante el Terciario al inicio de la deformación andina o en el Triásico superior; durante el período de rifting, la profundidad de despegue estimada es consistente con la posición de la primera transición frágil-dúctil tanto para un modelo cortical no engrosado (30 km aproximadamente) en una corteza caliente con un arco volcánico terciario en la región, como para uno engrosado post-colisional para una corteza caliente previo al inicio del rift triásico. Es necesario tener en cuenta que la profundidad de despegue actual se está suponiendo a 21 km debajo del nivel del mar, es decir a más de 25 km debajo de la superficie, lo que implica que previo al inicio del levantamiento andino se encontraba cerca de los 22 km debajo de la topografía de la época y previo al inicio del rift triásico a unos 15 km de la topografía mesozoica; estos valores son aproximaciones groseras que no consideran la compactación. Sin embargo cabe destacar que esta última apreciación fue hecha en comparación a los modelos de Ranalli y Murphy (1987) y Kuszniir y Park (1987) y esos mismos autores observan que dependiendo del modelo reológico de capas utilizado para la litósfera va a variar la posición de las transiciones frágil-dúctil. Es por esto que debe quedar claro que la profundidad de despegue utilizada para esta sección no se calculó en base a supuestas transiciones frágil-dúctil sino a las consideraciones geométricas antes expuestas y que sólo se hace la comparación con las primeras para mostrar que existe coherencia entre ambas.

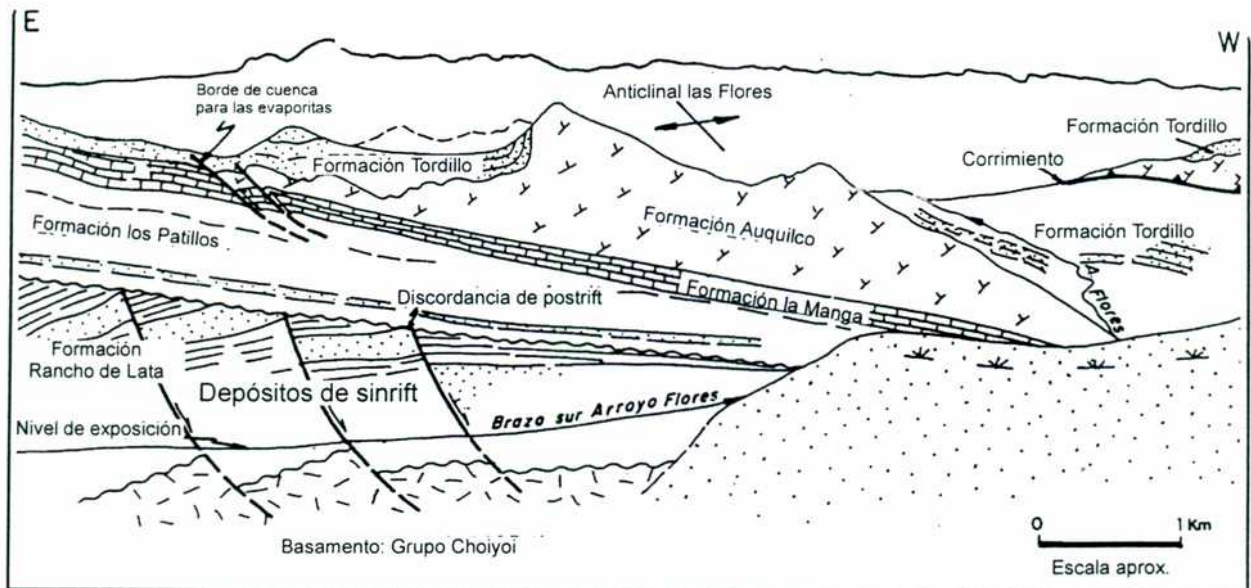
La sección propuesta requiere para la etapa de rift mecánico un modelo combinado de fallas estilo *dominó* y fallas *listricas*, donde esta última componente es la más importante. Esto es, que si bien las fallas son curvas, se necesita producir una rotación mínima de ellas para poder acomodar a los bloques intervinientes.

El sector oriental es relativamente sencillo y tanto la falla del Espinacito, como la del



Cristallini (1996)

río de las Leñas y el anticlinal conformado entre ambas, se pueden explicar fácilmente por inversión de las antiguas fallas del rift triásico. La suave inclinación del bloque oriental se debe al basculamiento de la cordillera del Tigre (Pérez, 1995) (véase capítulo VIII).



**Figura 6.3:** Afloramientos de yeso de la Formación Auquilco sobre la margen sur del arroyo de las Flores. Nótese los bancos indeformados infrayacentes de la Formación La Manga. El bosquejo geológico muestra el espesor anómalo del yeso de la Formación Auquilco en el núcleo del anticlinal las Flores. Se pueden ver los hemigrábenes rellenos por los depósitos de la Formación Rancho de Lata (basado en Ramos y Alvarez, 1996).

El sector central está caracterizado por la repetición de bloques de basamento mediante fallas inversas de alto ángulo que conforman a la latitud de la sección el cordón de

la Ramada. Este, con alturas superiores a los 6.000 m, constituye el rasgo topográfico más importante de la sección y uno de los más importantes de la región. El levantamiento principal de este cordón se produce a partir de la falla del Espinacito que es a su vez la de mayor rechazo estratigráfico. También es muy importante la falla Santa Cruz que limita un anticlinal hacia el oeste y un sinclinal hacia el este. Si bien ambos se explican por deformación interna del basamento, podrían estar relacionados a suaves cambios en la inclinación del despegue basal. Esta última falla desaparece en superficie hacia el sur dando origen a un anticlinal con vergencia oriental. Entre las fallas Santa Cruz y del Espinacito, se desarrolla una zona de imbricación descrita anteriormente por Alvarez y Pérez (1993) y Pérez (1995). Por su característica retrogradante (*back-stepping*) típica de fallas de inversión, esta zona de imbricación fue aquí interpretada y modelada como formada a partir de la inversión de una falla de basamento. Sin embargo, esta relación no es tan clara como en las otras y podría ser interpretada como lo hicieron los autores mencionados utilizando un despegue bastante superficial dentro del Grupo Choiyoi (figura 6.2). La extensión, en la etapa de rift y el acortamiento, en la etapa de inversión, que habría producido esta falla es lo suficientemente pequeño como para no modificar, con ninguna de las interpretaciones, los valores regionales obtenidos.

Al oeste del cerro Mesa se marcaron una serie de fallas directas que fueron proyectadas de las observadas en el afluyente sur del arroyo de las Flores (figura 6.3). Las mismas no presentan ningún rasgo de inversión y mantienen fosilizada la geometría extensional del rift triásico.

La falla que sigue hacia el oeste es oblicua al rumbo de la sección y su movimiento tiene una fuerte componente hacia el sur (lámina I). Es por esto que su apariencia y restitución puede resultar en cierto modo confusa.

Sobre la margen occidental del arroyo de las Flores, corre una falla directa que inclina hacia el oeste (figura 6.1) y que pone en contacto a los depósitos de la Formación Rancho de Lata sobre el Grupo Choiyoi. Esta se infiere parcialmente invertida ya que hacia el norte y en forma escalonada, pasa a las dislocaciones descritas por Ragona (1993) y Blengino (1994).

Hacia el oeste se encuentra deformada toda la secuencia mesozoica. La principal estructura de este sector la constituye el anticlinal volcado de la cordillera del Medio, que

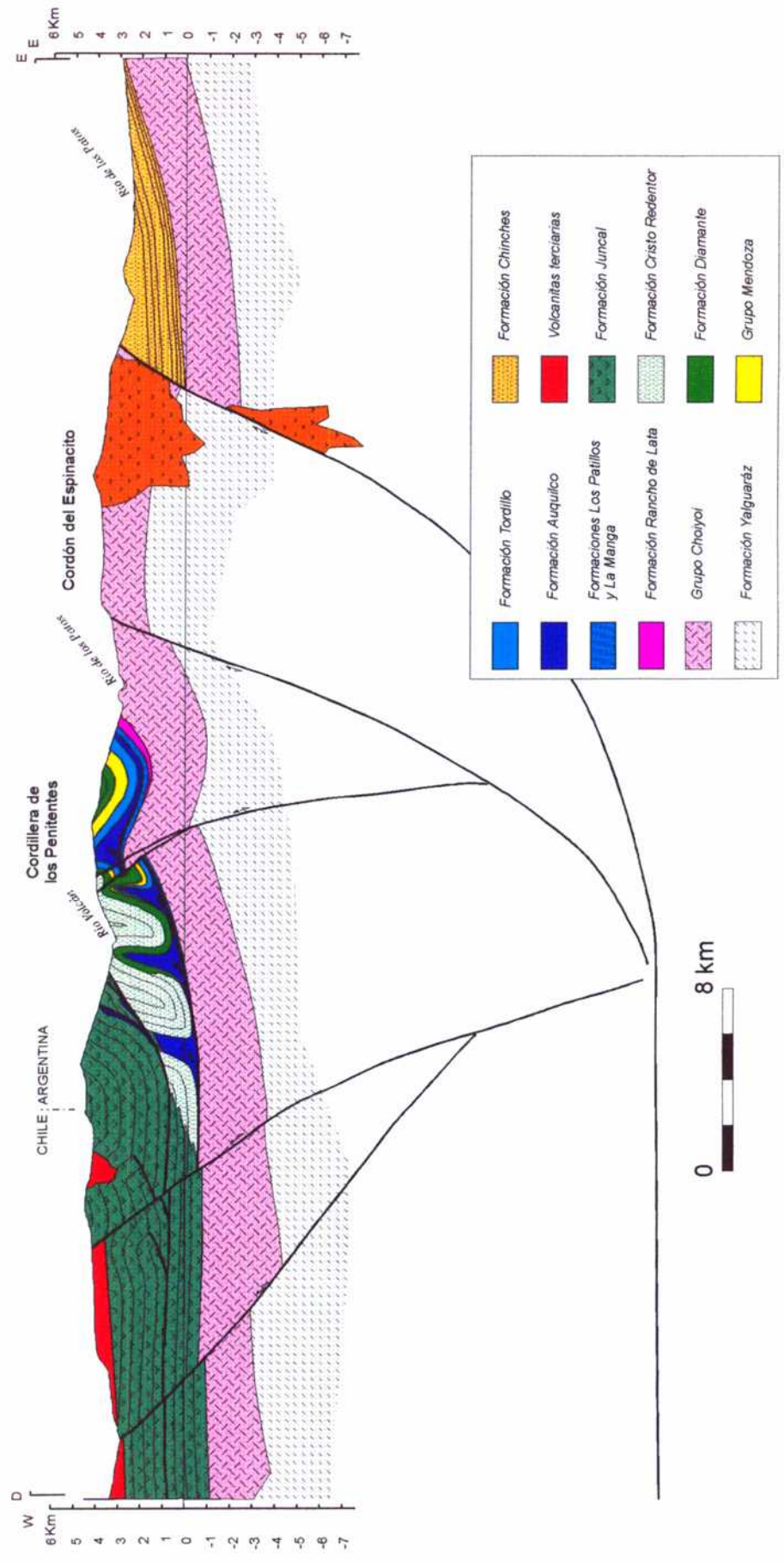
fue interpretado como un pliegue por despegue trasladado sobre un corrimiento que pone en contacto a los depósitos de la Formación Tordillo sobre los de la Formación Diamante (figura 6.1). Sus flancos apretados impiden explicarlo como un pliegue de propagación de falla. El despegue de esta estructura se ha propuesto en las evaporitas de la Formación Auquilco que afloran en el núcleo del anticlinal y que son lo suficientemente incompetentes para activar este tipo de pliegues.

Cuando se desarrolla un anticlinal por despegue el mismo requiere un flujo de material dúctil para completar el espacio que se va generando en su interior. El volumen y la forma del mismo es función de la ductilidad del banco incompetente y del contraste reológico con los bancos más rígidos que lo sobreyacen; de la carga litostática; del esfuerzo que se aplica para deformarlo y del tiempo durante el cual es aplicado este esfuerzo. Pero independientemente de la forma y del volumen de este espacio, durante la evolución del pliegue hay un momento en el que este volumen es máximo y a partir del cual, si se sigue apretando el anticlinal el material plástico que se encuentra en su interior tiene que ser desalojado (véase más adelante en este mismo capítulo). Por lo general lo hace en forma de domo por el núcleo del anticlinal, sobre todo si la charnela del mismo está expuesta. La presencia de los grandes cerros de yeso ubicados al este del río Mercedario, justo en la posición en que el anticlinal de la cordillera del Medio se presenta más apretado, podrían indicar que parte del material plástico requerido por el pliegue para su formación, ha sido desalojado hacia el este del mismo.

Sobre este gran diapiro de yeso ubicado sobre la margen oriental del río Mercedario, se pueden observar en fotografías aéreas y en la imagen satelitaria afloramientos que podrían corresponder a las Formaciones Tordillo y La Manga. La presencia de un anticlinal en este sector con un núcleo formado por rocas manguenses indicaría la existencia de un despegue inferior al de la Formación Auquilco. Esta estructura se explica como un pliegue por propagación de falla producido por la reactivación e inversión de una antigua falla directa triásica. Esta falla, si bien aflora en el sector del perfil (figura 6.1), hacia el sur deja de hacerlo y su punto de terminación queda sumergido debajo del nivel topográfico, indicando una pérdida de rechazo en esa dirección.

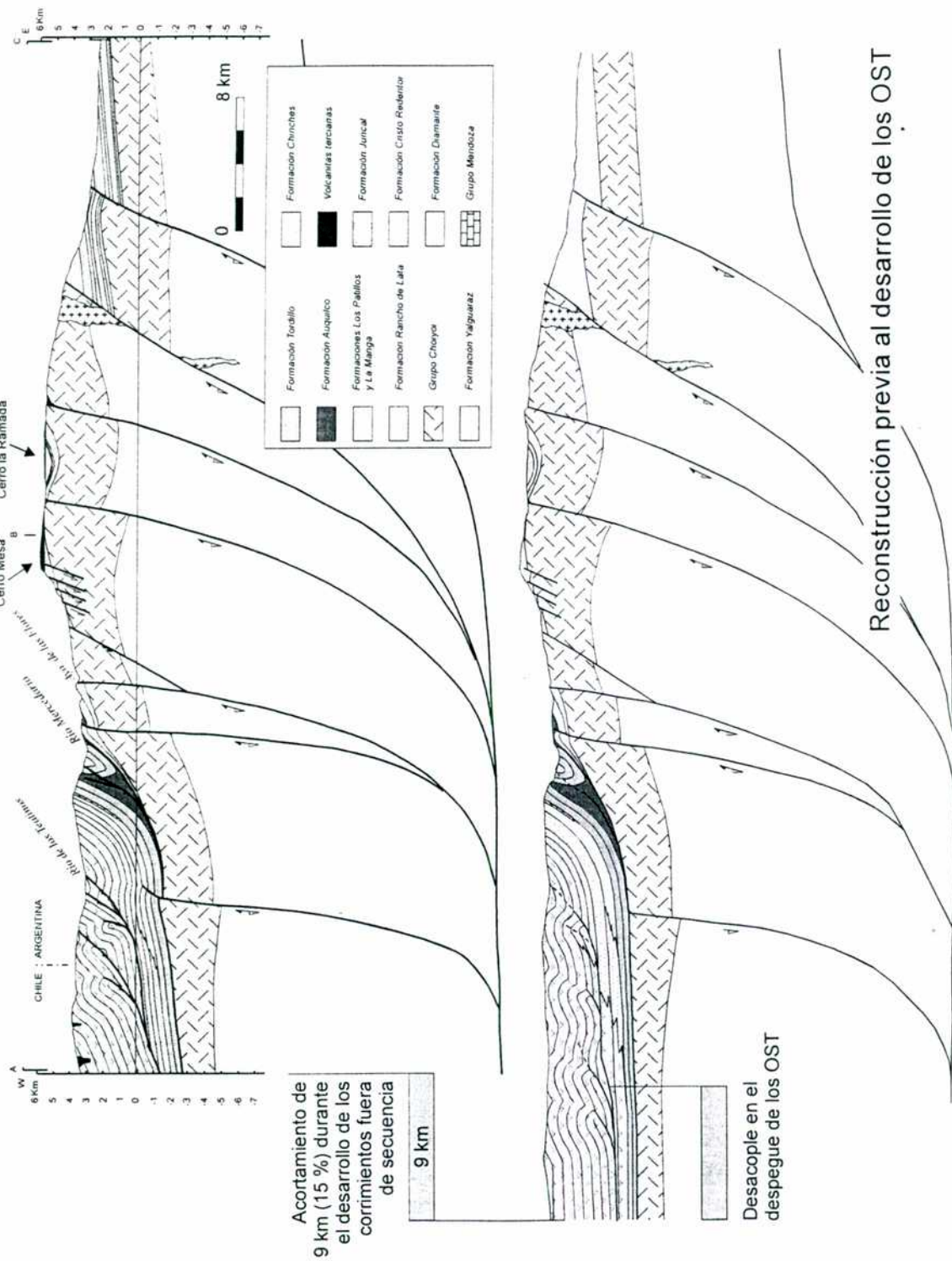


## Sección D-E. Región del Espinacito



**Figura 6.4:** Modelo estructural balanceado D-E. Véase su ubicación en el mapa de la figura 3.3. Este modelo implica un acortamiento total mínimo de 24 km (33%). Véanse las restituciones en las figuras 6.7 y 6.8.

### Sección A-B-C. Región de la Ramada



**Figura 6.5:** Sección estructural actual A-B-C (ubicación en figura 3.3) y restitución de los corrimientos fuera de secuencia y reactivaciones menores de las fallas de basamento (acortamiento de 9 km en las secuencias superiores, 15% del total de la sección o al 41% si se considera sólo la porción de la sección afectada por los corrimientos fuera de secuencia). La topografía se encuentra modelada para esta etapa.

Hacia el oeste de la cordillera del Medio, sobre el río de los Teatinos se ubica el primer corrimiento fuera de secuencia, la falla río de los Teatinos. Cristallini y Cangini (1993) remarcaron la angularidad que existe entre el rumbo de la estructura previamente deformada y el corrimiento fuera de secuencia en la región del río Volcán (figura 3.6). Esta angularidad no se observa en el valle del río de los Teatinos.

Hacia el oeste continúan otros corrimientos fuera de secuencia subparalelos al primero y vinculados con anticlinales y sinclinales. El mecanismo propuesto para explicar a los mismos es el de propagación de falla reactivados o transportados (Suppe y Medwedeff, 1990). Es decir que estos pliegues comienzan como de propagación de falla hasta que se traban y rompen para trasladarse mediante flexión de falla. Todo el sector occidental de la región se caracteriza por pliegues de este tipo. En algunos casos se presentan rotos y en otros quedaron fosilizados como de propagación de falla puros. En la zona no hay elementos que permitan establecer la profundidad de despegue de los corrimientos, pero visto que la separación entre ellos es inferior a los 4 km y que los pliegues vinculados tienen longitudes de onda pequeñas, sólo se puede concluir que el despegue de estas estructuras es bastante superficial.

Cristallini *et al.* (1995) explican la presencia de corrimientos fuera de secuencia en el sector occidental de la comarca debido a una línea de fijación en la propagación de la faja plegada y corrida producida por el levantamiento del basamento mediante fallas inversas de alto ángulo en los macizos de la Ramada y el Espinacito.

#### *Sección D-E*

Esta sección atraviesa las cordilleras del Límite y de los Penitentes, el cordón del Espinacito y llega hasta las estribaciones occidentales de la cordillera del Tigre (figura 6.4). Si bien los rasgos generales son semejantes a los de la sección A-B-C, presenta algunas características distintivas. Hacia el este, desaparece la falla que repite a las sedimentitas terciarias y éstas se presentan más inclinadas hacia el oeste debido al mayor levantamiento de la cordillera del Tigre en este sector. A esta latitud el núcleo de basamento, está constituido por un sólo bloque correspondiente al cordón del Espinacito. No presenta repeticiones internas y es más fino y más bajo que el cordón de la Ramada. Esta pérdida de



*Cristallini (1996)*

rechazo de los bloques de basamento continúa hacia el sector austral y ya el cordón de la Cerrada es mucho más bajo, e incluso está cubierto, en su extremo sur, por la secuencia mesozoica. El cordón del Espinacito se encuentra levantado por una falla de alto ángulo sobre las sedimentitas terciarias que inclinan hacia el poniente (figura 6.4). Al oeste se presenta limitado por una falla de las mismas características.

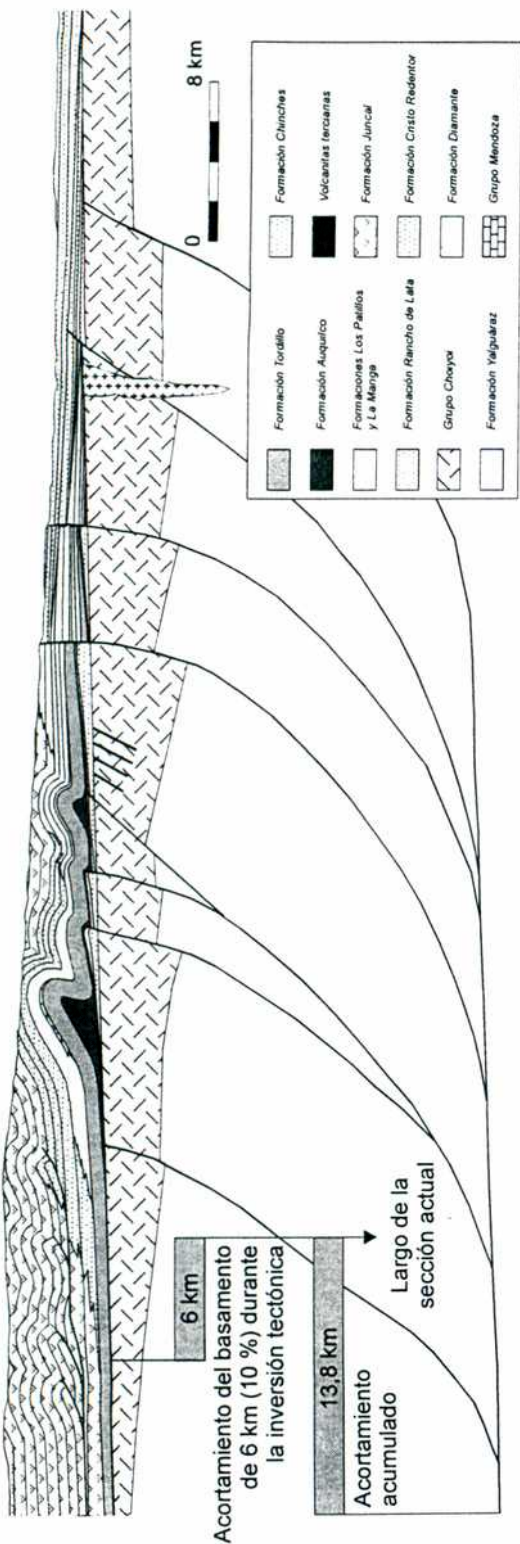
El bloque que sigue hacia el oeste está limitado por la última falla y por una que inclina hacia el este que conforma una estructura invertida tipo *pop-up* (véase capítulo V) con un sinclinal central, que es responsable, junto con el anticlinal de los Penitentes, del levantamiento de la cordillera homónima. Es posible que esta última estructura se halla reactivado a partir de dos fallas antiguas de rift y es por esto que se la denominó como estructura *tipo pop-up*, ya que una estructura *pop-up* propiamente dicha (McClay y Buchanan, 1992) está limitada hacia el retropaís por un retrocorrimiento que no corresponde a la inversión de ninguna falla antigua (capítulo V). Las fallas de basamento que siguen hacia el oeste inclinan igual que esta última y son las que generan el cambio de vergencia hacia el oeste en la estructura superficial hacia el sector chileno.

La estructura central que afecta a los niveles posteriores a la Formación Auquilco, está caracterizada por anticlinales y sinclinales apretados de flancos empinados que son explicados como pliegues despegados en el yeso de esta formación. La principal estructura de este tipo es el anticlinal de la cordillera de los Penitentes (figuras 3.6 y 6.4), cuya vergencia en el sector del perfil se interpreta invertida por la activación de las fallas de basamento. Al oeste de mencionado anticlinal hay al menos dos más que afectan superficialmente a los bancos de la Formación Cristo Redentor, aunque se infiere la presencia de evaporitas en el núcleo de los mismos.

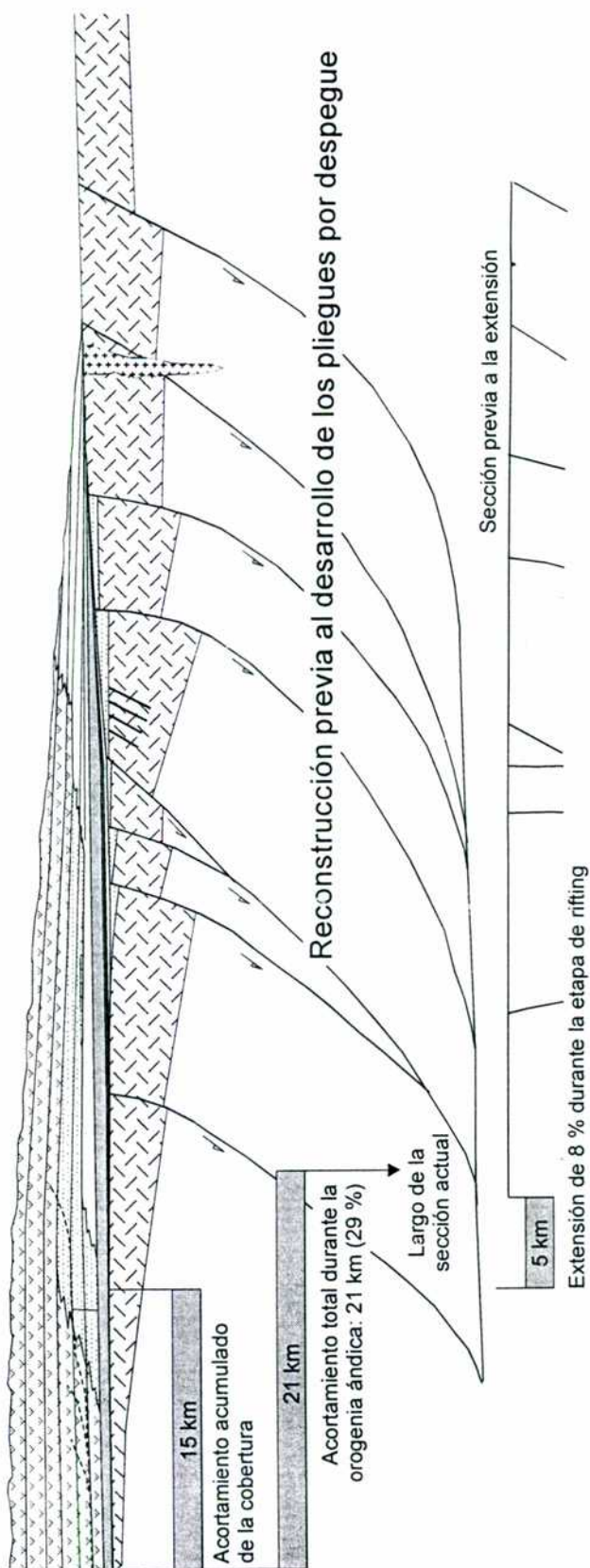
Al oeste de la cordillera de los Penitentes afloran dos fallas muy cercanas entre sí que inclinan hacia el este. La occidental corresponde a la falla invertida antes mencionada, la oriental en cambio es interpretada como una falla de paso o *bypass* (véase capítulo V).

Al oeste del río Volcán aparece el frente de los corrimientos fuera de secuencia. Los mismos presentan un rumbo noroeste marcadamente diferente al nor-noreste de las estructuras anteriores a las que truncan sobre la margen occidental del río (figura 3.6).

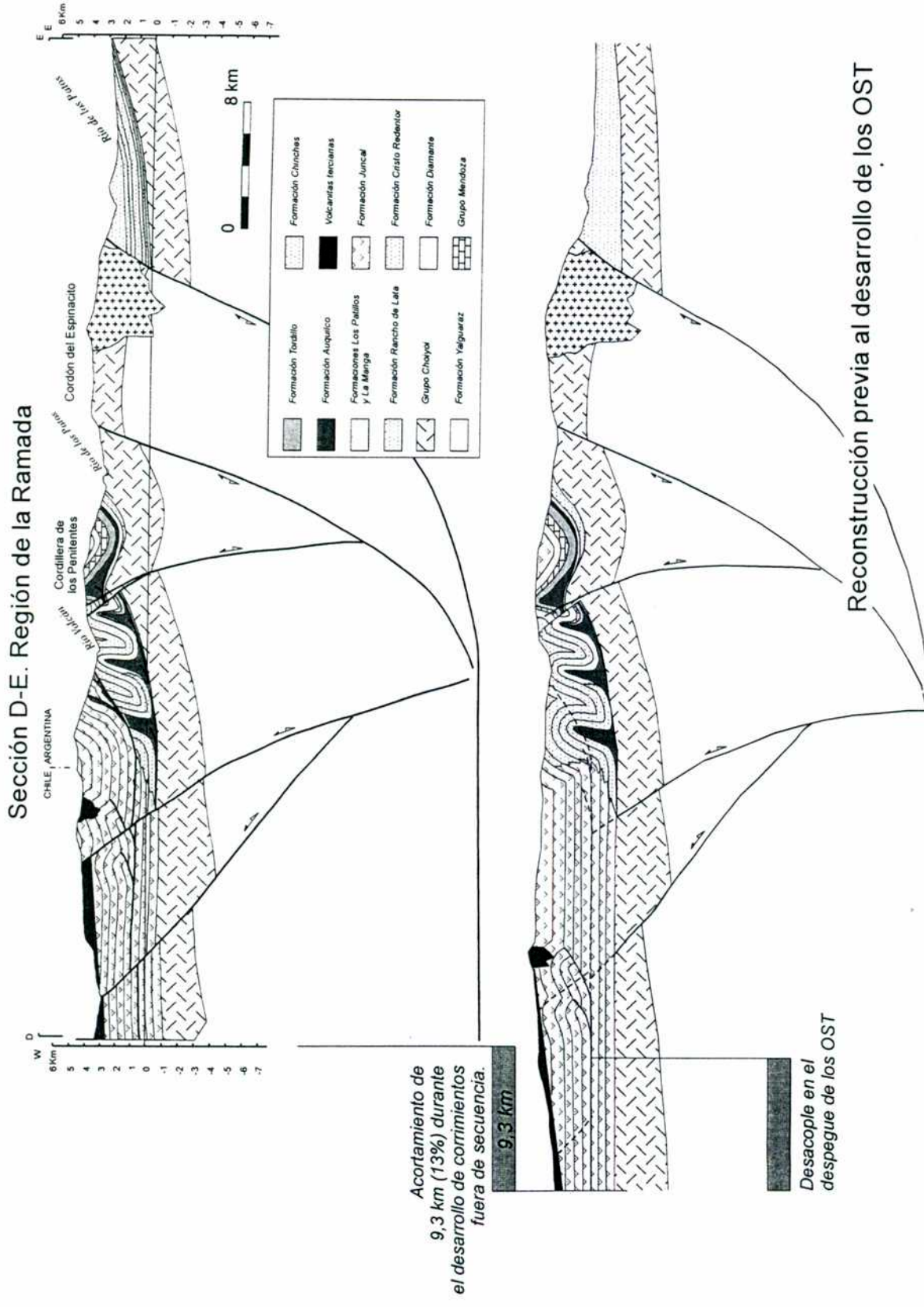
### Reconstrucción al inicio de la inversión tectónica



### Reconstrucción previa al desarrollo de los pliegues por despegue

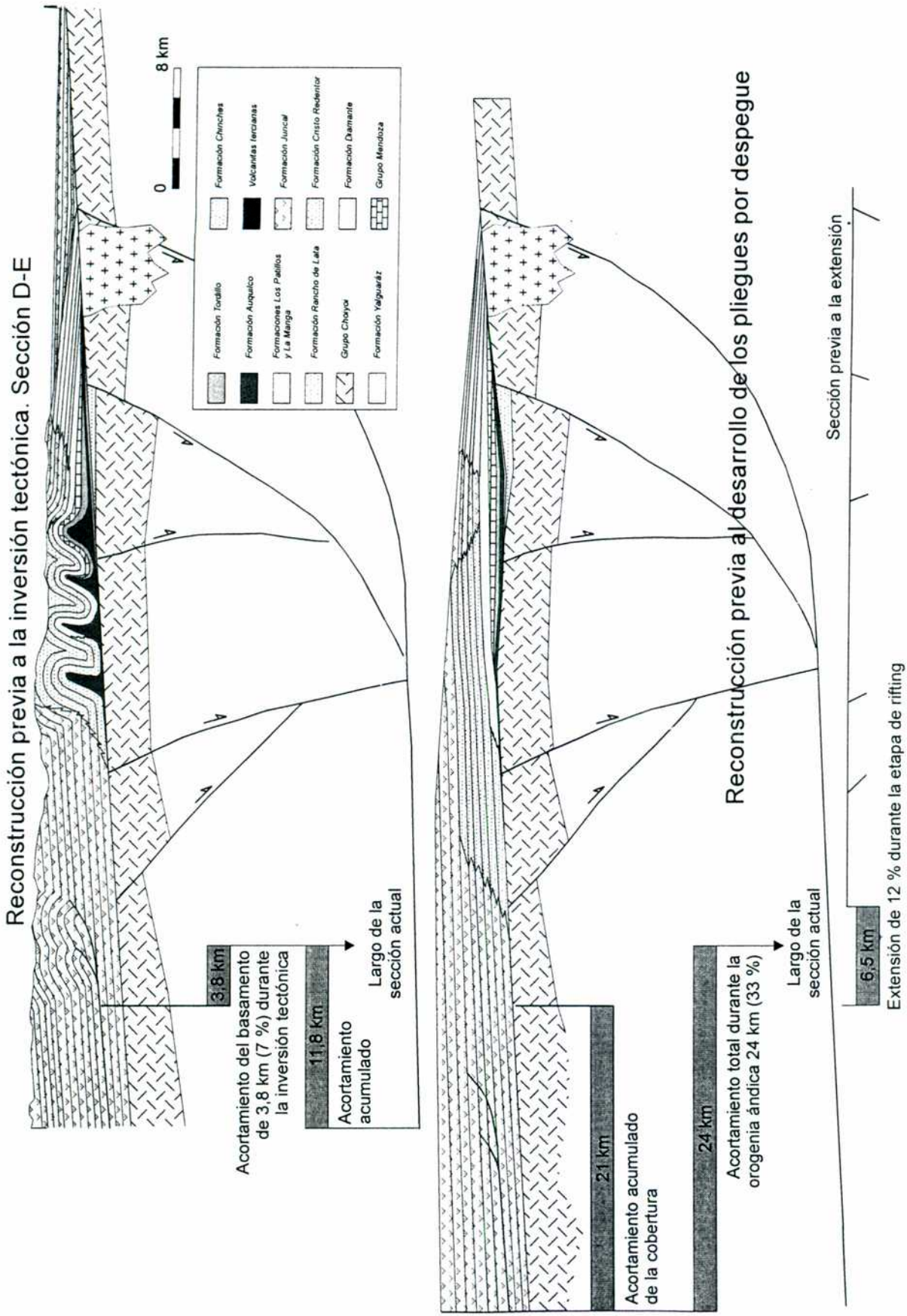


**Figura 6.6:** Restauración al inicio de la inversión tectónica con la formación parcial de las estructuras por despegue y reconstrucción previa a la deformación andina. Las topografías se encuentran modeladas. Acortamiento mínimo de la secuencia 21 km (29%). El esquema inferior muestra la sección previa al rifting triásico (extensión 5 km, 8%).



**Figura 6.7:** Sección estructural actual D-E (ubicación en figura 3.3) y la restitución de los corrimientos fuera de secuencia y reactivaciones menores de las fallas de basamento (acortamiento 9,3 km en las secuencias superiores, 13% del total de la sección o al 29% si se considera sólo la porción de la sección afectada por los corrimientos fuera de secuencia). La topografía se encuentra modelada para esta etapa.





**Figura 6.8:** Restauración previa al inicio de la inversión tectónica con las formaciones parciales de las estructuras por despegue y reconstrucción previa a la deformación ándica. Las topografías se encuentran modeladas. Acortamiento mínimo de la secuencia 24 km (33%). El esquema inferior muestra la sección previa al rifting triásico (extensión 6,5 km, 12%).

*Cristallini (1996)*

Cristallini y Cangini (1993) observan que sobre estos corrimientos se presentan afloramientos de yeso de la Formación Auquilco y suponen que el despegue de los mismos se da en esa formación. Sobreyaciendo estos afloramientos se presentan volcaniclastitas de la Formaciones Cristo Redentor y Juncal, estando ausentes la Formación Tordillo y el Grupo Mendoza. Posteriormente Cristallini *et al.* (1995) proponen una superficie de despegue más alta. Los afloramientos de yeso mencionados pueden ser explicados si se considera que los corrimientos fuera de secuencia pueden haber intersectado al yeso al cortar la secuencia previamente deformada y el mismo puede haber fluido en forma diapírica por el plano de falla (figura 6.4). Los pliegues menores que se presentan hacia el oeste se explican al igual que en la sección A-B-C como pliegues por propagación de falla desarrollados sobre los depósitos volcanoclásticos cretácicos.

Hacia el oeste, ya en sector chileno, se presentan las fallas invertidas antes mencionadas que inclinan hacia el este y que ponen en contacto volcaniclastitas cretácicas de la Formación Juncal sobre volcanitas terciarias de la Formación Farellones (véase lámina I).

### *Reconstrucción palinspástica*

Para realizar las reconstrucciones palinspásticas en este tipo de modelos en que necesariamente debió existir deformación interna de los bloques de basamento, fue preciso utilizar un método de balanceo por áreas. En cuanto a la cobertura se aplicó un sistema combinado de balanceo por áreas y control del mismo por longitud de las capas. En todos los casos los bloques fueron balanceados con errores inferiores al 5 % entre una etapa de reconstrucción y la próxima y entre la primera y la última.

En las figuras 6.5, 6.6, 6.7 y 6.8 se pueden observar las reconstrucciones por etapas hasta la actualidad para las secciones A-B-C y D-E. Se modelizaron las superficies topográficas sindeposicionales y sintectónicas para cada una de ellas.

En la primera etapa se restituyeron las últimas estructuras acaecidas, es decir los corrimientos fuera de secuencia y reactivaciones menores de las fallas de basamento. Se calculó un acortamiento mínimo de 9 km para la sección A-B-C y 9,3 km para la sección D-E. Estos valores representan el 15% y 13 % respectivamente del total de las secciones o el

41% y 29% respectivamente si se considera sólo la porción de las secciones afectadas por los corrimientos fuera de secuencia.

En las figuras 6.6 y 6.8 se restauraron los bloques de basamento al momento previo a la inversión tectónica. Se hizo la simplificación geométrica de considerar a los depósitos del Grupo Choiyoi y de la Formación Rancho de Lata, como pertenecientes a un único ciclo extensional, o al menos que ambos períodos utilizaron las mismas fallas directas. Esto no acarrearía demasiado error en los resultados de extensión o acortamiento. Para esta etapa se calculó un acortamiento del basamento respecto del período de máxima extensión de 6 km (10%) y 3,8 Km (7%) para las secciones A-B-C y D-E respectivamente y un acortamiento acumulado de 13,8 km y 11,8 km, respectivamente.

A continuación se restauraron las estructuras por despegue y por propagación de falla que caracterizan a la primera etapa de deformación ándica. En estas reconstrucciones se pueden calcular valores de acortamiento mínimo de la cobertura de 15 km y 21 km para las secciones A-B-C y D-E respectivamente y de 21 km (29%) y 24 km (33%), respectivamente para el acortamiento mínimo de las secciones durante toda la orogenia ándica.

Finalmente se restauró el basamento pre-Choiyoi a su período previo a la extensión. Se calcularon valores de extensión total, es decir de las etapas del sinrift correspondientes al Grupo Choiyoi y a la Formación Rancho de Lata, de 5 km (8%) y 6,5 km (12%) para las secciones A-B-C y D-E, respectivamente.

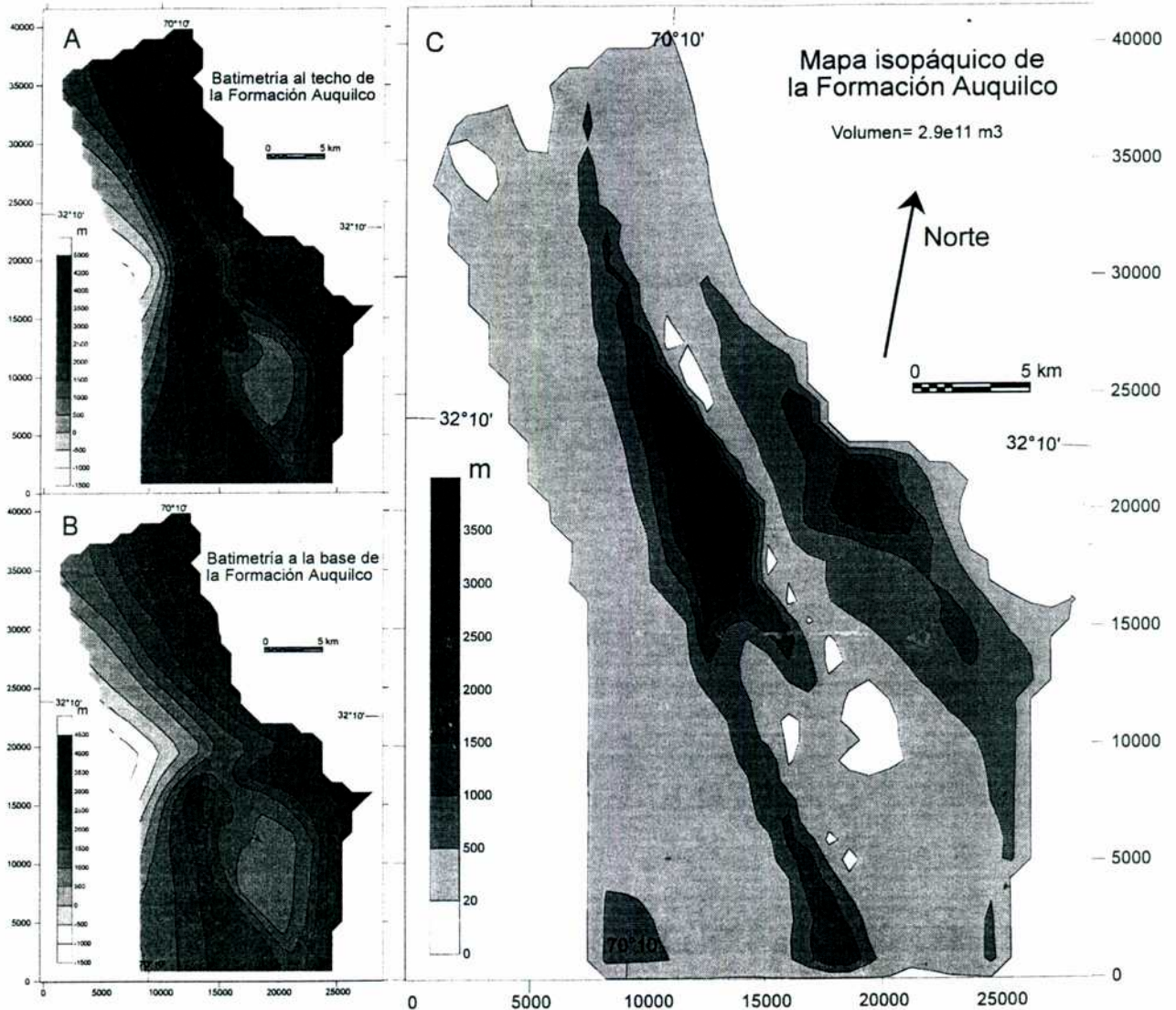
Evidentemente el hecho de utilizar un nivel de despegue profundo para la extensión y posterior inversión del basamento, uno en las evaporitas de la Formación Auquilco para los pliegues por despegue y otro superior intracretácico para los corrimientos fuera de secuencia, produce diferencias de acortamiento entre las distintas láminas de despegue. Esto es, mayor acortamiento en los bancos superiores y menor en los inferiores. Estas diferencias pueden balancearse, al menos cualitativamente si se considera el déficit de espacio en las secuencias superiores, que se produce entre las fajas plegadas y corridas sintéticas y las antitéticas. Más detalles sobre este tema se verán en el capítulo VIII.

Los acortamientos de la cobertura aquí calculados son coherentes con los obtenidos por Mosquera y Zapata (1991) y por Cristallini y Cangini (1993) aún cuando los modelos estructurales utilizados sean distintos. Asimismo, si se comparan con los obtenidos por



Cristallini (1996)

Cegarra *et al.* (1993) de alrededor de 62 km (65%) para la región de Aconcagua, estos valores manifiestan la diferencia de los estilos estructurales, ya observada por Schiller (1912), entre las fajas plegadas y corridas de la Ramada y del Aconcagua.



**Figura 6.9:** A y B: Mapas batimétricos del techo y la base de la Formación Auquilco. C: Mapa isopáquico de la Formación Auquilco. Las escalas laterales y sombreadas de los mapas están en metros.

### **Plegamiento por desdague: otra manera de calcular el acortamiento de la cobertura**

Por lo visto anteriormente la Alta cordillera de San Juan se caracteriza por una estructura compresiva compleja y más difícil de modelar y cuantificar que en los casos en

que únicamente se involucran estructuras compresionales o extensionales. A su vez, las secuencias de evaporitas de la Formación Auquilco (figura 6.3) funcionan como nivel de despegue preferencial (Cristallini, 1996 b). Su comportamiento dúctil ante el complejo campo de esfuerzos actuantes, produce la migración de este material en diversas direcciones. La sobreimposición e interferencia de pliegues producidas como consecuencia de la inversión terciaria de antiguas fallas directas triásicas, no podría haberse desarrollado sin la presencia del material dúctil por debajo de la Formación Auquilco.

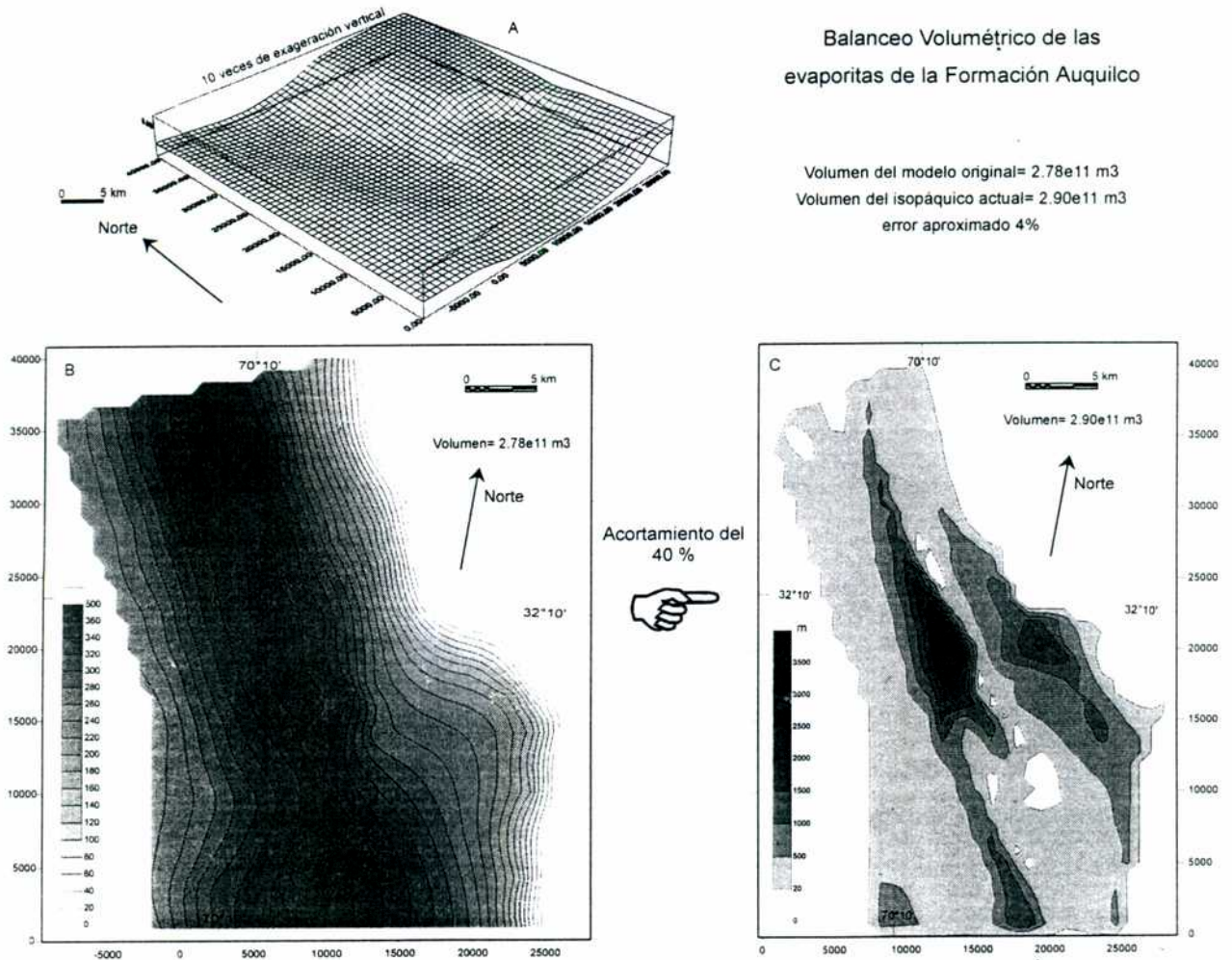
Las evaporitas de la Formación Auquilco afloran a lo largo de toda la región (figuras 3.6 y 3.7). Se ubican en los frentes de corrimientos o en los núcleos de anticlinales, en forma de domos y diapiros salinos. Es por esto que se hace muy difícil establecer exactamente el espesor original de esta unidad. Sin embargo, en algunos sitios como en la margen sur del Valle Hermoso, las evaporitas jurásicas se apoyan y son cubiertas con contactos normales y homoclinamente por el resto de la secuencia (véase lámina I). En estos lugares su espesor original no supera los 150 m. En algunos sectores los diapiros de yeso llegan a alcanzar dimensiones considerables, como en la margen izquierda del río Mercedario (figura 6.7), el afloramiento de las evaporitas jurásicas se extiende por más de 4 km en sentido este oeste y por más de 15 km en sentido longitudinal, cubriendo un área aproximada de 40 km<sup>2</sup>

El yeso de la Formación Auquilco constituyó el despegue principal durante el desarrollo de la primera etapa de deformación en la comarca. Esto puede observarse en la figura 6.3, donde sobre los bancos indeformados del Jurásico inferior, se desarrolla un anticlinal cuyo núcleo es un diapiro de yeso de la Formación Auquilco. Es lógico pensar que las evaporitas de esta unidad se pueden haber movilizadas en cualquier dirección y no sólo en la del transporte tectónico. En el bosquejo de la figura 6.3 se observa un corte de la estructura perpendicular al transporte tectónico, donde se puede estimar el espesor original del yeso hacia los bordes del diapiro y calcular la superficie del mismo. Si se considera que el yeso se movilizó exclusivamente en el sentido del transporte tectónico, el acortamiento para esta estructura sería de aproximadamente 80%. Este valor se aleja de la realidad y nada tiene que ver con el 37 % calculado en las secciones estructurales balanceadas para la cobertura sedimentaria (figuras 6.6 y 6.8). Esto está indicando, que el material necesario para cubrir el diapiro tiene que haberse movilizadas desde otras direcciones. Es por esto que



Cristallini (1996)

se ha realizado un estudio volumétrico de las evaporitas de la Formación Auquilco con el objetivo de cuantificar la movilidad de este material.



**Figura 6.10:** A: Modelo tridimensional de la batimetría original de la cuenca en la que se depositaron las evaporitas de la Formación Auquilco (exageración vertical  $\times 10$ ). B: Mapa isopáquico del modelo batimétrico de la cuenca en la que se depositaron las evaporitas de la Formación Auquilco. C: Mapa isopáquico actual de las evaporitas de la Formación Auquilco. Las escalas laterales y sombreadas de los mapas están en metros.

Se seleccionó el área sobre la cual hacer el estudio (figura 6.7) entre el límite oriental de la cuenca y la posición aproximada en que los depósitos de la Formación Auquilco tomarían contacto con los del arco volcánico hacia el oeste. El límite norte se estableció aproximadamente a la latitud del cerro Bayo del Cobre donde comienza un alto



en el que no se habrían depositado las evaporitas de la Formación Auquilco. El límite sur es arbitrario y se ubicó algo al sur del cerro Pirámide debido a que a partir de ese sector comienza una serie de complicaciones estructurales difíciles de cuantificar.

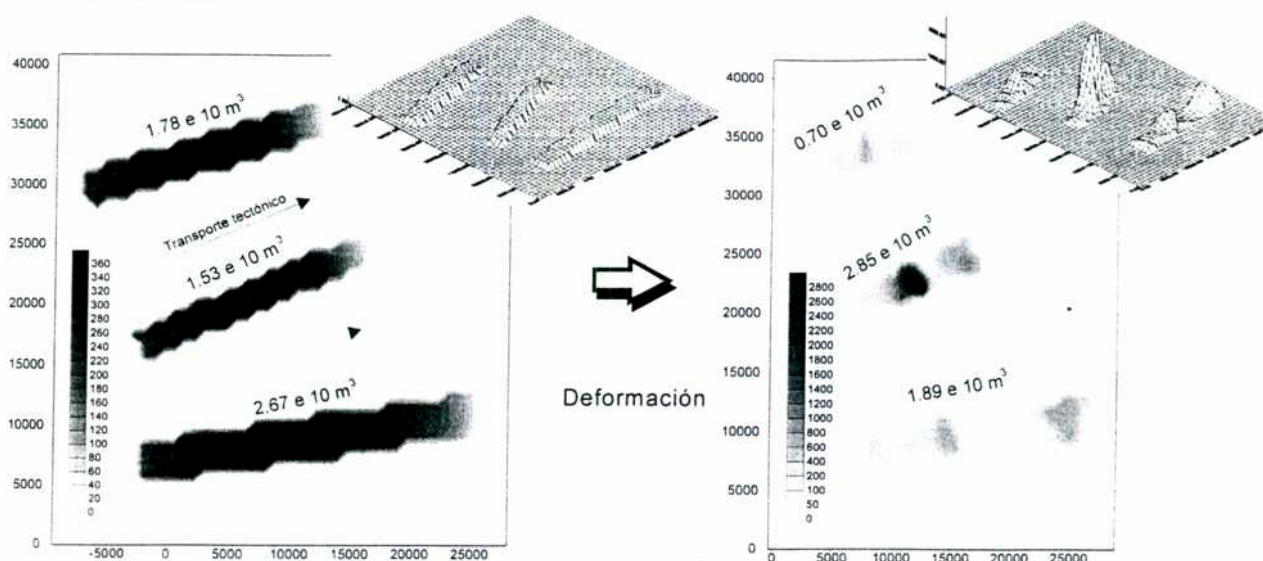
Se construyeron siete secciones estructurales (algunas de las cuales pueden verse en la figura 3.10), en las que el espesor de las evaporitas se consideró anómalo exclusivamente en los sectores en que afloran diapiros o domos salinos. A partir de las mismas se confeccionaron y digitalizaron mapas isobáticos del techo y la base de la Formación Auquilco (figuras 6.9 A y B), se elaboró un mapa isopáquico (figura 6.9 C) y se calculó el volumen de yeso que otorgó un valor aproximado de  $2,9 \times 10^{11} \text{ m}^3$ .

#### *Cálculo de acortamiento de la cobertura a partir del volumen de yeso*

Se construyeron diversos modelos de cuenca dejando fijos los límites norte y sur del área seleccionada y variando la distancia entre los límites este y oeste de tal manera de obtener el mismo volumen que el calculado en el punto anterior. Este procedimiento asume que no hubo fluencia del yeso hacia afuera o hacia adentro de los límites norte y sur. Si bien este hecho no es real, el volumen intercambiado a través de los mismos es despreciable frente al volumen total de yeso. Como se ve en la figura 6.10 la diferencia entre los límites este y oeste en el modelo de cuenca y en la configuración actual están indicando el acortamiento tectónico en el sector. Evidentemente este cálculo va a estar controlado por el modelo de cuenca utilizado.

Para un modelo sencillo que asume una lámina tabular de 200 m de espesor para la Formación Auquilco, el acortamiento sería de aproximadamente 50%. Para un modelo algo más complicado, pero más real como el de la figura 6.10, en que la geometría de la cuenca se asume semejante a la del resto de las unidades de hundimiento térmico de la región, el valor de acortamiento es de alrededor de 40%. Este está dentro del orden de los calculados en las secciones estructurales balanceadas y está indicando que la única manera de realizar cálculos de acortamiento en materiales tan dúctiles como el yeso es a través de estudios tridimensionales.

Cristallini (1996)

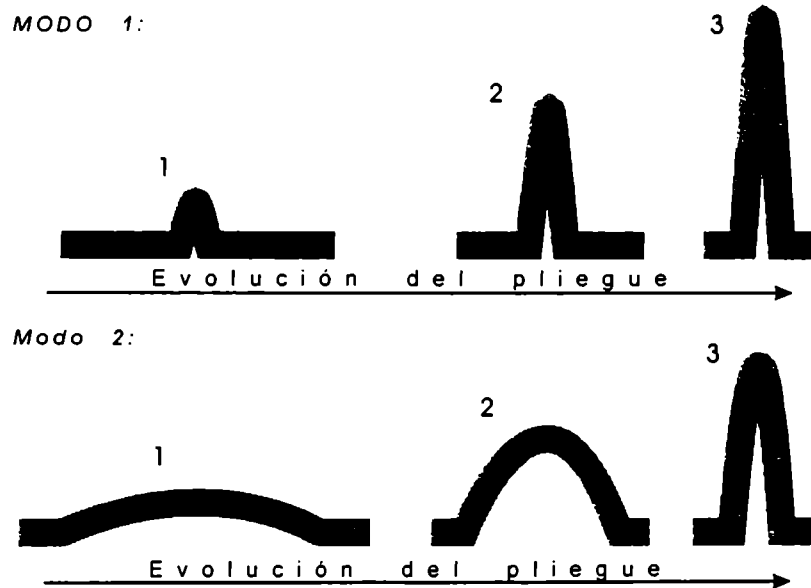


**Figura 6.11:** En esta figura se seleccionaron tres fajas perpendiculares a la dirección del transporte tectónico y se construyeron mapas isopáquicos para cada una de ellas, a la izquierda, utilizando como base el modelo de cuenca de la figura 6.10 B y a la derecha la configuración actual de la figura 6.10 C. Están indicando una migración activa del yeso desde los extremos de la comarca hacia el centro de la misma durante la deformación.

#### *Migración del yeso durante la deformación*

Utilizando el modelo de cuenca de la figura 6.10B, se seleccionaron tres fajas perpendiculares a la dirección del transporte tectónico. Se construyeron isopáquicos para cada faja en base al modelo de cuenca y a los datos de la configuración actual (figuras 6.10 B y C). En estos mapas puede verse que el comportamiento no es el mismo para todas las bandas (figura 6.11). Si el modelo geométrico propuesto para la cuenca es aproximadamente correcto, mientras la banda norte perdió durante la deformación el 63% de material y la sur el 29%, la banda central ganó 86% de material dúctil. Esto está indicando una migración activa del yeso desde los extremos del sector seleccionado hacia el centro de la misma durante la deformación.

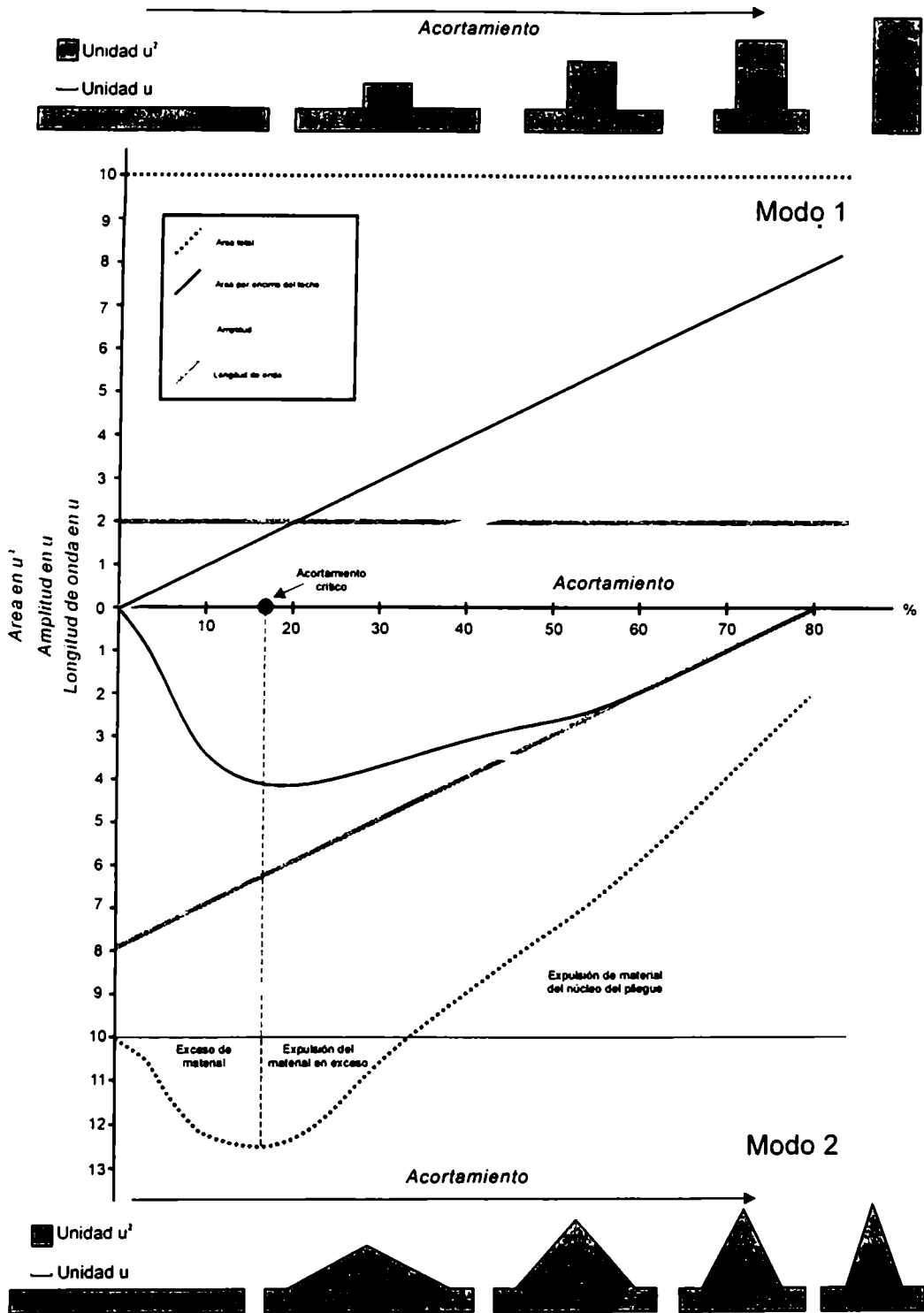
La migración de las evaporitas en el sentido del transporte tectónico, es relativamente fácil de explicar, ya que las mismas se desplazan hacia sectores de alivio tensional como por ejemplo núcleos de algunos anticlinales por despegue. Sin embargo no es tan sencillo encontrar la causa por la cual este material migra en la dirección del rumbo de la estructura. Para ello es necesario profundizar un poco en los mecanismos de formación de los pliegues por despegue.



**Figura 6.12:** Dos mecanismos básicos de formación de pliegues por despegue. El primero se produce como consecuencia de una deformación instantánea en los bancos competentes que sobreyacen a las evaporitas y la posterior migración de este material hacia el núcleo de la estructura (modo 1 de McClay *et al.*, 1995; Poblet y McClay, 1996); el segundo se produce el arqueamiento progresivo de los bancos competentes y la migración del material dúctil hacia el centro de la estructura (modo 2 de McClay *et al.*, 1995; Poblet y McClay, 1996).

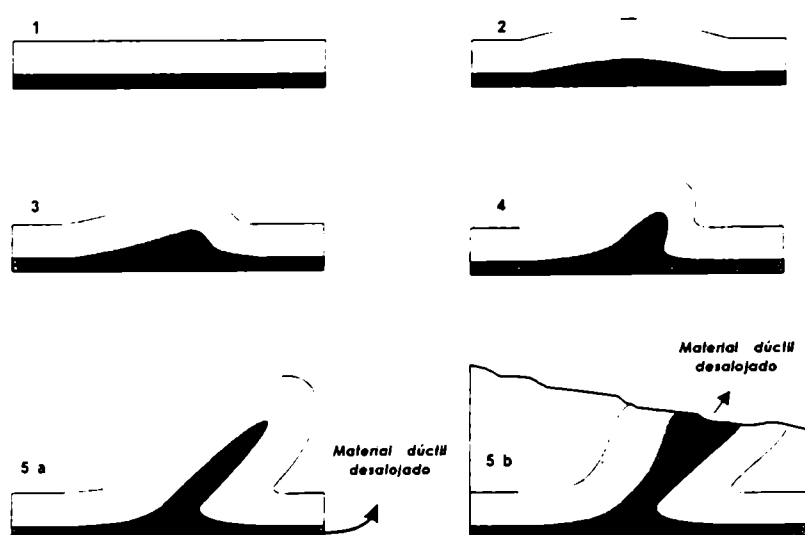
La figura 6.12 muestra dos mecanismos básicos de formación de pliegues por despegue. El primero de ellos (modo 1) se produce como consecuencia de una deformación instantánea en los bancos competentes que sobreyacen a las evaporitas y la posterior migración de este material hacia el núcleo de la estructura. El acortamiento es absorbido por un aumento lineal en la amplitud del pliegue, manteniendo constante la longitud de onda del mismo (figura 6.13). Este mecanismo es asimilable al propuesto por McClay *et al.* (1995) como modo 1: inclinación constante de limbos y variación de la longitud de los mismos. La figura 6.12B, en cambio, muestra un mecanismo de formación diferente, en el que se produce el arqueamiento progresivo de los bancos competentes y la migración del material dúctil hacia el centro de la estructura. En este caso, el acortamiento es absorbido por un leve aumento en la amplitud y una fuerte disminución de la longitud de onda (figura 6.13). Este mecanismo es asimilable al propuesto por McClay *et al.* (1995) como modo 2: longitud constante de limbos y progresiva rotación de los mismos.





**Figura 6.13:** Variación simplificada de algunos parámetros con el acortamiento. El modo 1 necesita poco material dúctil para su desarrollo y la cantidad va aumentando linealmente con el acortamiento. En contraposición el modo 2 requiere exceso de material incompetente hasta alcanzar un acortamiento crítico, pasado el cual, necesita expulsarlo del núcleo de la estructura.

Esta diferencia en los modelos es fundamental para entender la cinemática de los movimientos del material incompetente en forma perpendicular u oblicua a la dirección de transporte tectónico, e implican variaciones en amplitud y longitud de onda para ambos mecanismos. En la figura 6.13 pueden observarse modelos simples de los dos mecanismos y como van variando los diferentes parámetros al ir aumentando el acortamiento.

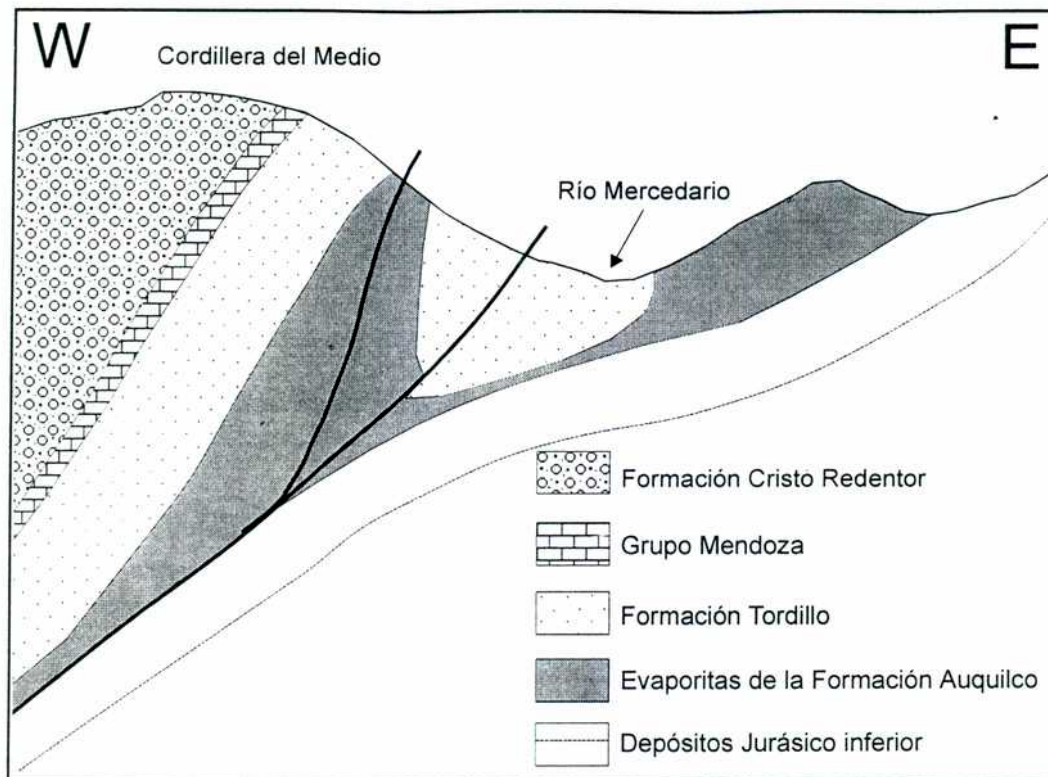


**Figura 6.14:** Modelo de pliegue por despegue combinado entre modo 1 y modo 2. Nótese el cambio de longitud de los limbos y la rotación de los mismos a medida que evoluciona el pliegue.

Como es común en la naturaleza, ninguno de estos mecanismos actúa en forma pura y en general el proceso actuante es una resultante de ambos (figura 6.14). La figura 6.15 muestra una sección que atraviesa ambos márgenes del río Mercedario, en la que se puede ver que el mecanismo preponderante en la región es el correspondiente al modo 2. En este ejemplo, el grado de evolución del pliegue por despegue de la margen occidental del río produjo la expulsión de las evaporitas hacia el domo de la margen oriental del mismo. Sin embargo, no siempre se da este movimiento del material dúctil en el sentido del transporte tectónico, sino que en muchos casos se produce en direcciones oblicuas y hasta perpendiculares. Las observaciones hechas sobre la figura 6.11 muestran que en comarca hubo a nivel regional, una intensa migración de las evaporitas en sentido norte sur, hecho

Cristallini (1996)

que puede explicarse ya que se produce alejando al material incompetente de los grandes lineamiento este-noreste (véase figura 3.1). El complejo campo de esfuerzos que los mismos generan habría rechazado a las evaporitas desde estos sectores hacia otros de mayor alivio.



**Figura 6.15:** Sección a ambos márgenes del río Mercedario, donde el mecanismo preponderante es el modo 2. El grado de evolución del pliegue por despegue de la margen occidental del río produjo la expulsión de las evaporitas hacia el domo de la margen oriental.



## Capítulo VII

### Evolución estructural de la faja plegada y corrida de la Ramada

Por medio del análisis estructural realizado en el capítulo III, se pudieron diferenciar cuatro etapas compresivas de deformación ándica parcialmente superpuestas, las que pudieron corroborarse y en parte datarse por su comparación con los estudios de destechado (*unroofing*) realizados por Pérez (1995) en la cuenca sinorogénica adyacente de Manantiales.

La primera etapa está representada por el plegamiento que dio origen a las cordilleras del Medio y de los Penitentes y al primer levantamiento de la cordillera del Límite. Este evento utiliza como superficie de despegue a las evaporitas de la Formación Auquilco hacia el centro de la comarca y a láminas intracretácicas hacia el oeste, caracterizándose por plegamientos por despegue en el primer sector y de propagación de falla en el segundo. El rumbo de las estructuras formadas en esta etapa es aproximadamente norte-sur y las mismas responden al empuje hacia el este producido por la subducción de la placa de Nazca debajo de la Sudamericana. Los estudios de destechado realizados por Pérez (1995) permitieron establecer que el levantamiento de la cordillera del Límite precedió al de las cordilleras del Medio y de los Penitentes. El primero está representado por la depositación de los sedimentos correspondientes a los miembros Tc2 y Tc3 definidos por Pérez (1995) en la Formación Chinchas. Según este autor, estos miembros sobreyacen a un paquete de brechas andesíticas (miembro Tc1) a las que químicamente correlaciona con las de la Formación Doña Ana y les asigna una probable edad de 20 Ma. Sobre esa base Pérez y Ramos (1996 c) proponen para el inicio de la deformación de la cordillera del Límite una edad de 19-20 Ma. Las edades obtenidas por Jordan *et al.* (1996) en tobos de la cuenca de Manantiales tienen un rango de error bastante grande (figura 2.65) y su posición estratigráfica respecto de la columna de Pérez (1995) (figura 2.63) es muy difícil de establecer; sin embargo son consistentes con un inicio de la deformación a los 19-20 Ma. El levantamiento de las cordilleras del Medio y de los Penitentes daría origen a los miembros Tc4 y Tc5 (Pérez, 1995) y si bien no hay datos para establecer cuando comenzó la deformación en esa cordillera, el miembro Tc5 posee palinomorfos que le otorgan edad miocena probablemente temprana a media (Pérez, 1995) y a su vez presenta foraminíferos

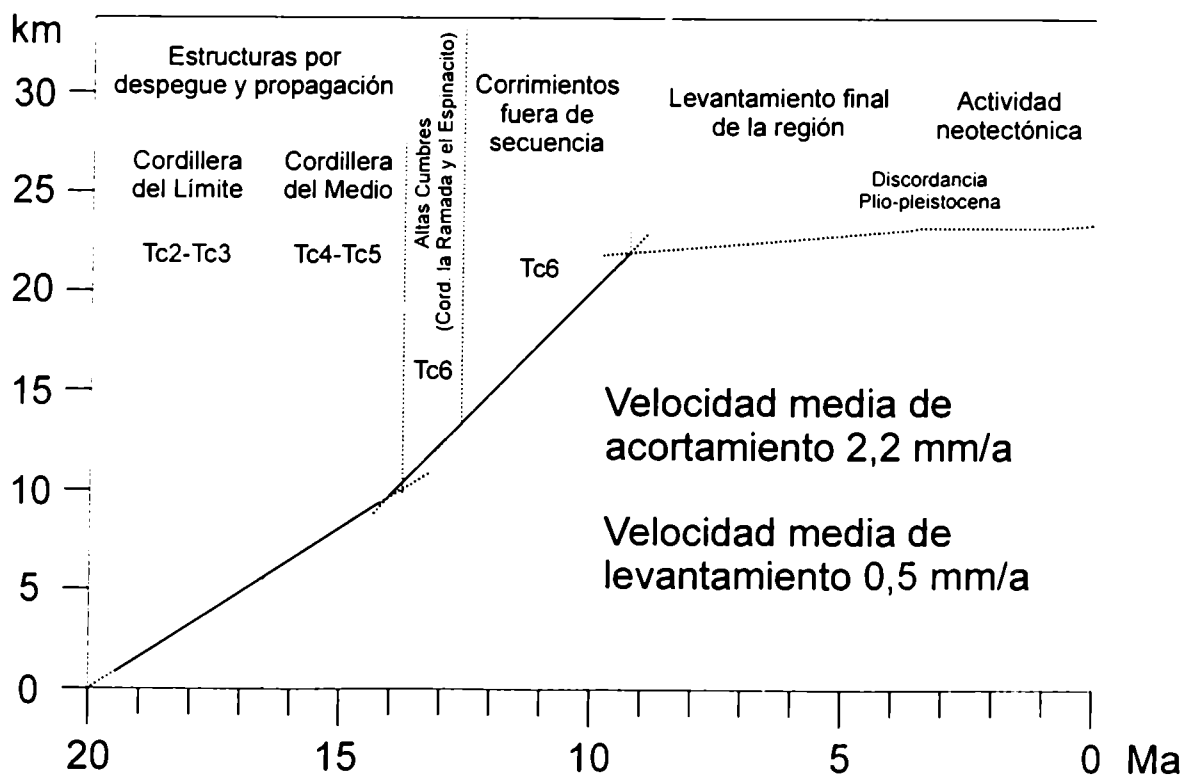
*Cristallini (1996)*

marinos (Pérez *et al.*, 1996). Estos autores proponen que un brazo de la ingresión paranense se habría extendido hasta la cuenca de Manantiales y que por ende los bancos portadores de foraminíferos del miembro Tc5 tendrían una edad aproximada de 14 Ma.

La segunda etapa de deformación está controlada por la reactivación de antiguas fallas directas correspondientes a una etapa de rift triásica. Es decir que durante la deformación ándica se produjo la inversión tectónica de estas fallas. El desplazamiento de los bloques de basamento posiblemente sea heredado de la geometría original del rift triásico, la que habría sido originalmente escalonada. De esta manera la reactivación de las fallas directas levanta bloques de basamento que de sur a norte se ubican desplazados sucesivamente hacia el oeste. En este caso las estructuras de transferencia de rechazo triásicas se manifiestan, al invertirse, en la cobertura sedimentaria mesozoica como regiones con interferencia de pliegues en la cordillera Casa de Piedra y otras complicaciones estructurales como en el sector del arroyo Cerradita. El levantamiento de estos grandes cordones de basamento se ve registrado en la cuenca de Manantiales con la depositación de conglomerados y brechas con grandes clastos de composición riolítica correspondientes al miembro Tc6 de la Formación Chinchas (Pérez, 1995). Si se acepta la naturaleza marina de parte del miembro Tc5, la estructuración del basamento habría comenzado con posterioridad a los 14 Ma (Pérez y Ramos, 1996 c) y habría finalizado a los 12,7 Ma ya que en la cumbre del cordón de la Ramada afloran lavas discordantes con la estructura que fueron datadas en  $12,7 \pm 0,6$  y  $10,7 \pm 0,7$  (Pérez, 1995). La preexistencia de la cordillera del Límite a la estructuración del basamento está parcialmente avalada por la presencia actual de la divisoria de aguas atlántico-pacíficas sobre la primera y no sobre la línea de altas cumbres.

El levantamiento del basamento mediante fallas inversas de alto ángulo en los macizos de la Ramada y el Espinacito, produce una línea de fijación (*sticking point*) en la propagación de la faja plegada y corrida. Este hecho es el responsable de la tercera etapa caracterizada por el desarrollo de corrimientos fuera de secuencia en el sector más occidental de la comarca. El rumbo general de los mismos es aproximadamente norte-sur y su nivel de despegue es superficial. Estas estructuras están acotadas temporalmente por el cuerpo volcánico cerro Pirámide de  $9,2 \pm 0,3$  Ma (Cristallini y Cangini, 1993) que es discordante sobre las mismas.

La deformación continúa con un nuevo pulso de basculamiento que se ve evidenciado en la suave inclinación que presenta en algunos sectores los depósitos de la Formación Farellones. Tal es el caso en la región chilena de laguna del Pelado en donde inclinan 20° al oeste. (Olivares Morales, 1985; Cristallini *et al.*, 1995). Estas reactivaciones se ven representadas por la fuerte discordancia angular entre el Terciario y el Cuaternario en los depósitos de la cuenca de Manantiales (Pérez, 1995), que sugieren un levantamiento final del sistema entre el Plioceno y el Pleistoceno. En el capítulo siguiente se analizará la presencia de hipocentros sísmicos actuales a menos de 20 km de profundidad en el área de estudio, lo que está indicando que aún persiste la deformación en este sector andino. Sin embargo evidencias morfológicas de neotectónica sólo fueron descriptas en el sector de Las Hornillas por Pérez (1995).



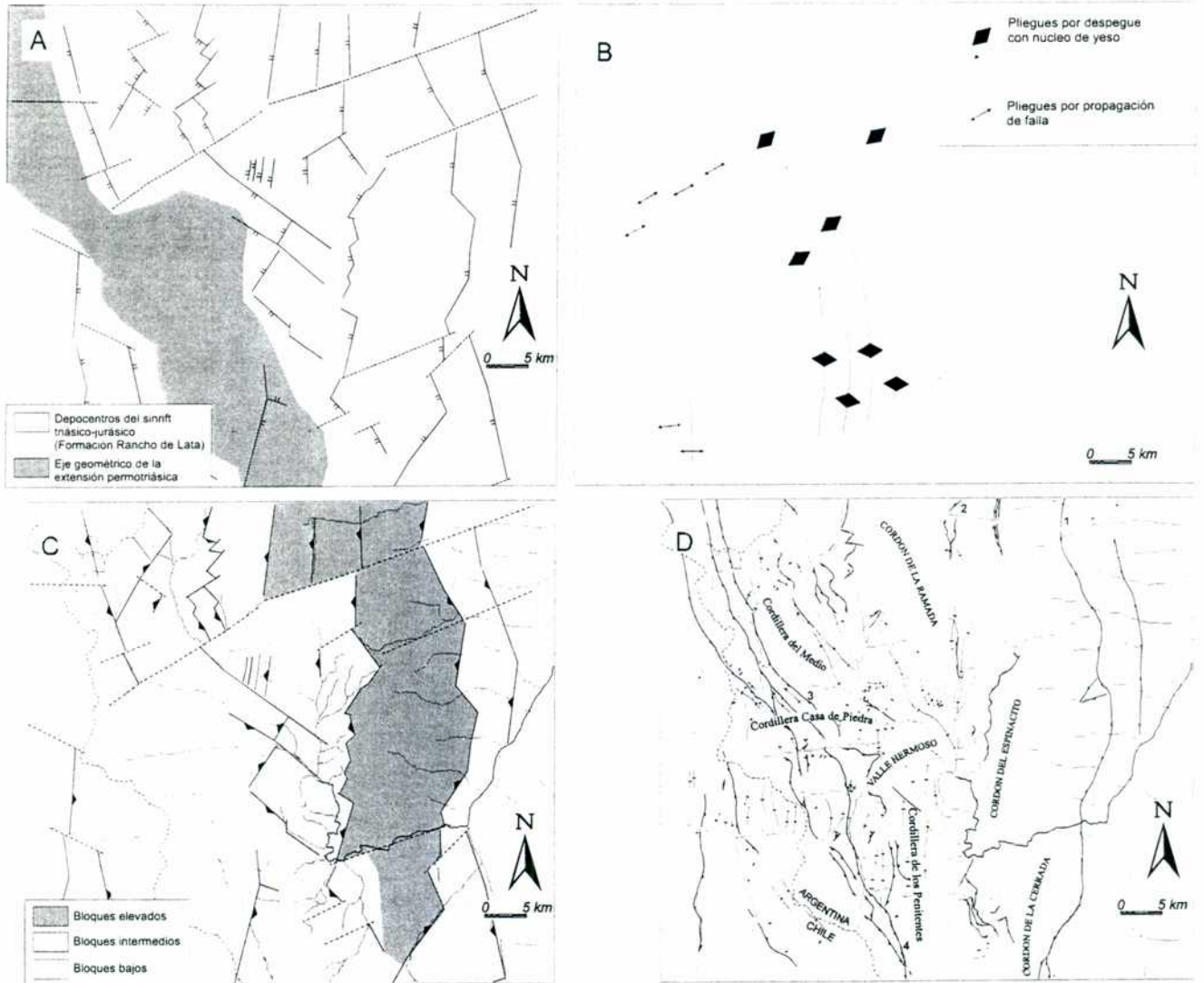
**Figura 7.1:** Gráfico de acortamientos tectónicos en función del tiempo desde el inicio de la deformación andina. La pendiente de la curva corresponde a la velocidad aproximada de acortamiento en km/Ma.

De lo dicho en los párrafos anteriores y en los capítulos III y VI, se puede concluir que la deformación andina comenzó en la región hace 20 Ma (Pérez, 1995) y si bien



Cristallini (1996)

continuó después de los 9,2 Ma (Cristallini y Cangini, 1993), el acortamiento principal se produjo antes de esa edad.



**Figura 7.2:** Mapas palinspásticos de la región de la Ramada. a) Restitución de los ejes de pliegues por despegue y por propagación de falla correspondientes a la primera etapa de deformación. b) Modelo palinspástico de la distribución de fallas directas en el período de máxima extensión. c) Modelo palinspástico de la distribución de fallas directas al comienzo del período extensivo. d) Configuración actual de la estructura.

En ese período la región se acortó un promedio de 22 km y se levantó en los cordones de la Ramada y el Espinacito, un promedio de 5 km. Es así, que se puede calcular una tasa media de acortamiento de 2,2 mm/a y una tasa media de levantamiento de alrededor de 0,5 mm/a

*Universidad de Buenos Aires*

para el período entre los 20 Ma y los 9,2 Ma. En la figura 6.1 se grafica la velocidad de acortamiento para cada etapa. Estos valores contrastan con los de la región de Aconcagua en que las velocidades medias de acortamiento son de por lo menos 5 mm/a. Su explicación puede entenderse en un contexto regional, ya que a la latitud de la faja plegada y corrida de la Ramada, la mayor cantidad de acortamiento es absorbida en la Precordillera. Cristallini y Ramos (1995) calcularon un acortamiento promedio de 150 km y una velocidad de acortamiento de 8,4 mm/a para la sección precordillerana del río San Juan, algo más al norte de esta región. En cambio, a la latitud de la faja plegada y corrida de Aconcagua, el mayor acortamiento es absorbido en el sector cordillerano y no en la Precordillera (Ramos *et al.*, 1996 d).

En la figura 7.2 se ha reconstruido la evolución estructural de la región en mapas palinspásticos para cada una de las principales etapas de acortamiento.

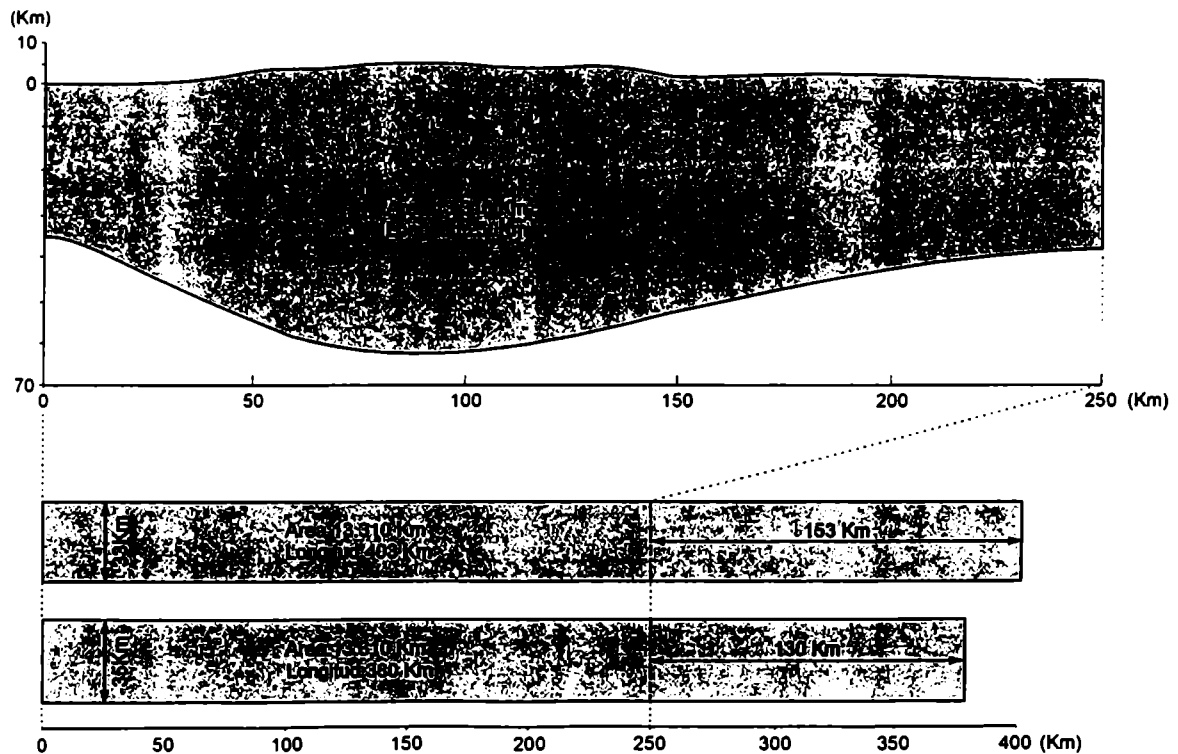
Evidentemente las estructuras más modernas modifican a las antiguas, aunque hay evidencias que indican que algunas de las antiguas continúan creciendo. Por ejemplo, es muy posible que el anticlinal de la cordillera del Medio en un inicio haya sido una estructura bastante amplia que constituía el frente orogénico en su momento. Con el avance de la deformación, siguió apretándose hasta volcar, complicando aún más las estructuras por interferencia con la deformación del basamento. Es decir que las sucesivas etapas registran intercalaciones espaciales y temporales entre sí y no se pueden considerar como fases deformantes separadas en el tiempo, sino como una fase con distintos pulsos o etapas parcialmente superpuestas.

# Capítulo VIII

## Estructura profunda de los Andes a los 32° de latitud sur

### Introducción

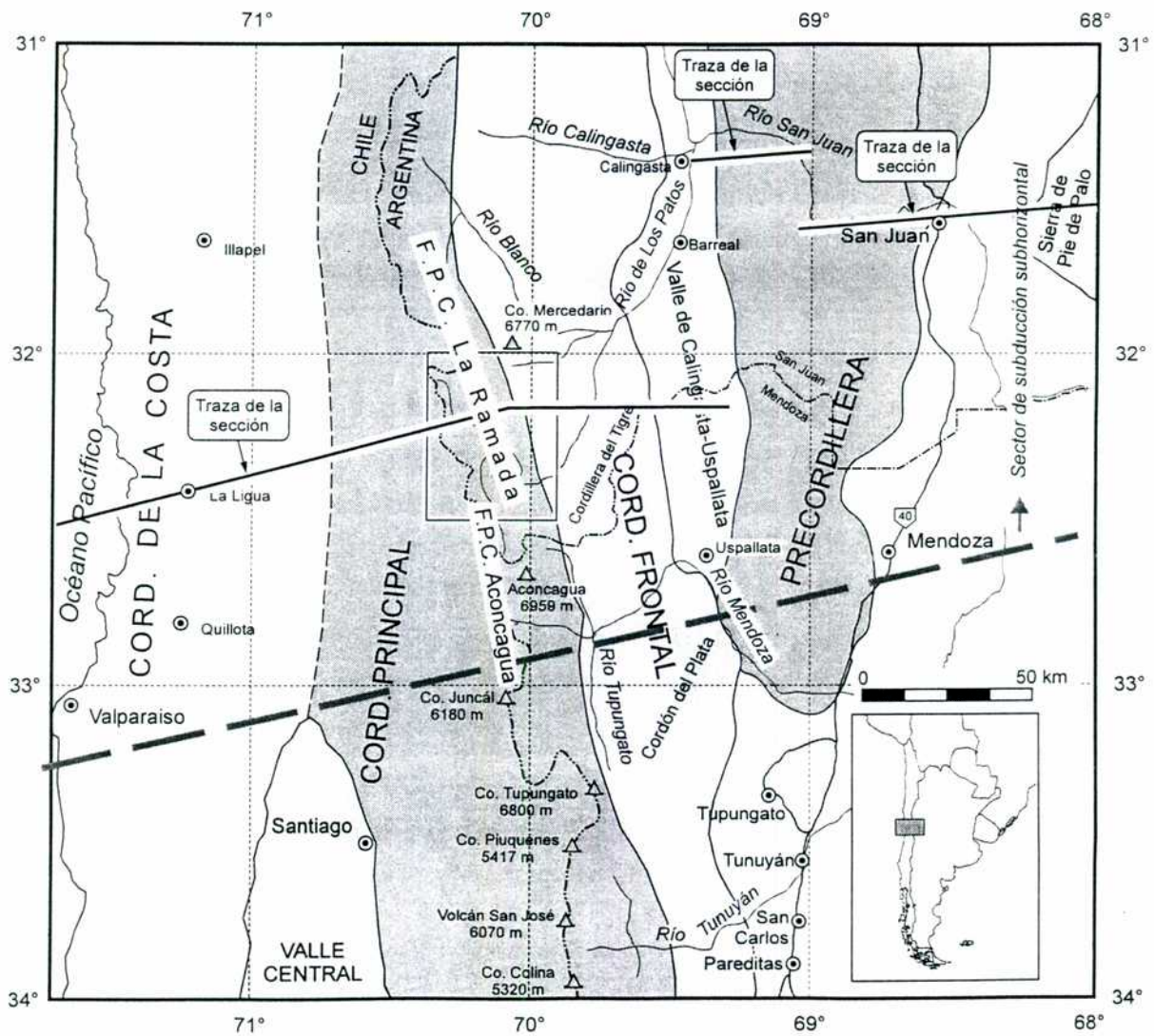
Para realizar cálculos de acortamiento orogénico a escala cortical es preciso disponer de información sobre la profundidad del límite corteza-manto en la región analizada y a su vez estimar el espesor pre-deformación de la primera. Es así que Isacks (1988), asumiendo un espesor cortical inicial de 40 km, calcula un acortamiento cenozoico de 120 a 130 km para el tramo andino entre los 32° y 33°S. Allmendinger *et al.* (1990) asumen un espesor inicial de 38 km y calculan un acortamiento horizontal neógeno de 137 km para los Andes a los 30°S. Recientemente, Cegarra y Ramos (1996) calculan un acortamiento de 153 y 130 km para el sector andino de los 33°S, utilizando espesores corticales iniciales de 33 y 35 km respectivamente (figura 8.1). Sin embargo y como lo hicieron notar estos últimos autores, en estos cálculos, una pequeña variación en el espesor asumido trae grandes diferencias en el acortamiento calculado.



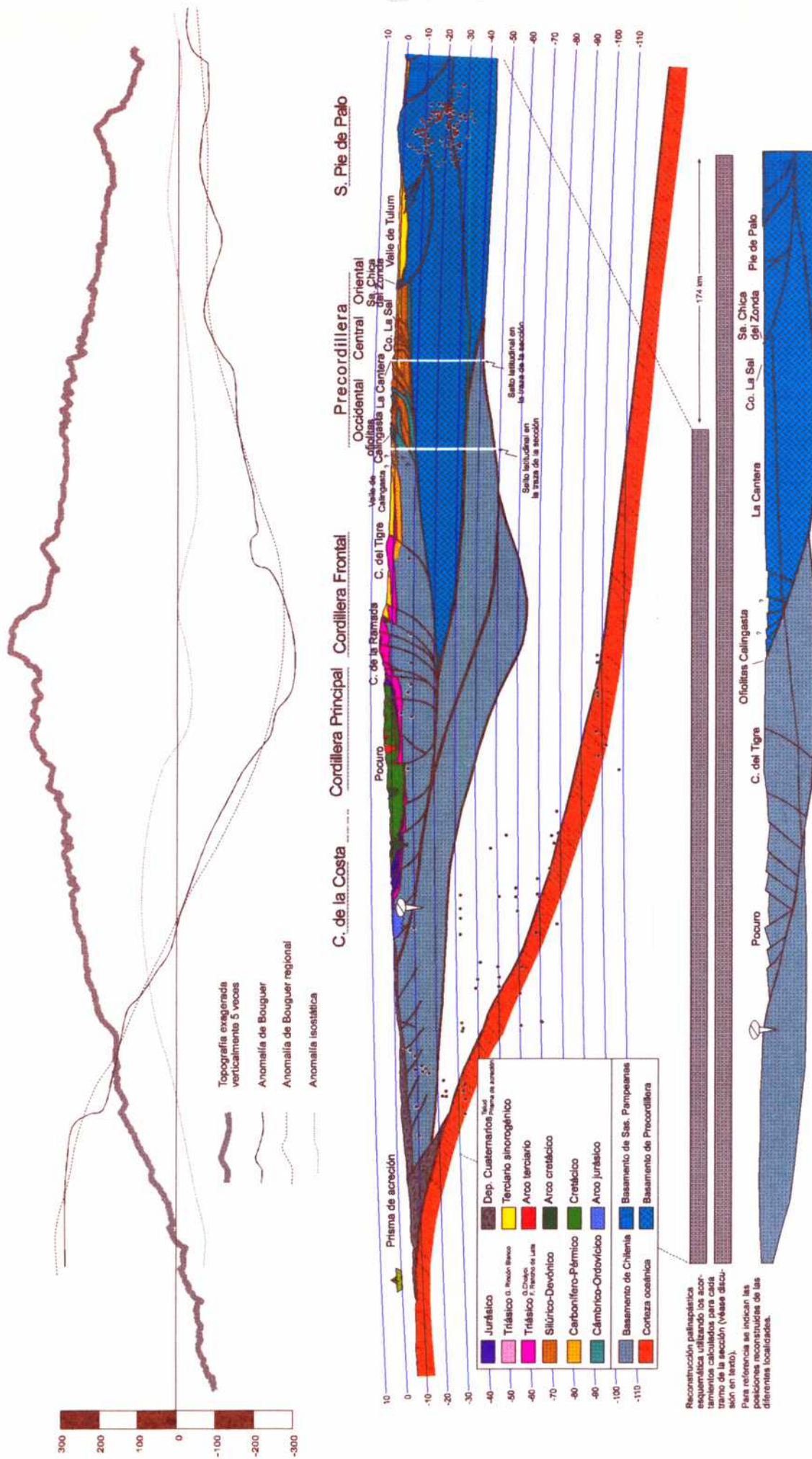
**Figura 8.1:** Cálculo del acortamiento cortical cenozoico a los 33°S asumiendo espesores iniciales de la corteza de 33 y 35 km (Cegarra y Ramos, 1996).



Es por esta razón que en este capítulo se intenta reconstruir en una transecta la estructura profunda de los andes a los 32° de latitud sur y realizar a partir de ella un cálculo combinado, teniendo en cuenta por un lado, el balance cortical profundo y por otro, el acortamiento orogénico calculado en superficie a lo largo de toda la sección.

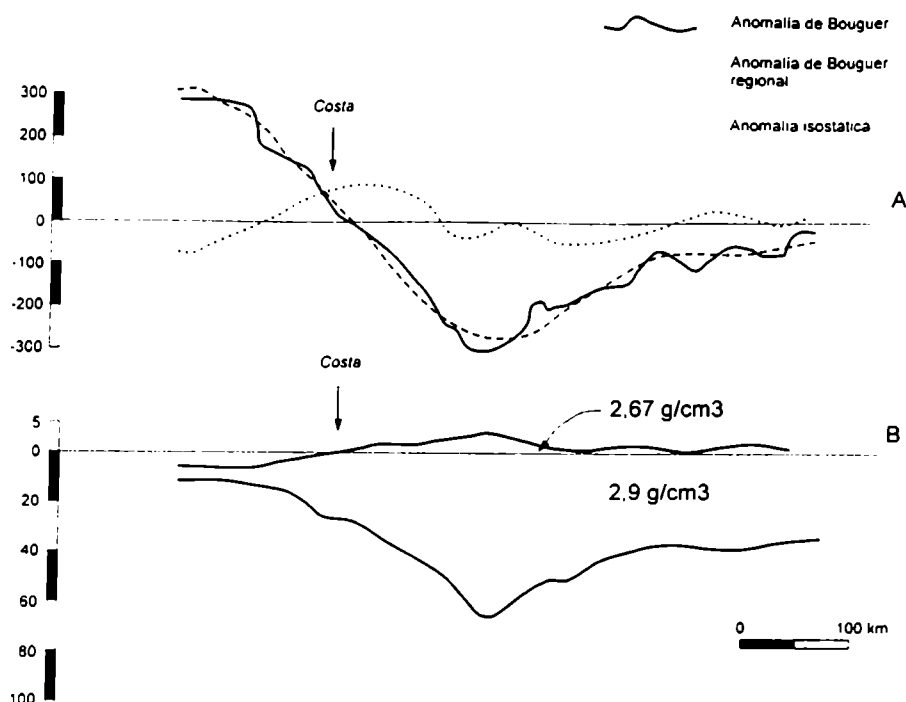


**Figura 8.2:** Mapa en el que se puede ubicar la transecta realizada (figura 8.3). Nótese los cambios longitudinales de la línea realizados debido a que no se dispone de información superficial continua.



**Figura 8.3:** Transecta realizada en los Andes a los 32°S. Su ubicación puede verse en la figura 8.2 y su información volcada a escala 1:500.000 en la lámina II. A. sección actual. B. restitución al Triásico superior. Información cortical basada en Introcaso *et al.* (1992), información superficial basada en Rivano *et al.*, 1993; Rivano y Sepúlveda, 1991; capítulos III y VI de esta tesis; Cristallini y Ramos (1995) y Ramos y Vujovich (1995).





**Figura 8.4:** A: sección gravimétrica a los 32°S donde se muestran las anomalías de Bouguer observadas, regionales (calculadas) e isostáticas. B: Modelo cortical de una capa que reproduce las anomalías regionales (Introcaso *et al.*, 1992).

### Sección cortical a los 32°S

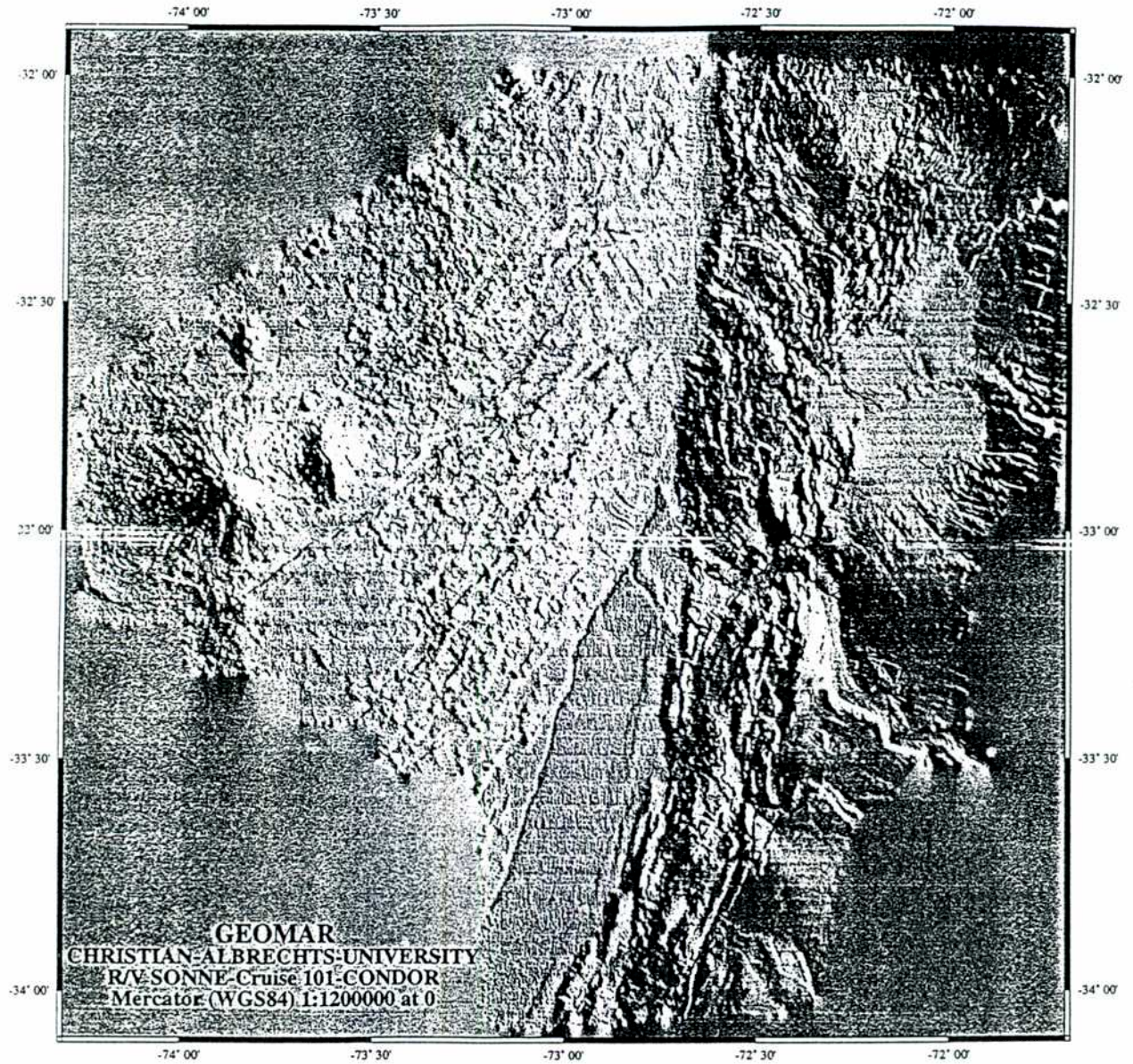
La ubicación de la transecta puede verse en el mapa de la figura 8.2.

Lamentablemente no se dispone de una sección superficial continua y es por esa razón que la misma presenta saltos longitudinales que fueron marcados en sus representaciones gráficas (figura 8.3 y lámina II). En la lámina II se puede ver la transecta realizada a escala 1: 500.000 teniendo en cuenta la curvatura de la Tierra. La profundidad del límite corteza-manto fue representada según los cálculos en base a un modelo cortical de una capa realizados por Introcaso *et al.* (1992) sobre un perfil gravimétrico levantado a los 32°S (figura 8.4). La traza de la superficie de Wadati-Beniof y de los hipocentros sísmicos está realizada según los datos de Cahill y Isacks (1992), del proyecto SALSA (obtenidos en el web del Departamento de geofísica de la Universidad de Chile: <http://www.dgf.uchile.cl/salsa.html>) y de Regnier *et al.* (1992).

En cuanto a la estructura superficial se utilizaron los datos obtenidos en los capítulos III y VI de esta tesis para las cordilleras Principal y Frontal, las Hojas Quillota

*Cristallini (1996)*

Portillo (Rivano *et al.*, 1993) e Illapel (Rivano y Sepúlveda, 1991) para el sector chileno, la sección de Cristallini y Ramos (1995) para la Precordillera y la Hoja San Juan (Ramos y Vujovich, 1995) para el sector de la sierra de Pie de Palo.



**Figura 8.5:** Imagen del fondo marino obtenida por GEOMAR de la colisión de la dorsal asísmica de Juan Fernández. El monte submarino O'Higgins es el principal rasgo topográfico de la dorsal. El pasaje de rasgos topográficos como este a través de la zona de subducción, podría producir estructuras extensionales como la observada sobre el límite oriental de la imagen (aproximadamente a los 32°30'S y 72°00'W) (gentileza de Christian Albrechts University).



### *Sector chileno*

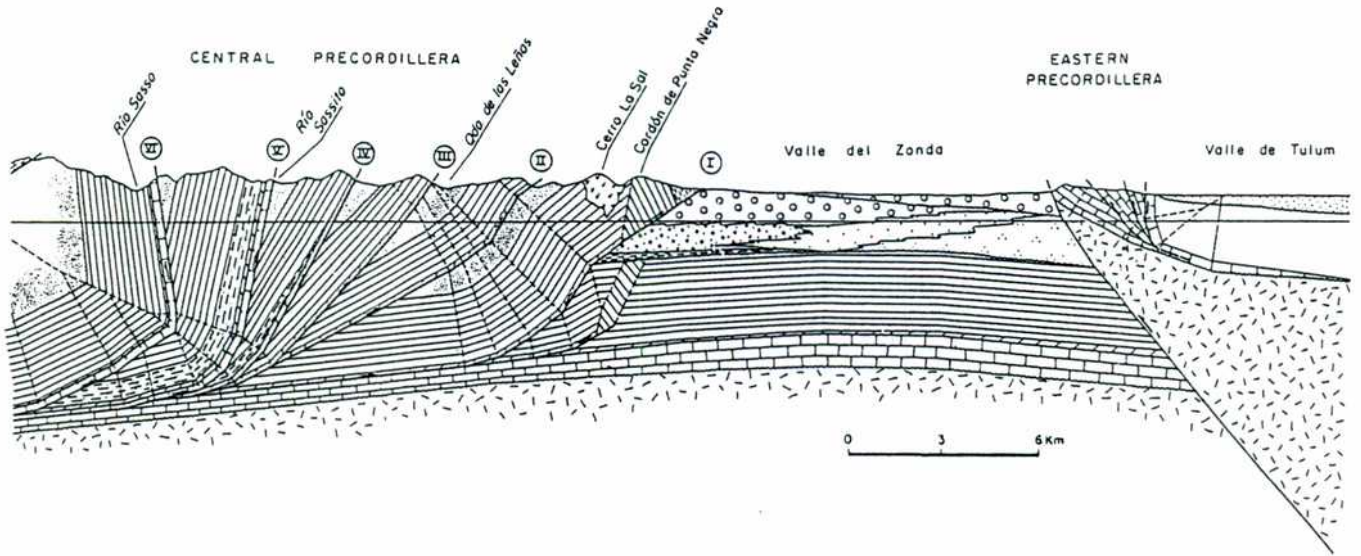
La estructura volcada en este sector está basada fundamentalmente en la Hoja Quillota Portillo (Rivano *et al.*, 1993) y en algunas estimaciones proyectadas de la Hoja Illapel (Rivano y Sepúlveda, 1991). No existen datos de acortamiento orogénico superficial calculado en este sector a partir de secciones estructurales detalladas. Sin embargo, la evaluación realizada y la estructura propuesta para el sector, implican acortamientos pequeños cercanos a los 5 km y no mayores a los 10 km. El sector submarino fue modelado según el trabajo de von Huene (1990). Asimismo algunos asentamientos extensionales fueron interpretados sobre la imagen del fondo marino obtenida por GEOMAR en esta región (figura 8.5). Cabe mencionar que en este sector Forsythe *et al.*, (1987) plantea en base a datos paleomagnéticos la existencia de un terreno aloctono triásico superior que no fue considerado en el modelo de la transecta, pero cuyo amalgamamiento se habría producido de sur a norte entre el Triásico superior y el Jurásico superior.

### *Sector de las cordilleras Principal y Frontal*

La estructura volcada en este tramo se basa en la estudiada en los capítulos III y VI y como se puede ver en las figuras 6.6 y 6.8 su acortamiento orogénico para el terciario varía entre 21 y 24 km. La sección también corta las estribaciones septentrionales de la cordillera del Tigre, la que se mueve como un bloque y no absorbe más de 2 km de acortamiento.

### *Sector precordillerano*

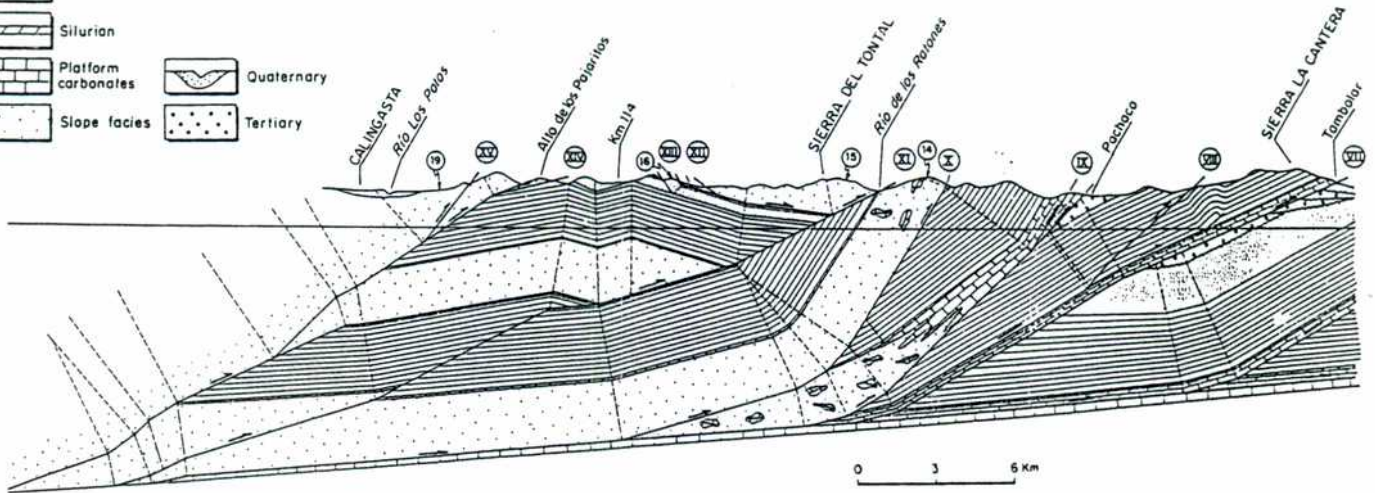
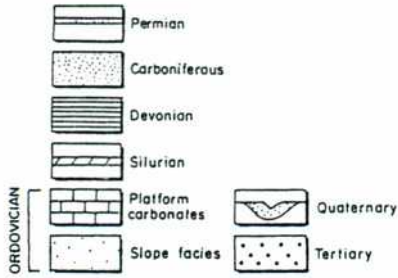
Si bien no se cuenta con una sección de la Precordillera en línea con los tramos occidentales, existen cortes estructurales balanceados para el valle del río San Juan (Von Gosen, 1992; Cristallini y Ramos, 1995) que fundamentalmente difieren en la interpretación del sector occidental. En esta sección se utilizó el modelo de Cristallini y Ramos (1995) (figura 8.6). El mismo implica un acortamiento mínimo de 83 km para la Precordillera occidental, de 49 km para la central y de 14 km para la oriental, lo que hace un total de 136 km para este sector andino.



LEGEND:

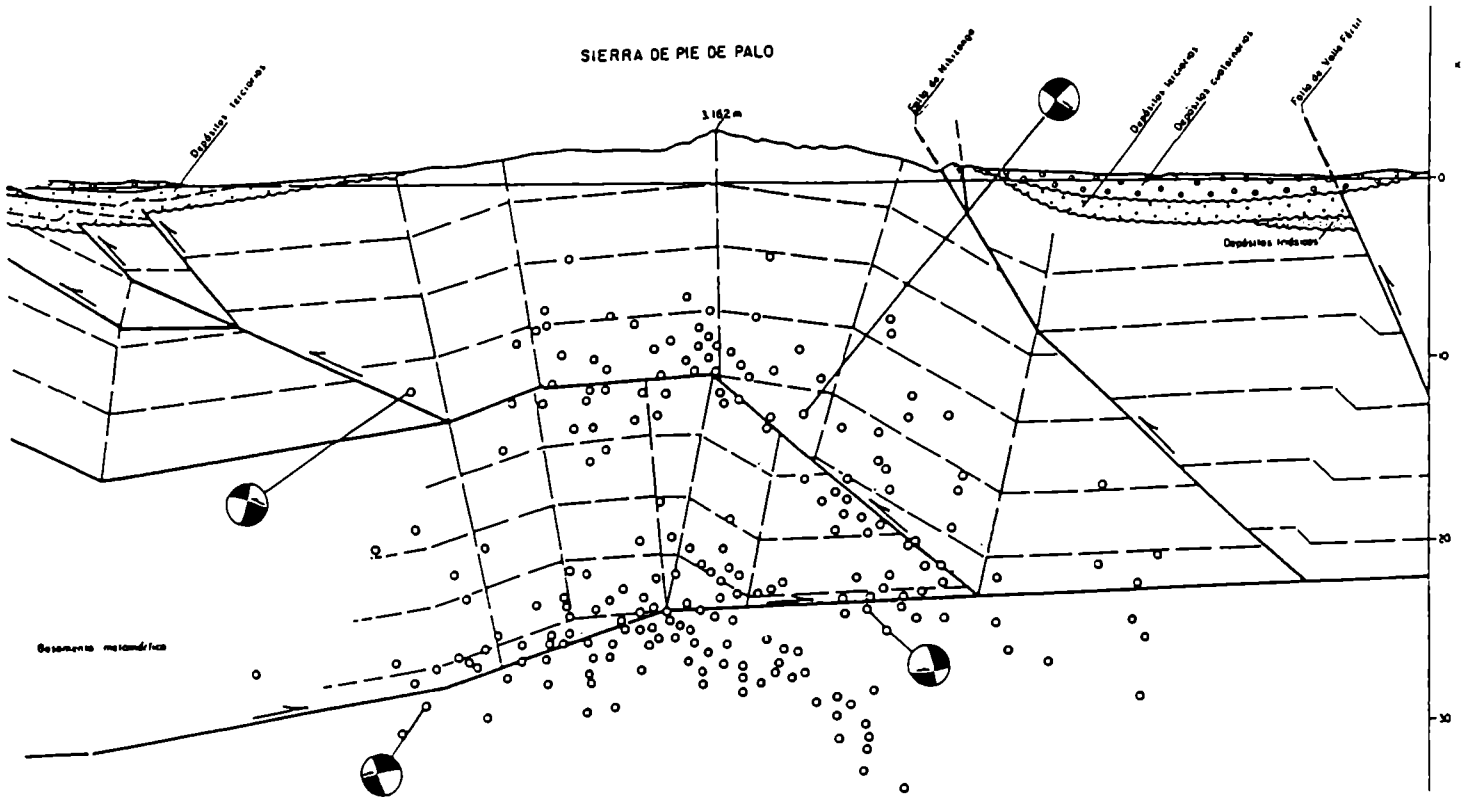


LEGEND:



	SHORTENING				SHORTENING RATE
	WESTERN PRECORD.	CENTRAL PRECORD.	EASTERN PRECORD.	TOTAL	
Alternative A	113 Km (68%)	49 Km (71%)	14 Km (60%)	166 Km (62%)	9.22 mm/y
Alternative B	83 Km (61%)	49 Km (71%)	14 Km (60%)	136 Km (57%)	7.55 mm/y

Figura 8.6: Sección estructural de la Precordillera a lo largo del valle del río San Juan (Cristallini y Ramos, 1995).



**Figura 8.7:** Sección estructural de la sierra de Pie de Palo (Ramos y Vujovich, 1995).

### *Sector de Pie de Palo*

El sector de Pie de Palo está basado en el perfil estructural de Ramos y Vujovich (1995) (figura 8.7) e involucra principalmente a estructuras del basamento. Los despegues marcados por estos autores a los 10 y 22 km se fundamentan en la presencia de nidos de hipocentros sísmicos a esas profundidades (Regnier *et al.*, 1992). La estructura profunda propuesta se basa en la geometría superficial de la sierra de Pie de Palo e implica un acortamiento de 12 km principalmente para las rocas del basamento.

### **Balaceo profundo y superficial de la transecta a los 32°S**

El acortamiento mínimo calculado por la sumatoria de todos los segmentos superficiales intervinientes (sin contar el sector de Pie de Palo ya que este se considera



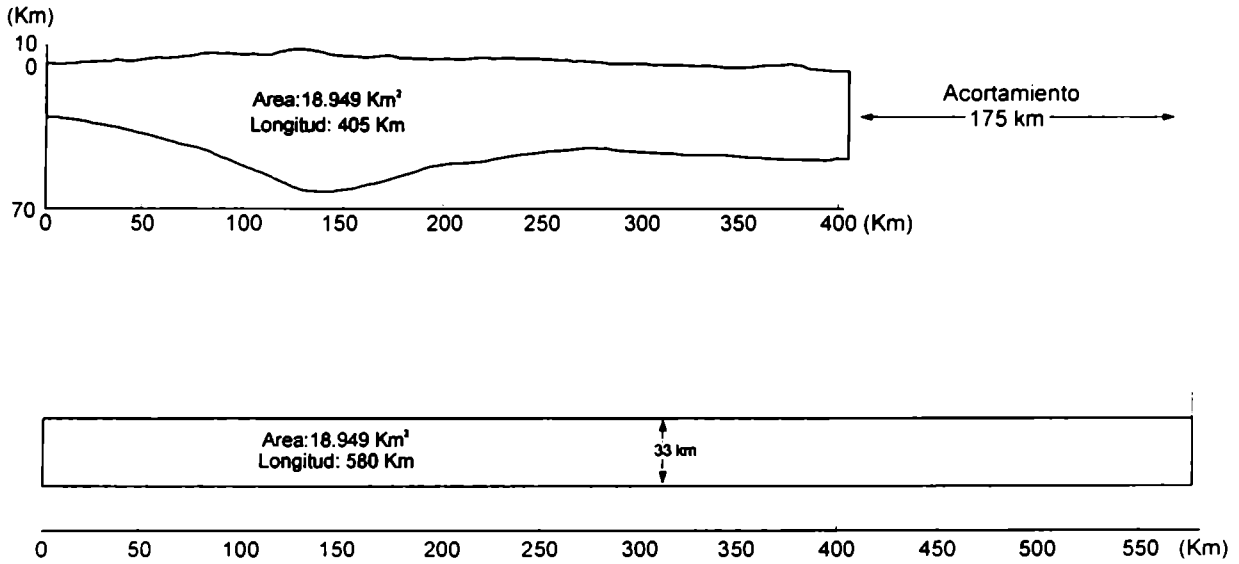
*Cristallini (1996)*

dentro de la deformación del basamento) es de alrededor de 174 km, los que sumados al largo actual de la sección (400 km) dan un total de 574 km para la porción superficial restituída. Mediante este dato y el área total cortical de la sección actual 18.949 km<sup>2</sup> (figura 8.8) se puede calcular la variable inicialmente estimada, es decir el espesor inicial de la corteza que debería ser de 33 km si se supone una corteza de espesor constante. Sin embargo el adelgazamiento actual que la misma posee hacia el sector occidental cercano a la trinchera, hace suponer que éste ya existía al menos desde el comienzo de la compresión andina, ya que no hubo ningún proceso extensional posterior que lo haya podido producir. Este adelgazamiento occidental, implica que, para mantener el área constante, el sector oriental podría haber sido algo más espeso que los 33 km calculados. Si se hace la restitución areal de la corteza actual utilizando un espesor constante de 33 km para la inicial, se comprueba un valor similar de acortamiento,  $175 \pm 5$  km.

Un rasgo interesante de la transecta presentada, es que mientras el máximo acortamiento superficial se da en el sector precordillerano (136 km), el máximo espesor cortical actual se encuentra bajo la cordillera Frontal. Este hecho es explicado mediante la geometría de deformación de láminas en la corteza profunda, que reutiliza el despegue maestro del sistema de rift Mercedario-Ramada y la posible sutura entre Precordillera y Chilenia para invertirlas y formar un sistema de láminas imbricadas en sentido topográfico inverso (Ramsay, 1992) desacopladas de la estructura superficial por un nivel de despegue.

Para balancear el modelo (figura 8.3 y lámina II) se recurre a fijar el extremo occidental y restituir en forma independiente los paquetes superficial y profundo. Ambos están separados por una superficie de despegue en la cual el desacople fue mínimo para el sector occidental cercano a la trinchera y muy importante en el resto de la sección. Nótese en la figura 8.3b que al producirse ambas restituciones, quedan muy bien definidas las superficies maestras de los sistemas de rift Mercedario-Ramada y Rincón Blanco. Esta última correspondería con la sutura entre Precordillera y Chilenia. Aquí se interpreta que el sistema Mercedario-Ramada comenzó a extenderse ya en el Triásico inferior, estando relacionado a los términos superiores riolíticos del Grupo Choiyoi (Rodríguez *et al.*, 1995; Ramos, 1996 c; Cristallini, 1996 a). Para el Triásico superior este sistema se reactivaría dando origen a los depósitos de la Formación Rancho de Lata (Alvarez, 1996 a). El sistema de rift de Rincón Blanco estaría relacionado sólo a este último evento.

Para finalizar, se calcula un acortamiento de 174 km (30%) para una transecta andina realizada a los 32°S entre la trinchera pacífica y la sierra de Pie de Palo; y se estima que el espesor cortical previo a la deformación andina debe haber sido algo superior a los 33 km.



**Figura 8.8:** Área definida entre el límite corteza-manto y la topografía para un segmento andino a los 32°S. La superficie inferior está basada en Introcaso *et al.* (1992).

## Capítulo IX

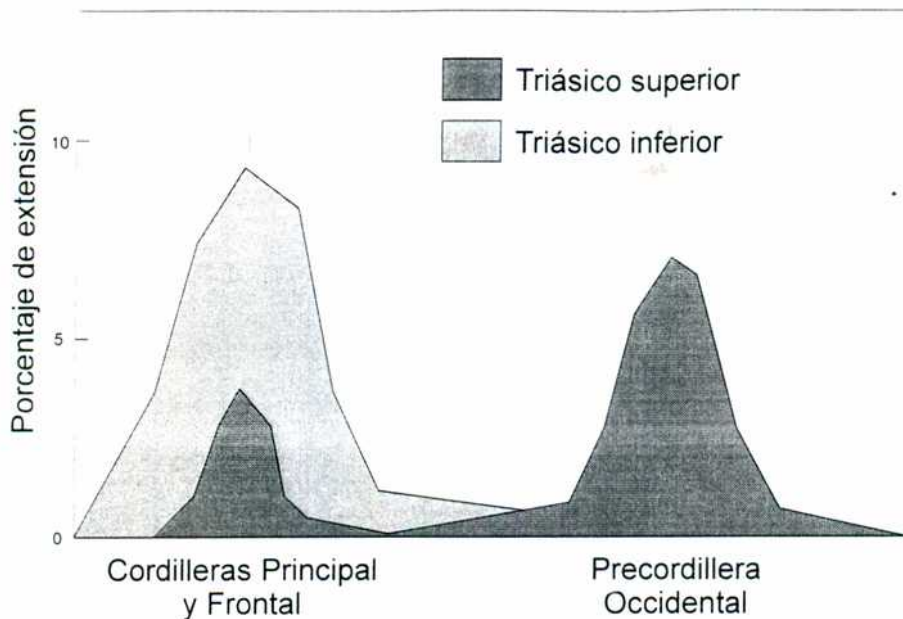
# Evolución tectónica meso-cenozoica de la Alta cordillera de San Juan

En este capítulo se pretenden resumir los principales eventos tectono-sedimentarios que caracterizaron a la región analizada de la Alta cordillera de San Juan durante el Mesozoico y el Cenozoico.

A fines del Paleozoico, la colisión del terreno de Chilenia (Ramos *et al.*, 1984) y la posterior fase orogénica San Rafael (Ramos, 1988), por algunos interpretada como la colisión del terreno Equis (Mpodozis y Kay, 1990) y por otros como el producto de un cambio en la velocidad de convergencia occidental gondwánica (Ramos *et al.*, 1984), caracterizaron el amalgamamiento final del supercontinente.

Los términos basales del Grupo Chiyoi fueron interpretados por diversos autores como correspondientes a un arco magmático emplazado en el margen occidental gondwánico durante el Paleozoico tardío (Ramos *et al.*, 1984; Hervé *et al.*, 1987). Los términos superiores riolíticos se asocian a un régimen extensional (Zeil, 1981; Kay *et al.*, 1989; Llambías y Sato, 1989) y en sectores como al norte de la Alta cordillera de San Juan están relacionados a fallamiento directo activo (Rodríguez *et al.*, 1995). El notable cambio en las dimensiones de los bloques de basamento en la región de estudio, así como sus características litológicas y geoquímicas (Pérez y Ramos, 1996 a) llevaron a proponer que también en esta comarca los depósitos riolíticos del Grupo Chiyoi se habrían formado en una zona de fallamiento extensional activo (Cristallini, 1996 a). Esta extensión habría comenzado a partir del Triásico inferior y se habría reactivado en el Triásico superior dando origen a los depósitos de la Formación Rancho de Lata. Alvarez (1996 a) sostiene, en base a la posición en que se encuentra el magmatismo bimodal (*upper plate*), que el sistema de rift bajo el que se depositaron estos últimos es asimétrico con un despegue maestro inclinándose hacia el este. Al norte Heredia *et al.* (1996) sugieren un despegue maestro inclinándose hacia el oeste, en función del sentido de migración de los depósitos extensionales. En este trabajo, se utilizó la polaridad propuesta por Alvarez (1996 a) (véase figura 8.3 y lámina II).





**Figura 9.1:** Porcentajes de extensión para el Triásico inferior y superior en cordillera Principal, Frontal y Precordillera a los 32°S. Nótese la migración hacia el este de la extensión.

Si se asume que los depósitos riolíticos del Grupo Choiyoi aflorantes en la cordillera Frontal a los 32 °S se formaron en un período de extensión con fallamiento activo, se verá que mientras para el Triásico inferior la extensión principal a estas latitudes se da en la cordillera Frontal (figura 9.1), para el Triásico superior, este sector sólo sufre una pequeña reactivación (rift Mercedario, depósitos de la Formación Rancho de Lata) mientras la extensión principal migra hacia la cuenca de Cuyo en especial a su sector norte en Rincón Blanco, posiblemente utilizando como despegue maestro la sutura entre Precordillera y Chilenia (véase figura 8.3 y lámina II).

Posteriormente a la apertura mecánica del rift del Mercedario, que dió origen en la comarca a los depósitos de la Formación Rancho de Lata, comienza una etapa de subsidencia térmica que se caracteriza por la invasión marina de la misma. La subducción se había interrumpido durante todo el Triásico y recién se habría restaurado a los 170 Ma en que se reinicia el magmatismo de arco a estas latitudes (Parada *et al.*, 1991). Los depósitos de hundimiento térmico en la región, se apoyan en discordancia angular sobre los de sinrift

*Cristallini (1996)*

(figura 2.8) los que a su vez traslapan hacia el borde de cuenca. Comienzan con facies clástico-calcáreas de la Formación Los Patillos representantes de una plataforma submarina abierta que comienza a somerizarse y en parte a exponerse dando origen a los depósitos calcáreos de la Formación La Manga. Esta regresión se acentúa para el Oxfordiano en que precipitan en la región las evaporitas de la Formación Auquilco y finalmente se continentaliza el sistema con los depósitos de la Formación Tordillo. El notable cambio de espesores que presentan estos depósitos, sobre todo al sur en el sector aconcagüino, llevan a interpretarlos como formados en un ambiente extensional posiblemente con la presencia de fallas directas activas. Tanto la regresión recién descrita, como la transgresión que sigue, son interpretadas como producidas por cambios eustáticos en el nivel del mar.

Para el Neocomiano, el mar invade nuevamente la comarca dando origen a las calizas del Grupo Mendoza. Esta transgresión es más importante hacia el sur donde se pudieron distinguir las distintas unidades que lo conforman y se pudo identificar el episodio regresivo interno de la Formación Mulichinco.

En la figura 9.2 pueden verse esquemas paleogeográficos que ilustran la evolución tectono-sedimentaria de la comarca.

Para el Hauteriviano (figura 9.3) comienza una nueva y última regresión que está representada, en algunos sectores por depósitos evaporíticos de la Formación Huitrín y en otros por una discordancia erosiva marcada por la presencia de brechas calcáreas en la base de la Formación Diamante. A partir de este momento se cierra definitivamente la cuenca marina, hecho que está relacionado a un incremento en la velocidad de convergencia asociado a la separación entre Sudamérica y África (Ramos, 1985 b; Mpodozis y Ramos, 1989). En la región se observa una rápida continentalización representada por las Formaciones Diamante, Cristo Redentor y Juncal correspondientes a distintas facies de un arco volcánico ubicado al oeste y que progresivamente se expande hacia el oriente produciendo un solapamiento progresivo de las facies proximales sobre las distales. Si bien este régimen de subducción es mucho más compresivo que el pre-Barremiano, hay algunos indicios, como las notables diferencias faciales entre el perfil del río de los Teatinos y el del río Mercedario (véase capítulo II), que indicarían que estos depósitos continentales se habrían formado en un ambiente parcialmente extensivo.

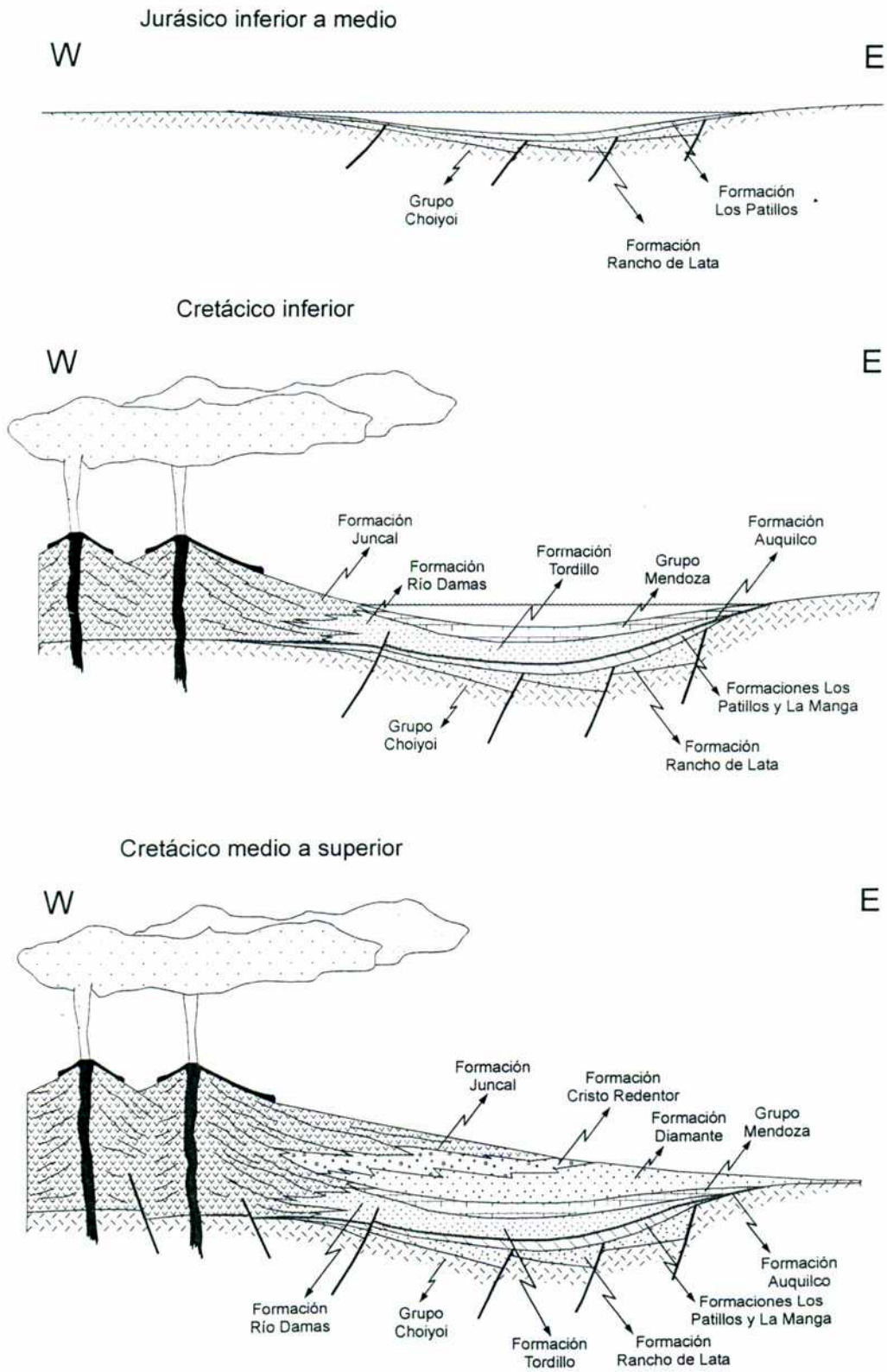


Figura 9.2: Esquemas paleogeográficos que ilustran la evolución tectono-sedimentaria de la Alta cordillera de San Juan a los 32°S.



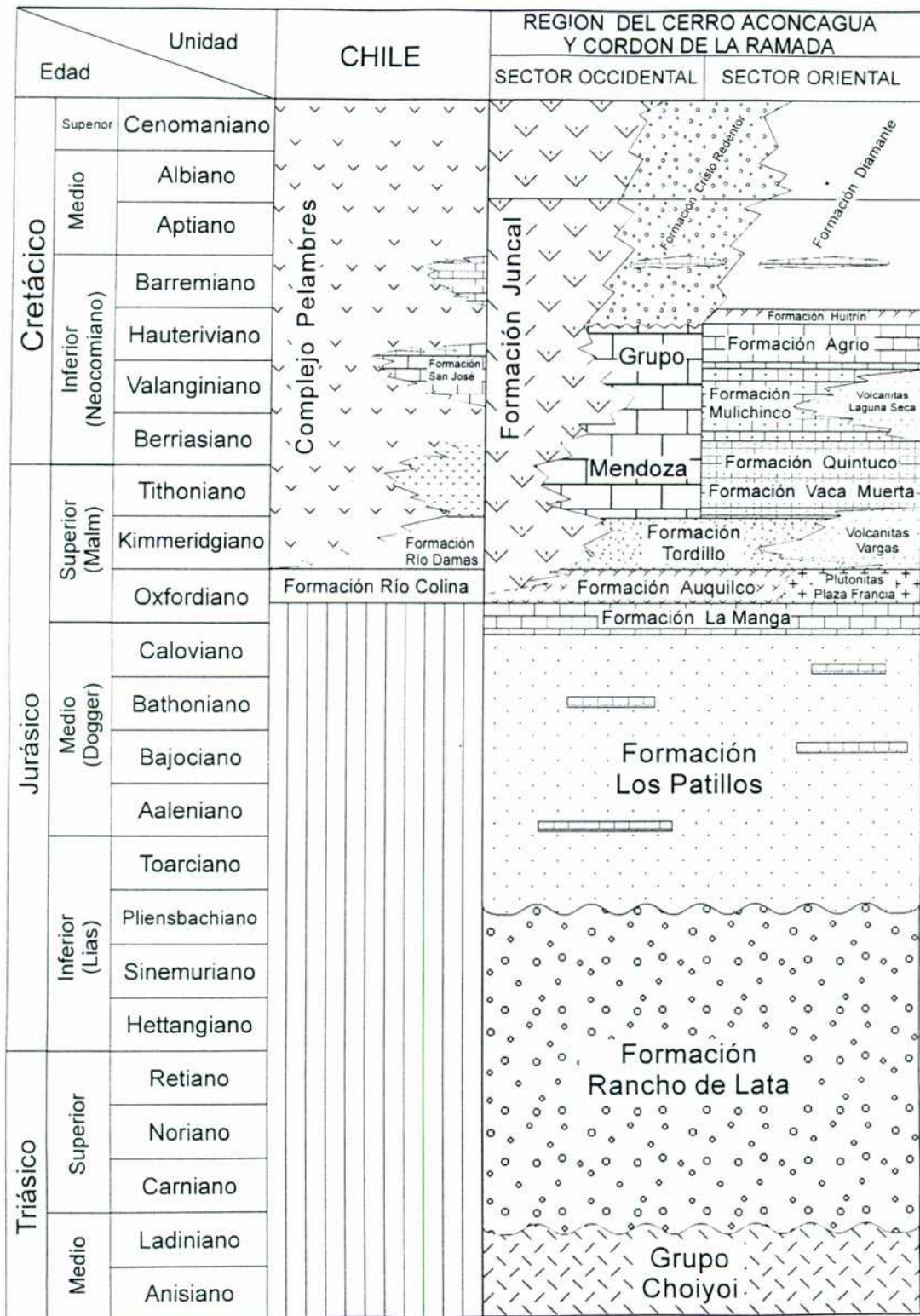


Figura 9.3: Secuencias aflorantes en la comarca y sus relaciones estratigráficas

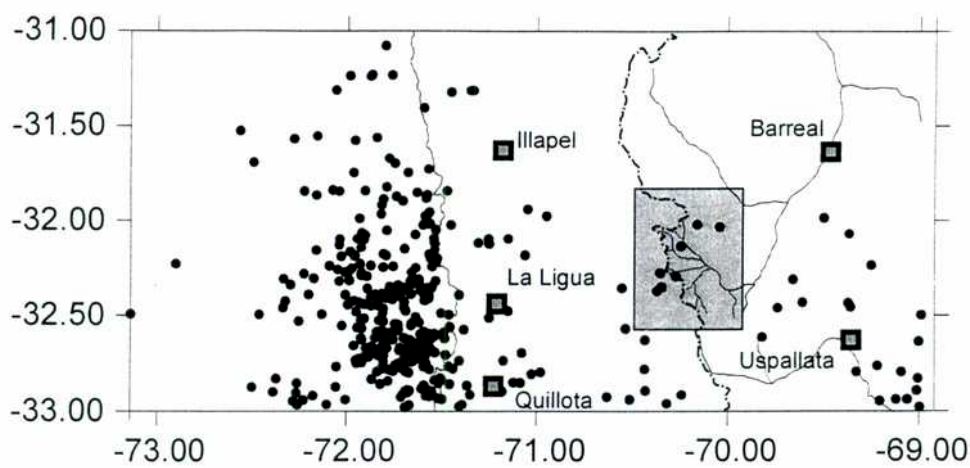
La deformación miocena se inicia a partir de los 25-24 Ma con la segmentación de la placa de Farallón, en dos nuevas placas, la de Nazca y la de Cocos. Este cambio entre un periodo con baja velocidad de convergencia normal a la trinchera durante el Oligoceno (Pardo Casa y Molnar, 1987) a uno de alta velocidad de convergencia, tiene importantes consecuencias en la evolución tectónica de los Andes Centrales (Ramos, 1988): Las primeras evidencias de deformación en la comarca se dan a los 20 Ma (véase capítulo VII), sin embargo y debido a diferencias en los estilos de deformación, no se descarta la posibilidad de que hacia el sector chileno, la estructuración haya comenzado aún antes cuando todavía la zona de subducción no había iniciado su proceso de horizontalización.

El inicio de la deformación en el sector occidental de la comarca, da origen a la depositación sinorogénica en el sector oriental, en la cuenca de Manantiales. Con la disminución del ángulo de subducción, se produce una variación en el régimen de esfuerzo. La deformación se propaga al sector oriental y comienza la inversión de antiguas fallas directas y la migración del frente orogénico y del arco magmático hacia el este. Este último hecho hace que aparezcan en la comarca las volcanitas de la Formación Farellones en discordancia angular sobre los depósitos más antiguos. Para el Mioceno medio durante la horizontalización de la zona de subducción, la deformación del basamento había formado un contrafuerte imponente que actualmente está representado por la línea de altas cumbres del Mercedario, la Ramada y el Espinacito. El mismo impide que el esfuerzo aplicado desde el oeste se propague hacia el antepaís. De esta manera se comienza a engrosar la cuña mediante el desarrollo de corrimientos fuera de secuencia en el sector occidental de la comarca. Posteriormente continúa la deformación hacia el antepaís, hasta traspasar los límites del valle de Calingasta-Uspallata y comenzar la deformación de la Precordillera. Es así que la cuenca de Manantiales se bascula junto con la cordillera del Tigre y posteriormente es transportada pasivamente sobre el despegue basal de la estructura superficial (véase figura 8.3 y lámina I). Simultáneamente con la deformación superficial se fue produciendo el acortamiento cortical profundo, posiblemente reactivando superficies de debilidad previas como el despegue maestro del rift Mercedario o la sutura entre Precordillera y Chilena.

La deformación superficial principal terminó en la comarca antes de los 9,2 Ma, sin embargo, el modelo de la figura 8.3 (y lámina II) muestra que toda la región tuvo que haber

*Cristallini (1996)*

sido trasladada pasivamente sobre su despegue basal. Este hecho hace que siga habiendo pequeñas evidencias de deformación posteriores, tales como los hipocentros sísmicos registrados en la comarca a menos de 20 km de profundidad (figuras 8.3 y 9.4; lámina II), o evidencias morfológicas de neotectónica como las descritas en el sector de Las Hornillas por Pérez (1995).



**Figura 9.4:** Hipocentros sísmicos con profundidades menores a 20 km plotados según la base de datos del proyecto SALSA (obtenidos en el web del Departamento de geofísica de la Universidad de Chile: <http://www.dgf.uchile.cl/salsa.html>). En el recuadro: el área de este trabajo.



# Capítulo X

## Conclusiones

Tal vez uno de los aportes más importantes de este trabajo sea la confección del primer mapa geológico detallado de la comarca, que recientemente fue ampliado y publicado en la Carta Geológica Región de la Ramada de la Dirección Nacional del Servicio Geológico (Cristallini *et al.*, 1996 a). En éste se muestran las relaciones entre las distintas unidades aflorantes y se pone especial énfasis en el reconocimiento de las estructuras de la comarca, volcando abundante información sobre la actitud de los bancos en toda la región. A partir del análisis de la información de campo y de trabajo de gabinete se realizó este estudio del que se pudieron obtener las siguientes conclusiones.

### **Alta cordillera de San Juan**

#### *Estratigrafía*

Se identificaron en el campo y describieron todas las unidades aflorantes en la región (figura 9.3) y se presentan perfiles originales de las Formaciones Los Patillos, Tordillo, Diamante, Cristo Redentor, Juncal y del Grupo Mendoza. De estas observaciones se puede concluir:

*Basamento:* está constituido por rocas volcánicas riolíticas del Grupo Choiyoi intruidas por granitos triásicos. Se acuerda con lo propuesto por Rodríguez *et al.* (1995) para los 31°S en que estos depósitos se formaron en un ambiente extensional con fallamiento directo activo durante el Triásico inferior.

*Formación Rancho de Lata:* corresponde a depósitos de sinrift de una reactivación del sistema extensional en el Triásico superior. Sin duda, de aceptar el fallamiento activo durante la depositación de las volcanitas del Grupo Choiyoi, esta etapa extensiva sería de mucho menor importancia, indicando una migración hacia el este (hacia la cuenca de Cuyo) de la extensión durante el Triásico superior.

*Formaciones Los Patillos y La Manga:* constituyen los depósitos marinos de hundimiento térmico del sistema de rift Mercedario (Alvarez, 1996 a) y traslapan a la formación anterior apoyándose, en algunos sectores, directamente sobre los depósitos del Grupo Choiyoi.

*Formación Auquilco:* está formada por depósitos evaporíticos, principalmente yeso, anhidrita y en algunos sectores halita. Marca una profunda regresión que culminará con la

*Cristallini (1996)*

continentalización del sistema correspondiente a la Formación Tordillo. Presenta importantes intercalaciones calcáreas y clástico pelíticas en el sector del río de los Teatinos. Estas evaporitas funcionan como los principales niveles de despegue superficial de la comarca.

*Formación Tordillo:* está constituida por areniscas y conglomerados rojos y grises que representan la continentalización del sistema. Hay que destacar la presencia de importantes coladas basálticas en esta unidad en las cercanías del cerro Bayo del Cobre.

*Grupo Mendoza:* corresponde a depósitos marinos de plataforma. Hacia el sur la cuenca era profunda y en ella se pueden diferenciar las Formaciones Vaca Muerta, Quintuco, Mulichinco y Agrío. Hacia el centro de la comarca el espesor del grupo es mucho menor y si bien no se pueden distinguir esas unidades, aún se observan facies regresivas hacia el medio de la columna. Ya hacia el norte el Grupo Mendoza está constituido por un banco delgado de calizas estromatolíticas que desaparece en el sector del cerro Bayo del Cobre.

*Depósitos continentales cretácicos:* son los que más detalladamente fueron relevados. Se distinguieron las Formaciones Diamante, Cristo Redentor y Juncal las que fueron interpretadas como distintas facies provenientes de un arco volcánico ubicado hacia el oeste. Las mismas engranan tanto en sentido vertical como horizontal. El traslape de las facies más proximales (Formación Juncal) sobre las más distales (Formaciones Cristo Redentor y Diamante) hace suponer un crecimiento del arco hacia el oriente durante la evolución del sistema cretácico. En distintos sectores de estas unidades se encontraron delgados bancos calcáreos con laminación algal interpretados como depósitos lagunares. El rápido cambio de facies que se da en el sector del río de los Teatinos es interpretado como producto de la presencia de un hemigraben en ese sector. Se realizaron análisis geoquímicos sobre muestras de estas unidades y se pudo observar que sus relaciones La/Yb indican un progresivo aumento si se consideran muestras tomadas en secuencia y éstas en términos generales son menores a las obtenidas en Chile para la Formación Los Pelambres (Vergara *et al.*, 1993) y son consistentes con su formación en una corteza poco engrosada.

*Formación Farellones:* está compuesta por depósitos volcánicos y volcanoclásticos similares a los de la Formación Juncal, pero se presentan en marcada discordancia angular sobre todos los depósitos previos. En general se encuentran sub-horizontales, pero a veces inclinan hasta 20° al oeste. En base a análisis químicos, dataciones radimétricas y correlaciones con el sector de Aconcagua y con la región chilena, se pueden distinguir en la comarca tres tipos de rocas relacionadas al arco volcánico terciario. Las más antiguas conforman depósitos volcánicos y volcanoclásticos de la Formación Farellones que corresponden a facies proximales del arco magmático ubicado muy cerca hacia el oeste. Análisis químicos realizados sobre estas muestras indican su extrusión en una corteza engrosada. Las segundas están representadas por lavas y cuerpos subvolcánicos englobados en el complejo volcánico la Ramada, que corresponde al arco propiamente dicho, que para el Mioceno medio había migrado hacia la comarca desde el sector chileno. El tercer grupo de rocas si bien muy parecido, tiene una geoquímica distinta y se vincula al complejo volcánico Aconcagua. Cabe destacar que por sus dataciones radimétricas y por sus relaciones estratigráficas, temporalmente las primeras preceden a las segundas, sin embargo

*Universidad de Buenos Aires*

los análisis geoquímicos muestran que la Formación Farellones, se habría extruido en una corteza más espesa que el complejo volcánico la Ramada y este que el complejo volcánico Aconcagua (figura 2.51). De comprobarse, en futuras investigaciones, estas relaciones, el estudio del paleoespesor cortical mediante datos geoquímicos, podría utilizarse para establecer la cinemática de deformación cortical profunda (figura 8.3). No necesariamente el espesor cortical para un punto determinado tiene que ir aumentando con la deformación, sino que se puede tener un máximo abultamiento en un determinado momento, el que posteriormente puede migrar hacia el antepaís.

### *Estructura*

Por medio del análisis estructural realizado en el capítulo III, se pudieron diferenciar cuatro etapas compresivas de deformación ándica parcialmente superpuestas. La primera etapa habría comenzado hace 19 o 20 Ma y está representada por el plegamiento que dio origen a las cordilleras del Medio y de los Penitentes y al primer levantamiento de la cordillera de Límite. Este evento utiliza como superficie de despegue a las evaporitas de la Formación Auquilco hacia el centro de la comarca y a láminas intracretácicas hacia el oeste, caracterizándose por plegamientos por despegue en el primer sector y de propagación de falla en el segundo. El rumbo de las estructuras formadas en esta etapa es aproximadamente norte-sur. Los estudios de destechado realizados por Pérez (1995) permitieron establecer que el levantamiento de la cordillera del Límite precedió al de las cordilleras del Medio y de los Penitentes. La segunda etapa de deformación está controlada por la reactivación e inversión de antiguas fallas directas correspondientes a una etapa de rift triásica. El dislocamiento de los bloques de basamento posiblemente sea heredado de la geometría del rift triásico, la que habría sido originalmente escalonada. De esta manera la reactivación de las fallas directas levanta bloques de basamento que de sur a norte se ubican desplazados sucesivamente hacia el oeste. En este caso las estructuras de transferencia de rechazo triásicas se manifiestan, al invertirse, en la cobertura sedimentaria mesozoica como regiones con interferencia de pliegues y otras complicaciones estructurales. La estructuración del basamento habría comenzado con posterioridad a los 14 Ma (Pérez y Ramos, 1996 c) y habría finalizado a los 12,7 Ma. El levantamiento del basamento mediante fallas inversas de alto ángulo en los macizos de la Ramada y el Espinacito, produce una línea de fijación en la propagación de la faja plegada y corrida. Este hecho es el responsable de la tercera etapa caracterizada por el desarrollo de corrimientos fuera de secuencia en el sector más occidental de la comarca. El rumbo general de los mismos es aproximadamente norte-sur y



*Cristallini (1996)*

su despegue superficial. Estas estructuras están acotadas temporalmente por el cuerpo volcánico cerro Pirámide de  $9,2 \pm 0,3$  Ma (Cristallini y Cangini, 1993) que es discordante con las mismas.

La deformación continúa con un nuevo pulso de basculamiento que se ve evidenciado en la suave inclinación que presentan en algunos sectores los depósitos de la Formación Farellones. Tal es el caso de la región chilena de laguna del Pelado en la que los mismos inclinan  $20^\circ$  al oeste (Olivares Morales, 1985; Cristallini *et al.*, 1995). Estas reactivaciones se ven representadas por la fuerte discordancia angular entre el Terciario y el Cuaternario en los depósitos de la cuenca de Manantiales (Pérez, 1995), que sugieren un levantamiento final del sistema entre el Plioceno y el Pleistoceno. La existencia de hipocentros sísmicos actuales a menos de 20 km de profundidad en el área de estudio y las evidencias morfológicas de neotectónica descritas en el sector de Las Hornillas por Pérez (1995), indican que aún existe una ligera estructuración en la comarca. Esta puede ser explicada en una sección regional de la cordillera a los  $32^\circ\text{S}$  (figura 8.3 y lámina 2) en que se ve como la estructura superficial se desacopla de la profunda y tiene que desplazarse aún hoy en día sobre un despegue profundo.

Se puede concluir que la deformación ándica comenzó en la región hace 20 Ma y si bien continuó después de los 9,2 Ma, el acortamiento principal se produjo antes de esa edad. En ese período la región se acortó un promedio de 22 km y se levantó en los cordones de la Ramada y el Espinacito, un promedio de 5 km. Es así, que se pudo calcular una tasa media de acortamiento de 2,2 mm/a y una tasa media de levantamiento de alrededor de 0,5 mm/a para el período entre los 20 Ma y los 9,2 Ma. Estos valores contrastan con los de la región de Aconcagua en que las velocidades medias de acortamiento son de por lo menos 5 mm/a. Su explicación puede entenderse desde un punto de vista regional, ya que a la latitud de la faja plegada y corrida de la Ramada, la mayor cantidad de acortamiento es absorbida en la Precordillera (figura 8.3 y lámina II). En cambio, a la latitud de la faja plegada y corrida de Aconcagua, el mayor acortamiento es absorbido en el sector cordillerano y no en la Precordillera.

Para finalizar, se calcula un acortamiento de 174 km (30%) para una transecta andina realizada a los  $32^\circ\text{S}$  entre la trinchera pacífica y la sierra de Pie de Palo. Se estima que el espesor cortical previo a la deformación andina debe haber sido superior a los 33 km.

## Agradecimientos

Quiero agradecer a todos los que colaboraron e hicieron posible la realización de este trabajo.

Ante todo a Victor Ramos quien me dirigió y ayudó en todo momento, enseñándome la geología en el campo y en el gabinete, guiándome y sirviéndome en todo momento como una referencia y ejemplo. Sin duda este trabajo no habría sido posible sin su importante labor.

A los integrantes del Laboratorio de Tectónica Andina en especial a Daniel Pérez y Pamela Alvarez con quienes además de compartir lindos e importantes momentos tanto en el campo como en la rutina diaria, aprendí e intercambié ideas valiosas. A Marcelo Cegarra quien me ayudó en las tareas de gabinete.

A Beatriz Aguirre-Urreta quien me ayudó en las tareas de campo, me apoyó en todo momento y además colaboró en la corrección del presente trabajo.

A Graciela Vujovich, Leda Sanchez y Silvia Barredo con quienes comparto mis días laborales y a las que sin duda más de una vez he consultado.

A Pablo Monteverde y Andrés Folguera quienes me acompañaron en el campo.

A Daniel Ragona por sus valiosas discusiones acerca de la geología de la región.

A Alberto Comínguez con quien realicé los estudios de sísmica en Metán y con quien continuamente aprendo acerca de esa temática.

A René Manceda quien me recibió en Plaza Huincul en 1992 y colaboró en mi formación.

A Richard Allmendinger y Tomás Zapata por sus valiosos aportes en la etapa inicial de este trabajo.

A Suzzane Kay quien además de aportar ideas y satisfacer numerosas consultas hizo posible la realización de gran parte de los análisis químicos presentados.

A la Universidad de Cornell que me recibió en 1993 y en la que, con la ayuda de Richard Allmendinger, Suzzane Kay, Bob Kay, Tomás Zapata y Anibal Fernández, tuve la oportunidad de formarme y trabajar en mi especialidad.

A los baquianos Ramón Ossa, Diego Ossa, Don Alfonso, El Rulo y Fernando Gallardo quienes muchas veces nos guiaron e hicieron más placentera la estadía en el campo.

*Cristallini (1996)*

Al Departamento de Ciencias Geológicas de la FCEyN de la UBA en el que trabajo y donde se llevó a cabo mi formación académica y profesional.

A la Universidad de Buenos Aires, al Consejo Nacional de Investigaciones Científicas y Técnicas, al Servicio Geológico Nacional y a la Fundación Antorchas quienes con sus subsidios hicieron posible las tareas de campo y la adquisición del equipamiento de gabinete, sin duda imprescindible para la realización de este trabajo.

Al pueblo que con sus impuestos hace posible la Investigación Científica en la Argentina.

Finalmente quisiera hacer dos agradecimientos muy especiales. El primero a mis padres quienes siempre me apoyaron, ayudaron y me alentaron a estudiar y a trabajar. A ellos les debo mucho y sin duda sin su ejemplo y amor nunca hubiese llegado hasta esta etapa.

El otro es a quien dedico este trabajo, a Renata, mi mujer. Ella me acompañó y ayudó en el campo y en todo momento en la realización de mi trabajo, pero mucho más importante que eso es su apoyo espiritual y sin duda el amor que constantemente me brinda. Con ella estoy aprendiendo y viviendo las cosas más importantes de la vida.

## Bibliografía

Aberg, G., L. Aguirre, B. Levi y J.O. Nyström, 1984. Spreading subsidence and generation of ensialic marginal basin: an example from the Early Cretaceous of Central Chile. En B.P. Kokelaar y M.F. Howells (eds.) *Marginal Basin Geology. Geological Society of London, Special Publication 16*: 185-193, London.

Aguirre Le Bert, L., 1957. Perfil geológico entre la cuesta de Chacabuco y el límite internacional. Memoria de Título (inédito). Universidad de Chile, Departamento de Geología. 440 pp. Santiago.

Aguirre Le Bert, L., 1960. Geología de los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua. *Boletín del Instituto de Investigaciones Geológicas 9*: 1-70, Santiago.

Aguirre, L., B. Levi y J.O. Nyström, 1989. The link between metamorphism, volcanism and geotectonic setting during the evolution of the Andes. En J.S. Daly, R.A. Cliff y B.W.D. Yardley (eds.) *Evolution of metamorphic belts. Geological Society of London, Special Publication 43*: 223-232, London.

Aguirre-Urreta, M.B., 1993. Neocomian ammonite biostratigraphy of the Andean basins of Argentina and Chile. *Revista Española de Paleontología 8*(1): 57-74, Madrid.

Aguirre-Urreta, M.B. y P.F. Rawson, 1995. Bioestratigrafía del Valanginiano superior de la región de Chos Malal. Cuenca Neuquina. *VI° Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía*. Actas: 7-14, Trelew.

Aguirre-Urreta, M.B. y G.L. Lo Forte, 1996. Los depósitos tithoneocomianos. En Ramos *et al.* (1996). 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* (7): 179-229, Buenos Aires.

Alvarez, P.P., 1991. Estudio geológico del arroyo Rancho de Lata, cordón del Espinacito. *Universidad de Buenos Aires. Trabajo final de Licenciatura* (inédito). 182 pp., Buenos Aires.

Alvarez, P.P., 1994. The La Manga Formation in the High Andes of San Juan (70°W, 32°S), Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Serie D, Publicaciones Especiales 1*: 7-8, Buenos Aires.

Alvarez, P.P., 1996a. Los depósitos triásicos y jurásicos de la Alta cordillera de San Juan. En Ramos *et al.* (1996). 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* (5): 59-137, Buenos Aires.

Alvarez, P. P. 1996b. Caracterización tectónica y sedimentológica de los depósitos del Jurásico inferior de la Cuenca de la Ramada. En Riccardi A. C. e Iglesias Llanos M.P. Eds. *Jurásico e Cuba y América del Sur. Asociación Geológica Argentina, Serie D: 3 Publicaciones Especiales*: 1-3, Buenos Aires.

Alvarez, P.P. y D.J. Pérez, 1993. Estratigrafía y estructura de las nacientes del río Colorado. Alta cordillera de San Juan. *XII° Congreso Geológico Argentino y II° Congreso de Exploración de Hidrocarburos*, Actas II: 78-84, Buenos Aires.

Alvarez, P.P., S.V. Benoit y E.G. Ottone, 1995. Las Formaciones Rancho de Lata, Los Patillos y otras unidades mesozoicas de la cordillera Principal de San Juan. *Asociación Geológica Argentina, Revista 49*(1-2)(1994): 123-142, Buenos Aires.

Allmendinger, R.W. 1992. Lectures in Structural Geology. *Department of Geological Sciences, Cornell University*. pp. 254. Ithaca.

Allmendinger, R., T. Jordan, M. Palma and V.A. Ramos, 1982. Perfil estructural en la Puna Catamarqueña (25-27°S), Argentina. *V° Congreso Latinoamericano de Geología*, Actas I: 499-518, Buenos Aires.



*Cristallini (1996)*

Allmendinger, R.W., D. Figueroa, D. Snyder, J. Beer, C. Mpodozis y B.L. Isacks. 1990. Foreland shortening and crustal balancing in the Andes at 30° S latitude. *Tectonics* 9(4): 789-809, Washington.

Amos, A.J. y E.O. Roller, 1965. El Carbónico marino en el valle de Calingasta. Uspallata (San Juan-Mendoza). *Boletín de Informaciones Petroleras* 368: 50-71, Buenos Aires.

Anselmi, G., 1994. Estudio geológico de las nacientes del arroyo Túnel, Macizo de la Ramada Sur, Alta cordillera de San Juan. *Universidad de Buenos Aires, Trabajo Final de Licenciatura* (inédito), 85 pp., Buenos Aires.

Barazangi, M. y B.L. Isacks, 1976. Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America. *Geology* 4: 606- 692, Boulder.

Beccar, I.; Vergara, M.; Munizaga, F., 1986. Edades K-Ar de la Formación Farellones en el cordón del cerro La Parva, cordillera de los Andes de Santiago, Chile. *Revista Geológica de Chile*, 28-29, 109-113, Santiago.

Benoit, S.V. 1992. Estudio geológico del Triásico y Jurásico de la ladera occidental del cordón del Espinacito. *Universidad de Buenos Aires, Trabajo final de Licenciatura*, 143 pp., Buenos Aires (inédito).

Bianucci, H.A., O.M. Acevedo and J.J. Cerdán, 1981. Evolución tectosedimentaria del Grupo Salta en la subcuenca Lomas de Olmedo (Provincias de Salta y Formosa). *VIII° Congreso Geológico Argentino*, Actas III: 159- 172, Buenos Aires.

Blengino, P., 1994. Estudio geológico de la comarca del arroyo de La Sal, Alta cordillera de San Juan. *Universidad de Buenos Aires, Trabajo Final de Licenciatura* (inédito), 118 pp., Buenos Aires.

Burckhardt, C., 1900 a. Profils géologiques transversaux de la Cordillère Argentinno-Chilienne. *Museo de La Plata, Anales, Sección Geológica y Mineralógica* 2: 1-136, La Plata.

Butler, R.W.H., 1989. The influence of pre-existing basin structure on thrust system evolution in the Western Alps. En M.A. Cooper y G.D. Williams (eds.) *Inversión Tectónica. Geological Society, Special Publication* 44: 105-122, London.

Cahill, T. and B. Isacks, 1992. Seismicity and Shape of the Subducted Nazca Plate. *Journal of Geophysical Research* 97(B12):17503-17529, Washintong.

Caminos, R., U.G. Cordani y E. Linares, 1979. Geología y geocronología de las rocas metamórficas y eruptivas de la Precordillera y cordillera Frontal de Mendoza. República Argentina. *II° Congreso Geológico Chileno, Actas* 1(F): 43-61, Arica.

Camus, F., P. Boric y M.A. Skewes, 1986. El distrito de oro El Bronce y su relación con la caldera Morro Hediondo, Región de Valparaíso, Chile. *Revista Geológica de Chile* 28-29: 95-101, Santiago.

Cangini, A., 1992. Estudio geológico del valle medio del río Volcán, Alta cordillera de San Juan. *Universidad de Buenos Aires, Trabajo Final de Licenciatura* (inédito), 108 pp., Buenos Aires.

Carle, R.J., O.E. Di Persia and H.J. Belotti, 1991. Geología del sector noroeste de la provincia de Formosa. *Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Epoca* VIII(26), p.2-17, Buenos Aires.

Cegarra, M.I., 1987. Geología de la quebrada Tolosa Oriental, sector sur, afluente occidental del río de los Horcones, provincia de Mendoza. *Universidad de Buenos Aires, Trabajo Final de Licenciatura* (inédito), 74 pp., Buenos Aires.

Cegarra, M.I., 1994. Análisis de la faja plegada y corrida al norte del río Cuevas, Alta cordillera de Mendoza. *Universidad de Buenos Aires, Tesis Doctoral* (inédita), 297 pp. Buenos Aires.

*Universidad de Buenos Aires*

Cegarra, M. y F.X. Pereyra, 1988. Estudio de las areniscas de las Formaciones Tordillo y Diamante, Jurásico - Cretácico de la cuenca Aconcaгуina, provincia de Mendoza. *Segunda Reunión Argentina de Sedimentología, Actas*: 250-254, Buenos Aires.

Cegarra, M. y V.A. Ramos, 1996. La faja plegada y corrida del Aconcaгуa. En Ramos *et al.* (1996). Geología de la región del Aconcaгуa, provincias de San Juan y Mendoza. *Subsecretaría de Minería de la Nación. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Anales* 24 (14): 387-422, Buenos Aires.

Cegarra, M.I., G.L. Lo Forte y A.S. Sanguinetti, 1993. La Alta cordillera de Mendoza entre Puente del Inca y Las Cuevas (32°50' Lat. S.). *XII° Congreso Geológico Argentino y II° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas* II: 85-93, Buenos Aires.

Coira, B., 1965. Geología y petrología de la zona del arroyo del Tigre, Estancia Yalguaráz (Puesto del Tigre). Borde oriental de la cordillera Frontal (San Juan - Mendoza). Parte II. *Universidad de Buenos Aires, Trabajo Final de Licenciatura* (inédito), Buenos Aires.

Coira, B.L. 1979. Descripción geológica de la Hoja 3c Abra Pampa, provincia de Jujuy. *Servicio Geológico Nacional, Boletín* 170: 1-85, Buenos Aires.

Cortezzi, C.R., N.A.O. de Cuttica y J. Solís, 1979. Estudio petrográfico y edad de las rocas basálticas intruidas en el Subgrupo Pirgua, Grupo Salta, Provincia de Salta, República Argentina. *VII° Congreso Geológico Argentino, Actas* II, p. 31-39, Buenos Aires.

Corvalán, J. 1959. El Titoniano del río de las Leñas, Provincia de O'Higgins, con una revisión del Titoniano y Neocomiano de la parte chilena del Geosinclinal Andino. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín* No.3, 65 pp. Santiago.

Cristallini, E., 1992. Estudio geológico del valle superior del río Volcán, Alta cordillera de San Juan, provincia de San Juan. *Universidad de Buenos Aires, Trabajo Final de Licenciatura* (inédito), 133 pp., Buenos Aires.

Cristallini, E.O. 1996 a. La faja plegada y corrida de la Ramada. En Ramos *et al.* (1996). Geología de la región del Aconcaгуa, provincias de San Juan y Mendoza. *Subsecretaría de Minería de la Nación. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Anales* 24 (13): 349-385, Buenos Aires.

Cristallini, E.O., 1996 b. Plegamiento por despegue en la Alta cordillera de San Juan a los 32° S, Argentina. *XIII° Congreso Geológico Argentino y III° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas* II: 325-336, Buenos Aires.

Cristallini, E. y A. Cangini, 1993. Estratigrafía y estructura de las nacientes del río Volcán, Alta cordillera de San Juan. *XII° Congreso Geológico Argentino y II° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas* III: 85-92, Buenos Aires.

Cristallini, E.O. y V.A. Ramos, 1995. Structural cross-section of río San Juan. En Ramos (1995) *Field Guide to the Geology of Precordillera Folded and Thrust Belt (Central Andes)*. ICL-COMTEC-AGA. 64 pp. Buenos Aires.

Cristallini E.O. y V.A. Ramos, 1996. Depósitos continentales cretácicos y volcanitas asociadas. En Ramos *et al.* (1996). Geología de la región del Aconcaгуa, provincias de San Juan y Mendoza. *Subsecretaría de Minería de la Nación. Dirección Nacional del Servicio Geológico, Anales* 24 (8): 230-273, Buenos Aires.

Cristallini, E.O., S.M. Kay y V.A. Ramos, 1994. Geoquímica de las volcanitas cretácicas y terciarias aflorantes en el límite argentino-chileno a los 32° de latitud sur. *VII° Congreso Geológico Chileno, Actas* II: 1311-1315, Concepción.

*Cristallini (1996)*

Cristallini, E., A. Mosquera y V.A. Ramos, 1995. Estructura de la Alta cordillera de San Juan. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 49(1-2)(1994): 165-183, Buenos Aires.

Cristallini, E., P.P. Alvarez, D.J. Pérez y V.A. Ramos, 1996 a. *Carta geológica de la región de la Ramada*. Escala 1:100.000. Servicio Geológico Nacional, Buenos Aires.

Cristallini, E.O., A. Comínguez, V.A. Ramos, 1996 b (en prensa). The Deep Structure of the Metán-Guachipas Region: Tectonic inversión in northwestern Argentina. Aceptado para su publicación en el *Journal of Southamerican Earth Sciences* en agosto de 1995.

Charrier, R., 1979. El Triásico de Chile y regiones adyacentes de Argentina; una reconstrucción paleogeográfica y paleoclimática. *Comunicaciones* 26: 1-37, Santiago.

Charrier, R., 1984. Areas subsidentes en el borde occidental de la cuenca tras-arco jurásico-cretácica. cordillera Principal Chilena entre 34°y 34°30'S. *IX° Congreso Geológico Argentino, Actas* II: 107-124, Buenos Aires.

Dalziel, I.W.D., B.C. Storey, S.W. Garrett, A.M. Grunow, L.D.B. Herrod and R.J. Pankhurst, 1987. Extensional tectonics and the fragmentation of Gondwana. In Coward, M.P. et al (eds.) *Continental Extensional Tectonics, Geological Society Special Publication* 28: 433-441, N. Ireland.

Damborenea, S.E., 1987 a. Early Jurassic bivalvia of Argentina. Part 1: Stratigraphical introduction and superfamilies Nuculanacea, Arcacea, Mytilanacea and Pinnacea. *Palaeontographica A* 199(1-3): 1-111, Stuttgart.

Damborenea, S.E., 1987 b. Early Jurassic bivalvia of Argentina. Part 2: Superfamilies Pteriacea, Buchiacea and pectinacea. *Palaeontographica A* 199(4-6): 113-231, Stuttgart.

Darwin, Ch.R., 1846. Geological observations on South America. *Being the third part of the Geology of the voyage of the Beagle, during the years 1832 to 1836*. 279 pp., Smith, Elder & Co., London.

Dellapé, D.A., C. Mombrú, G. Pando, A.C. Riccardi, M.A. Uliana y G.E.G. Westermann, 1979. Edad y correlación de la Formación Tábanos en Chacay Mehue y otras localidades de Neuquén y Mendoza. Con consideraciones sobre la distribución y significado de las sedimentitas lotenianas. *Obra del Centenario Museo de La Plata* 5: 81-105, La Plata.

Dickinson, W.F. y C.A. Suczek, 1979. Plate tectonics and sandstone compositions. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin* 63(12): 1-19, Tulsa.

Dickinson, W.F., L.S. Beard, G.R. Brakenridge, J.L. Erjavec, R.C. Ferguson, K.F. Inman, R.A. Knepp, F.A. Lindberg y P.T. Ryberg, 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America, Bulletin* 94: 222-235, Boulder.

Eisner, P., 1987. Estudio geológico de la vertiente occidental del cerro México. Alta cordillera de Mendoza. *Universidad de Buenos Aires, Trabajo Final de Licenciatura* (inédito), 67 pp., Buenos Aires.

Ferrari, E., 1990. Geología de la comarca de la Mina Matienzo, alto río Cuevas, Mendoza. *Universidad de Buenos Aires, Trabajo Final de Licenciatura* (inédito), 94 pp., Buenos Aires.

Forsythe, R.D., D.V. Kent, C. Mpodozis y J. Davidson, 1987. Paleomagnetism of Permian and Triassic rocks, central Chilean Andes. En G.D. MacKenzie (ed.) *Gondwana Six, Structure, Tectonics, and Geophysics. American Geophysical Union, Geophysical Monograph* 40: 241-252, Washington.

Galliski, M.A. y J.G. Viramonte, 1988. The Cretaceous paleorift in northwestern Argentina: A petrologic approach. *Journal of South American Earth Sciences*. 1(4), p. 329-342.

*Universidad de Buenos Aires*

Gebhard J.A., A.R. Giudici y J. Oliver Gascon. 1974. Geología de la comarca entre el río Juramento y arroyo las Tortugas, provincias de Salta y Jujuy, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* XXIX:(359-375).

Gerth. E., 1913. Stratigraphie und bau der argentischen Cordillere zwischen río Grande und río Diamante. *Zeitschrift der Deutsche Geologische Gessellschaft* 65(1): 568-575, Hannover.

Gerth. E., 1925. Estratigrafía y distribución de los sedimentos mesozoicos en los Andes Argentinos. *Academia Nacional de Ciencias, Actas* IX(1): 11-55, Córdoba.

Gerth. E., 1931. La estructura geológica de la cordillera Argentina entre el río Grande y el río Diamante en el sud de la provincia de mendoza. *Academia Nacional de Ciencias, Actas* X(2): 125-172, Córdoba.

Gibbs.A.D., 1984. Structural evolution of extensional basin margins. *Journal Geological Society of London* 141: 609-620, London.

Godoy, E., R. Harrington, J. Fierstein y R. Drake, 1988. El Aconcagua, parte de un volcán mioceno?. *Revista Geológica de Chile* 15(2): 167-172, Santiago.

Gómez Omil, R.J., A. Boll and R.M. Hernández, 1989. Cuenca cretácico-terciaria del Noroeste Argentino (Grupo Salta). En G. Chebli and L. Spalletti (eds.) *Cuencas Sedimentarias de la Argentina, Universidad Nacional de Tucumán. Serie Correlación Geológica* 6, p. 43-64, Tucumán.

González Bonorino, F., 1950. Geologic cross-section of the cordillera de los Andes at about Parallel 33°S.L. (Argentina y Chile). *Geological Society America, Bulletin* 61: 17-86, Boulder.

González, O., 1963. Observaciones geológicas en el valle del río Volcán. *Revista Minerale*s 41: 20-61, Santiago.

Göttsche, C., 1878. Über jurassische Versteinerungen aus der Argentinischen Cordillere. *Palaeontographica, Supplement* III, 2(3): 1-50, Stuttgart.

Grier, M.E., J.A. Salfity and R.W. Allmendinger, 1991. Andean reactivation of the Cretaceous Salta rift, northwestern Argentina. *Journal of South American Earth Sciences* vol. 4, 4:(351-372).

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

Groeber, P., 1946. Observaciones geológicas a lo largo del meridiano 70°. I. Hoja Chos Malal. *Sociedad Geológica Argentina, Revista* 1(3): 117-208. Reimpreso en *Asociación Geológica Argentina, Serie C, Reimpresiones* 1: 1-174 (1980), Buenos Aires.

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

Groeber, P., 1953. Andico. En *Geografía de la República Argentina. Sociedad Argentina Estudios Geográficos, GAEA* II(1): 349-541, Buenos Aires.

Gulisano, C.A., A.R. Gutierrez Pleimling y R.E. Digregorio, 1984 a. Esquema estratigráfico de la secuencia jurásica al oeste de la provincia del Neuquén. *LX° Congreso Geológico Argentino, Actas* I: 236-259, Buenos Aires.

Gulisano, C.A., A.R. Gutierrez Pleimling y R.E. Digregorio, 1984 b. Análisis estratigráfico del intervalo Tithoniano-Valanginiano (Formaciones Vaca Muerta, Quintuco y Mulichinco) en el suroeste de la provincia del Neuquén. *LX° Congreso Geológico Argentino, Actas* I: 221-235, Buenos Aires.



*Cristallini (1996)*

Heinsohn, W.D. 1993. Druck-und temperaturabhängigkeit der Geschwindigkeit Dichte relation für extern grobe krustenmächtig keiten. *Berliner Geowissenschaftliche Abhandlungen*. 29: 131-226. Berlin.

Heredia, N., L.R. Rodriguez Fernández y D. Ragona. 1996. Structure of the Argentine Andean cordillera between 30°30' and 31°00' S. *Troisième symposium international sur la Géodynamique andine*. Résumés étendus 379-382. St. Malo.

Hervé, F., E. Godoy, M.A. Parada, V.A. Ramos, C. Rapela, C. Mpodozis y J. Davidson. 1987. A general view on the Chilean - Argentine Andes, with emphasis on their early history. En J.W.H. Monger y J. Fanchiereau (eds.) *Circum Pacific Orogenic Belt and Evolution of the Pacific Ocean Basin*. *American Geophysical Union, Geodynamics Series* 18: 97-113, Washington.

Hoffstetter, R., H. Fuenzalida y G. Ceccioni. 1957. *Chile-Chili*. En *Lexique Stratigraphique International* 7: 1-444. Commission International de Stratigraphie, Paris.

Holmberg, E., 1973. Descripción de la Hoja 29 d, cerro Nevado, Provincia de Mendoza. *Boletín del Servicio Nacional de Geología y Minería (Argentina)*. 144: 1-77. Buenos Aires.

Introcaso, A., M.C. Pacino y H. Fraga. 1992. Gravity, isostasy and Andean crustal shortening between latitudes 30 and 35° S. *Tectonophysics* 205: 31-48, Amsterdam.

Irvine, T.N. y W.R.A. Baragar, 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences* 8: 523-548, Ontario.

Isacks, B.L., 1988. Uplift of the central Andean plateau and bending of the Bolivian orocline. *Journal of Geophysical Research* 93: 3211-3231, Washington.

Isacks, B. y M. Barazangi, 1977. Geometry of Benioff zones: lateral segmentation and downwards bending of the subducted lithosphere. En M. Talwani y W. Pitman (eds.) *Island Arcs, Deep Sea Trenches and Back-Arc Basins*. *American Geophysical Union, Ewing Series* 1: 99-114, Washington.

Isacks, B.L., T.E. Jordan, R.W. Allmendinger y V.A. Ramos, 1982. La segmentación tectónica de los Andes Centrales y su relación con la geometría de la Placa de Nazca subductada. *Vº Congreso Latinoamericano de Geología, Actas* III: 587-606. Buenos Aires.

Jordan, T.E. y R.N. Alonso, 1987. Cenozoic Stratigraphy and Basin Tectonics of the Andes Mountains. 20°-28° South Latitude. *AAPG Bulletin* 71(1): 49-64.

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

Jordan, T.E., V. Tamm, G. Figueroa, P.B. Flemmings, D. Richards, K. Tabbutt y T. Cheatham, 1996. Development of the Miocene Manatiales foreland basin, Principal cordillera, San Juan, Argentina. *Revista Geológica de Chile* 23(1): 43-79, Santiago.

Kay, S.M., V. Maksaev, R. Moscoso, C. Mpodozis, C. Nasi y C.E. Gordillo, 1987. Tertiary Andean magmatism in Chile and Argentina between 28°S and 33°S: Correlation of magmatic chemistry with a changing Benioff zone. *Journal of South American Earth Sciences* 1(1): 21-38, South Carolina.

Kay, S.M., V.A. Ramos, C.M. Mpodozis y P. Sruoga, 1989. Late Paleozoic to Jurassic silicic magmatism at the Gondwanaland margin: analogy to the Middle Proterozoic in North America ?. *Geology* 17: 324-328, Boulder.

*Universidad de Buenos Aires*

- Kay, S.M., C. Mpodozis, V.A. Ramos y F. Munizaga. 1991. Magma source variations for mid to late Tertiary volcanic rocks erupted over a shallowing subduction zone and through a thickening crust in the Main Andean cordillera (28-33°S). En R.S. Harmon y C. Rapela (eds.) *Andean Magmatism and its Tectonic Setting. Geological Society of America, Special Paper 265*: 113-137, Boulder.
- Klohn, C.. 1960. Geología de la cordillera de los Andes de Chile Central, provincia de Santiago, O'Higgins, Colchagua y Curicó. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín 8*: 1-95, Santiago.
- Kühn, F.. 1914. Estudio geográfico de las Altas cordilleras de San Juan. *Ministerio de Agricultura, Dirección General de Minas, Geología e Hidrología, Boletín B (Serie Geología) 8*: 7-44, Buenos Aires.
- Kuszniir N.J. y R.G. Park. 1987. Intraplate lithosphere deformation and the strength of the lithosphere. *Journal of Geophysical Research*. 79: 513-538. Washintong.
- La Roque, I. 1973. Reserva minera No. 53, "arroyo de los Teatinos - La Honda. *Plan cordillerano Centro de la Dirección General de Fabricaciones Militares. Programa de las Naciones Unidas Para el Desarrollo (1969)*, 162 pp. Nueva York
- Lambert, L.R.. 1943. Perfil geológico en el valle superior del río de los Patos Sur (Provincia de San Juan). *Museo de La Plata, Revista, Serie Geología 2(11)*: 1-10, La Plata.
- Lambert, L.R.. 1944. Informe sobre un proyecto de dique de embalse del río de los Patos sur. *Dirección de Mineralogía, Geología e Hidrogeología de la Nación, Boletín 57*: 1-48, Buenos Aires.
- Le Maitre, R.W., P. Bateman, D. Dubek, J. Keller, M.J. Lameyre Le Bas, P.A. Sabine, R. Schmid, H. Sorensen, A. Streckeisen, A.R. Wolley y B. Zanettin. 1989. *A classification of igneous rocks and glossary of terms*. 193 pp., Blackwell, Oxford.
- Leanza, H.A. 1981. Faunas de ammonites del Jurásico superior y del Cretácico inferior de América del Sur, con especial consideración de la Argentina. In W. Volkheimer and E. Mussachio (eds.) *Cuencas Sedimentarias del Jurásico y Cretácico de América del Sur*, 2: 559-597.
- Leanza, H.A., H.G. Marchese y J.C. Riggi. 1978. Estratigrafía del Grupo Mendoza con especial referencia a la Formación Vaca Muerta entre los paralelos 35° y 40° l.s., Cuenca neuquina-mendocina. *Asociación Geológica Argentina, Revista 32(3)(1977)*: 190-208, Buenos Aires.
- Legarreta, L. y C. Gulisano. 1989. Análisis estratigráfico secuencial de la Cuenca Neuquina (Triásico superior-Terciario inferior). En G. Chebli y L. Spalletti (eds.) *Cuencas Sedimentarias Argentinas. Facultad de Ciencias Naturales, Universidad Nacional de Tucumán, Correlación Geológica Serie 6*: 221-243. San Miguel de Tucumán.
- Legarreta, L., C.A. Gulisano y M.A. Uliana, 1993. Las secuencias sedimentarias jurásico-cretácicas. En V.A. Ramos (ed.) *Geología y Recursos Naturales de Mendoza. XII° Congreso Geológico Argentino y II° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio 1(9)*: 87-114, Buenos Aires.
- Lencinas, A., 1982. Características estructurales del extremo sur de la cordillera Sanjuanina, Argentina. *I° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas I*: 489-498, Buenos Aires.
- Levi, B. y J.O. Nyström. 1982 a. Spreading subsidence and subduction in Central Chile: a preliminary geochemical test in Mesozoic - Paleogene rocks. *III° Congreso Geológico Chileno, Actas 1(B)*: 28-36, Concepción.
- Levi, B. y J.O. Nyström, 1982 b. Metamorphic gradients in burial metamorphosed vesicular lavas: comparison of basalt and spilite in Cretaceous basic flows from central Chile. *Contributions to Mineralogy and Petrology 80*: 49-58, Berlin-New York.

*Cristallini (1996)*

Levi, B., M. Vergara, J.O. Nyström y F. Henriquez. 1988. Low-grade metamorphic facies series in the Mesozoic-Cenozoic volcanic sequences of Central Chile: a re-appraisal and some applications. *VII° Congreso Latino-Americano de Geología, Anais* V(1): 243-251, Belem.

Levi, B., L. Aguirre, J.O. Nyström, H. Padilla y M. Vergara. 1989. Low grade regional metamorphism in the Mesozoic-Cenozoic volcanic sequences of the Central Andes. *Journal of Metamorphic Geology* 7: 487-495, London.

Lo Forte, G.L., 1988. Geología de la Quebrada Agua Blanca. Prov. de Mendoza. *Universidad de Buenos Aires, Trabajo Final de Licenciatura* (inédito) 134 pp., Buenos Aires.

Lo Forte, G., 1991. Hallazgo de *Buchotrigonia (Syrotrigonia) biroi* Pérez y Reyes (Mollusca: Bivalvia) en cordillera Casa de Piedra, San Juan Argentina. *VI° Congreso Geológico Chileno, Actas* 1: 791-795, Santiago.

Llambías, E. y A.M. Sato. 1989. Relaciones geológicas del batolito de Colangüil. En *Reunión de Geotranssectas de América del Sur*, 83-87, Mar del Plata.

McClay, K.R. 1992. *Thrust Tectonics*. Chapman & Hall. pp. 442. London.

McClay, K.R. y P.G. Buchanan. 1992. Thrust faults in inverted extensional basins. En *Thrust Tectonics*, Mc.Clay (Ed.), 93-104. London.

McClay, K.R., J. Poblet y J.A. Muñoz. 1995. Detachment folds in thrust belts. *COMTEC-ICL Andean Thrust Tectonics Symposium, Abstracts*: 35-36, Buenos Aires.

Méndez, V., J.C.M. Turner, A. Navarini, R. Amengual and V. Viera. 1979. Geología de la región noroeste, provincias de Salta y Jujuy. *Dirección General Fabricaciones Militares*, p. 1-118, Buenos Aires.

Mingramm, A., A. Russo, A. Pozzo and L. Cazau. 1979. sierras Subandinas. In J.C.M. Turner (ed.) *Geología Regional Argentina, Academia Nacional de Ciencias I*, pp. 95-138, Córdoba.

Mirré, J.C., 1965. Geología del valle del río de los Patos, entre Las Hornillas y Villa Pituil, Provincia de San Juan. *Universidad de Buenos Aires, Trabajo final de Licenciatura* (inédito), 74 pp., Buenos Aires.

Mirré, J.C., 1967. Geología del valle del río de los Patos, entre Barreal y las Hornillas. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 21(4)(1966): 211-231, Buenos Aires.

Mombrú, C.A., F. Bettini y J. Vásquez. 1976. Geología entre los ríos Malargüe y Grande, Mendoza. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales* (informe inédito). Buenos Aires.

Moscoso, R., H. Padilla y S. Rivano. 1982. Hoja Los Andes, Región de Valparaíso. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile* 52: 1-67, Santiago.

Mosquera, A., 1990. Estudio geológico del extremo sur de la cordillera del Medio y Valle del río Mercedario, provincia de San Juan. *Universidad de Buenos Aires, Trabajo Final de Licenciatura* (inédito), 94 pp., Buenos Aires.

Mosquera, A. y T. Zapata. 1991. Análisis e interpretación estructural de las cordilleras Casa de Piedra y del Medio, sur de la cordillera Principal Sanjuanina, Argentina. *VI° Congreso Geológico Chileno, Actas*: 742-746, Viña del Mar.

Mpodozis, C. y P. Cornejo. 1988. Hoja Pisco Elqui, Región de Coquimbo. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile* 68: 1-164, Santiago.

*Universidad de Buenos Aires*

Mpodozis, C. y V.A. Ramos. 1989. The Andes of Chile and Argentina. En Ericksen, G.E., M.T. Cañas Pinochet y J.A. Reinemud (eds.) *Geology of the Andes and its relation to Hydrocarbon and Mineral Resources. Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sciences Series 11*: 59-90, Houston.

Mpodozis, C. y S.M. Kay. 1990. Provincias magmáticas ácidas y evolución tectónica de Gondwana. Andes Chilenos, 28-31°S. *Revista Geológica de Chile* 17(2): 153-180, Santiago.

Mpodozis, C., S. Rivano y J.C. Vicente. 1973. Resultados preliminares del estudio geológico de la Alta cordillera de Ovalle entre los ríos Grande y Los Molles (Provincia de Coquimbo, Chile). *I Congreso Geológico Argentino*. Actas 4: 117-132. Buenos Aires.

Munizaga, F. y J.C. Vicente. 1982. Acerca de la zonación plutónica y del vulcanismo miocénico en los Andes de Aconcagua (lat 32-33°S). Datos radimétricos K-Ar. *Revista Geológica de Chile* 16: 3-21, Santiago.

Mussini, M., 1989. Estudio geológico de la región del Cristo Redentor de Los Andes. Límite Argentino-chileno. *Universidad de Buenos Aires, Trabajo Final de Licenciatura* (inédito), Buenos Aires.

Nasi, C., R. Moscoso y V. Maksaev. 1990. Hoja Guanta. Región de Coquimbo. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile* 67: 1-140, Santiago.

Olivares Morales, A.P., 1985. Geología de la Alta cordillera de Illapel entre los 31°30' y 32°00' latitud sur. *Universidad de Chile, Memoria de Título* (inédito), 192 pp., Santiago.

Omarini, R.H., J.A. Salfity, E. Linares, J.G. Viramonte and S.A. Gorustovich. 1987. Petrología, geoquímica y edad de un filón capa lamproítico en el Subgrupo Pirgua (Alemania-Salta). *Revista del Instituto de Ciencias Geológicas*. 7: 89-99. Jujuy.

Ottone, E.G., P.P. Alvarez y S.V. Benoit, 1992. Late Triassic plant microfossils from the Rancho de Lata Formation, Main cordillera, Argentina. *Micropaleontology* 38(3): 261-278, New York.

Parada, M., B. Levi y J.O. Nyström, 1991. Geochemistry of the Triassic to Jurassic plutonism of Central Chile (30 to 33° S): petrogenetic implications and a tectonic discussion. En R.S. Harmon y C.W. Rapela (eds.) *Andean Magmatism and its tectonic setting. Geological Society of America, Special Paper* 265: 99-112. Boulder.

Pardo Casas, F. y P. Molnar, 1987. Relative motion of the Nazca (Farallon) and South American Plates since Late Cretaceous time. *Tectonics* 6(3): 233-248, Washington.

Pereyra García, F.X., 1986. Geología de la quebrada Tolosa, sección norte, afluente occidental del valle de los Horcones. *Universidad de Buenos Aires, Trabajo Final de Licenciatura* (inédito), 68 pp., Buenos Aires.

Pereyra F.X. 1996. Geomorfología. En Ramos *et al.* (1996). 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 (15): 423-446, Buenos Aires.

Pérez, D.J., 1995. Estudio geológico del cordón del Espinacito y regiones adyacentes, provincia de San Juan. *Universidad de Buenos Aires, Tesis Doctoral* (inédita), 262 pp., Buenos Aires.

Pérez D.J. y V.A. Ramos. 1996 a. El basamento prejurásico. En Ramos *et al.* (1996). 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.



*Cristallini (1996)*

Pérez D.J. y V.A. Ramos. 1996 b. El volcanismo de la región de la Ramada. En Ramos *et al.* (1996). 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 (9): 275-296*, Buenos Aires.

Pérez D.J. y V.A. Ramos. 1996 c. Los depósitos sinorogénicos. En Ramos *et al.* (1996). 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 (11): 317-341*, Buenos Aires.

Pérez, D.J., G. Ottone y V.A. Ramos, 1996. La ingresión marina miocena en la provincia de San Juan: sus implicancias paleogeográficas. *XIII° Congreso Geológico Argentino y III° Congreso Exploración de Hidrocarburos. Actas I: 385-398*, Buenos Aires.

Poblet, J., K. McClay. 1996. Geometry and Kinematics of Single-Layer Detachment Folds. *American Association of Petroleum Geologists, Bulletin 80(7): 1085-1109*, Tulsa.

Polanski, J., 1970. *Carbónico y Pérmico de la Argentina*. 216 pp., EUDEBA, Buenos Aires.

Polanski, J., 1972. Descripción geológica de la Hoja 24a-b cerro Tupungato, provincia de Mendoza. *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín 128: 1-110*, Buenos Aires.

Ragona, D., 1993. Estudio geológico de la Ciénaga del Gaucho, Alta cordillera de San Juan. *Universidad de Buenos Aires, Trabajo final de Licenciatura (inédito)*, 113 pp., Buenos Aires.

Ramos, V.A., 1985 a. El Mesozoico de la Alta cordillera de Mendoza: facies y desarrollo estratigráfico. Argentina. *II° Congreso Geológico Chileno, Actas I(1): 492-513*, Antofagasta.

Ramos, V.A., 1985 b. El Mesozoico de la Alta cordillera de Mendoza: reconstrucción tectónica de sus facies. Argentina. *IV° Congreso Geológico Chileno, Actas I(2): 104-118*, Antofagasta.

Ramos, V.A., 1988. The tectonics of the Central Andes: 30° to 33° S latitude. En S. Clark y D. Burchfiel (eds.) *Processes in Continental Lithospheric Deformation. Geological Society of America, Special Paper 218: 31-54*, Boulder.

Ramos, V.A., 1992. Control geotectónico de las cuencas triásicas de Cuyo. *Boletín de Informaciones Petroleras, Tercera Epoca IX(31): 2-9*, Buenos Aires.

Ramos, V.A. 1996 a. Marco geológico. En Ramos *et al.* (1996). 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 (3): 16-26*, Buenos Aires.

Ramos, V.A. 1996 b. Los depósitos cuaternarios. En Ramos *et al.* (1996), 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 (12): 343-348*, Buenos Aires.

Ramos, V.A. 1996 c. Evolución tectónica de la Alta cordillera de San Juan. En Ramos *et al.* (1996), 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 (16): 447-460*, Buenos Aires.

Ramos, V.A. y M.R. Yrigoyen, 1987. Geología de la región del Aconcagua, provincia de Mendoza. Simposio Internacional sobre Vulcanismo Andino. *X° Congreso Geológico Argentino, Actas IV: 267-271*, San Miguel de Tucumán.

Ramos, V.A. y C. Cingolani, 1989. La granodiorita Matienzo, intrusivo mioceno de la Alta cordillera de Mendoza. *Asociación Geológica Argentina, Revista 43(3)(1988): 404-408*, Buenos Aires.

*Universidad de Buenos Aires*

Ramos, V.A. y M.B. Aguirre-Urreta, 1991. La discordancia primordial del Valle Hermoso. Alta cordillera de San Juan, Argentina. Reinterpretación tectónica. *VI° Congreso Geológico Chileno, Actas I*: 887-891, Santiago.

Ramos, V.A. y S.M. Kay, 1991. Triassic rifting and associated basalts in the Cuyo basin, central Argentina. En R.S. Harmon y C.W. Rapela (eds.) *Andean magmatism and its tectonic setting. Geological Society of America, Special Paper 265*: 79-91, Boulder.

Ramos, V.A. y M.B. Aguirre-Urreta, 1992. El Neocomiano de los Andes Centrales de Argentina y Chile. *III° Congreso geológico de España y VIII° Congreso Latinoamericano de Geología, Actas Simposios 4*: 75-79, Salamanca.

Ramos, V.A. y G.I. Vujovich, 1995. Descripción de la Hoja Geológica San Juan (1:250.000). *Dirección Nacional del Servicio Geológico*. 178 pp. Buenos Aires.

Ramos, V.A. y P.P. Alvarez, 1996. Early Mesozoic tectonics of the High Andes of Argentina and Chile. En A.C. Riccardi (ed.) *Advances in Jurassic Research, GeoResearch Forum 1-2*: 387-396, Transtec Publications Ltd. Zurich.

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

Ramos, V.A., S.M. Kay, C. Cingolani y K. Kawashita, 1985. The volcanics rocks of cerro Aconcagua, cordillera Principal (32°S) Argentina. *Comunicaciones 35*: 191-194, Santiago.

Ramos, V.A., T.E. Jordan, R.W. Allmendinger, C. Mpodozis, S.M. Kay, J.M. Cortés y M.A. Palma, 1986. Paleozoic terranes of Central Argentine-Chilean Andes. *Tectonics 5*(6): 855-880, Washington.

Ramos, V.A., S. Rivano, M.B. Aguirre-Urreta, E. Godoy y G.L. Lo Forte, 1990. El Mesozoico del cordón del Límite entre Portezuelo Navarro y Monos de Agua (Chile-Argentina). *XI° Congreso Geológico Argentino, Actas II*: 43-46, San Juan.

Ramos, V.A., E. Godoy, G. Lo Forte y M.B. Aguirre-Urreta, 1991 a. La franja plegada y corrida del norte del río Colorado. Región Metropolitana, Chile Central. *VI° Congreso Geológico Chileno, Actas I*: 323-327, Santiago.

Ramos, V.A., F. Munizaga y S.M. Kay, 1991 b. El magmatismo cenozoico a los 33° de latitud: geocronología y relaciones tectónicas. *VI° Congreso Geológico Chileno, Actas I*: 892-896, Santiago.

Ramos, V. A., M. B. Aguirre-Urreta y A. Lencinas, 1993. El Toarciano fosilífero de Pachón y su relación con el Jurásico de la cordillera Principal de San Juan. *XII Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos*. Actas 2:94-103, Buenos Aires.

Ramos, V.A., M.B. Aguirre-Urreta, P.P. Alvarez, M.I. Cegarra, E.O. Cristallini, S.M. Kay, G.L. Lo Forte, F.X. Pereyra y D.J. Pérez, 1996 a. 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: 510 pp, Buenos Aires.

Ramos, V.A., M.I. Cegarra y D.J. Pérez, 1996 b. *Carta geológica de la región del Aconcagua*. Escala 1:100.000. Servicio Geológico Nacional.

Ramos, V.A., M.I. Cegarra y E. Cristallini, 1996 d. Cenozoic tectonics of the High Andes of west-central Argentina (30°- 36°S latitude). *Tectonophysics 259*: 185-200, Amsterdam.

*Cristallini (1996)*

Ramos, V.A., S.M. Kay y D.J. Pérez. 1996 c. El volcanismo de la región del Aconcagua. En Ramos *et al.*, 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 (10): 297-316, Buenos Aires.

Ramsay, J.G., 1967. *Folding and Fracturing of Rocks*. 568 pp., McGraw-Hill, New York.

Ramsay, J.G. 1992. Some geometric problems of ramp-flat thrust models. En *Thrust Tectonics*. Mc.Clay (Ed.). 191-200. London.

Ranalli, G. y D.C. Murphy. 1987. Rheological stratification of the lithosphere. *Tectonophysics*, 132: 281-295. Amsterdam.

Regnier, M., J.L. Chatelain, R. Smalley, J. Ming Chiu, B. L. Isacks y N. Puebla, 1992. Seismotectonic of the sierra Pie de Palo, a basement block uplift in the Andean foreland, Argentina. *Bulletin of Seismological Society of America*. (in press).

Reyes, F.C., J.A. Salfity, J.G. Viramonte and W. Gutiérrez, 1976. Consideraciones sobre el vulcanismo del Subgrupo Pirgua (Cretácico) en el Norte Argentino. *VI° Congreso Geológico Argentino*. Actas I, p. 205-223, Buenos Aires.

Riccardi, A.C., 1984. Las asociaciones de amonitas del Jurásico y Cretácico de la Argentina. *IX° Congreso Geológico Argentino*. Actas 4: 559-595, Buenos Aires.

Riccardi, A. C. y C. A. Gulisano, 1992. Unidades limitadas por discontinuidades. Su aplicación al Jurásico andino. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 45(3-4):346-364, Buenos Aires.

Rigal, R., 1930. El Liásico de la cordillera del Espinacito (Provincia de San Juan). *Dirección Nacional de Geología y Minería, Publicación* 74: 5-9, Buenos Aires.

Rivano, S., 1984. Geología del Meso-Cenozoico entre los 31° y 33° Lat. Sur. En Seminario Actualización de la Geología de Chile. Apuntes. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Miscelánea* 4: k1-k17, Santiago.

Rivano, S. y P. Sepúlveda, 1991. Hoja Illapel. Región de Coquimbo. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile* 69: 1-132, Santiago.

Rivano, S., P. Sepúlveda, R. Boric, M. Hervé y A. Puig, 1986. Antecedentes radiométricos para una edad cretácica inferior de la Formación Las Chilcas. *Revista Geológica de Chile* 27: 27-32, Santiago.

Rivano, S., E. Godoy, M. Vergara y R. Villaroel, 1990. Redefinición de la Formación Farellones en la cordillera de los Andes de Chile Central (32°-34°S). *Revista Geológica de Chile* 17(2): 205-214, Santiago.

Rivano, S., P. Sepúlveda, R. Boric y D. Espiñeira, 1993. Hojas Quillota y Portillo. *Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile* 73: Escala 1:250.000, Santiago.

Rodríguez Fernández, L.R., N. Heredia y D. Ragona, 1995. The structure and stratigraphy of cordillera Frontal at Castaño Viejo, San Juan. *COMTEC-ICL Andean Thrust Tectonics Symposium, Abstracts*: 22-23, San Juan.

Roeder, D. y T. Weller, 1982. Exploring fold-thrust Belts for Hydrocarbons. *Yacimientos Petrolíferos Fiscales Bolivia, Lecture Course*, 216 pp., Santa Cruz de la sierra.

Ruiz Huidobro, O.J., 1960. Descripción Geológica de la Hoja 8e Chicoana (Provincia de Salta). *Dirección Nacional de Geología y Minería, Boletín* 89: 1-46, Buenos Aires.

Salfity, J., 1979. Paleogeología de la Cuenca del Grupo Salta (Cretácico-Eogénico) del Norte de

*Universidad de Buenos Aires*

Argentina. VII° Congreso Geológico Argentino. Actas I, p. 505-515. Buenos Aires.

Salfity, J. 1982. Evolución paleogeográfica del Grupo Salta (Cretácico-Eogénico). Argentina. I° Congreso Latinoamericano de Geología. Actas I, p. 11-26. Buenos Aires.

Salfity, J.A. y S.A. Gorustovich. 1992. Cenozoic correlations in the Argentina Puna. *Geowissenschaftliches Lateinamerika Kolloquium (Abstracts)* 13th. Münster.

Salfity J.A. y R.A. Marquillas. 1994. Tectonic and sedimentary evolution of the Cretaceous-Eocene Salta Group basin. Argentina. En *Cretaceous Tectonics of the Andes*. (Ed.: J.A. Salfity). Braunschweig/Wiesbaden. *Earth Evolution Sciences Monograph Series, Friedr. Vieweg & Sohn*, p. 266-315.

Salfity, J.A., C.R. Monaldi, R.A. Marquillas y R.E. Gonzáles. 1993. La inversión tectónica del Umbral de los Gallos en la cuenca del Grupo Salta durante la fase incaica. *XXI Congreso Geológico Argentino y II Congreso de Exploración de Hidrocarburos*. Actas III: (200-210). Buenos Aires.

Sanguinetti, A.S., 1987. Volcanismo neojurásico-neocomiano de la Quebrada de Vargas. Alta cordillera de Mendoza. Simposio Internacional sobre Vulcanismo Andino. *X° Congreso Geológico Argentino, Actas IV*: 264-266. San Miguel de Tucumán.

Sanguinetti, A.S. y M.I. Cegarra. 1991. El volcanismo Jurásico Superior al este de Las Cuevas. cordillera Principal de Mendoza. Argentina. *V° Congreso Geológico Chileno, Actas I*: 737-741, Santiago.

Sanguinetti, A.S. y V.A. Ramos. 1993. El volcanismo de arco mesozoico. En V.A. Ramos (ed.) *Geología y Recursos Naturales de Mendoza. XII° Congreso Geológico Argentino y II° Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Relatorio I(10)*: 115-122. Buenos Aires.

Scazzioti, F.B., 1995. Geología del sector sur de la quebrada Pantanosa inferior, provincia de San Juan. *Universidad de Buenos Aires, Trabajo Final de Licenciatura* (inédito), 127 pp., Buenos Aires.

Schiller, W., 1912. La Alta cordillera de San Juan y Mendoza y parte de la provincia de San Juan. *Ministerio de Agricultura de la Nación, Sección Geología, Mineralogía y Minería, Anales VII(5)*: 1-68. Buenos Aires.

Smalley, R., J. Pujol, M. Regnier, J. Ming Chiu, J.L. Chatelain, B. Isacks, M. Araujo y N. Puebla. 1992. Basement seismicity beneath the Andean Precordillera thin-skinned thrust belt and implications for crustal and lithospheric behaviour. *Tectonics* 12(1): 63-76, Washington.

Spalletta, M.B., 1991. Geología del plutón granítico Manantiales. *Universidad de Buenos Aires, Trabajo final de Licenciatura*, (inédito), 89 pp., Buenos Aires.

Steinmann, G., 1881. Zur Kenntniss der Jura und Kreideformation von Caracoles. *Neues Jahrbuch für Geol. Paleont.* Beil-Bd. :238-301. lám IX -XIV, Stuttgart.

Stelzner, A., 1873. Mineralogische Beobachtungen in Gebiete der argentinischen Republik. *Mineralogische Mittheilungen Gesammelt von Gustav Tschermak*. Jahrgang 1873, Heft IV: 219-254, Wien. Traducido por C.E. Godrillo, 1966. Observaciones mineralógicas en el territorio de la República Argentina. *Academia Nacional de Ciencias, Boletín XLV(1-4)*: 151-195, Córdoba.

Stelzner, A., 1878. Beiträge zur Geologie und Palaontologie der Argentinischen Republik. *II Palaeont. Theil*. Ed. von Fisher, 51 pp., Cassel, Berlin.

Stelzner, A., 1885. Beiträge zur Geologie und Paläontologie der Argentinischen Republik. I. *Geologischer Theil*. Ed. von T. Fischer, Cassel & Berlin.



*Cristallini (1996)*

Stipanovic, P.N., 1966. El Jurásico en Vega de la Veranada (Neuquén), el Oxfordense y el diastrofismo divesiano (Agasiz-Yaila) en Argentina. *Asociación Geológica Argentina, Revista* 20(4)(1965): 403-478, Buenos Aires.

Stipanovic, P.N. y F. Rodrigo, 1970. El diastrofismo jurásico en Argentina y Chile. *IV<sup>o</sup> Jornadas Geológicas Argentinas*, Actas II: 353-368, Buenos Aires.

Stipanovic, P.N. y M.I.R. Bonetti, 1970. Posiciones estratigráficas y edades de las principales floras jurásicas argentinas. *Floras liásicas. Ameghiniana* VII(1): 57-78, Buenos Aires.

Suppe, J. y D. Mendwedeff, 1990. Geometry and kinematics of fault-propagation folding. *Eclogae geologicae Helveticae* 83(3): 409-454, Basel.

Thiele, R., 1980. Hoja Santiago. Región Metropolitana. Carta Geológica de Chile. Escala 1:250.000. *Instituto de Investigaciones Geológicas* 39: 1-51, Santiago.

Thiessen R.L. y W.D. Means, 1980. Classification of fold interference patterns: a reexamination. *Journal of Structural Geology* 2(3): 311-316, Oxford.

Thomas, H. 1958. Geología de la cordillera de la Costa entre el valle de La Ligua y la cuesta de Barriga. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín* 2: 1-80, Santiago.

Thomas, H., 1967. Geología de la Hoja Ovalle, provincia de Coquimbo. *Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín* 23: 1-58, Santiago.

Toler, V., 1996. Geología del sector norte de la quebrada Pantanosa inferior, provincia de San Juan. *Universidad de Buenos Aires* (inédito). 98 pp. Buenos Aires.

Tornquist, A., 1898. Der Dogger am Espinacito-Pass. *Paläontologische Abhandlungen, Neue Folge* IV(2): 3-72, Jena.

Twiss, R.J. y M. Moores, 1992. *Structural Geology*. Freeman and Company. 532 pp. New York.

Uliana, M.A. y K.T. Biddle, 1988. Mesozoic-Cenozoic paleogeographic and geodynamic evolution of southern South America. *Revista Brasileira de Geociências* 18: 172-190, São Paulo.

Vassel, R.K. y D.K. Davies, 1981. Nonmarine sedimentation in an active fore arc basin. *Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Special Publication* 31: 31-45, Tulsa.

Vergara, M. y J.O. Nyström, 1996. Geochemical features of Lower Cretaceous back-arc lavas in the Andean cordillera. Central Chile (31°-34°S). *Revista Geológica de Chile* 23(1): 97-106, Santiago.

Vergara, M., S. Rivano y P. Anex, 1993. Características geoquímicas de las rocas volcánicas de la Formación Los Pelambres, cordillera Principal (31°-32°S). Estudio Preliminar. *XII<sup>o</sup> Congreso Geológico Argentino y II<sup>o</sup> Congreso de Exploración de Hidrocarburos, Actas* 4: 166-170, Buenos Aires.

Vicente, J.C., 1972. Aperçu sur l'organisation et l'évolution des Andes argentino-chiliennes centrales au parallèle de Aconcagua. *XXIV<sup>o</sup> International Geological Congress, Section 3*: 42-436, Ottawa.

Vicente, J.C., R. Charrier, J. Davidson, C. Mpodozis y S. Rivano, 1973. La orogénesis subhercínica: fase mayor de la evolución paleogeográfica y estructural de los Andes argentino-chilenos centrales. *V<sup>o</sup> Congreso Geológico Argentino, Actas* V: 81-98, Buenos Aires.

Volkheimer, W., 1973. Observaciones geológicas en el área de ingeniero Jacobacci y adyacencias (Provincia de Neuquén). *Asociación Geológica Argentina, Revista*, 28 (1): 13-36, Buenos Aires.

*Universidad de Buenos Aires*

Volkheimer, W., M.O. Manceñido y S.E. Damborenea, 1978. La formación Los Patos (nov.form), Jurásico inferior de la alta cordillera de la provincia de San Juan (República Argentina), en su localidad tipo (río de los Patos Sur). *Asociación Geológica Argentina, Revista* 32(4): 300-311, Buenos Aires.

Von Gosen, W. 1992. Structural evolution of the Argentine Precordillera: the río San Juan section. *Journal of Structural Geology*. 14 (6): 643-667. Oxford.

Von Huene, R., S. Lallemand. 1990. Tectonic erosion along the Japan and Peru convergent margins. *Geological Society of America Bulletin*. 102: 704-720, Boulder.

Weaver, C.E., 1931. Paleontology of the Jurassic and Cretaceous of west central Argentina. *University of Washington, Memoir* 1: 1-469, Seattle.

Wehrli, L. y Burckhardt, C. 1898. Rapport preliminaire sur une expedition geologique dans la Cordillere argentino-chilienne entre le 33° et 36° latitude sud. *Revista Museo de La Plata* 8:373-388. La Plata.

Winchester, J.A. y P.A. Floyd. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology* 20: 325-343. Amsterdam.

Wood, D.A., 1980. The application of Th-Hf-Ta diagram to problems of tectomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic province. *Earth and Planetary Science Letters* 50: 11-30. Amsterdam.

Yrigoyen, M.R., 1976. Observaciones geológicas alrededor del Aconcagua. *1° Congreso Geológico Chileno, Actas* 1: 168-190, Santiago.

Yrigoyen, M.R., 1979. cordillera Principal. En J.C.M. Turner (ed.) *Segundo Simposio Geología Regional*, Academia Nacional de Ciencias 1: 651-694, Córdoba.

Zambrano, J.J., 1990. Jurásico y Cretácico de San Juan. En O. Bordonaro (ed.) *Relatorio de Geología y Recursos Naturales de la Provincia de San Juan*: 140-153, San Juan.

Zapata, T.R., 1990. Estudio geológico de la cordillera Casa de Piedra y del cordón Valle Hermoso. *Universidad de Buenos Aires, Trabajo Final de Licenciatura* (inédito), 102 pp., Buenos Aires.

Zeil, W., 1981. Volcanism and geodynamics at the turn of the Paleozoic to the Mesozoic in the Central and Southern Andes. *Zentralblatt für Geologie und Paläontologie, Teil* 1-1981(3/4): 298-318, Stuttgart.

## Tesis de Posgrado

### Página no digitalizada

Tipo de material: Mapa

Alto: 108

Ancho: 90

Descripción: Mapa geológico, Región de Ramada. Departamento de Ciencias geológicas. Laboratorio de Tectónica Andina. Universidad de Buenos Aires.

Esta página no pudo ser digitalizada por tener características especiales. La misma puede ser vista en papel concurriendo en persona a la Biblioteca Central Dr. Luis Federico Leloir.

This page could not be scanned because it did not fit in the scanner. You can see a paper copy in person in the Central Library Dr. Luis Federico Leloir.