



**UNIVERSIDAD DE CHILE  
FACULTAD DE CIENCIAS FISICAS Y MATEMATICAS  
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA**

**ESTRUCTURA Y TECTÓNICA CENOZOICA  
DEL SECTOR SUR DE LA CUENCA DE ARAUCO, ~38°S, CHILE**

**TÉISIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGÍSTER EN  
CIENCIAS MENCIÓN GEOLOGÍA**

**MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO**

**JUAN AUGUSTO BECERRA MIRANDA**

**PROFESOR GUÍA:  
CÉSAR ARRIAGADA ORTEGA**

**PROFESOR CO-GUÍA:  
EDUARDO CONTRERAS REYES**

**MIEMBROS DE LA COMISIÓN:  
JACOBUS LEROUX  
MARCELO FARÍAS THIERS**

**SANTIAGO DE CHILE  
2012**

## RESUMEN

### ESTRUCTURA Y TECTÓNICA CENOZOICA DEL SECTOR SUR DE LA CUENCA DE ARAUCO, ~38°S, CHILE

Una sección sísmica de reflexión 2D, de alta resolución en el sector sur de la Cuenca de Arauco muestra rasgos estructurales relacionados a la compresión cenozoica andina y a los procesos tectónicos de subducción. La Cuenca de Arauco presenta secuencias sedimentarias cretácicas superiores-pliocenas y se posiciona en el antearco, sobre la zona de subducción de Chile. La falta de estudios asociados a las unidades pre-miocenas en el valle central y en el intra-arco andino, hacen de la Cuenca de Arauco, sea el primer lugar donde se han registrado evidencias de deformación pre-miocenas en el antearco sur andino (34°-45°S).

Esta línea sísmica ha sido utilizada para revelar y constreñir la evolución cinemática de la Cuenca de Arauco, mediante un análisis estratigráfico-sísmico y cinemático de las secuencias y estilos estructurales presentes. En este estudio se han identificados tres dominios estructurales: Inversión Tectónica, Extensión y Acreción, como también siete secuencias cinemáticas que sobreyacen el basamento pérmico-triásico y sus relaciones, con las cuatro tradicionales unidades tectono-estratigráficas de la Cuenca de Arauco: (S1) *sin-Extensión*, Cretácico Superior; (S2) *sin-Extensión* y (S3-S4) *sin-Inversión*, Eoceno; (S5-S6) *sin-Inversión*, Mioceno, con estructuras extensionales de mediana escala; (S7) *pos-Inversión* y *sin-Compresión*, Plioceno-Cuaternario.

Dentro de la Cuenca de Arauco el acortamiento comenzó en el Eoceno Tardío coetáneo a un reajuste mayor en las placas tectónicas (34 Ma), lo cual es representado por geometrías y secuencias cinemáticas de inversión tectónica positiva. Una marcada discordancia erosiva (33.9-23.03 Ma) evidencia un subsecuente evento de erosión/alzamiento durante el Oligoceno Tardío. Un posterior evento de deformación contraccional mioceno realizó la inversión tectónica positiva de los antiguos depocentros y generó estructuras extensionales de mediana escala. Sumado al comienzo de un margen acrecionario o no erosivo desde el Plioceno, la colisión oblicua de la zona de fractura de Mocha a los 3.6 Ma (~38°S) y la rápida exhumación de la cordillera de Nahuelbuta (Plioceno a Reciente), dejaron como resultado la emergencia parcial de la Cuenca de Arauco, el carácter compresivo de las secuencias pliocenas-cuaternarias y la inversión tectónica positiva de algunas estructuras extensionales miocenas.

El análisis de las geometrías estructurales presentes en el sector sur de la Cuenca de Arauco, permite entender los estilos de deformación y estimar una medida de acortamiento mínimo (~4%) de la porción occidental del antearco (~38°S) en respuesta al sollevamiento de los Andes. Por otra parte, este estudio confirma un desarrollo común dentro de las cuencas andinas (~38°S) atribuido a las fases tectónicas, incluso en sectores donde los procesos de transferencias de masa ocurren.

**STRUCTURE AND CENOZOIC TECTONICS OF THE SOUTHERN ARAUCO BASIN, ~38°S, CHILE**

A high-resolution seismic reflection data across the southern Arauco forearc basin shows structural features related to Cenozoic Andean compression and subduction tectonic processes. The Arauco Basin is located on the continental shelf near the Chilean subduction zone and presents Late Cretaceous to Holocene sedimentary units. The lack of studies related to the pre-Miocene units in the Central Valley and Chilean Andean Intra-arc at 34°-45°S, makes the Arauco Basin the first signal of pre-Miocene contractional deformation.

We studied the kinematic evolution of the Arauco Basin based on a detailed seismic-stratigraphic interpretations and structural analysis of a seismic reflection line. Three structural domains are identified: (1) Inversion, (2) Extension and (3) Accretion Tectonics. In addition, seven kinematic sequences have been recognized overlying the Late Carboniferous to Triassic basement, and their relationships with four traditional tectonostratigraphic sequences of the Arauco Basin: (S1) Late Cretaceous *syn-extension*, (S2) Eocene *syn-extension*, (S3) and (S4) Eocene *syn-inversion*, (S5-S6) Miocene *syn-inversion* with middle extensional structures, and (S7) Pliocene-Quaternary *post-inversion* and *syn-compression*.

The shortening began in the southern Arauco Basin coeval with a major readjustment of the plate convergence rate (~34 Ma) that is represented by inversion structures and kinematic *syn-inversion* sequences. A marked erosional unconformity (34-23 Ma) represents a subsequent event of erosion/uplift during the Oligocene. A contractional Miocene deformation phase reinforced the inversion tectonic and generated Miocene extensional structures. In addition to the accretionary mode since the Pliocene, the oblique collision of the Mocha Fracture Zone (~3.6 Ma) at ~38°S and the rapid exhumation of the Nahuelbuta Range (Pliocene to Recent), allowed the partial emergence of the Arauco Basin, the compressive nature of the Pliocene-Quaternary sequences and inverted some of the Miocene extensional structures. The mechanics of regional subsidence which affected the basin during the Miocene cannot be attributed to major scale extensional structures (>1.0 km).

Analysis of the structural geometries present in the southern Arauco Basin, allows us to understand the styles of deformation and estimate a measure of minimum shortening (~4%) of the western portion of the forearc (~38° S) in response to uplift of the Andes. This work supports the idea of common factors in the Andean orogenic cycle which correspond to tectonic phases, even in areas where mass transfer processes occurred. The key structural geometry in our interpretation allows us to reveal and show evidence of stile unknown event in the Andean fore-arc.

## DEDICACION

*“Los ojos tienen campo para espaciarse en la inmensidad de las vistas, y para perderse en la variedad de objetos que se presentan por sí mismos a sus observaciones. Tan extensas e ilimitadas vistas son tan agradables a la imaginación como lo son al entendimiento las especulaciones de la eternidad y del infinito”*

Joseph Addison,  
*Los placeres de la imaginación* (1711)

## AGRADECIMIENTOS

La presente tesis fue realizada en conjunto con el departamento de Geología y Geofísica de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemática, Universidad de Chile, y su desarrollo se realizó en las dependencias del laboratorio de Tectónica y Paleomagnetismo. Agradezco a *Midland Valley* por las licencias educacionales del software *Move*.

Las personas que me guiaron en esta tesis corresponden a César Arriagada y Eduardo Contreras Reyes, a quienes agradezco por la oportunidad de desarrollarme como científicos y confianza al momento de designar este trabajo. También, a cada integrante del grupo de Tectónica y Paleomagnetismo: Susana, Matías, Fernando, Marcos, Sergio y Luis con quienes he compartido durante estos dos años. A Jacobus Le Roux, Marcelo Farías, Daniel Carrizo y Felipe Tapia por sus tiempos, comentarios, correcciones y conversaciones. A mis compañeros de cursos, con quienes disfrute y aprendí de Geología.

A mi familia; Padres, Hermanos, Sobrinos y Tíos, quienes me han acompañado durante estos 26 años y han sido un apoyo incondicional. Y por último, a Paula, por su amor y compañía, desde Geología General, desde los mejores años de mi vida.

## ÍNDICE DE CONTENIDOS

	Páginas
<b>Resumen</b>	I
<b>Dedicación</b>	III
<b>Agradecimientos</b>	IV
<b>Índice de Contenidos</b>	V
<b>Índice de Ilustraciones</b>	VII
<b>Capítulos</b>	
<b>I Introducción</b>	<b>1</b>
I.1 La Orogénesis Andina a ~38°S	1
II.1.1 Cuencas de Antearco en el Sector Sur de los Andes Centrales y Norte de los Andes Patagónicos (33°-45°S)	7
I.2 Geodinámica del Margen de Subducción de Chile	8
I.3 Marco Tectonoestratigráfico de la Cuenca de Arauco	13
I.4 Problema y Objetivo de Trabajo	15
<b>II Teóricos</b>	<b>18</b>
II.1 Inversión Tectónica	18
II.1.1 Geometrías y Conceptos de Inversión Tectónica	19
II.1.2 Factores de la Inversión Tectónica	23
II.1.3 Geodinámica y Procesos de Inversión Tectónica en Cuencas Sedimentarias	29
II.2 Estratigrafía Sísmica	32
II.2.1 Sísmica de Reflexión	32
II.2.2 Geometrías en Reflexiones Sedimentarias	35
II.2.3 Interpretación de Litología y Facies Sedimentarias	38
II.2.4 Discontinuidades, Artefactos y Reflexiones no Sedimentarias	44

<b>III Structure and Cenozoic tectonics of the southern Arauco Basin, south-central Chile (~38°S)</b>	<b>47</b>
Abstract	
III.1 Introduction	48
III.2 Geodynamic Setting	51
III.2.1 Tectonostratigraphic Setting of the Arauco Basin	54
III.2.2 Structural Setting of the Arauco Basin	56
III.3 Characterization of Geological Structures from Seismic Reflection	57
III.4 Seismic Interpretation	60
III.4.1 Seismic Stratigraphy	60
III.4.2 Structural Domains of the Arauco Basin	65
III.4.2.1 Inversion Tectonics	65
III.4.2.2 Extensional Tectonics	66
III.4.2.3 Accretion Tectonics	67
III.5 Discussion	73
III.5.1 Seismic Stratigraphic Correlation	73
III.5.2 Main Unconformity	74
III.5.3 Eocene-Oligocene Inversion Tectonics	75
III.5.4 Miocene Extension	75
III.5.5 Kinematic Evolution of the Southern Arauco basin	76
III.5.6 Implications for the Andean Tectonics Setting at ~38°S	79
III.6 Conclusions	82
Acknowledgements	
<b>IV Modelación Cinemática</b>	<b>83</b>
IV.1 Construcción y Restauración Polifásica	84
IV.1.1 Conversión a Profundidad	84
IV.1.2 Decompactación	85

IV.1.3 Restauración Polifásica	86
IV.1.4 Dirección de Transporte Tectónico	88
IV.2 Resultados de la Restauración Polifásica	89
IV.3 Evolución Estructural del Sector Sur de la Cuenca de Arauco a partir de la Restauración Polifásica	99
<b>V Conclusiones</b>	<b>101</b>
<b>Referencias</b>	<b>103</b>

## ÍNDICE DE ILUSTRACIONES

	Páginas
<b>Ilustraciones</b>	
I.1 Contexto Geodinámico de Sudamérica	2
I.2 Contexto Geodinámico y Morfoestructural del Margen Occidental, Sector Centro Sur de Sudamérica	5
I.3 Resumen de la Evolución Tectónica de los Andes a la Latitud de los 38°S	6
I.4 Contexto Geodinámico del Margen Occidental de la Porción Centro Sur de Sudamérica	10
I.5 Dominios Morfotectónicos cercanos al <i>Offshore</i> de Arauco	12
II.1.1 Modelo Conceptual del Desarrollo de Secuencias Cinemáticas	19
II.1.2 Punto Nulo	20
II.1.3 Radio de Inversión Tectónica	21
II.1.4 Secciones Esquemáticas de Geometrías y Estructuras Clásicas de la Inversión Tectónica	22
II.1.5 Círculo de Mohr-Coulomb	24
II.1.6 Radio de Esfuerzo	26



II.1.7 Relación entre el Manteo de las Estructuras y el Ángulo que Sustenta la Dirección de Extensión y Compresión	28
II.1.8 Modelo Esquemático del Desarrollo de Zonas Termalmente Debilitadas	30
II.2.1 Modelo de Velocidad y Profundidad del <i>Offshore</i> a los 38°15'S, Chile	33
II.2.2 Diagrama de Refracción y Reflexión de Ondas	34
II.2.3 Ejemplo de Fuertes Reflexiones entre Distintos Medios	35
II.2.4 Distintos Tipos de Relaciones Geométricas entre los Reflectores Sísmicos	37
II.2.5 Clasificación de las Geometrías Internas de las Unidades Sísmicas	42
II.2.6 Continuación de la Figura II.2.5	43
II.2.7 Ejemplo de las Geometrías Sísmicas en una Plataforma Externa	44
II.2.8 Ejemplo de Múltiplos dentro de una Sección Sísmica de Alta Resolución	46
II.2.9 Ejemplo de Fallas dentro de una Sección Sísmica de Alta Resolución	46
III.1 Contexto Geodinámico de la Placa de Nazca, Antártica y Sudamericana. Localización de la Sección Sísmica P09	50
III.2 Mapa Geológico Simplificado del Sector de Arauco y Localización de la Sección P09	53
III.3 Columna Estratigráfica Generalizada de la Cuenca de Arauco.	55
III.4 Imagen e Interpretación del Sector Oriental de la Sección Sísmica P09	58
III.5 Sondajes ubicados en Isla Mocha usados en este Estudio	59
III.6 Secuencias Estratigráficas y sus Características de Reflectancia	

definidas en este Trabajo	64
III.7 Imagen Sísmica e Interpretación del Sector Oriental en el Dominio de Extensión	68
III.8 Imagen Sísmica e Interpretación de la Porción Oriental del Depocentro en el Dominio de Inversión Tectónica	69
III.9 Imagen Sísmica e Interpretación de la Porción Occidental del Depocentro en el Dominio de Inversión Tectónica	70
III.10 Imagen Sísmica e Interpretación del Cañon Paleo-Pallahuen	71
III.11 Imagen e Interpretación del Sector Occidental en el Dominio de Acreción	72
III.12 Cuadro de Resumen de la Evolución Cinemática del Segmento Sur de la Cuenca de Arauco Propuesta en este Trabajo	78
III.13 Sección Estructural Cortical a los ~38°S	81
IV.1 Procedimiento de la Restauración de una Sección	83
IV.2 Conversión a Profundidad del Segmento Oriental Contenido en la Línea Sísmica P09	85
IV.3 Etapas de Restauración de los Algoritmos de Cizalle Inclinado y Flujo Flexural	87
IV.4 Dirección de Transporte Tectónico	89
IV.5 Sección Estructural del Segmento Oriental de la Línea Sísmica P09	90
IV.6 Restauración Polifásica de la Sección Estructural	92
IV.6 Continuación	92
IV.6 Continuación	95
IV.6 Continuación	96
IV.6 Continuación	97
IV.6 Continuación	99

# I Introducción

La caracterización de la Cuenca de Arauco en el *offshore* se ha realizado mediante estudios de secciones sísmicas y datos de sondajes. Las interpretaciones sísmicas publicadas (e.g., Melnick y Echtler, 2006; Melnick, 2006a) carecen de una extensión lateral y vertical, en que se abarque la totalidad de algún segmento de la Cuenca de Arauco. Si bien, diversos estilos estructurales de la Cuenca de Arauco han sido reconocidos y estudiados, aun no se cuenta con una sección publicada que abarque en totalidad los estilos estructurales presentes y la relación entre ellos.

Una sección sísmica de reflexión 2D, de alta resolución en el sector sur de la Cuenca de Arauco, muestra rasgos estructurales relacionados a la compresión cenozoica andina y a los procesos de transferencia de masas que ocurren en un margen convergente.

Esta línea sísmica ha sido utilizada para revelar y constreñir la evolución cinemática de la Cuenca de Arauco, donde se han identificada tres dominios estructurales: Inversión Tectónica, Extensión y Acreción, y siete secuencias cinemáticas (S1, S2, S3, S4, S5, S6 y S7) que sobreyacen el basamento pérmico-triásico y sus relaciones, con las cuatro tradicionales unidades tectonoestratigráficas (Cretácico Superior; Eoceno-Oligoceno; Mioceno; Plioceno-Pleistoceno) de la Cuenca de Arauco.

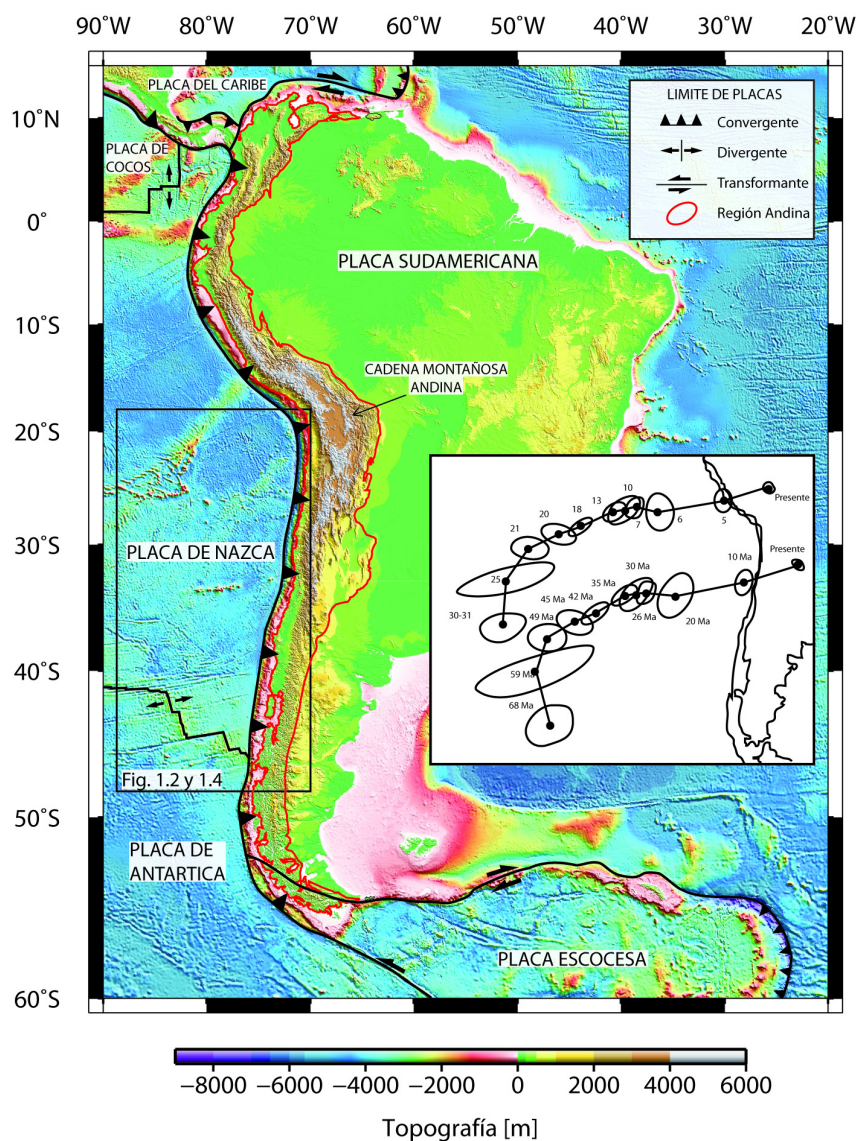
La Cuenca de Arauco ha sido considerada un área clave para estudiar los procesos de acoplamiento y estabilidad de cuñas (Melnick y Echtler, 2006), debido a su posición preferencial, sobre la zona de subducción de Chile, la presencia de fauna marina para definir la edad y la paleobatimetría. Además, la importancia económica en los yacimientos de gas y carbón de edad terciaria han conllevado en la Cuenca de Arauco, la realización de diversos estudios asociados (e.g., Mordojovich, 1974; González, 1989) y a un importante control estratigráfico mediante pozos localizados, principalmente en las porciones emergidas de la plataforma continental como en la península de Arauco, la isla Santa María y la isla Mocha (e.g., González, 1989). Estudios recientes (Contreras-Reyes et al., 2010; Melnick et al., 2009) muestran que el antearco a la latitud de Arauco (~38°S) corresponde a un borde activo de los principales segmentos sismotectónicos en la zona de subducción chilena.

Por otra parte, la concordancia temporal de las unidades sedimentarias presentes en la Cuenca de Arauco, de edades cretácicas tardías a holocenas con el desarrollo de la orogénesis andina, permiten contrastar la evolución de esta parte del antearco andino, a la latitud de 38°S, con respecto a las fases de deformación que llevaron a la morfología actual de los Andes.

## I.1 La Orogénesis Andina a ~38°S

La cadena montañosa andina corresponde a un cinturón orogénico formado a lo largo del contacto entre las placas de Nazca y Sudamérica (Figura I.1), cuya configuración actual es el resultado de la ciclicidad de períodos de intensa deformación y actividad magmática, produciendo un aumento y adelgazamiento cortical, como también el desarrollo de montañas y cuencas (e.g., Charrier et al., 2007).

El Ciclo Andino se ha desarrollado desde el Jurásico Temprano hasta el presente, y puede ser dividida en tres etapas que son separadas por importantes episodios de deformación compresiva (e.g., Steimann, 1929; Charrier et al., 2007), episodios denominados Fases Tectónicas. Estas fases son la respuesta a los reajustes dentro de las placas tectónicas y son dilucidadas a partir de marcadas geometrías estructurales, extensas discordancias regionales y largos períodos de exhumación, entre otros, y son contrastadas con la historia cenozoica de convergencia de las placas en el margen sudamericano (Pardo-Casas y Molnar, 1987; Somoza, 1998) (Figura I.1).



*Figura I.1. A) Contexto geodinámico de Sur América donde se muestra la placa de Cocos, del Caribe, de Nazca, de Antártica, Escocesa y Sudamericana, los tipos de límites de placas, y la región andina en Sur América. Simbología en la esquina superior derecha de la figura. B) Vector de convergencia entre la placa de Nazca y Sudamericana según Pardo-Casas y Molnar, 1987.*

En el centro-sur de los Andes centrales y norte de los Andes patagónicos (Figura I.2), las fases tectónicas se alternan con el desarrollo de cuencas extensionales durante el Jurásico-Cretácico Temprano y el Oligoceno-Mioceno (e.g., Ramos y Folguera, 2005). Los períodos de acortamiento suelen ser correlacionados con pulsos magmáticos en etapas tardías del desarrollo de las cuencas (Rosenau, 2004), lo que sugiere que las fases orogénicas son gatilladas por un debilitamiento termal y un adelgazamiento cortical (Rosenau, 2004), como también a cambios en la geometría de la placa subductante (e.g., Ramos y Folguera, 2005) (Figura I.3). Períodos de una subducción inclinada son asociados a grandes volúmenes de magmas poco evolucionados y una extensión generalizada, mientras una subducción de bajo ángulo es asociada a la migración de magmas, más evolucionados, hacia el antepaís como también a un régimen contraccional (Figura I.3) (e.g., Ramos y Folguera, 2005).

La alternancia de períodos de extensión generalizada y compresión, que son constreñidos a partir del análisis de los estilos estructurales en cuencas sedimentarias, condicionarían el desarrollo tectónico y sedimentario de estas. En la Cuenca de Neuquén (Figura I.2), dos períodos de intensa deformación compresiva han sido identificados (Figura I.3) (e.g., Ramos y Folguera, 2005): el primero que comenzó durante el Cretácico Tardío y culminó en el Paleógeno, y el segundo desde el Mioceno Medio a Mioceno Tardío. Ambos períodos contraccionales fueron sucedidos por estadios extensionales durante el Oligoceno-Mioceno Temprano (Jordan et al., 2001) y Plioceno (Folguera et al., 2004), esta última restringida al sur de los 38°S en el retroarco (Rojas Vera, 2011). Un estado transitorio en la configuración del *slab* y en la circulación mantelica (Jordan et al., 2001) durante el Oligoceno habría sido la causa del régimen extensional, con valores de extensión no superior a los 2 km (Rojas Vera, 2011), y el desarrollo de una serie de cuencas extensionales (Figura I.3): Cura Mallín, Collón Cura y Ñirehuao (Ramos y Folguera, 2005). Sin embargo, la coincidencia de este período con las altas tasas de convergencia de las placas tectónicas y una subducción casi ortogonal durante los 28 a 26 Ma (Pardo-Casas y Molnar, 1987), y en conjunto a la discusión sobre la calidad de la información sísmica y de las evidencias estructurales que avalan la extensión oligocena-miocena (Cobbold y Rossello, 2003; Cobbold et al., 2008; Folguera et al., 2010), han puesto en duda la existencia de un *rifting* oligoceno. Por otra parte, durante este período se desarrolló la fase tectónica Incaica constreñida en el sector centro-norte de los Andes centrales (Steinmann, 1929; Charrier y Vicente 1972; Charrier y Malumian 1975; Maksaeve, 1978; Cornejo et al. 2003; Reutter, 2001; Arriagada et al., 2006) y en la misma Cuenca de Neuquén (Cobbold et al., 2003).

Dentro de la Cuenca de Neuquén, Cobbold y Rosello (2003) identificaron tres fases tectónicas: la fase Peruana, responsable de la reactivación transpresional del *rifting* triásico durante el Cretácico Tardío; La fase Incaica (Eoceno), responsable de la generación de pliegues y estructuras inversas, como también la reactivación de estructuras cretácicas; y la fase Quechua (Mioceno a Reciente) que resultó en pliegues y estructuras compresivas, y el desarrollo de cuencas miocenas compresivas, las mismas interpretadas como extensionales. Estas últimas dos fases tectónicas son ampliamente compatible con la historia de convergencia de las placas.

El análisis en conjunto de las distintas unidades morfo-estructurales a lo largo de los 38°S (Figura I.2) (Rojas Vera, 2011 y los trabajos ahí citados), muestra un patrón de exhumación homogéneo para el Cretácico Tardío (100-70 Ma), desde la cordillera de la Costa hasta el flanco oriental de la cordillera Principal, y un complejo esquema de exhumación terciaria resumidos en tres estadios:

1. Durante el Eoceno Tardío (40 Ma) y coetáneo a una fase de deformación eocena restringida al flanco Occidental de la cordillera de Principal.
2. Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano (24-11 Ma), sincrónico al evento extensional regional y anterior a la fase de deformación del Mioceno Tardío.
3. Plioceno-Cuaternario (5-0 Ma), simultáneo a una deformación contraccional, desde la costa al retroarco, y una deformación extensional restringida al retroarco, al sur de los 38°S.

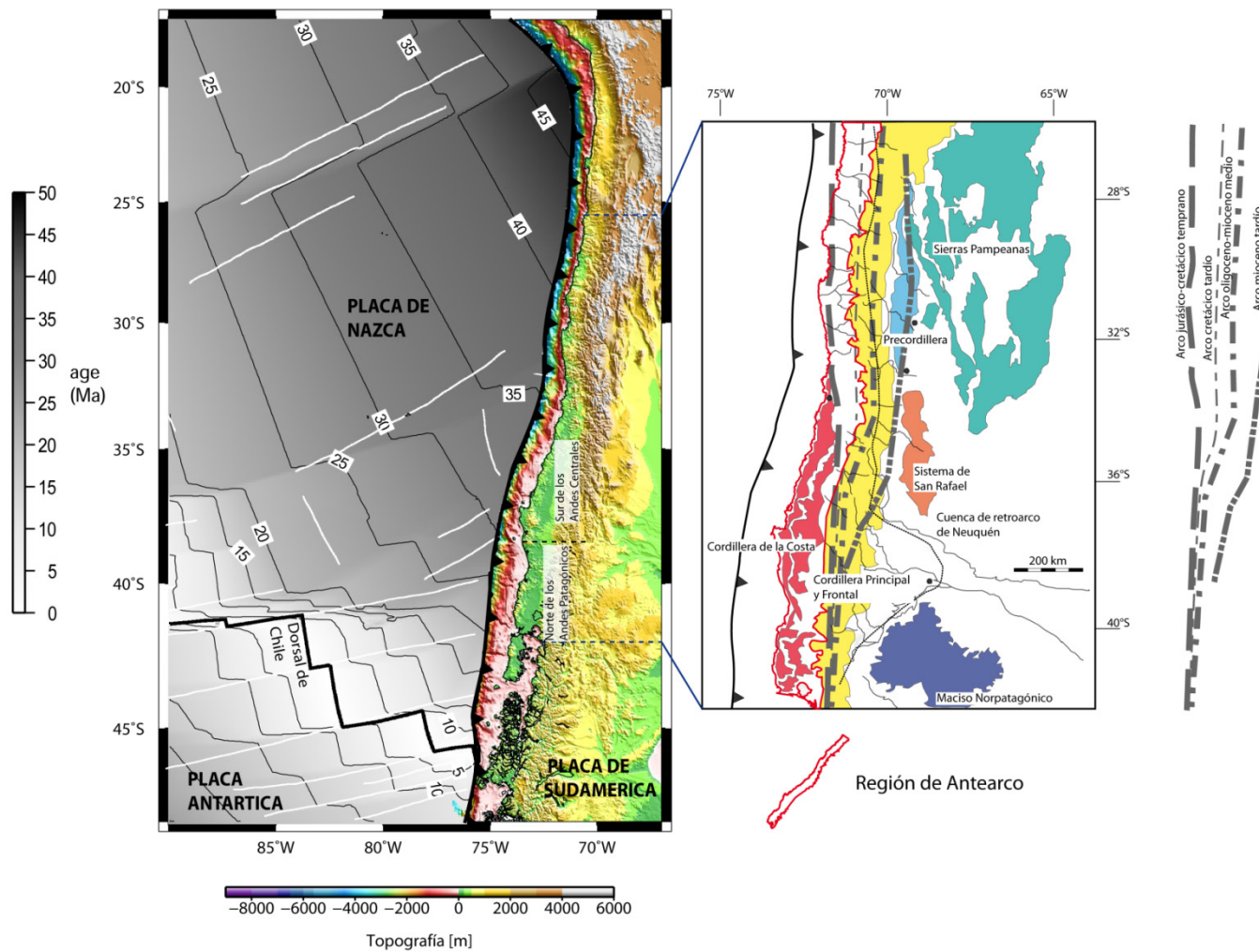


Figura 1.2. A) Contexto Geodinámico del margen occidental, sector centro sur de Sur America en donde se muestra la edad de la placa de Nazca. B) Parte de los Andes centrales y Andes Patagónicos (25°-43°S) en donde se muestra las unidades morfoestructurales, la región del antearco, la máxima expansión de los diferentes arcos magmáticos y el limite oriental de la Cuenca de Neuquén. Modificado de Ramos y Folguera, 2005.

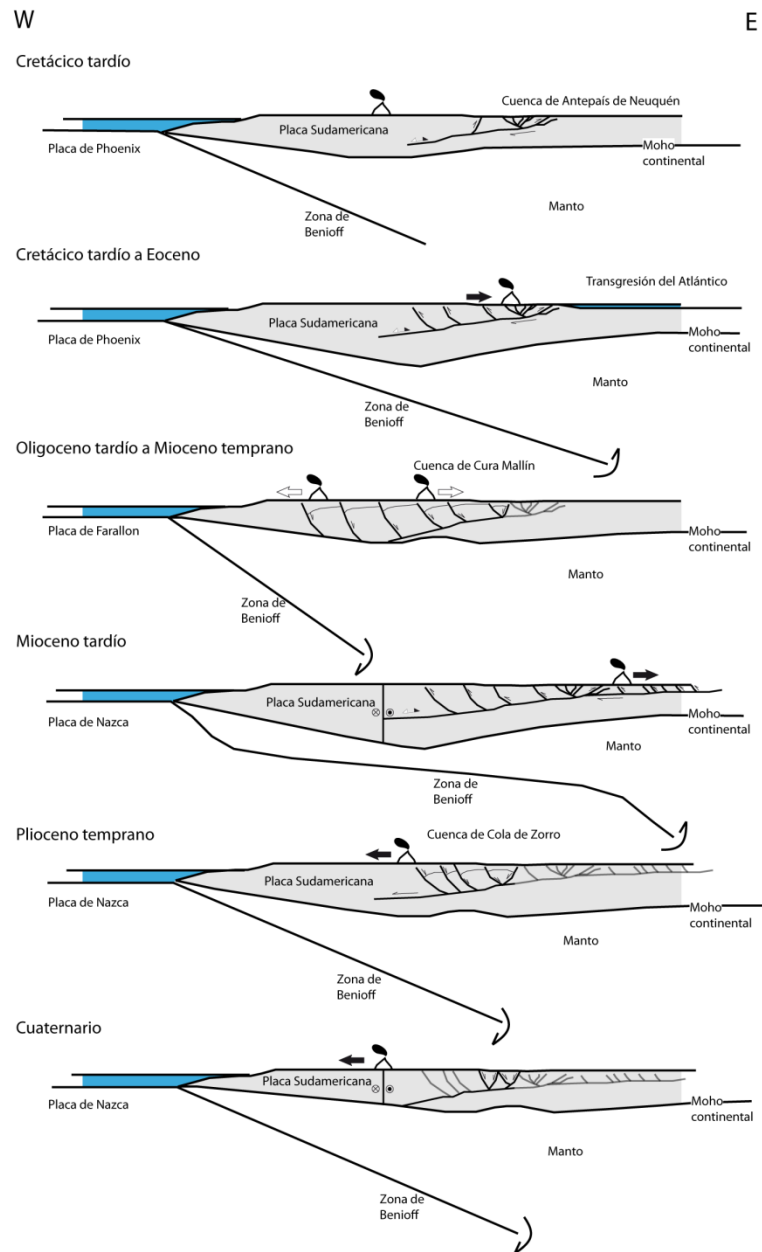


Figura 1.3. Resumen de la evolución tectónica de los Andes a la latitud de 38°S, según el cambio en la geometría de la zona de Benioff a través del tiempo, basado en evidencias estructurales y magmáticas. Modificado de Ramos y Folguera (2005).



### **I.1.1 Cuencas de Antearco en el Sector Sur de los Andes Centrales y Norte de los Andes Patagónicos (33° - 45°S)**

La paleogeografía del antearco e intrarco andino, entre los 33° y 45°S, estuvo dominada por cuencas extensionales marinas-continentales durante el Oligoceno-Mioceno Temprano, generando bajos relieves y bajas tasas de exhumación (Melnick y Echteler, 2006). Esto resultó en la inhibición de la sedimentación hacia la fosa, que sumado a las altas tasas de convergencia (Pardo-Casas y Molnar 1987; Somoza, 1998) de ese entonces, habrían causado la subducción por erosión. Las cuencas se desarrollan sobre el basamento pre-eoceno y son rellenadas por acumulaciones sedimentarias que se interdigitan con unidades volcánicas típicas del rango andino y del Valle Central (Jordan et al., 2001). El basamento de estas cuencas es casi desconocido y aflora en pocos lugares (Radic, 2010), donde corresponden a rocas sedimentarias marinas del Jurásico de la Formación Nacientes del Bio-Bio (De la Cruz y Suárez, 1997), rocas ígneas de edad cretácica (Intrusivos de la Cordillera Andina, Ferraris, 1981; Complejo Plutónico Galletué, Suárez y Empanan, 1997) y rocas sedimentarias-volcánicas de edad cretácica tardía-terciaria temprana (Estratos de Polcura-Cholguán, Ferraris, 1981; Complejo Vizcacha-Cumilao, Suárez y Empanan, 1997; Serie Andesítica, Groeber, 1956; Rapela y Llambías, 1985).

Las cuencas extensionales fueron invertidas y alzadas durante el Mioceno (Suárez y Empanan, 1995; Jordan et al., 2001; Burns, 2002; Folguera et al., 2006; Radic et al., 2002; Melnick et al., 2006b), período contemporáneo a la transpresión y exhumación de los Andes (16 a 10 Ma) (Melnick y Echtler, 2006), como también a la erosión glacial (7 Ma) (Melnick, 2006a).

Dentro de este contexto, una serie de cuencas marinas de antearco se disponen a lo largo del margen sur chileno, sobre la plataforma y parte del talud continental, y están limitadas lateralmente por el actual complejo de subducción y el rango costero. Además, presentan una gruesa cobertura sedimentaria cenozoica, que generalmente comprenden depósitos eocenos y miocenos de costa y plataforma, sobreyacidos por depósitos batiales profundo del Mioceno Superior-Plioceno Inferior (e.g., García, 1968; Le Roux and Elgueta, 1997, 2000; Finger et al., 2007), y en sus mayores depocentros, sedimentos cretácicos. El desarrollo de facies sedimentarias de profundidades batiales bajas han sido interpretadas (Tortoniano-Zancliniano) (Finger et al., 2007; Encinas et al., 2008) dentro de un régimen subsidente del orden de los 1,5 km durante los 10,9 y 3,6 Ma, que afectó a la plataforma continental y sectores localizados en el rango costero entre los 34°-45°S. En la configuración actual, tanto el talud como la plataforma continental exhiben una variedad en unidades morfoestructurales, desde: *ridges*, escarpes y cañones submarinos, estos últimos en general corresponden a la continuación de grandes ríos continentales, y son seccionados por complejos sistemas estructurales (González, 1989).

La presencia de las cuencas marinas de antearco va a estar ligado a la extensión de la plataforma continental y por ende, al tipo de margen convergente. En el actual margen acrecionario (33°-55°S), la plataforma tiene una extensión promedio de 35 km aproximadamente y en algunos sectores más de 60 km, donde se encuentran las cuencas de Arauco, Itata, Valdivia, Chiloé y Diego Ramírez (Figura I.4) (González, 1989). En cambio, para la porción del margen erosivo (33°-18°S) la plataforma solo presenta una extensión de 5 a 20 km (González, 1989). El margen acrecionario se extiende principalmente, al sur de la dorsal de Juan Fernández (Figura I.4). En cambio, en el norte, entre Arica a Valparaíso, domina un margen tectónico erosivo.

## I.2 Geodinámica del Margen de Subducción de Chile

Las condiciones necesarias para formar un margen erosivo han prevalecido desde el Jurásico en el borde occidental de Sudamérica (Kukowski y Oncken, 2006), lo que coincide con el corrimiento del arco volcánico en más de 200 km hacia el E en los Andes centrales (5-34° S) (Rutland, 1971; Scheuber et al., 1994). En el margen sur andino, la ausencia del material acrecionario de edad mesozoica a miocena indica el desarrollo de fases erosivas (Bangs y Cande, 1997) a pesar de que el corrimiento del arco volcánico decrece gradualmente hacia el S (Figura I.2). Por otra parte, las bajas tasas de exhumación y relieves poco acentuados en los Andes patagónicos, habrían resultado en una fosa poco sedimentada, desde al menos el Oligoceno-Mioceno (Melnick et al., 2006). Para edades posteriores a los 5 Ma, el margen sur andino ha experimentado un modo acrecionario debido al aumento en el aporte sedimentario luego de las glaciaciones continentales (Bangs y Cande, 1997). Desde entonces (5 Ma), el desarrollo de un prisma de acreción y una extensa plataforma continental, han sido las características prominentes en el margen sur andino (Figura I.4). Los actuales complejos de subducción son distinguidos como cuerpos de baja gravimetría y en secciones sísmicas, principalmente de alta resolución, como imbricaciones similares a las fajas plegadas y corridas en el sector frontal, y en la parte basal, como fuertes reflectores que indicarían procesos de acreción basal (e.g., Ranero et al., 2006; Vargas Cordero et al., 2011).

Los márgenes acrecionarios, son favorecidos en regiones donde la tasa de convergencia es menor a 7,6 cm/a y/o un relleno sedimentario en la fosa mayor a 1 km (Clift y Vanucchi, 2004). Los sedimentos pueden ser acrecionados de forma frontal o basal con respecto al basamento continental en forma de cuña. El basamento continental (*backstop*), de mayor competencia reológica, actuaría como un contrafuerte, y la deformación se concentraría en el relleno sedimentario, generando geometrías y estructuras similares a un abanico imbricado, en el caso de acreción frontal, y la formación de *duplex* y/o antiformas de *stack* (e.g., Lohrmann, 2002; Moore et al., 1982;) en el caso de acreción basal. Ambos tipo de acreción, dejarían patrones de crecimiento en la porción del antearco (Lohrmann, 2002). Los márgenes erosivos se ven favorecidos en regiones donde la tasa de convergencia excede los 6 cm/a y con rellenos sedimentarios en

la fosa menor a 1 km (Clift y Vanucchi, 2004). Las características de la placa subductante, como variaciones topográficas, edad, y acoplamiento de ésta a la placa superior, como también el aporte sedimentario hacia la fosa, condicionarían los procesos de subducción (Uyeda y Kanamori, 1979; Hilde, 1983; von Huene, 1997; Lohrmann et al., 2001; Yañez y Cembrano, 2004).

Las características principales de la placa oceánica corresponden a la dorsal de Chile (DC), que es un centro de expansión activo (Tebbens et al., 1997) y límite entre las placas de Nazca y Antártica; el Punto Triple, lugar donde actualmente la DC colisiona con el continente; y la dorsal de Juan Fernández (RJF), un paleo *hotspot*. Los últimos dos altos batimétricos segmentan la placa subductante en un margen acrecionario y un margen erosivo (Figura I.4). La dorsal de Chile, de boyancia somera, canaliza los sedimentos hacia el sur y norte, mientras que la dorsal de Juan Fernández actúa como una barrera para el paso de los depósitos turbidíticos hacia el norte, separando así, un margen poco sedimentado hacia el norte del RJF, de un margen con un alto aporte sedimentario hacia el sur (von Huene et al., 1997). Entre el RJF y DC, el espesor sedimentario puede alcanzar los 2,5 Km que es el resultado de las altas tasas de sedimentación debido a las glaciaciones del Plioceno (Bangs y Cande, 1997) y a la denudación de los Andes (e.g., Melnick y Echtler, 2006; Glodny et al., 2006). Actualmente, la placa oceánica es subducida con un ángulo de 25 a 30° (Barazangi y Isacks, 1976; Bohm et al., 2002) bajo la placa Sudamericana a una velocidad de 6.6 cm/a en dirección N78W (Angermann et al., 1999). Esto último resulta en un incremento de la edad de la placa hacia el norte de 1 Ma/100Km aproximadamente en la fosa (Figura I.2) (Tebbens et al., 1997).

Los arreglos o sistemas estructurales del antearco marino en el margen centro-sur de Chile, van a estar controladas por interacciones mecánicas y cinemáticas producto de la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana (e.g., Contreras-Reyes, 2008; Geersen et al., 2011). La fosa Chilena y las zonas de fractura (ZFs) de Mocha y Valdivia (Figura I.4), definen un área de alta concentración de *stress*, denominada el bloque de Mocha (MB, Figura I.4), que actuaría como borde de los dos principales segmentos sismotectónicos en la zona de subducción chilena (Barrientos y Ward, 1990). El proceso de ruptura del terremoto del Maule ( $M_w=8.8$ ) es coincidente con la subducción de los altos batimétricos RJF y ZFM, por lo que actuarían como dos fuertes barreras para la nucleación y propagación de rupturas laterales (Contreras-Reyes et al., 2010). Melnick et al. (2009) propone que una discontinuidad presente en el basamento de Arauco actuaría también como una barrera inhomogénea para la nucleación y propagación de rupturas.

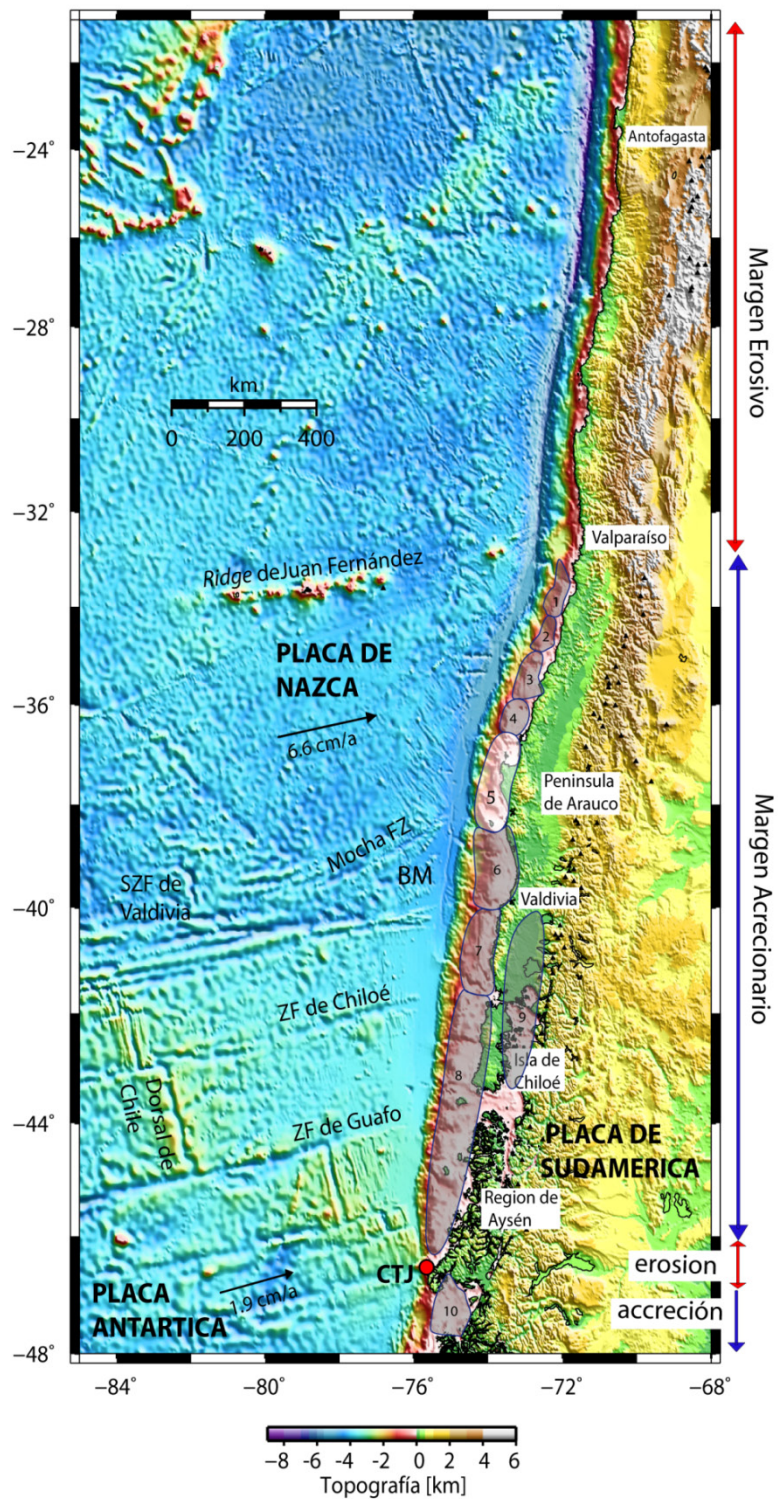


Figura 1.4. Contexto geodinámico del margen occidental de la porción centro sur de Sur America en donde se muestra el actual vector de convergencia de la placa de Nazca, relativo a la placa

*Sudamericana; y las zonas (ZF) y sistemas de fracturas (SZF) de Guafo, Chiloé, Valdivia, Mocha; la dorsal de Juan Fernández (RJF) y la dorsal de Chile (DC). Las placas de Nazca, Antártica y Sudamérica se juntan en el Punto Triple (CTJ). MB corresponde al Bloque de Mocha que es limitado por el margen continental, la ZF Mocha y el SZF de Valdivia, y en sus extremos norte y sur, la placa de Nazca tiene edades de 30-35 Ma a 0-25 Ma respectivamente. El margen centro sur de Chile es altamente sedimentado entre la dorsal de Juan Fernández y la dorsal de Chile, en este sector la extensión de la plataforma continental es alrededor de 35 Km y destaca la presencia de una serie de cuencas marinas: (1), Navidad; (2), Mataquito; (3), Chanco; (4), Itata; (5), Arauco; (6), Valdivia; (7), Pucatrihue; (8), Chiloé; (9), Osorno-Llanquihue; y (10), Golfo de Penas.*

Cuatro segmentos morfotectónicos (Figura I.5) fueron definidos por Geersen et al. (2011) a partir del análisis de la batimetría y secciones sísmicas del antearco marino (*offshore*, 35°-40°S), los segmentos corresponden a: Norte de Concepción, Sur de Concepción, Nahuelbuta y Tolten (de N a S). Los segmentos del norte (Norte y Sur de Concepción) muestran estructuras compresivas y crestas (*ridges*) sobre la parte superior del talud continental, y estructuras extensionales en el segmento Sur de Concepción (Geersen et al., 2011). La extensión resultaría del colapso gravitacional del antearco marino debido a los procesos de acreción basal, también propuesto para el segmento de Tolten (Geersen et al., 2011): El segmento de Nahuelbuta destaca por su morfología controlada por estructuras transpresivas (Geersen et al., 2011), provocadas por el efecto *buttress* de la microplaca de Chiloé (Melnick et al., 2009), en este segmento se hospeda la Cuenca de Arauco.

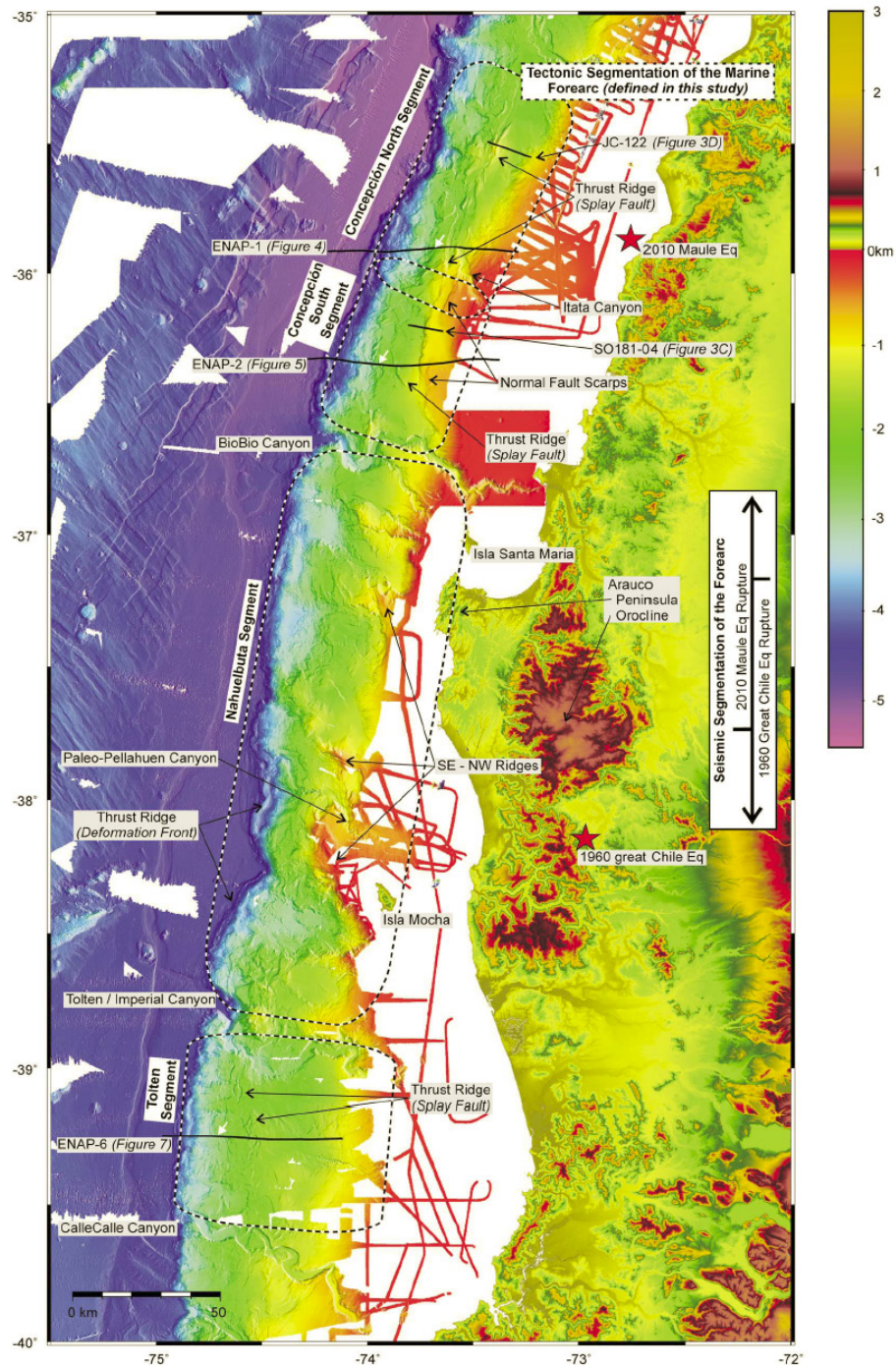


Figura 1.5. Mapa batimétrico y topográfico en el cual se muestran los cuatro dominios morfotectónicos definidos por Geersen et al. (2011). De norte a sur: Norte de Concepción, Sur de Concepción, Nahuelbuta y Tolten. Las líneas negras discontinuas corresponden a los límites de los dominios. La Cuenca de Arauco se sitúa en el segmento de Nahuelbuta, el cual destaca

por la presencia de crestas elongados en dirección SE-NW. Imagen tomada de Geersen et al. (2011).

### **I.3 Marco Tectonoestratigráfico de la Cuenca de Arauco**

La Cuenca de Arauco está ubicada entre los 36°46' y 38°30' S (Figura I.4 y capítulo III, figura III.2) en un margen continental activo. Se dispone sobre la plataforma continental y parte de la península de Arauco, y es limitada hacia el W por el talud continental y en el E por el rango costero. Abarca una extensión de 8000 km<sup>2</sup> y contiene más de 3000 m de sedimentos continentales-marinos de edad cretácica tardía a holocena (González, 1989).

La actual morfología de la Cuenca de Arauco es la respuesta de complejas relaciones entre la sedimentación y el tectonismo, y su evolución puede ser descrita a partir de cuatro unidades tectonoestratigráficas (Capítulo III, figura III.3) (e.g., González, 1989; Melnick y Echtler, 2006; Melnick et al., 2006a; Álvarez et al., 2006; Radic et al., 2005; Kuhn et al., 2010), unidades que representan episodios alternados de alzamiento y sedimentación relacionados a múltiples ciclos de erosión y acreción (Kuhn et al., 2010). Las unidades entre sí, son separadas por *gaps* temporales que pueden representar períodos de tranquilidad sedimentaria después de completos ciclos de deposición (Kuhn et al., 2010), destacándose el *gap* sedimentario durante el Oligoceno (33.9-23.03 Ma) (e.g., Kuhn et al., 2010; Pineda, 1983; González, 1989). Las unidades tectonoestratigráficas se muestran en la figura III.3 y corresponden a:

#### *Cretácico Tardío (Santoniano-Machtristiano)*

Secuencia de espesor máximo de 1150 m constituida por areniscas y arcillolitas con intercalaciones de limolitas y areniscas de grano fino (González, 1989). Esta secuencia comprende a la Formación Quiriquina que se apoya discordantemente sobre el basamento paleozoico (Wenzel, 1972; Elgueta y Arcos, 1994) y subyace en discordancia por erosión a las secuencias eocenas (Álvarez et al., 2006). Además, dentro de esta secuencia se observan estructuras extensionales (Wenzel, 1972).

#### *Eoceno-Oligoceno*

Secuencia *sin-extensional* (e.g., Kuhn et al., 2010) constituida por areniscas con intercalaciones de carbón, arcillolitas y limolitas que representan facies deltaicas y marinas (González, 1989). Estos sedimentos fueron dispuestos en subsidencia y pertenecen al Grupo Lebu (Wenzel et al., 1975) cuyos espesores varían entre 200 m a más de 800 m (Álvarez et al., 2006) y evidencian importantes cambios en el nivel del mar (Wenzel et al., 1975; Le Roux y Elgueta, 1997). Luego de la deposición del Grupo Lebu no se tiene

registros de sedimentos de edad oligocena por casi ~10 Ma (33.9-23.03 Ma) (e.g., Kuhn et al., 2010; Pineda, 1983; González, 1989). Esta discordancia erosiva trunca superiormente a las secuencias eocenas y subyace a las capas Miocenas (Mordojovich, 1974). Las rocas del Eoceno y del Cretácico Superior presentes en la Cuenca de Arauco, son altamente endurecidas con respecto a las rocas de la misma edad en Chanco (Mordojovich, 1974), con lo cual se interpretó, que un importante espesor sedimentario fue removido por alzamiento y erosión antes del Mioceno en la Cuenca de Arauco (Mordojovich, 1974). Otros análisis (GEMA, 2005), permiten datar esta discordancia entre el Chattiano temprano-Rupeliano tardío, lapso de 5 Ma aproximadamente.

### *Mioceno:*

Los depósitos del Mioceno son descritos como areniscas y arcillolitas cuarcíferas con intercalaciones de limolitas y areniscas de grano fino mostrando un progradación hacia el W (González, 1989). El espesor de la secuencia varía entre los 100 a 390 m (Kuhn et al., 2010), se dispone en discordancia angular sobre las secuencias del Cretácico al Oligoceno (Álvarez et al., 2006) y pertenecen a la Formación Ranquil. Su desarrollo es controlado por subsidencia regional sincrónica o posterior a un evento de deformación asociado con la inversión de los depocentros cretácicos en las estructuras del sector externo de la cuenca, como en isla Mocha y la península de Arauco (Álvarez et al., 2006). Además, es truncada en el techo por un discontinuidad mayor, interpretada como una inversión parcial de la Cuenca de Arauco durante el Plioceno medio (Melnick et al., 2006a; Kuhn et al., 2010).

### *Plioceno-Pleistoceno*

Corresponden a la secuencia más joven y pertenece a la Formación Tubul. Es constituida por arcillolitas y areniscas glauconíticas cuarcíferas con intercalaciones de limolitas y areniscas de grano fino, con un espesor máximo de 390 m (González, 1989). La Formación Tubul es de carácter extensional, pero a la vez, coexiste con áreas alzadas y comprimidas (e.g., Kuhn et al., 2010). En la península de Arauco, su desarrollo es de *sin-compresión*, asociado al crecimiento de la cordillera de Nahuelbuta, como un anticlinal mayor de eje axial W-NW (Melnick et al., 2009).

Diversos autores (e.g., Melnick, 2006a; Mordojovich, 1974; González, 1989; Glodny et al., 2005; Álvarez et al., 2006) postulan que el relleno sedimentaria está hospedado en un basamento metamórfico de edad paleozoico. Este basamento ha sido estudiado por varios autores (Mordojovich, 1974; Herve, 1976; Glodny et al., 2006) en el rango costero y es constituido por rocas metamórficas de LP/HT (Serie Oeste) al norte de los 38°S, mientras que al sur de los 38°S, por rocas metamórficas de HP/LT (Serie Este). Evidencias geofísicas muestran la presencia de un complejo paleoacrecionario que se extiende entre los 38°-45.5°S (Contreras-Reyes et al., 2010). Este cuerpo es delimitado en su borde oriental del basamento



continental por un *paleobackstop* (Contreras-Reyes et al., 2008, Scherwath et al., 2009), estructura que coincide con sismicidad de intraplaca (Hanberland et al., 2006, 2009; Lange et al., 2007), y en su borde occidental por el actual frente de deformación (Contreras-Reyes et al., 2010). Desafortunadamente, no existen muestras ni estudios de esta unidad geológica, por lo que su edad y composición son temas inciertos (Contreras-Reyes et al., 2010).

## **I.4 Problema y Objetivo de Trabajo**

La inversión tectónica positiva de la Cuenca de Arauco es contemporánea al comienzo del margen acrecionario (Melnick y Echtler, 2006) y a la rápida exhumación de la cordillera de Nahuelbuta (Plioceno a Reciente) (Glodny et al., 2008). La edad de inversión de la Cuenca de Arauco ha sido estimada en una edad mínima de 2.5 Ma y máxima de 3.6 Ma (Melnick, 2006a), edad que corresponde a la base de los depósitos sin-contraccionales (Formación Tubul) y de los sedimentos más jóvenes de las secuencias sin-extensionales (Formación Ranquil) respectivamente. Esto difiere de otras interpretaciones basadas en secciones sísmicas, que muestran que la inversión de la Cuenca de Arauco habría comenzado a los 10 Ma (Álvarez et al., 2006). Es más, Radic et al. (2005), muestra que las estructuras extensionales han sido tectónicamente invertidas durante el Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano (?) y en el Plioceno tardío.

Por otra parte, estudios recientes de madurez termal (Kuhn et al., 2010) muestran que la base de la Cuenca de Arauco alcanzó una temperatura máxima de ~135-150°C en un tiempo posterior al Eoceno. A pesar que la falta del registro sedimentario oligoceno no permite contrastar alguna evidencia sobre una subsidencia regional o de inversión, el tiempo de alcance de la máxima temperatura probablemente ocurrió durante el Mioceno Medio a Plioceno medio (Kuhn et al., 2010). Lo anterior, es consistente con un ambiente sub-batial durante el Mioceno Tardío (e.g., Melnick y Echtler, 2006), con los espesores superiores a 960 m que presentan las secuencias miocenas en la isla Mocha (Kuhn et al., 2010), como también con los 1,5 km de inversión y el fuerte alzamiento desde el Plioceno registrado en la estratigrafía presente en la cuenca (Melnick et al., 2006a; Kuhn et al., 2010). Sin embargo, resultados de trazas de fisión en apatitos obtenidos en sondajes de la Cuenca de Arauco (Cederbom et al., 2010) muestran que el enfriamiento desde los 120°C a temperaturas cercanas a la superficie ocurrió durante el Oligoceno Tardío, dejando abierta la posibilidad de la existencia de ciclos de rápida subsidencia y consecuente inversión/erosión en una cuenca oligocena, similar a lo documentado durante el Mioceno Tardío a Plioceno (e.g., Melnick et al., 2006a; Kuhn et al., 2010).

La caracterización de la Cuenca de Arauco en el *offshore* se ha realizado mediante estudios de secciones sísmicas y datos de sondajes. Las secciones sísmicas publicadas (e.g., Melnick y Echtler, 2006; Melnick, 2006a) carecen de una extensión lateral y vertical, en que se abarque la totalidad de algún segmento de la Cuenca de Arauco. Si bien, diversos estilos estructurales de la Cuenca de Arauco han sido reconocidos y

estudiados, aun no se cuenta con una sección publicada que abarque en totalidad los estilos estructurales presentes y la relación entre ellos, lo que corresponde a uno de los propósitos de este trabajo.

Los modelos evolutivos propuestos para la Cuenca de Arauco (e.g., Melnick y Echtler, 2006; Kuhn et al., 2010) aun no logran conciliar los tiempos de desarrollo de los eventos de deformación (Melnick et al., 2006a; Álvarez et al., 2006; Radic et al., 2005) y los resultados de los diversos estudios realizados (e.g., Kuhn et al., 2010; Cederbom et al., 2010), ni menos aún, su relación con la historia andina en el sector sur de los Andes (~38°S).

Para definir el objetivo de esta tesis, una serie de interrogantes han sido formuladas:

¿Es la estructura interna de la Cuenca de Arauco producto de un tectonismo inducido netamente por los procesos que ocurren en la zona de subducción?

¿Es posible distinguir fases de deformación dentro de la Cuenca de Arauco y cuál es la relación con las fases de deformación Andina (~38°S)?

¿Cuál es el estado geométrico-cinemático actual de los Andes (~38°S)?

El presente estudio sísmico-estratigráfico y estructural, tiene como objetivo *revelar y constreñir la evolución cinemática de la Cuenca de Arauco, y su desarrollo con respecto a las fases principales de deformación andina y a los procesos de transferencia de masas que ocurren en la zona de subducción de Chile*. Para aquello, se realizó:

1) Un análisis de detalle de los estilos estructurales y secuencias sísmico-estratigráficas presentes en una sección sísmica de reflexión 2D (Capítulo III), de alta resolución ubicada en el sector sur de la península de Arauco, como también, la validación de la interpretación estructural a través de una restauración polifásica del sector oriental de esta sección (Capítulo IV);

2) Desde un punto de vista a escala andina, este trabajo contribuye con una sección cortical a los ~38°S, en cual se muestra la actual configuración geológica estructural de los Andes (~38°S) según secciones estructurales realizadas a lo largo de los Andes (~38°S) (Radic, 2010; Folguera et al., 2010; Ramos et al., 2004; Cobbold y Rosello, 2003; Glodny et al., 2008; Contrera-Reyes et al., 2008; Contrera-Reyes et al., 2010), datos geofísicos en sub-superficie (Contrera-Reyes et al., 2008; <http://www.achiszs.udec.cl/~achiszs/accessdb.html>) y la contribución de este trabajo en el antearco andino. Esto permite entender el estado geométrico-cinemático de deformación actual, y correlacionar longitudinalmente la historia cenozoica de la Cuenca de Arauco con respecto a otras cuenca (~38°S).

Por último, se confeccionaron dos capítulos teóricos (II) donde se exponen los principales conceptos relacionados a los temas de Inversión Tectónica (II.1) y Estratigrafía Sísmica (II.2), conceptos ocupados en el desarrollo y discusión de este trabajo.

## II Teóricos

### II.1 Inversión Tectónica

La inversión tectónica es un proceso donde significativas fallas preexistentes son reactivadas en una polaridad distinta a la original. La inversión tectónica puede ser positiva o negativa, según el anacronismo de los eventos de deformación. Se habla de una inversión tectónica positiva cuando un régimen extensivo antecede a un régimen compresivo (e.g., graben de Viking, Noruega; Cuenca Central, entre montañas Zagros y Alborz, Irán; Cuenca de Neuquén, Argentina), en caso contrario se habla de una inversión negativa (Macizo de San Rafael, Argentina; *Cape Fold*, Sudáfrica). Ejemplos clásicos de inversión tectónica pueden ser encontrados en distintos escenarios (e.g., McClay, 1999), desde márgenes pasivos (e.g., Atlántico Norte, margen de Escocia), márgenes convergentes (e.g., Pirineos, montañas Atlas) a sistemas de deltas (e.g., delta de Barrem, Brunei).

El término de inversión fue utilizado por primera vez por Glennie y Boegner (1981) para describir cuencas con características propias de este estilo estructural, aunque en las décadas de los 20 (e.g., Lamplugh, 1920; Stille, 1924) estas características ya fueron reconocidas.

En estudios recientes (e.g., Martínez et al., en prensa; Martínez, 2011; Amilibia et al., 2008), la inversión tectónica corresponde a un proceso significativo para el entendimiento de los Andes actuales. En los Andes de Chile, las interpretaciones de geometrías estructurales asociadas a los procesos de inversión tectónica, se hacen patente en cuencas extensionales donde ocurrió el solevantamiento del relleno sedimentario en distintos grados (e.g., Cuenca de Chañarcillo; Cuenca de Lautaro; Cuenca de Curamallín; Cuenca de Arauco). Es de saber, que su reconocimiento se hace difícil por la falta de geometrías estructurales asociadas a la presencia de rocas ígneas, por complejas variaciones geométricas producto de la superposición de dos estilos estructurales y por la calidad de los afloramientos y de las secciones sísmicas, entre otros.

En un contexto de inversión tectónica positiva, la inversión produce cambios significativos en la historia termal y en las propiedades mecánicas de las rocas, y corresponde a un factor de primer orden en la exhumación de las cuencas sedimentarias (Turner y Williams, 2004). El acortamiento es acomodado por las estructuras extensionales pre-existente y en fracturas de distintas escalas (Turner y Williams, 2004) en las cuencas invertidas, y estas se caracterizan por geometrías estructurales propias de inversión, por el solevantamiento del relleno sedimentario, por el cambio en la polaridad de estructuras significativas extensionales a compresivas, y por el plegamiento y fallamiento de secuencias coetáneas a los eventos de deformación (sin-extensión, pos-extensión, sin-inversión y pos-inversión). Estas últimas, permitirán visualizar las fallas que controlan la sedimentación y estimar el grado de inversión.

## II.1.1 Geometrías y Conceptos de Inversión Tectónica

**Inversión Tectónica Positiva:** El término debe ser aplicado a cuencas cuya fase extensional fue activamente controlada por fallas y a sectores en que el cambio de los esfuerzos resulta en una reutilización de las estructuras extensivas (McClay, 1999) (Figura II.1.1). Lo anterior excluye a los mecanismos de alzamientos producto de mecanismos de isostasia, flexurales y térmicos.

**Secuencias contemporáneas a la deformación:** Si la sedimentación es coetánea a los eventos que generan la inversión tectónica, es posible el desarrollo de secuencias *sin-extension*, *pos-extension*, *sin-inversión* y *pos-inversión* (Figura II.1.1), siendo esto una de las características de las cuencas invertidas. Estas secuencias pueden ser extruidas, deformadas y falladas, y su variación de espesor pueden indicar el movimiento y crecimiento de la falla. El reconocimiento de estas secuencias es esencial, debido a que pueden ser correlacionadas a lo largo de la falla con las capas adyacentes (bloque adyacente) y así, estimar el grado de inversión.

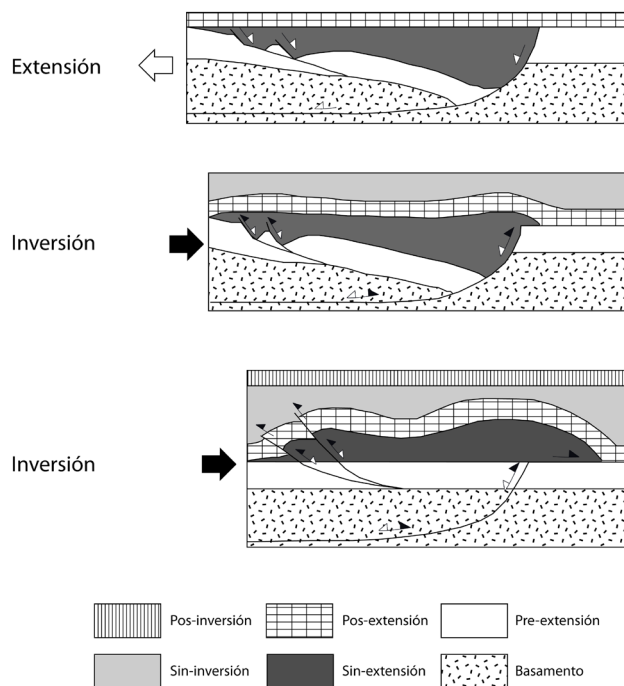
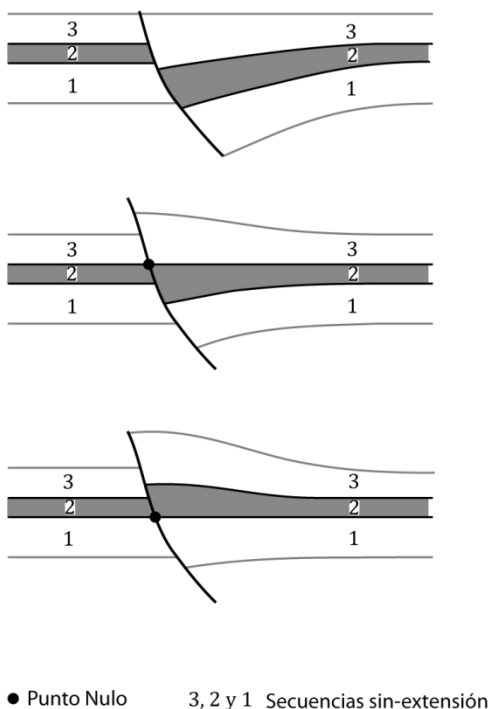


Figura II.1.1. Modelo conceptual del desarrollo de secuencias cinemáticas en la inversión de un hemigraben por la reactivación de las estructuras de borde de la cuenca. Modificado de Bally (1984).

**Punto Nulo:** Lugar geométrico que separa secuencias en un estado extensional de uno compresivo, en la parte inferior y superior respectivamente del punto nulo, y se caracteriza por tener un nulo desplazamiento con respecto a la capa adyacente (Figura II.1.2). En general, el punto nulo va migrando hacia abajo conforme aumenta la inversión tectónica. En fallas reactivadas con distintos sentidos de desplazamiento pueden existir varios puntos nulos (De Paor y Eisenstadt, 1987).



*Figura II.1.2. Sección esquemática del desarrollo de una estructura tipo arpón (harpoon structure) en el cual se muestra un Punto Nulo y la migración de este. Conforme la inversión aumenta (de arriba hacia abajo de la figura), el punto nulo migra hacia abajo.*

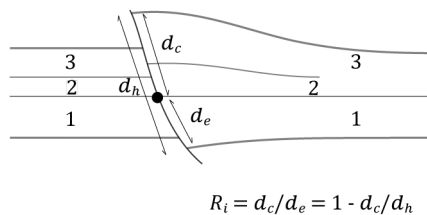
**Grado de Inversión Tectónica:** Bally (1984) clasificó el grado de inversión según la relación de desplazamiento extensional de las fallas con las secuencias contemporáneas a la deformación (secuencias cinemáticas). Si el basamento ha retornado a su estado original, la cuenca puede ser descrita como totalmente invertida. Una cuenca parcialmente invertida, es cuando las secuencias *pre-extensión* están en extensión y las secuencias *pos-extensión* están en compresión. Si las secuencias *pre-extensión*, *sin-*

*extensión y pos-extensión* están en neta compresión, la cuenca no es considerada como invertida, sino, en los estados preliminares de una tectónica compresiva (Figura II.1.1).

El radio de la inversión tectónica (Williams et al., 1989), también permite estimar el grado de inversión tectónica, según la posición relativa del punto nulo (Figura II.1.3):

$$R_i = d_c/d_h$$

Relativo al **Punto Nulo**,  $d_e$  y  $d_c$  corresponden al espesor de las secuencias *sin-extensión* en extensión y en compresión respectivamente a lo largo de la falla, y  $d_h$  al espesor total de la secuencia *sin-extensión*. Así, si  $R_i$  es 1, habría una inversión total, en caso contrario si  $R_i$  es 0.



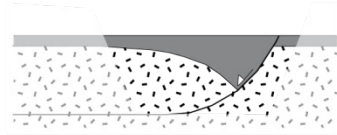
*Figura II.1.3. Términos correspondientes a la ecuación de radio de inversión tectónica (Williams et al., 1989). Para la explicación ver el texto.*

**Geometrías y Estructuras de Inversión Tectónica:** Es de esperar, complejas variaciones geométricas producto de la superposición de dos estilos estructurales (extensión y compresión), siendo estas geometrías, controladas por la arquitectura inicial de la cuenca y por la sedimentación (Turner y Williams, 2004). Las geometrías, estructuras y procesos característicos de la inversión (McClay, 1999) de una cuenca son:

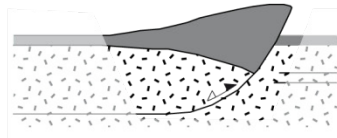
- Estratos de crecimiento (secuencias cinemáticas) (Figura II.1.1)
- Cambios en la localización de los depocentros desde la falla hacia fuera
- Exhumación y arqueamiento de gran parte de la cuenca
- Basculamiento de las estructuras
- Geometrías y estructuras (Figura II.1.4) tipo: *Rollover*; *Back-thrust*; *Buttress*; Estructuras en flor (*Pop up*); Arpón (*Harpoon structure*); *Footwall shortcut Thrust*; *Hangingwall bypass fault*.

A)

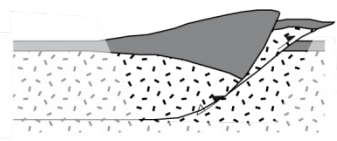
*Rollover*



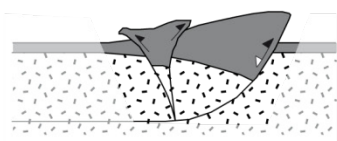
*Arpón*



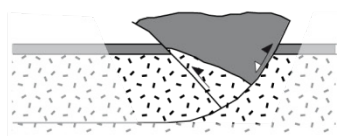
*Footwall Shortcut*



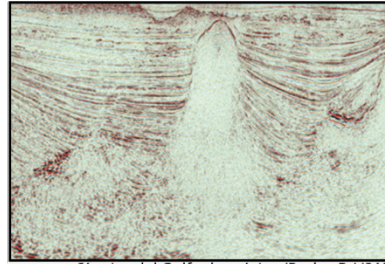
*Pop-up*



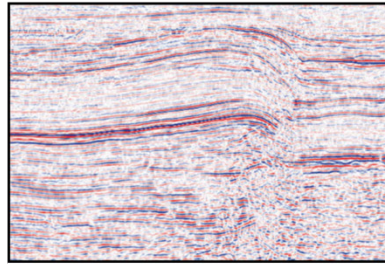
*Back-thrust*



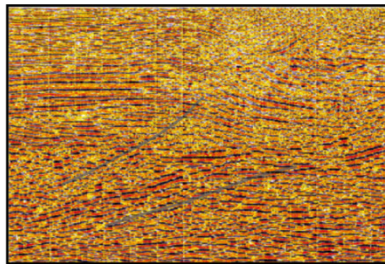
B)



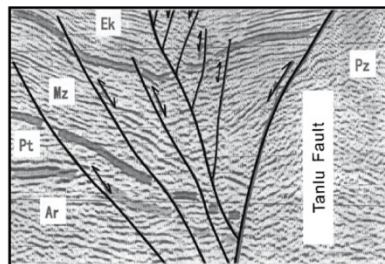
Sísmica del Golfo de México (Butler, R. VSA).



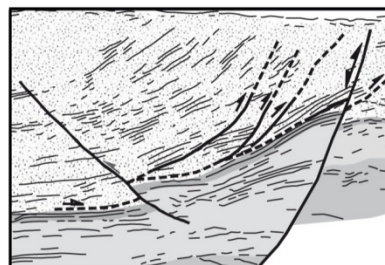
Sísmica del Mar del Norte (Butler, R. VSA).



Sísmica de los Andes Patagónicos (38°15'-40°S), Argentina (Butler, R. VSA).



Sísmica de la Cuenca de Bahía Bohai, China Oriental (Butler, R. VSA).



Sísmica del rift de Salta, Argentina (Butler, R. VSA).



*Figura II.1.4. A) Secuencias esquemáticas de algunas de las geometrías y estructuras clásicas de la inversión tectónica. Modificado de McClay (1999). B) Ejemplos en secciones e interpretaciones sísmicas de las geometrías anteriores.*

## **II.1.2 Factores de la Inversión de Tectónica**

Los factores mecánicos que controlan la inversión tectónica corresponden a: cohesión, coeficiente de fricción, presión de fluido y la orientación de las fallas. La reducción de los dos primeros factores incrementa el rango de las posibles orientaciones del fallamiento (Figura II.1.5). Un aumento en la presión de fluido reducirá el esfuerzo efectivo, permitiendo resolver el acortamiento en movimiento a lo largo de la estructura (Figura II.1.5). Una orientación favorable y la sobrepresión de fluido harían factible la reactivación o el cambio de polaridad de una falla. Por otra parte, la sedimentación es uno de los mayores factores que controla la evolución geométrica de cuencas extensionales invertidas (e.g., Pinto et al., 2010).

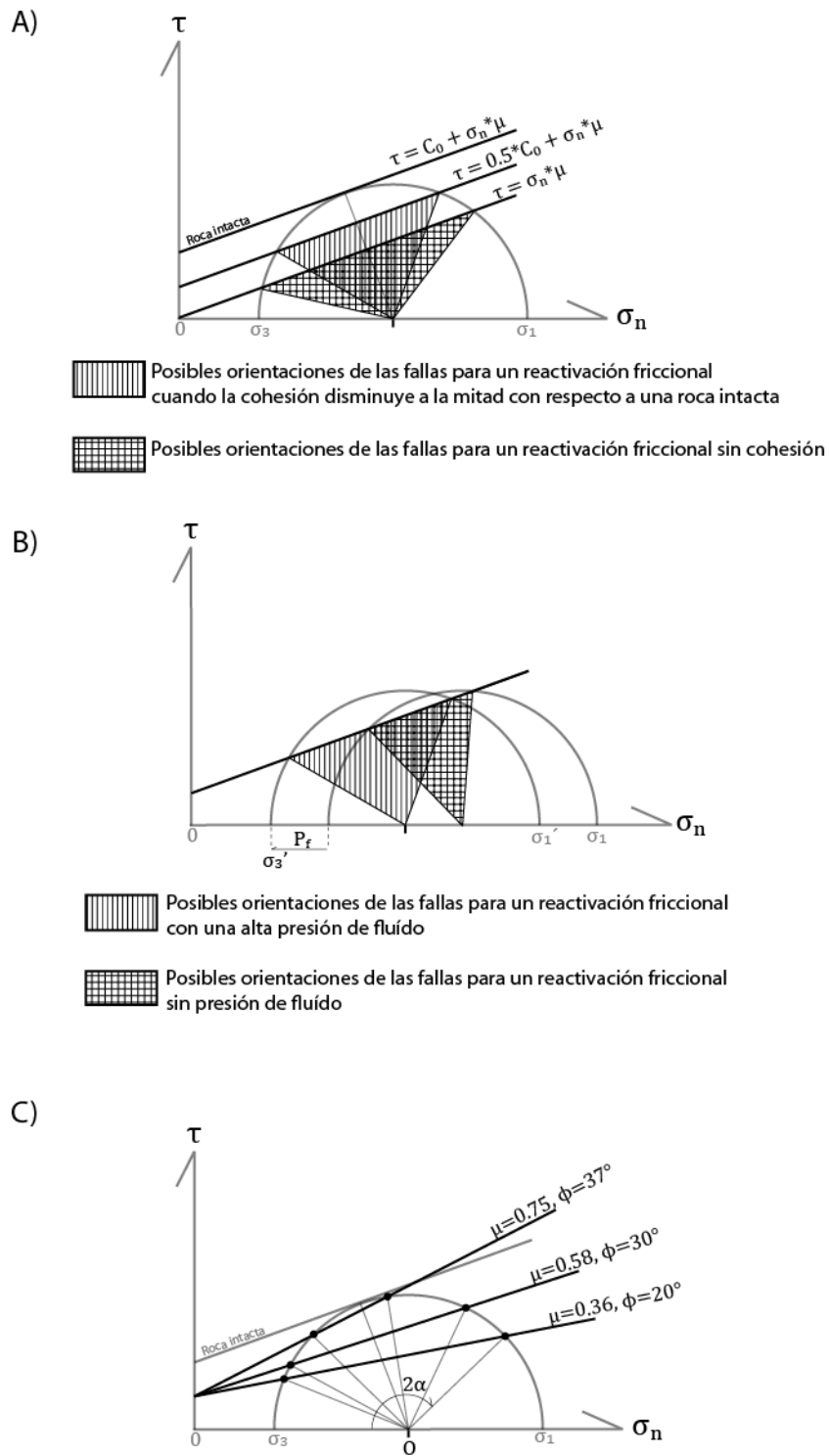


Figura II.1.5. Círculo de Mohr-Coulomb en el cual se muestra el efecto de la: A) Disminución de la cohesión ( $C_0$ ); B) Aumento de la presión de fluido ( $P_f$ ); C) Disminución del ángulo de fricción ( $\phi$ ). Modificado de McClay (1999).

La deformación en la corteza superior es dependiente de la sobrepresión de fluido (i.e., la presión de fluido sea mayor al gradiente hidrostático) y probablemente en la inversión tectónica, la sobrepresión es un potencial gatillante, más que en otros regímenes tectónicos (Turner y Williams, 2004).

La ruptura de una roca es dominada por la reactivación de estructuras bajo las condiciones de Byerlee ( $0,6 < \mu < 0,85$ ). Byerlee (1978) demostró que todas las rocas presentan las mismas propiedades friccionales bajo el criterio de fallamiento de Coulomb, lo cual es aproximado a la ley de Amonton.

$$\tau = \mu * (\sigma_n - P_f)$$

Donde:  $\tau$ : esfuerzo de cizalle;  $\sigma_n$ : esfuerzo normal;  $P_f$ : presión de fluido; y  $\mu$ : coeficiente de fricción (rango de 0.60-0.85).

La reactivación de las estructuras va a depender de la orientación relativa del campo de esfuerzo con respecto a la orientación del plano de falla. Esto puede ser entendido según el radio de esfuerzo  $\sigma'_1/\sigma'_3$  (Sibson, 1995), el cual genera una reactivación de un plano particular de orientación  $\theta_r$  con respecto al esfuerzo máximo  $\sigma_1$  (Figura II.1.6).

En una corteza saturada de fluidos, los esfuerzos principales se definen como:  $\sigma'_1 = \sigma_1 - P_f > \sigma'_2 = \sigma_2 - P_f > \sigma'_3 = \sigma_3 - P_f$  y para el caso de una falla que se encuentra en el plano  $\sigma_1 - \sigma_3$  (esfuerzos principales), el radio de esfuerzo se define como:

$$\frac{\sigma'_1}{\sigma'_3} = \frac{\sigma_1 - P_f}{\sigma_3 - P_f} = \frac{1 + \mu_s * \cot\theta_r}{1 - \mu_s * \tan\theta_r}$$

Donde  $\theta_r$ : ángulo de reactivación;  $\sigma'_1/\sigma'_3$ : radio de esfuerzo.

Desde el gráfico (Figura II.1.6) se observa que la orientación más eficiente de un plano de falla cohesivo es donde  $\sigma'_1/\sigma'_3$  es mínimo y positivo, en  $\theta_r^* = 0.5 \tan^{-1}(1/\mu_s)$ . Para los coeficientes del rango de Byerlee ( $0,6 < \mu_s < 0,85$ ), los ángulos óptimos quedan en el rango de  $25^\circ < \theta_r^* < 30^\circ$ . Para ángulos mayores la reactivación se dificulta y se requieren altos radios de esfuerzo. En el caso de una reactivación compresiva de las estructuras extensionales, se requiere un esfuerzo mínimo negativo o condiciones de  $P_f > \sigma_3$  (Figura II.1.6), necesarias en el lugar de nucleación de la ruptura. El *lock up* ocurre cuando  $\sigma_1/\sigma_3 \rightarrow \infty$ , lo que implica que  $\theta_r \rightarrow 0$  ó  $2\theta_r$ . El *lock up* añade a la situación en que las altas tasas de esfuerzos tienden a juntar los bloques más que promover el fallamiento (Figura II.1.6).

Observaciones de campo respaldan la asociación de sobrepresión de fluidos y la inversión tectónica, tales como (Turner y Williams, 2004, y los trabajos ahí citados; Mescua y Giambiagi, 2012):

- Características texturales de sistemas de vetas hidrotermales observados en fallas: arreglos de vetillas coetáneas a la inversión, que muestran minerales fibrosos indicando una dilatación vertical, es decir, la presión de fluido excede la carga litoestática.
- Efusión de fluidos después de la actividad sísmica, tales como: manantiales ricos en  $\text{CO}_2$ , volcanes de arena/barro ('sandblows'), descargas de hidrocarburos y efusiones de aguas subterráneas calientes a lo largo de fallas activas.
- Procesos de brechización en zonas de fallas.
- Asociación de fallas inversas activas con la sobrepresión
- Inclinación y/o rumbo teórico no favorable de estructuras fuertemente invertidas

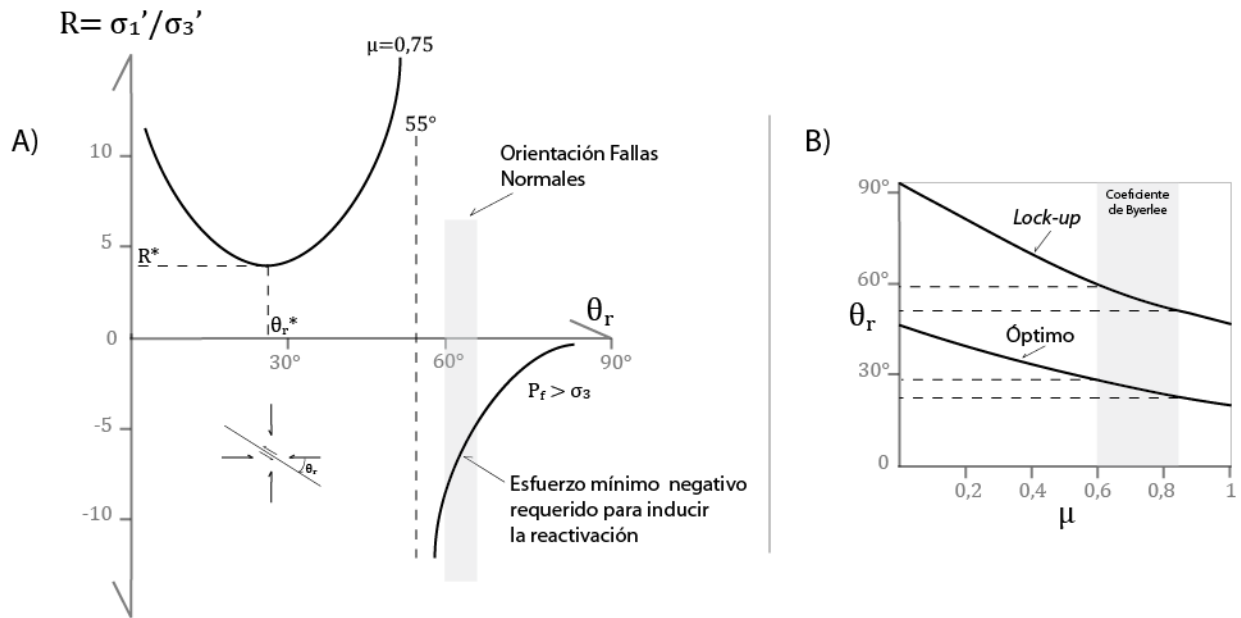


Figura II.1.6. A) Radio de esfuerzo requerido para iniciar una reactivación friccional a lo largo de la falla orientada con un ángulo  $\theta_r$  con respecto al esfuerzo principal  $\sigma_1$  para un coeficiente de fricción de 0,75. En este caso  $\theta_r^*$  corresponde a  $26.5^\circ$ . Modificado de McClay (1999). B) Gráfico que muestra el efecto del coeficiente de fricción  $\mu$  y el ángulo óptimo de reactivación  $\theta_r$ . Modificado de Sibson (1995).

Por otra parte, la inversión tectónica en grabenes según estudios análogos, en modelos de cajas de arena, y estudios de secciones sísmicas del sector sur del Mar de Norte (Brun y Nalpas, 1996), muestran que la

inversión positiva de estos grabenes implicaría que el ángulo entre la dirección de compresión y el eje axial de los grabenes sea menor que  $45^\circ$ , con un ángulo óptimo para la inversión cercano a los  $15^\circ$  (figura II.1.7). Además, que la existencia de un despegue somero (e.g., interface basamento-cobertura) generaría deformación en la cobertura y estructuras compresivas de bajo ángulo en general.

El gráfico de la figura II.1.7 muestra el ploteo de los manteos promedio de las estructuras extensionales y compresivas con respecto a la oblicuidad entre el eje axial del graben y la dirección de compresión, del cual se observa que para altos ángulos de  $\alpha$  ( $\sim 90^\circ$ ) no existe una reactivación mayor de las fallas normales y el acortamiento es resuelto principalmente por nuevas estructuras compresivas. Para  $\alpha$  similares a  $45^\circ$ , algunas estructuras extensionales previas han sido reactivadas, el relleno sedimentario es alzado y se generan nuevas estructuras compresivas más inclinadas que las que se generan para  $\alpha \sim 90^\circ$ . En el caso de  $\alpha = 15^\circ$ , las estructuras extensionales son reactivadas en un sentido inverso y en la porción superior de la secuencia de arena se desarrollan estructuras compresivas.

Si bien en un contexto de inversión tectónica positiva, la dirección de máximo esfuerzo durante la inversión no coincide con la dirección de mínimo esfuerzo del régimen extensional (Turner y Williams, 2004). A veces, la deformación es particionada entre estructuras de rumbo y estructuras de movimiento oblicuo y recto a la dirección de máxima pendiente del plano de falla (e.g., Williams, 2002). Esto es consistente con el caso de  $\alpha > 45^\circ$  (Figura II.1.7), donde la deformación es particionada en compresión pura y fallas de rumbo a lo largo de las previas estructuras extensionales (Brun y Nalpas, 1996).

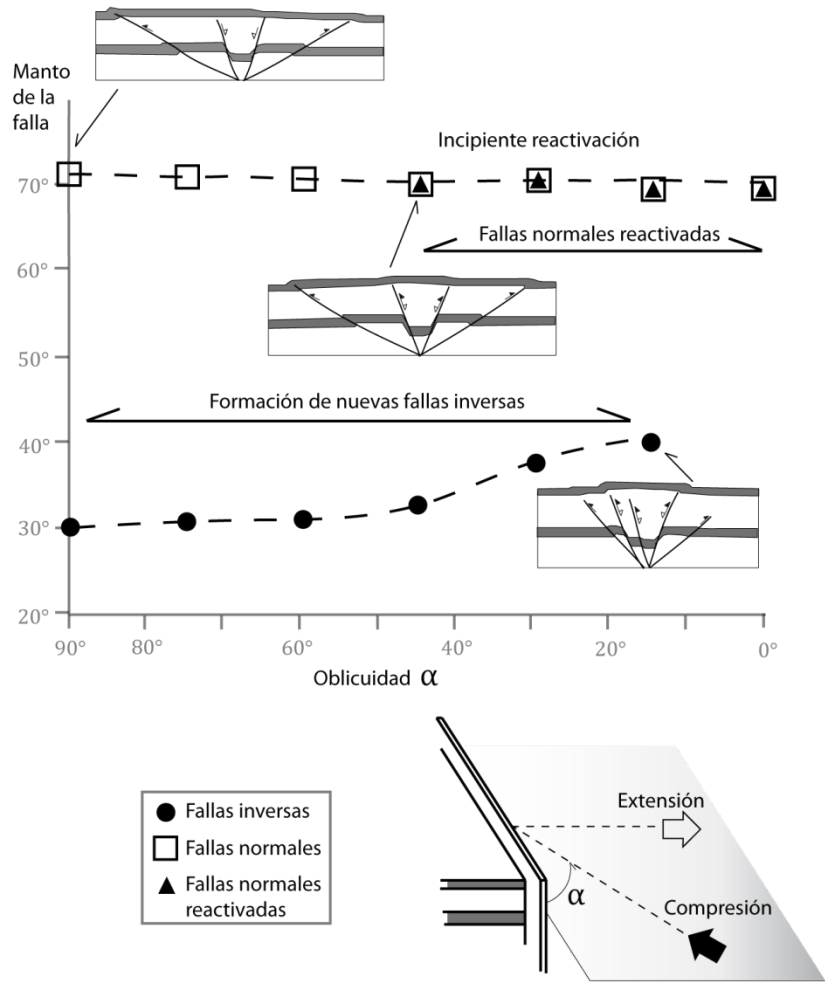


Figura II.1.7. Relación entre el manteo de la fallas y la oblicuidad entre la dirección de compresión y extensión, dentro de un sistema frágil. Los modelos de cajas de arena corresponden a  $\alpha = 90^\circ, 45^\circ, 15^\circ$ . Modificado de Brun y Nalpas (1996).

Es de esperar, que la inversión tectónica se desarrolle en un sistema no-coaxial entre los esfuerzos compresivo y extensivo, con un ángulo óptimo para la inversión cercano a los  $15^\circ$  (Brun y Nalpas, 1996), y/o en condiciones de presión de fluido mayores a la litostática  $P_f > \sigma_3$  (Sibson, 1995).

Otros, modelos análogos (e.g., Pinto et al., 2010) muestran que un incremento en la carga sedimentaria, independiente si ocurre contemporáneo a la etapa extensional o compresiva, causa la inhibición de la inversión tectónica positiva y el desarrollo de estructuras compresivas tipo *footwall shortcut thrust* (Figura

II.1.4), como también condicionarían la actividad de las estructuras en el caso de que la sedimentación fuese localizada en algún sector de la cuenca.

### **II.1.3 Geodinámica y Procesos de Inversión Tectónica en Cuenas Sedimentarias**

La inversión tectónica positiva corresponde a un proceso global que afecta a los principales tipos de cuencas sedimentarias, en las cuales se describe la reactivación compresiva o transpresiva de estructuras extensionales en previas cuencas extensionales (Turner y Williams, 2004).

A pesar de que la inversión suele ser reconocida en muchos sistemas de rumbo, como se observa en África Central (Cooper y Warren, 2010), las similitudes entre estructuras en flor y grabenes invertidos hacen equivocada la interpretación, puesto que el intervalo sedimentario *sin-extensión* y la geometría extensional previa no son bien identificadas (Cooper y Warren, 2010). Es fundamental el entendimiento de la geometría inicial y su relación con los depósitos tipo *sin-extensión* en la inversión de complejos sistemas extensionales, en donde el intervalo *sin-extensión* debe ser reconocido (Cooper et al., 1989). Es de saber, que la respuesta a la inversión tectónica dependerá tanto de la geometría de la cuenca como también de las propiedades mecánicas de la corteza y de la litosfera (Gabrielsen, R. H. 2010). En el caso de una cuenca que previamente fue afectada por un adelgazamiento cortical y un debilitamiento térmico, la parte central suele ser más profunda que los sectores distales o bordes de la cuenca (Turner y Williams, 2004). A pesar de que los altos estructurales también son subyacidos en profundidad por un débil y caliente manto litosférico, es en la parte central de la cuenca donde la inversión es localizada (Turner y Williams, 2004). Sumado a esto, un relleno sedimentario mecánicamente fuerte en la parte central de la cuenca, conllevaría al alzamiento y la generación de geometrías propias de inversión, como también retrocorrimientos en la cresta del anticlinal de arpón (*harpoon*) o un complejo patrón de plegamientos en el relleno sedimentario (Cooper y Warren, 2010, y los trabajos ahí citados).

A pesar de que la relación entre la localización de zonas de inversión y zonas termalmente debilitadas aún es un tema en discusión, distintas observaciones (e.g., Sandiford, 1999; Turner y Williams, 2004; Ziegler, 1989) permiten concluir que las cuencas sedimentarias extensionales comprenden zonas debilitadas, donde los esfuerzos intraplaca son focalizados (Figura II.1.8). El debilitamiento puede ser efecto de una extensión litosférica que dependerá fuertemente del incremento del gradiente geotérmico y del cambio sustancial entre la corteza (litosfera débil) y el manto superior, independiente del estado de esfuerzos de la litosfera (Turner y Williams, 2004).

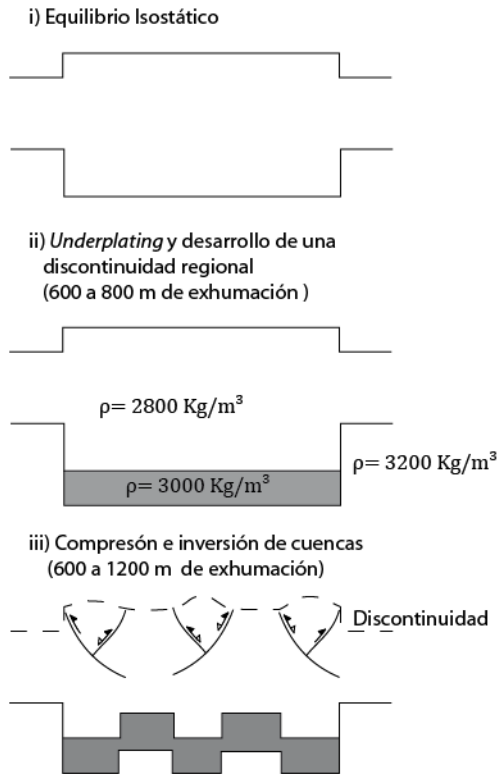


Figura II.1.8. Modelo esquemático en cual se muestra el desarrollo de zonas termalmente debilitadas según estudios en las rocas triásicas del mar oriental de Irish, Inglaterra. i) Cretácico. ii) Paleoceno. II) Eoceno-Mioceno. La discordancia en el techo de las rocas triásicas es interpretada como el resultado de una inversión local sobreimpuesta a un proceso epiorogénico. Modificado de Turner y Williams (2004).

Una posible consecuencia de la inversión tectónica positiva es la exhumación de las cuencas sedimentarias. El termino exhumación describe el alzamiento y erosión de rocas en profundidad que son expuestas a condiciones de superficie. Además de la inversión tectónica, los procesos epiorogénicos pueden exhumar amplias regiones, tales como (Turner y Williams, 2004, y los trabajos ahí citados): plumas mantélicas; '*basaltic underplating*'; delaminación mantélica; ajustes isostáticos pos-glaciales; esfuerzos intraplacas y ajustes termales-isostáticos relacionados a *rifting* continentales y/o oceánicos.

Modernos métodos permiten dilucidar la historia termal y la magnitud de la exhumación de rocas profundas presentes en las cuencas sedimentarias, permitiendo así identificar los procesos responsables que conllevan al alzamiento y erosión de una cuenca en particular, como también la historia no resuelta producto de la erosión. Incluyen métodos como las trazas de fisión en cristales de apatito que permiten obtener el tiempo absoluto de enfriamiento y la máxima paleotemperatura (Gallagher et al., 1998), información que es acotada a los 60°-120°C de temperatura. Considerando un relleno sedimentario



acumulado en un único pulso tectónico dentro de una cuenca extensional (en subsidencia y enterramiento), las secuencias sedimentarias estarían a su máxima temperatura hoy, las muestras superficiales mostrarían altas edades relativas en las trazas y una distribución de longitud corta, siendo la distribución de longitud de las trazas progresivamente más jóvenes y amplias con la profundidad (e.g., Otway Basin: Gleadow y Duddy, 1981). En caso contrario, dentro de una cuenca que ha sido afectada por los procesos de inversión tectónica, las edades de las trazas de fisión y la distribución de los largos de las trazas muestran que las sucesiones sedimentarias fueron más calientes en el pasado. El principal impacto de la inversión de las cuencas en las trazas de fisión, corresponde al enfriamiento inducido por la erosión de secuencias con altas temperaturas generadas por el enterramiento. La sobrepresión de fluido necesaria para la inversión de previas estructuras extensionales necesita la presencia de fluidos sin-cinemáticos, los cuales podrían alterar el patrón termal de la cuenca. Recientemente (e.g., Parnell et al., 1999; Middleton et al., 2001; Green et al., 2001), la signatura térmica de pulsos hidrotermales sin-cinemáticos ha sido detectada, en estos casos, pulsos hidrotermales de corta duración, anómalamente calientes, son registrados a profundidades someras. La coincidencia temporal entre el tiempo de enfriamiento con los episodios conocidos de inversión tectónica (e.g., Green et al., 1995) corresponde a una observación típica que permite afirmar la inversión de cuencas sedimentarias.

En el caso de cuencas que experimentan paleo-temperaturas que exceden el rango de estabilidad de las trazas de fisión en los cristales de apatito, la reflectancia de la vitrinita (estudios de madurez termal) aparece como un método independiente y provee un registro de altas temperaturas a las cuales estuvo sometida la cuenca sedimentaria (e.g., Khun et al., 2010).

## II.2 Estratigrafía Sísmica

El presente capítulo tiene como objetivo mostrar las geometrías plausibles que pueden conformar un conjunto de reflexiones y las características internas de estos mismos, desde un punto de vista estratigráfico, como también las posibles interpretaciones que se pueden obtener en términos de ambiente o litofacies. Es por ello, que se han utilizado distintas secciones sísmicas de reflexión para ejemplificar las geometrías o relaciones estratigráficas presentes principalmente en un ambiente marino de talud a plataforma, similar al contexto sedimentológico de la Cuenca de Arauco.

La estratigrafía sísmica corresponde a una rama de la estratigrafía, en la cual los sedimentos y las rocas sedimentarias son interpretados en un contexto geométrico a partir de reflectores sísmicos. El método sísmico consiste en captar la energía de un frente de ondas acústicas controladas al pasar por un medio. Lo anterior se puede aplicar tanto para un ambiente continental como marino, siendo en este último, donde más se ha utilizado a partir de los años 60 por parte de la industria petrolera.

### II.2.1 Sísmica de Reflexión

Las rocas corresponden a medios elásticos en que las señales acústicas pueden entregar mucha información, dado que en las rocas, la velocidad de las señales depende de las características de la roca, como: porosidad, composición mineral y grado de cementación (Bjorlykke, 2010).

Las secciones sísmicas se basan en el tiempo de llegada ('*TWT: Two-Way time*') en que demoran las ondas de sonidos en traspasar por un medio rocoso. Las ondas *P* pueden atravesar medios sólidos y líquidos, y las ondas *S* solo medios sólidos. Las velocidades en sedimentos moderadamente consolidados son del orden de los 2-3 km/s, en rocas sedimentarias que no han sufrido algún metamorfismo, las velocidades varían entre 3 y 5 km/s, y en rocas metamórficas y efusivas están en el rango de los 5-6 km/s. Para el caso de las rocas sedimentarias, las limolitas en general, presentan mayores velocidades que las areniscas a la misma profundidad, y éstas últimas que las lutitas (Bjorlykke, 2010). Un aumento en el grado de consolidación en las rocas sedimentarias aumentaría la velocidad de las ondas, no solamente porque el contenido de agua decrece sino también porque numerosos y largos contactos se forman entre las superficies de los granos clásticos (Bjorlykke, 2010).

Los sedimentos terciarios de la Cuenca de Arauco tienen velocidades que oscilan entre los 2 a 3 km/s, en cambio en el basamento metamórfico paleozoico (?) entre los 4 y 5.5 km/s (Figura II.2.1).

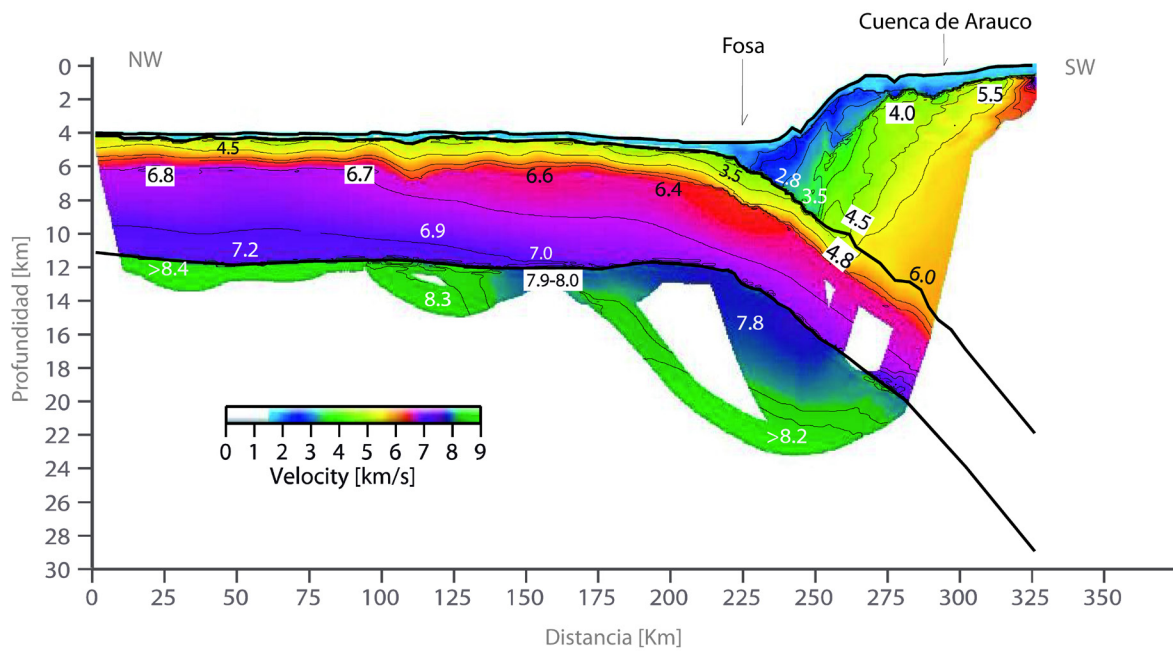
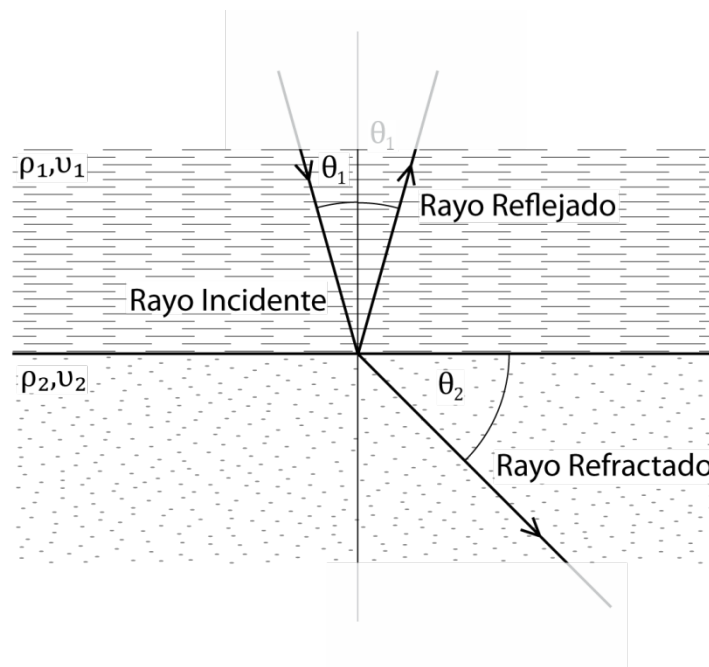


Figura II.2.1. Modelo de velocidad y profundidad del "offshore" a los  $\sim 38^{\circ}15' S$ , el cual incluye el sector sur de la Cuenca de Arauco. Modificado de Contreras-Reyes et al. (2008).

Las interfaces entre capas sedimentarias son relacionadas a la estratificación, a discordancias o a planos de fallas, donde las ondas acústicas se refractan según la ley de *Snell* (Figura II.2.2), que corresponde al principio fundamental de relaciones geométricas para los caminos de los rayos:

$$\frac{\text{sen}\theta_1}{\text{sen}\theta_2} = \frac{v_1}{v_2}$$

Donde:  $\theta_1, \theta_2$ : ángulo incidente y refractado respectivamente;  $v_1, v_2$ : Velocidad en dos medios. Según este principio, el ángulo incidente es siempre definido con respecto a la normal de la interface.



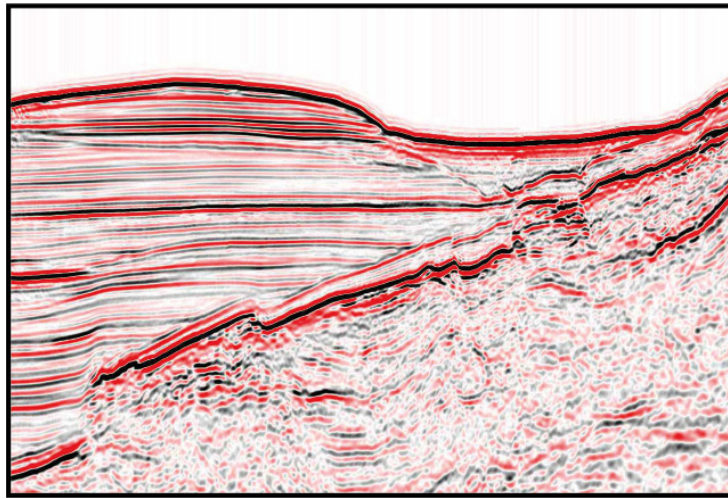
*Figura II.2.2. Diagrama de refracción y reflexión de las ondas acústicas.*

Si dos rocas tienen distintas velocidades, tendrán distintas densidades, y parte de la energía acústica no será refractada pero sí reflejada. Las reflexiones sísmicas se originan en medios que presentan un fuerte contraste en las propiedades de densidad y velocidad de la roca. Cada capa sísmica va a tener una impedancia acústica, la cual es definida como el producto entre la velocidad y la densidad del medio ( $v * \rho$ ) y la diferencia con respecto a otro medio define el Coeficiente de Reflexión:

$$R = \frac{(\rho_2 * v_2 - \rho_1 * v_1)}{(\rho_2 * v_2 + \rho_1 * v_1)}$$

Donde:  $\rho_1, \rho_2$ : Densidad en dos medios;  $v_1, v_2$ : Velocidad en dos medios

De esto se obtiene que grandes diferencias en densidad y velocidad de dos medios (e.g., lutitas y areniscas; cobertura y basamento) aumentan la energía reflejada, lo cual en una sección sísmica se ve como un fuerte reflector, lo cual hace posible poder diferenciar y delimitar secuencias o cuerpos de roca (Figura II.2.3).



Sísmica marina del complejo de subducción de Calabrian, Italia.

*Figura II.2.3. Sísmica de alta resolución (<http://www.seismicatlas.org>) que destaca por los fuertes reflectores en las interfaces de los medios: agua-sedimento y sedimento-basamento.*

Lo primero en realizar en el estudio de una sección sísmica corresponde a delinear unidades genéticamente relacionadas (Mitchum et al., 2010) según criterios y conceptos estratigráficos- sísmicos. El concepto básico detrás de la estratigrafía sísmica es que los reflectores representan intervalos de tiempo de condiciones geológicas similares, por lo que cada reflector corresponde a una línea de tiempo. En un sentido geológico los reflectores pueden ser agrupados en cuatro grupos: reflexiones sedimentarias que representan la estratificación de las capas; discontinuidades en el registro geológico; artefactos como difracciones, múltiples y sonrisas; y reflexiones no sedimentarias como fallas, fluidos, etc.

## II.2.2 Geometrías en Reflexiones Sedimentarias

Las secciones sísmicas pueden ser ocupadas para estudiar relaciones estratigráficas, partiendo de la premisa que los reflectores sísmicos corresponden a líneas de tiempo en una secuencia sedimentaria. Las secuencias sedimentarias depositadas en un tiempo definido, suelen estar limitadas por discordancias, cuyo origen corresponden a perturbaciones en el registro sedimentario. Las geometrías son descritas según las relaciones de los reflectores y corresponden a (e.g., Bjorlykke, 2010; Veeken, 2006) (Figura II.2.4):

**Terminación Basal o "Baselap":** término de deposición gradual sobre un borde inferior y usado cuando es difícil discriminar entre un "onlap" (solapamiento expansivo) o un "downlap" (biselamiento basal), y representan pequeñas discontinuidades.

**Solapamiento Expansivo o "Onlap":** término referido al contacto entre capas horizontales y una discontinuidad inclinada. Principalmente, ocurre como el resultado de una transgresión de los sedimentos con respecto a una superficie de deposición que provee la discontinuidad ("onlap" proximal). Si la sedimentación cubre una topografía positiva en la cuenca, se llamará "onlap" distal.

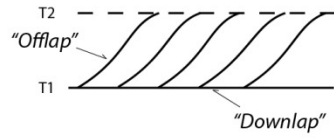
Las geometrías tipo "onlap" en depósitos costeros pueden evidenciar cambios del nivel del mar con respecto a la superficie de deposición. Las geometrías tipo "onlap" proximal se deben al movimiento de la sedimentación sobre una superficie de discontinuidad producto del aumento del nivel del mar o una subsidencia local de la cuenca, la cual puede deberse a un ajuste isostático en respuesta al aumento de la sedimentación y/o a la profundidad del agua.

**Biselamiento Basal o "Downlap":** Relación de contacto basal entre reflectores inclinados y una superficie horizontal o inclinada.

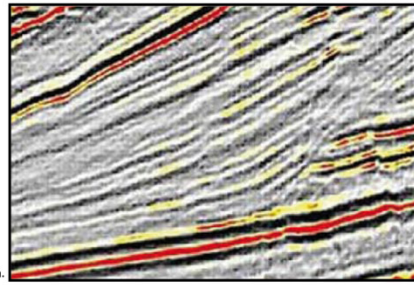
**Biselamiento Somital o "Toplap":** Corresponde al contacto entre los reflectores y una discordancia superior. Una superficie de erosión puede truncar los reflectores y formar un "toplap" de erosión.

**Concordancia:** Relación en que los reflectores se disponen de forma paralela y continua.

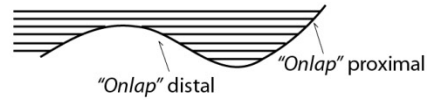
### BASELAP



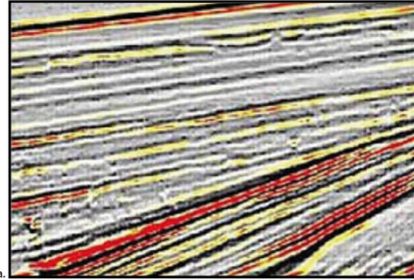
Sísmica marina de la República de Namibia.



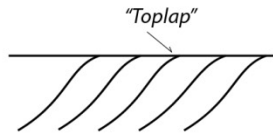
### ONLAP



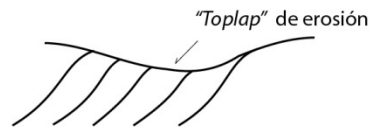
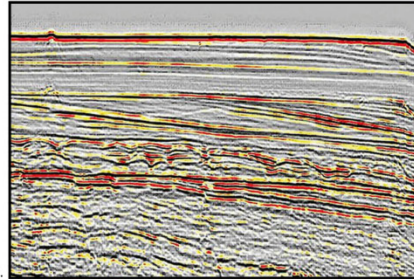
Sísmica marina de la República de Namibia.



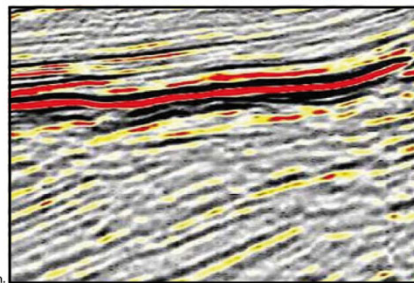
### TOPLAP



Sísmica marina de la República de Namibia.



Sísmica marina de Togo y de la República de Benin.



### CONCORDANCIA



Sísmica marina de la República de Namibia.

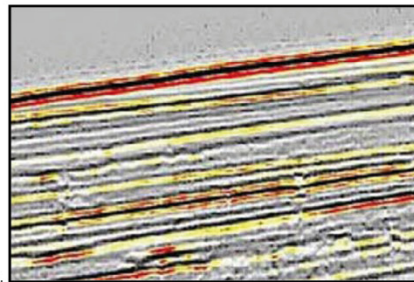


Figura II.2.4. Distintos tipos de relaciones geométricas entre los reflectores sísmicos con sus respectivos ejemplos en sísmica de alta resolución (<http://www.seismicatlas.org>). Los reflectores corresponden a líneas de tiempo.

### II.2.3 Interpretación de Litología y Facies Sedimentarias

Las propiedades internas de los reflectores, y por ende de las unidades sísmicas proveen importante información acerca de la litología o las características del medio (Figura II.2.5), como también, en obtener algún grado de certeza para interpretar el ambiente de deposición. Los parámetros más importantes de los reflectores son (e.g., Bjorlykke, 2010; Veeken, 2006):

**Amplitud:** Corresponde a la fuerza del reflector que depende de las diferencias entre el contraste litológico, el espaciamiento de las capas y el contenido de fluidos, es decir, la impedancia acústica entre secuencias sucesivas.

**Frecuencia:** La distancia entre los reflectores podría indicar el espesor de las capas y posiblemente del contenido de fluidos, pero debiese haber un límite inferior para que el espesor pueda ser detectado.

**Continuidad:** La continuidad de los reflectores representa que tan continuas son las capas sedimentarias. Es directamente relacionada a los procesos sedimentarios y por ende, al ambiente de deposición.

**Configuración:** Alude a la geometría observada en los patrones de las capas. Este orden de los reflectores puede dar una idea de las superficies de sedimentación durante la deposición.

**Velocidad Interna de las Capas:** Puede proveer información acerca de la litología y la porosidad (Figura II.2.1).

Entonces, reflectores que presentan una fuerte amplitud generalmente manifiestan una alternancia de litologías con un fuerte contraste. Las bajas amplitudes indican litologías similares en ambos lados de las interfaces o límite entre las capas. La frecuencia de una reflexión puede dar una idea de los espesores que conciernen las capas. Una extensa continuidad entrega información sobre el nivel de energías de los depósitos, como también, sugiere una gran extensión lateral de las mismas condiciones de sedimentación, mientras que los reflectores discontinuos indican un rápido cambio en los niveles de energía.

Al interpretar litologías y ambientes de deposición a partir de secciones sísmicas, es importante usar modelos sedimentológicos, debido a que la información que se gana a partir de secciones sísmicas resulta ser insuficiente por la ambigüedad en la interpretación. En un contexto amplio, el estudio de la forma interna de las reflexiones, es decir, las facies sísmicas, sumado a esto, la localización espacial y el modelo sedimentológico de un sector de interés, permitirán tener una base para entender el ambiente de deposición, la posición de la fuente y sobre todo el contexto geológico.



Diversas configuraciones en la parte interna de las unidades estratigráficas han sido reconocidas (e.g., Bjorlykke, 2010; Veeken, 2006) (Figura II.2.5 y II.2.6): paralela o subparalela; ondulada: divergente; *foresetted*; *shingled*; *hummocky*; caótica; y reflexiones libres o transparentes. Cada una de ellas son interpretadas en términos de ambiente y litofacies.

**Reflexiones Paralelas a Ondulosas:** Las reflexiones paralelas a ondulosas indican una sedimentación uniforme para una secuencia sedimentaria (Figura II.2.5 y II.2.6.A). Las divisiones que se realizan dentro de estas configuraciones se realizan en base a la continuidad, la amplitud y la frecuencia de las reflexiones. El desarrollo de esta geometría ocurre en aguas profundas como someras, reflejando una situación tipo "*topset*" o "*bottomset*" (Veeken, 2006). En estratigrafía sísmica el término "*topset*" es usado comúnmente en sedimentos depositados en una planicie costera o en una plataforma marina somera, mientras el término "*bottomset*" es su equivalente, pero en ambientes de aguas profunda, más allá del quiebre de plataforma (*shelf break*).

El nombre de "plataforma" es usualmente acotada a depósitos de profundidades no superiores a los 200 m. Existe una distinción entre plataforma interna y externa. El primer término alude a un ambiente costero, transicional a marino, mientras que el segundo, es puramente un ambiente marino con profundidades que varían entre los 50 a 200 m. Bajo los 200 m la profundidad es batial (Bjorlykke, 2010), como en el caso de la pendiente continental y los planos abisales.

**Reflexiones divergentes:** Las reflexiones divergentes son encontrados en cuerpos con forma de cuña, donde importantes variaciones laterales existen (Figura II.2.6.B). Estas geometrías se deben a variaciones en la tasa de sedimentación, subsidencia y efectos de enterramiento (compactación diferencial). Estas geometrías pueden indicar movimientos diferenciales coetáneos a la sedimentación (tectónica).

**Capas Frontales o "Foresets":** Las configuraciones tipo "*foresets*" (capas o laminas frontales) son originadas en sistemas de talud progradacionales (Figura II.2.6.C). La forma e inclinación con que se disponen los sedimentos sobre el talud, va a depender de la composición de los depósitos, la tasa de sedimentación, la cantidad del aporte sedimentario, la salinidad y profundidad del agua, los niveles de energía en los ambientes de deposición; la posición del nivel del mar, y la tasa de subsidencia.

En condiciones ideales los "*foresets*" muestran relaciones tipo "*topset*", "*foreset*" y "*bottomset*" (Figura II.2.6.C y II.2.7). En tal caso la geometría permite estimar la profundidad de la cuenca donde los "*foresets*" progradaron, en el caso que se tenga los intervalos de velocidad apropiados.

Los "*topset*" son mejor desarrollados frente a un aumento del nivel relativo del mar. El concepto de nivel relativo del mar es introducido debido a que se hace difícil diferenciar la contribución de varios factores

en el cambio de posición de la línea de costa, como cambios tectónicos, decrecimiento en las tasas de sedimentación, cantidad del aporte sedimentario o aumento del nivel eustático.

Los cambios del nivel del mar se ven reflejados en las variaciones de las líneas de costa debido a los procesos de transgresión y regresión. La transgresión se define como el avance del mar sobre un terreno continental, mientras que la regresión es la situación donde la línea de costa es desplazada mar adentro. Las transgresiones o regresiones no siempre están relacionadas a cambios en el nivel del mar, sino también a movimientos tectónicos locales y globales. Durante el Cuaternario, cambios cíclicos en el nivel del mar por más de 120 m acompañaron los períodos glaciares a interglaciares (Bjorlykke, 2010), cambios que fueron rápidos y reconocidos extensamente en el mundo (e.g., Lambeck et al., 2002; Zachos et al., 2001). El derretimiento de importantes bloques de hielo continental o glaciares dejaron patrones de alzamiento en áreas que fueron sometidas al peso de estos (e.g., Escandinavia), y este alzamiento excedió el aumento en el nivel del mar dejando evidencias de una regresión. Estudios en distintas partes del mundo, muestran una simultaneidad en transgresiones y regresiones de muchas cuencas sedimentarias (e.g., Bjorlykke, 2010) (Mar del Norte, Mar del Sur de China, Golfo de México y Alaska).

Los "*foresets*" presentan diversa formas (e.g., Veeken, 2006) (Figura II.2.6.C):

**Sigmoidal:** Geometría en donde los "*topset*" y "*bottomset*" son preservados. Estas geometrías sugieren aumentos del nivel relativo del mar, con un aporte sedimentario razonable. Representan sistemas de talud de baja energía y también deposición desde suspensión.

**Oblicuo:** Es donde los "*topset*" no son preservados. Este tipo de configuración representa sistemas de talud de alta pendiente o energía y depósitos gruesos que pueden ser incorporados a los "*foresets*".

**Paralelo oblicuo:** Geometría que alude a pequeños cambios en la dirección de progradación, a tasas uniforme de relleno de la cuenca, como también a cambios en la localización de los depocentros que podrían resultar en una progradación diferencial.

**Tangencial oblicuo:** Es donde los "*bottomset*" tienen un buen desarrollo. Este tipo de geometría alude a un eficiente mecanismo de transporte sedimentario sobre plataformas y la difusión del material por amplias zonas de la cuenca. Lo más razonable es que los sedimentos son depósitos en suspensión, pero estos pueden ser llevados a zonas profundas por flujos turbidíticos.

**Shingled:** Este tipo de geometría es caracterizada por tener "*foresets*" de baja altura. En los "*foresets*" de bajos ángulos se pueden encontrar en la posición del "*topset*" y "*bottomset*". Pueden ser interpretados

como una progradación marina somera en ambientes de alta energía, como también, progradaciones marinas profundas.

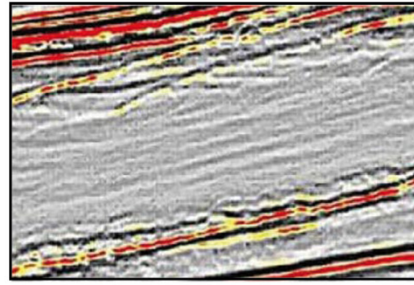
**Mamblada o "Hummocky":** La configuración tipo "*hummocky*" consiste en reflexiones irregulares, discontinuas y de amplitud variables, como geometrías de relleno, de corte o interrumpidas, lenticulares y contorneadas (Figura II.2.6.D). Las reflexiones contorneadas son el resultado del escape de agua durante el enterramiento y la compactación. Comúnmente, estos tipos de reflexiones son interpretados como depósitos canalizados y de relleno.

**Reflexiones caóticas:** Corresponden a reflexiones discontinuas, discordantes, de amplitud y frecuencia variable (Figura II.2.5). Ocurren en todo tipo de ambiente de deposición y pueden representar relleno de canales en abanicos proximales, desmoronamientos o "*slumping*", olistostromos (depósitos sedimentarios compuestos de material heterogéneo y de forma caótica), lutitas sobrepresionadas, rocas volcánicas y depósitos móviles de sal.

**Reflexiones libres:** Las áreas de reflexiones libres coinciden con zonas donde los contrastes de impedancia acústica son débiles, lo cual alude, a una litología homogénea (Figura II.2.5). Estas pueden ser: lutitas gruesas, limolitas, areniscas e incluso cuerpos ígneos. También, depósitos como sal que son intensamente tectonizadas.

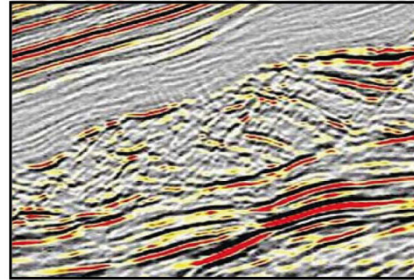
**Reflección libre: medios homogéneos**  
(Domas de sal, de barro; rocas ígneas, lutitas muy compactadas)

Sísmica marina de Togo y de la República de Benin.



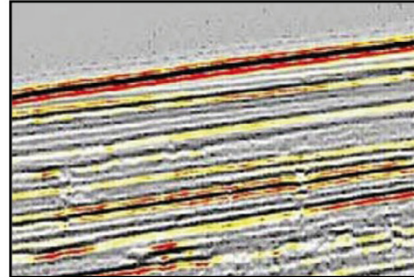
**Reflección caótica: deformación**  
(Plegamiento, derrumbes)

Sísmica marina de la República de Namibia.



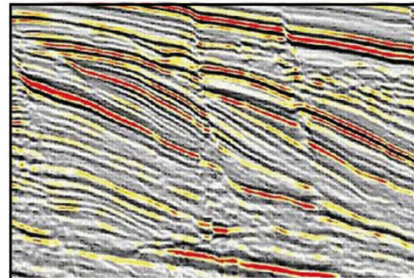
**Reflección paralela: sedimentos**  
(Depósitos de plataforma)

Sísmica marina de la República de Namibia.



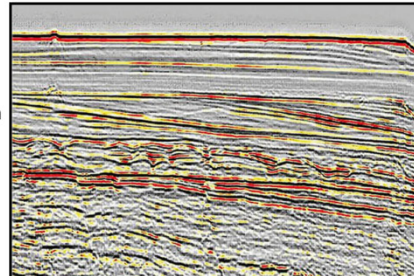
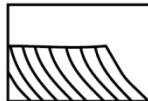
**Reflección sigmoidal: progradación**  
(Baja energía, progradación en una cuenca sedimentaria o rápida subsidencia)

Sísmica marina de la República de Namibia.

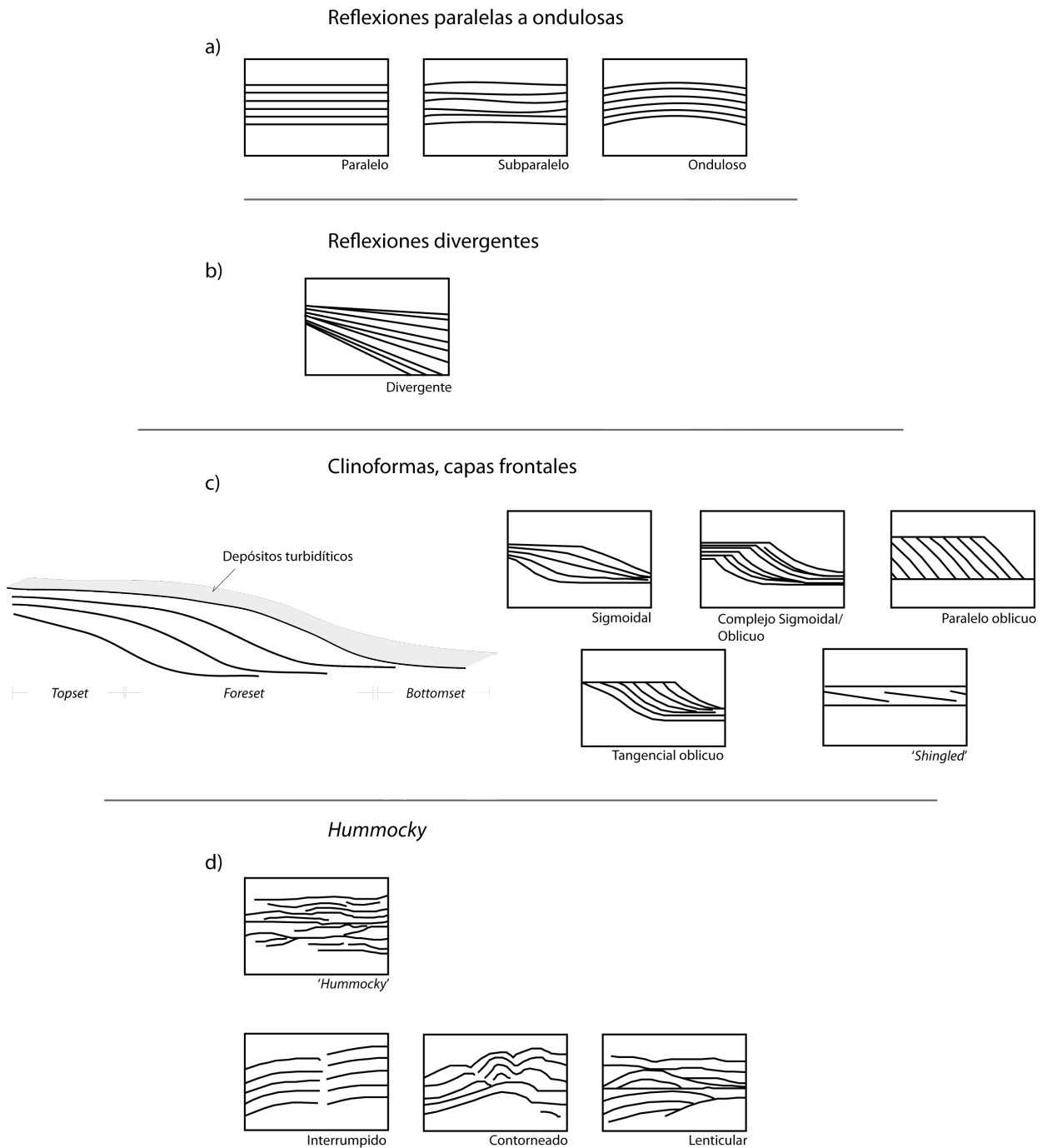


**Reflección oblicua: progradación y erosión**  
(Progradación simultánea a la erosión, plataforma somera, playa o delta)

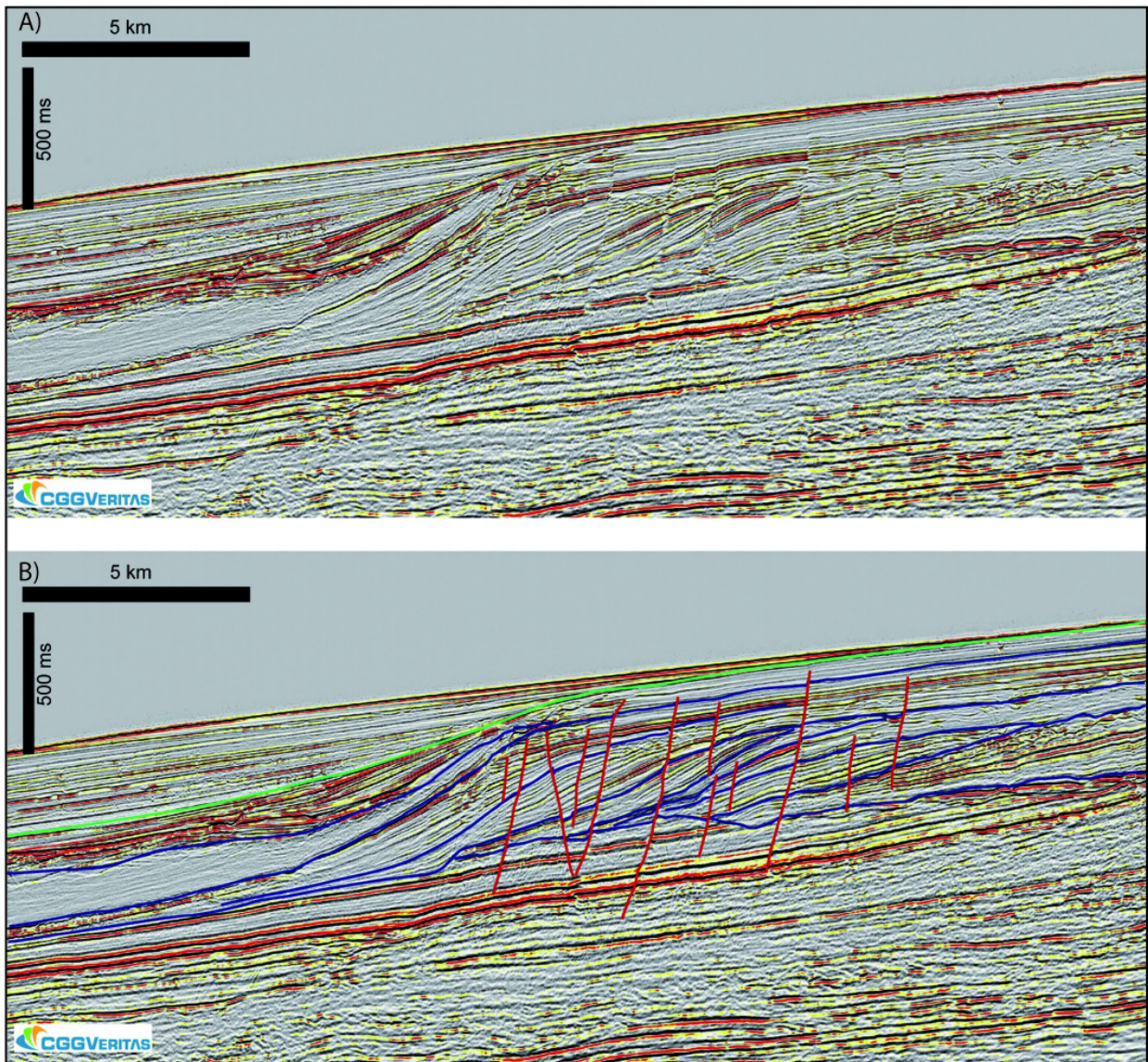
Sísmica marina de la República de Namibia.



*Figura II.2.5. Clasificación de las geometrías internas de las unidades sísmicas, ejemplificadas en sísmicas de alta resolución (<http://www.seismicatlas.org>).*



*Figura II.2.6. Clasificación de las geometrías internas de las unidades sísmicas. Modificado de Veeken (2006) y Gerber (2008). A) Reflexiones paralelas a ondulosas. B) Reflexiones divergentes C) Clinoforms-Foresets (Clinoformas, capas frontales). d) Hummocky.*



Sísmica marina de la República de Namibia.

Figura II.2.7. Ejemplo de geometrías en una plataforma externa. Sección no interpretada (VERNOB-03) de costa fuera de Namibia mostrando estructuras sobre la plataforma externa. Sección interpretada en donde se muestran las geometrías progradacionales y agradacionales, junto a estructuras extensionales. Las superficies estratigráficas (azul) que delimitan las clinoformas son cortados por un arreglo de estructuras normales que no continúan en profundidad (<http://www.seismicatlas.org>).

## II.2.4 Discontinuidades, Artefactos y Reflexiones no Sedimentarias

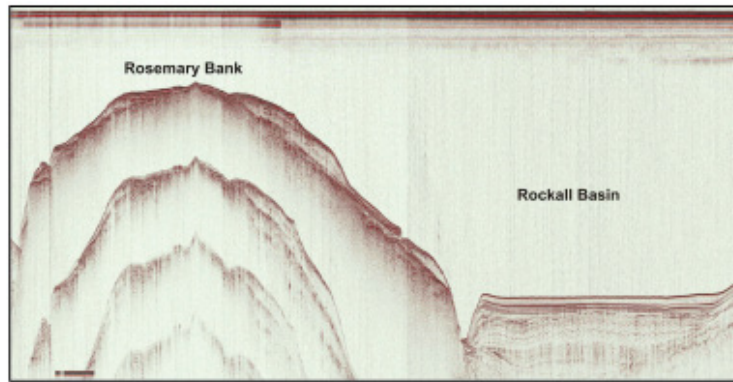
El relleno sedimentario es normalmente subdivido en ciclos discretos de deposición. Las secciones sísmicas son subdivididas en secuencias deposicionales o unidades genéticamente ligadas, en base a la presencia de discontinuidades. Las discontinuidades pueden ser reflectivas o no-reflectivas, dependiendo del contraste de las impedancias acústicas. Las secuencias deposicionales, bordeadas por discontinuidades, constituyen a unidades cronoestratigráficas, siendo de importancia en el análisis de cuencas y para la reconstrucción de la historia deposicional.

Una discontinuidad corresponde a una superficie de erosión y/o no deposición que representa un *gap* temporal en el registro geológico (Dumbar y Rodgers, 1957). Las discontinuidades generan reflexiones, debido a que estas, separan medios de propiedades físicas distintas, es decir, distintas impedancias acústicas. Estas reflexiones generadas por discontinuidades, representan un hiato en la sedimentación y son normalmente diacrónicas, lo que significa que el tiempo que involucra el *gap* temporal no es el mismo en todas partes. En muchos casos la reflectancia de una discontinuidad varía lateralmente.

En el caso en que una discontinuidad coincida con un cambio en la inclinación de una unidad, sea sobre o bajo la superficie de discontinuidad, la discontinuidad se llamara discordancia angular, lo que indica una cierta cantidad de deformación tectónica.

Tanto la configuración de las capas como también los patrones internos de reflexión de las unidades superiores e inferiores a la discontinuidad, dan importante información sobre el significado tectónico y ambiental de la superficie de discontinuidad. Varias características son deducidas a partir de los tipos de discordancia, como origen (subaéreo, submarino, fluvial o glacial), tipo (erosivo o no deposicional), forma (planar, irregular o con una cierta inclinación), extensión areal (local o regional), inestabilidad de la región según el grado de deformación tectónica, y cambios relacionados a variaciones relativas del nivel del mar, en el aporte sedimentario y en las tasas de subsidencia.

Es elemental poder distinguir dentro de una sección sísmica, las reflexiones sedimentarias o no-sedimentarias, de los que son artefactos, puesto que estos pueden ser mal interpretados. Los artefactos pueden ser causados por varias formas, como por curvas de difracción que se producen por la disipación de la energía sísmica alrededor de una fuente puntual en subsuperficie. Los múltiples (Figura II.2.8) son reflexiones artificiales creadas por ondas acústicas que viajan varias veces entre dos reflectores antes de ser interceptados por el geófono y los procesos de migración de los datos sísmicos pueden generar las llamadas "sonrisas", en la parte más profunda de la sección.

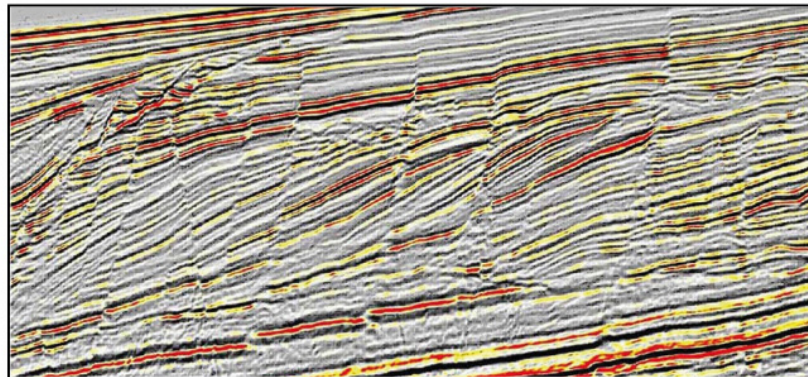


Sísmica marina del Reino Unido de Gran Bretaña e Irlanda del Norte.

Figura II.2.8. Sísmica marina de alta resolución (<http://www.seismicatlas.org>) en donde se observan los múltiplos de la parte superior del centro volcánico de Rosemary Bank.

### Fallas

Las fallas pueden mostrar prominentes reflexiones sísmicas, en el caso que exista un fuerte contraste entre las impedancias acústicas de dos litologías yuxtapuestas a un lado y otro del plano de falla, o por donde los reflectores son truncados repentinamente. Las fallas generalmente son muy inclinadas para ser reflejadas, y el plano de fallas por sí mismo, no aparece como un reflector, por lo tanto, puede ser complejo trazar la falla con precisión (Figura II.2.9). Por ello es necesario saber la relación entre las posibles geometrías de los reflectores y de las fallas.



Sísmica marina de la República de Namibia.

Figura II.2.9. Sísmica marina de alta resolución (<http://www.seismicatlas.org>) en que se muestra un serie de estructuras extensionales. Notar que las estructuras son dilucidadas por la truncación de reflectores continuos más que el mismo plano de la estructura.



### **III Structure and Cenozoic tectonics of the southern Arauco Basin, south-central Chile (~38°S)**

Juan Becerra<sup>1</sup>, Eduardo Contreras Reyes<sup>2</sup> and César Arriagada<sup>3</sup>

**1. Departamento de Geología, FCFM, Universidad de Chile, Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile**

**2. Departamento de Geofísica y Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (FONDAP-CEGA), Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Blanco Encalada 2002, Santiago, Chile**

**3. Departamento de Geología y Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes (FONDAP-CEGA), Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Plaza Ercilla 803, Santiago, Chile**

#### **Abstract**

The Arauco Basin is located on the continental shelf near the Chilean subduction zone (~ 38°S), where mass transfer processes occur, and presents a temporal concordance between its Late Cretaceous to Holocene sedimentary units with the Cenozoic Andes compression. We studied the kinematic evolution of the Arauco Basin using high-resolution seismic reflection data across the southern Arauco forearc basin. Three structural domains are identified: (1) Inversion, (2) Extension and (3) Accretion Tectonics. In addition, seven kinematic sequences have been recognized overlying the Late Carboniferous to Triassic basement, and their relationships with four traditional tectonostratigraphic sequences of the Arauco Basin: (S1) Late Cretaceous *syn-extension*, (S2) Eocene *syn-extension*, (S3) and (S4) Eocene *syn-inversion*, (S5-S6) Miocene *syn-inversion* with middle extensional structures, and (S7) Pliocene-Quaternary *post-inversion* and *syn-compression*. The shortening began in the southern Arauco Basin coeval with a major

readjustment of the plate convergence rate (~34 Ma) that is represented by inversion structures and kinematic syn-inversion sequences. A marked erosional unconformity (34-23 Ma) represents a subsequent event of erosion/uplift during the Oligocene. A contractional Miocene deformation phase reinforced the inversion tectonic and generated Miocene extensional structures. In addition to continuous and ongoing shortening since then, the oblique collision of the Mocha Fracture Zone (~3.6 Ma) at ~ 38°S, the rapid exhumation of the Nahuelbuta range (Pliocene to Recent) and the accretionary mode since the Pliocene, allowed the partial emergence of the Arauco basin, the compressive nature of the Pliocene-Quaternary sequences and inverted some of the Miocene extensional structures. The mechanics of regional subsidence which affected the basin during the Miocene cannot be attributed to major scale extensional structures (> 1.0 km).

**Keywords:** Arauco Basin, tectonic inversion, Cenozoic Andes compression.

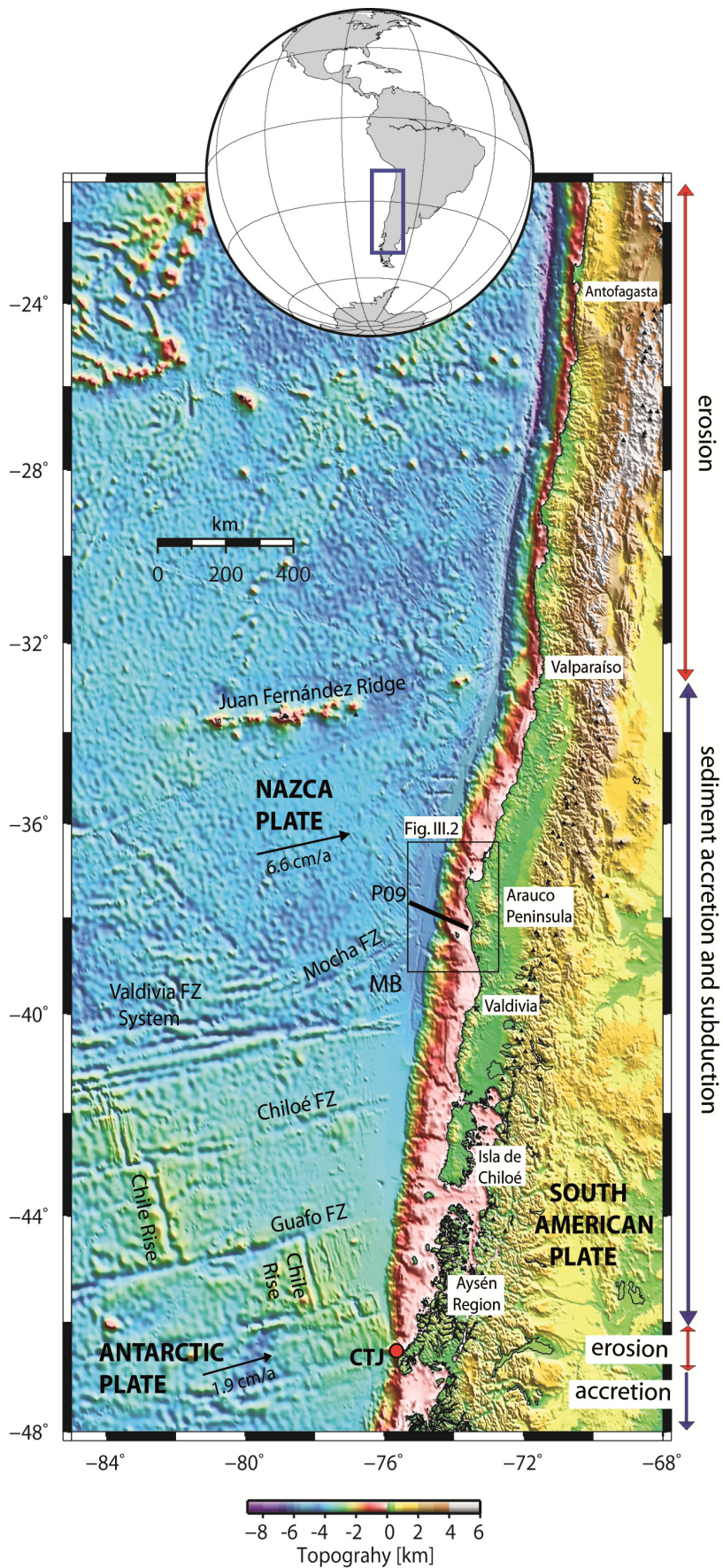
### **III.1 Introduction**

The Arauco fore-arc basin lies within the southern central Chilean subduction zone (Figure III.1), on the continental shelf and forms part of the Arauco Peninsula (Figure III.2). This basin covers an area of 8000 km<sup>2</sup> and contains more than 3000 m of continental and marine deposits [González, 1989]. Because of the economic relevance of the Tertiary coal and gas deposits of the Arauco Basin, several studies [e.g., Mordojovich, 1974; González, 1989], and wells located in the emerged portions of the shelf [González, 1989] have been carried out (Figure III.2). The temporal concordance of the Late Cretaceous to Holocene sedimentary record presented in the Arauco Basin with the Andean orogenic cycle, and the preferential position above the plate interface allow us to constrain the kinematic evolution of the fore-arc Arauco Basin with respect to the main Andean phases and the neotectonic mass transfer processes/

subduction zone processes.

The evolution of the Arauco Basin can be described from four tectono-stratigraphic sequences (Figure III.3) [e.g., *González*, 1989; *Melnick and Echtler*, 2006; *Melnick et al.*, 2006a; *Alvarez et al.*, 2006; *Radic et al.*, 2005; *Kuhn et al.*, 2010]: (1) Late Cretaceous, (2) Eocene-Oligocene, (3) Miocene and (4) Pliocene-Pleistocene. These sequences represent alternating phases of uplift/erosion and subsidence/sedimentation that probably are related to cycles of erosion/accretion [*Kuhn et al.*, 2010]. Each of these units are disposed in unconformity, highlighting a marked erosional unconformity (33.9 -23.03 Ma) at the base of the Miocene beds [e.g., *Kuhn et al.*, 2010; *Pineda*, 1983; *González*, 1989]. In fact, the Oligocene history of the Arauco Basin could not be constrained due to the lack of preserved Oligocene sedimentary records [e.g., *Kuhn et al.*, 2010].

Until now, the stratigraphic and structural characterization of the offshore Arauco Basin has been based on seismic lines and well data. Published interpretations of seismic lines [e.g., *Melnick and Echtler*, 2006; *Melnick et al.*, 2006a] do not image completely the Arauco Basin (from the continental slope up to the coast), but only short segments thereof. Some of the tectonic features, such as the timing of the tectonic inversion, are still paradigmatic [e.g., *Alvarez et al.*, 2006], as well as the influence of the mass transfer processes and the Andean phases in the development of the Arauco Basin. Here, we present detailed seismic-stratigraphic interpretations and structural analysis of a seismic reflection line (Figure III.4), which is located off the southern Arauco Peninsula at ~38°S [*Contreras-Reyes et al.*, 2008]. Results reveal and constrain the structure and kinematic of the southern Arauco basin and its relationship with the Andean orogenic phases and/or mass transfer processes of subduction tectonics.



**Figure III.1.** Geodynamic setting of Nazca, Antarctic and South American plates. The accretionary margin is between the Juan Fernandez Ridge (JFR) and the Chile Triple Junction (CTJ), where the margin is heavily sedimented and the continental shelf is broad. P09 [Contreras-Reyes *et al.*, 2008] is the studied seismic profile (see Figure III.4) and FZ corresponds to Fracture Zone.

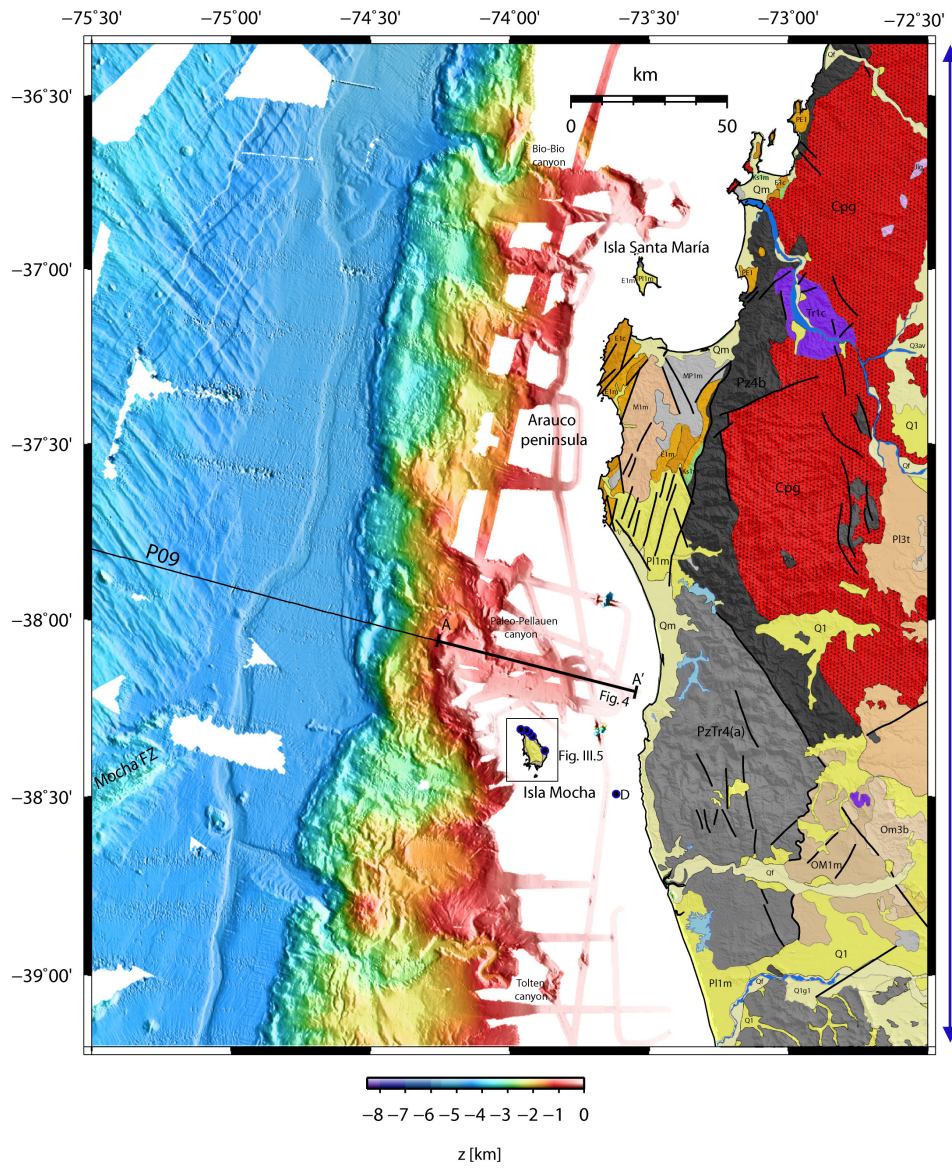
### III.2 Geodynamic Setting

The oceanic Nazca Plate subducts beneath South America at a current rate of  $\sim 6.6$  cm/yr [Angermann *et al.*, 1999], but probably moved at mean rate of  $\sim 8.5$  cm/yr during the past several million years [DeMets *et al.*, 1994]. The Nazca-Antarctic spreading center or Chile Rise (CR) and Juan Fernández Ridge (JFR) segment the continental margin between accretive and erosive margins (Figure III.1). The shallow and buoyant CR separates sediment to the south and north of the Chile Triple Junction of the Nazca, Antarctic, and South American plates [Bourgeois *et al.*, 2000]. The JFR acts as a barrier to the trench turbidite transport to the north, separating a sediment-starved trench to the north of the JFR from a sediment-flooded axis to the south [von Huene *et al.*, 1997]. Between the JFR and CR, the average sediment thickness is about 2.5 km [e.g., Contreras-Reyes *et al.*, 2010]. Relative thick turbidities within the trench is the result of high sedimentation rates linked to Pliocene glaciation/deglaciation [Bangs and Cande, 1997] and the Andes denudation [e.g., Melnick and Echtler, 2006; Glodny *et al.*, 2006].

Forearc marine basins in the accretionary southern central Chile margin are 35 km wide on average and in some sectors are wider than 60 km (e.g., Arauco-Itata, Valdivia, Chiloe and Diego Ramirez Basins) [González, 1989]. Near the subduction of the CR off the Taitao Peninsula,

the continental shelf is narrower than 20 km. Off south central Chile (33-45°S), the marine basins contain thick sequences of Cenozoic marine clastic sediments, including Eocene-Miocene nearshore facies overlain by Late Miocene-Early Pliocene deep-water deposits [e.g., *García*, 1968; *Le Roux and Elgueta*, 1997, 2000; *Finger et al.*, 2007]. The major depocenters of the forearc basins contain Late Cretaceous marine sediments [e.g., *González*, 1989]. The slope and shelf are bisected by a complex fault system [e.g., *González*, 1989; *Geersen et al.*, 2011] and exhibit several morpho-structural units such as sedimentary ridges, scarps and deep canyons which correspond to the continuation of the main continental rivers and Pleistocene glacial valleys.

Our study region is located offshore of the southern Arauco Peninsula (Figures III.1 and III.2), where the Mocha Fracture Zone is currently subducting and trending N55°E, and partially contributed to the uplift of the Arauco Peninsula [e.g., *Kaizuka et al.*, 1973]. The study area lies within the Nahuelbuta segment that is characterized by southeast-northwest trending accretionary ridges and transpressive upper plate faults aligned obliquely to the direction of Nazca plate motion [*Geersen et al.*, 2011]. Also, there is a relict submarine canyon, called the paleo-Pellahuen (Figure III.2).



sediment accretion and subduction

### Legend

Cenozoic	Quaternary	Q1	Fluvial terraces	Qf	fluvial deposits	Qm	Coastal fluvial deposits
		P11m	Coastal and fluvial deposits				
	Neogene	MP1m	Tubul Fm. Shelf marine-transgressive deposits				
		M1m	Ranquil Fm. Shelf marine-transgressive deposits				
	Paleogene	E1m	Millongue Fm. Marine deposits				
		E1c	Trihuco Fm. Paralic-continental deposits				
	Mesozoic	Cretaceous	Ks1m	Shelf, coastal or transitional deposits			
		Jurassic					
	Paleozoic	Triassic	Tr1c	Santa Juana Fm.			
Precambrian		Cpg	Nehuelbuta granites	PzTr4(a)	Western Metamorphics		
		Pz4b	Eastern Metamorphics				

### Symbology

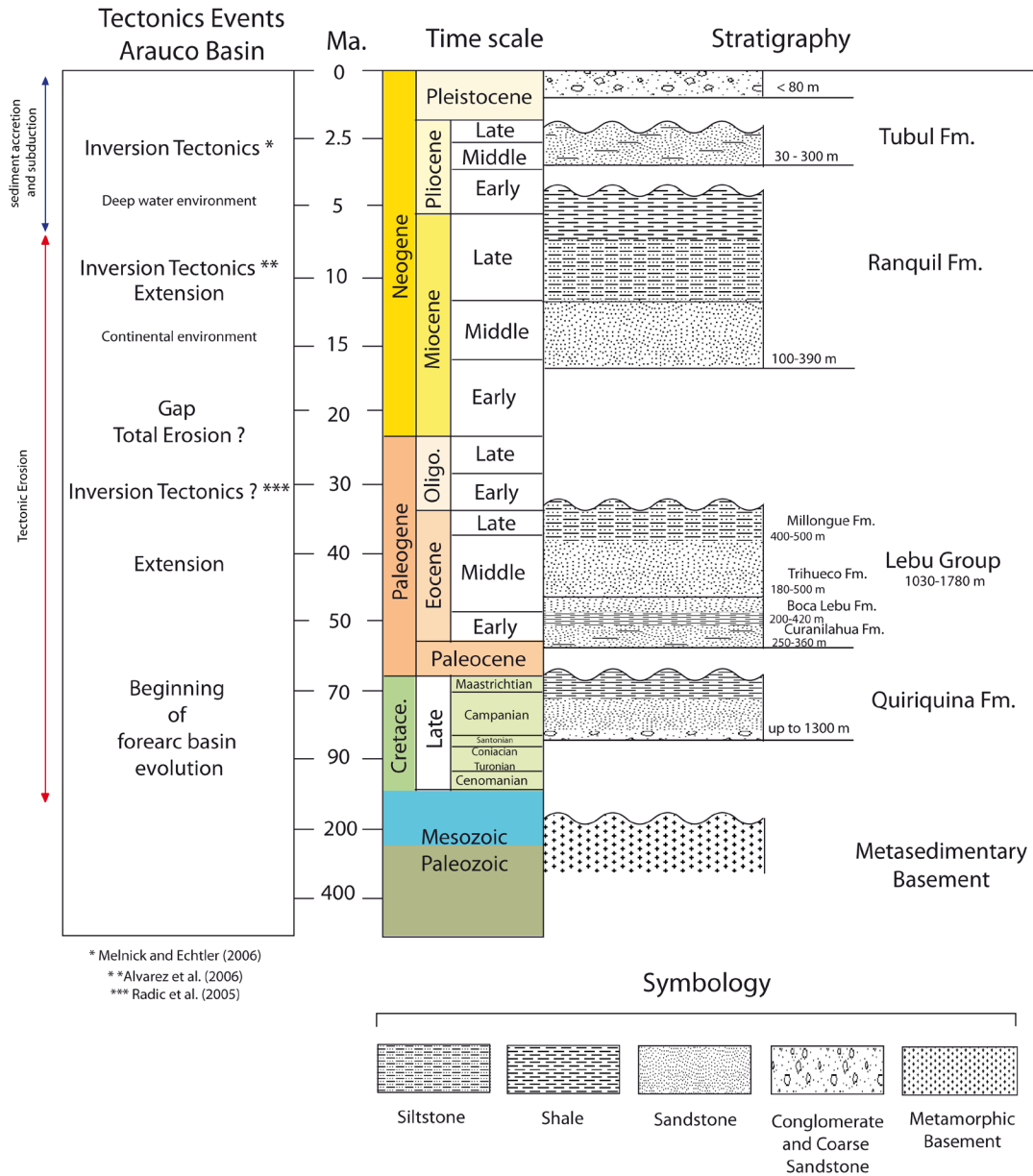
	Lake		River		Observed fault
	Isla Mocha well		A A'		Section Line

**Figure III.2.** Simplified geological map [*Sernageomin, 2003*] and high-resolution bathymetric image [*Contreras-Reyes et al., 2008*] of the Arauco-Nahuelbuta region and the offshore Arauco Peninsula, respectively.

### **III.2.1 Tectonostratigraphic Setting of the Arauco Basin**

The Arauco fore-arc basin is bounded at the west by the current subduction complex in which an active deformation front occurs, and in the east by the pre-Andean basement that corresponds to the Paleozoic Accretionary Complex which is intruded by the southern Coastal Batholith (Nahuelbuta Range) (Figure III.2). Neogene rocks that correspond to marine, coastal and fluvial deposits are abundant in the emerged areas of the Arauco Basin (Figure III.2). The actual morphology of the Arauco Basin is the result of complex sedimentation and tectonic processes. Within the Arauco Basin, four discordant tectonostratigraphic sequences (Figure III.3) have been recognized [e.g., *González, 1989; Melnick and Echtler, 2006; Melnick et al., 2006a; Alvarez et al., 2006; Radic et al., 2005; Kuhn et al., 2010*]. From base to top, these are: (1) Late Cretaceous (Santonian-Maashtrichtian), (2) Eocene-Oligocene, (3) Miocene and (4) Pliocene-Pleistocene, that are correlated with the Quiriquina Formation, Lebu Group, Ranquil Formation and Tubul Formation respectively (Figure III.3). A main discordance is found at the base of the Miocene beds (Figure III.3 and 5) with a time gap of ~10 Myr [e.g., *Kuhn et al., 2010*].





**Figure III.3.** Generalized tectonostratigraphic column of the Arauco Basin. After *Kuhn et al.* [2010].

### III.2.2 Structural Setting of the Arauco Basin

The Nahuelbuta Range (Figure III.2) corresponds to an anomalous sector in terms of its topography, geology and exhumation [*Melnick et al.*, 2009], and is affected by major transpressional structures (e.g., Fault Lanalhue, Mocha-Villarrica Fault Zone). Seismic data offshore of the Arauco Peninsula show that the basement is rough with variable reflectance [*Mordojovich*, 1974; *Bangs and Cande*, 1997].

Neotectonic compressional and extensional structures are imaged by bathymetric and seismic data in the Arauco Basin [*Melnick et al.*, 2009; *Geersen et al.*, 2011], and widely recognized between 34°-45°S [e.g., *Ranero et al.*, 2006; *Melnick and Echtler*, 2006]. Extensional systems that affected the pre-late Pliocene sequences, which show strong thickness variations, are locally present and were re-activated in a reverse sense [*Melnick and Echtler*, 2006]. The morphology of the subsequent sequences (Pliocene to Quaternary) are controlled by contractional geometries such as monoclines, asymmetric folds, fold fault propagation folds and thrusting in general [*Melnick and Echtler*, 2006]. The spatial coincidence of some of these structures with the intraplate seismicity suggests that some structures are activated and rooted at the plates interface [*Melnick et al.*, 2006a].

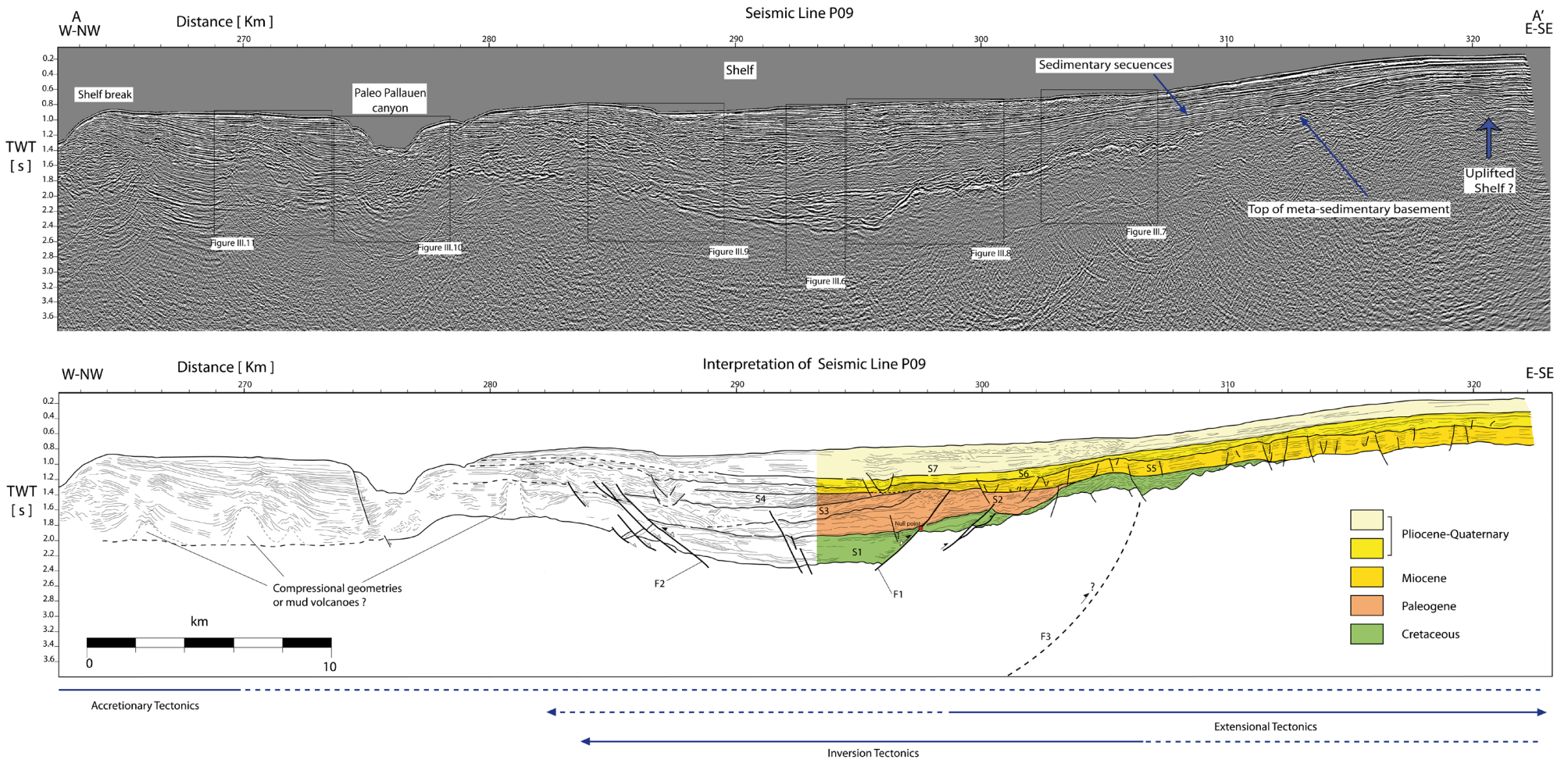
The age of the Arauco Basin inversion has been inferred at 2.5-3.6 Ma [*Melnick et al.*, 2006a] based on the age of the oldest syn-contractional deposit (Tubul Formation) and the youngest syn-extensional sequences (Ranquil Formation), respectively. In contrast, *Alvarez et al.* [2006] based on seismic data proposed that basin inversion occurred by at least 10 Ma. Moreover, *Radic et al.* [2005] showed that extensional structures have been inverted during the Late Eocene-Early Oligocene (?) and in the late Pliocene. However, the rapid exhumation of the Nahuelbuta Range (Pliocene to Recent) [*Glodny et al.*, 2008] is coeval with the Arauco Basin inversion [*Melnick et al.*, 2009]. Since then, the region has been subjected to continuous shortening that

resulted in a buttress effect [Melnick *et al.*, 2009], due to the translation of the Chiloe fore-arc sliver to the north and disengaging of the South America plate by the Liquiñe-Ofqui Fault System [Beck *et al.*, 1993; Forsythe and Nelson, 1985; Lavenu and Cembrano, 1999]. The oblique collision of the Mocha FZ and its high bathymetry (~3.6 Ma) at ~36°30'-37°30'S explain the distribution, extension and timing of the contractional deformation in the fore-arc (~3.6 Ma) to the fore-land (1.7-1.4 Ma), as well as the shallowing of the subduction angle in the order of 6° lower than the neighboring segment [e.g., Folguera and Ramos, 2009].

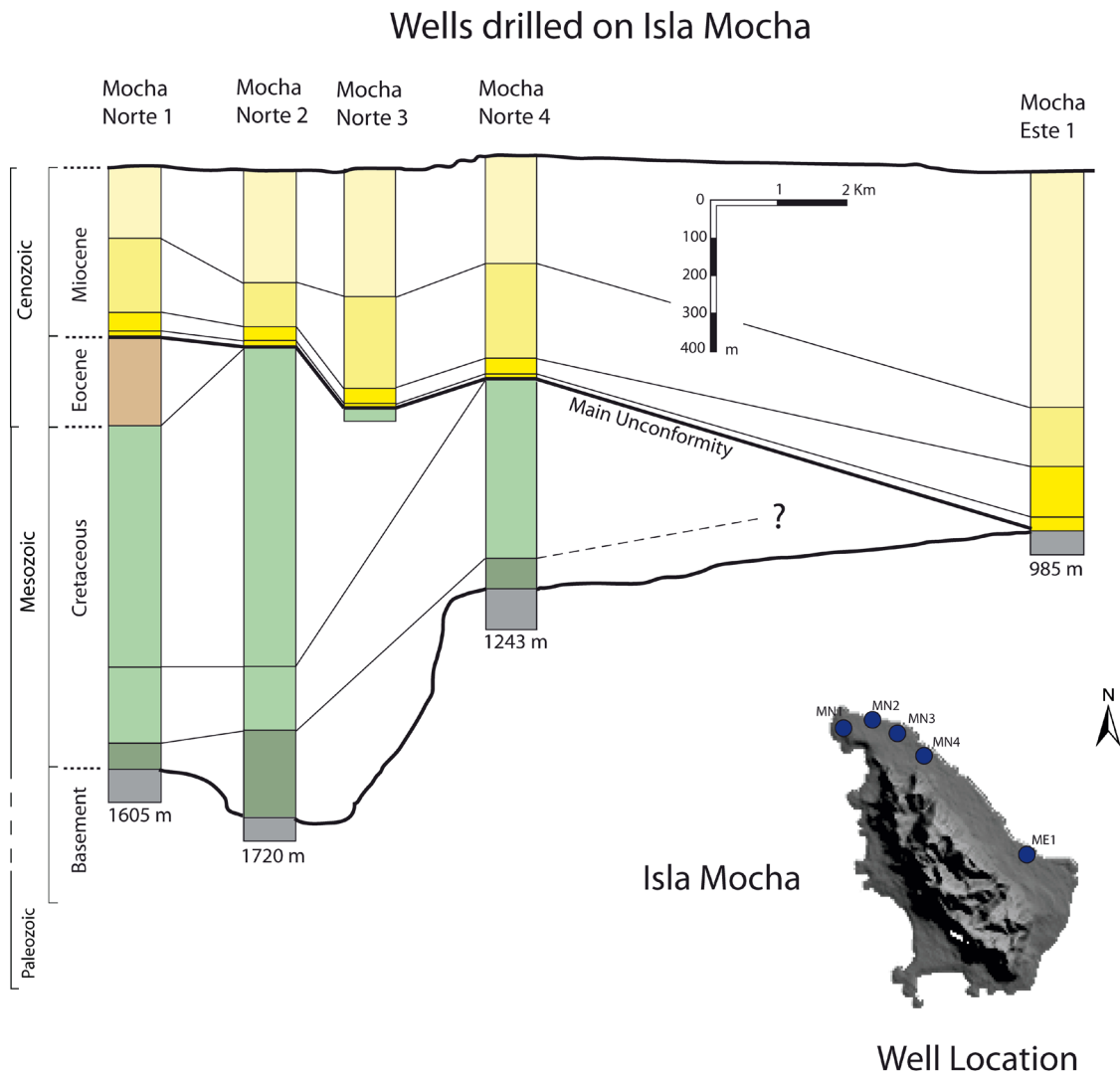
The continental shelf and localized sector of the Coastal Range between 34°-45°S have subsided 1.5 km during the 11-4 Ma based on the sedimentary facies in Tortonian-Zanclean lower bathyal deposits [Finger *et al.*, 2007; Encinas *et al.*, 2008]. During the middle Pliocene, at least 1.5 km of uplift is evidenced by outcrops of late Pliocene coastal sandstone overlain by early Pliocene lower bathyal deposits [Melnick and Echtler, 2006]. In contrast, Gutiérrez *et al.* [In press] suggest that the Early-Middle Miocene Navidad Formation represents a shallow coastal to outer shelf environment instead of a deepwater continental slope.

### **III.3 Characterization of Geological Structures from Seismic Reflection**

Seismic reflection and swath bathymetric data were used to study offshore upper lithospheric structures at the Arauco Peninsula [Contreras-Reyes *et al.*, 2008]. Data were acquired during the SPOC projects using the R/V SONNE in 2000/2001 [Reichert *et al.*, 2002; Krawczyk and team SPOC, 2003]. The seismic signals for the seismic reflection experiment were generated by a tuned set of 20 air guns with a total volume of 51.2 L (see/further details of seismic processing in Reichert *et al.* [2002] and Contreras-Reyes *et al.* [2008]). Seismic reflection data are shown in Figure III.4. The interpretation and characterization of the shelf segment of the seismic line P09 is based on the seismic stratigraphy and kinematics of the structures.



**Figure III.4.** Shelf section of seismic line P09. a) Uninterpreted section. b) Interpreted section, based on seismic-stratigraphic and structural analysis, that shows the seven kinematic sequences (central and eastern part) and structural domains recognized in this work. TWT: two-way travel time.



**Figure III.5.** Wells drilled on Isla Mocha. After *Kuhn et al.* [2010]. Note the coincidence between this configuration with the eastern portion of the studied line (Figure III.7).

## III.4 Seismic Interpretation

### III.4.1 Seismic Stratigraphy

Seven sedimentary sequences have been recognized according to the configuration and character of reflectors (Figures III.4 and III.6). Based on the geometries of resulting structures and seismic stratigraphic relationships present in the Arauco Basin, we estimated a kinematic character for each sequence (Figure III.6). Not all sequences can be traced laterally and continuously, except in the eastern and central parts of the seismic line (Figure III.4). In these regions, the sequences and the seismic line present the best development and quality, respectively. From base to top, these are:

#### *Pre-Extensional*

**Basement (B0):** The top of the basement is clearly observed by the strong reflectivity at the basement-sediment contact (Figures III.4, III.7-III.11). Seismic relationships of the basement have a reflection-free to chaotic seismic character which suggests a highly indurated and compact unit. The basement-sediment cover contact is irregular and reaches depths of 2400 m. The deepening of the basement-sediment interface is controlled by two major structures at the depocenter (F1 and F2) (Figure III.4), in which the major sedimentary basin development took place. Similar to other interpretations [e.g., *Mordojovich, 1974; Bangs and Cande, 1997*] the basement-sediment interface in the western sector is observed to be highly irregular, sub-horizontal and of variable reflectance (Figures III.4, III.10 and III.11). For this sector, the basement-sediment interface was constrained by a velocity-depth model derived from a wide angle coincident seismic line [*Contreras-Reyes et al., 2008*]. In the eastern sector, in contrast, the basement-sediment interface is smooth and inclined to the west, and is shown as a strong reflector (Figures III.4, III.7-III.9). Small- and medium-scale extensional structures occur in the

basement, outside of the depocenter (Figures III.4 and III.7).

### **Syn-Extensional**

**Sequence 1 (S1):** This sequence is seismically identified as free-reflections, except in the vicinity of faults, where the reflectors are stronger. The reflectors are also pronounced at the limit of the overlying S2 sequence and the underlying B0 basement (Figure III.4). S1 is present in the eastern part of the seismic line and in the depocenter, where S1 reaches a maximum thickness of 630 m. Its deposition is controlled by extensional structures based on wedge-shaped sediment accumulations far from F1 and F2 faults, small-scale unconformities and well-imaged growth strata at least in the upper part of S1 (Figures III.4 and III.8). This sequence is imaged as onlap and downlap terminations on the irregular basement and, with respect to the overlying units, as paraconformity and toplap geometries (Figures III.4 and III.7).

**Sequence 2 (S2):** It is a sequence with major structural development where the tectonics and sedimentary relationships are evident. Similar to S1, the reflectors are imaged as chaotic seismic and continuous reflections at the vicinity of and away from faults, respectively (Figures III.4 and III.8). S2 reaches a maximum and minimum thickness of 400 m and 80 m, respectively. Within S2, the wedge-shaped geometries are imaged next to the F1 fault, which is associated with an important structural geometry interpreted as an inversion anticline. We also observed within S2 a chaotic seismic character, which is interpreted as a buttress effect at its inversion anticline core (Figure III.8). This S2 unit is characterized by toplap, onlap and paraconformity terminations, which are demarcated by other units (Figures III.4 and III.8). A marked unconformity is observed in the upper part of the Harpoon Anticline and the top of S1 and S2 (Figures III.4 and III.8).

### **Syn-Inversion**

**Sequence 3 (S3):** This sequence presents similar seismic reflection features to S2, but with minor lateral and vertical extension, and reaches a maximum thickness of 230 m. In contrast to S2, S3 hosts wedge-shaped geometries with an apparent wedging to the E and thickening towards the W (Figure III.4). Based on its spatial relationship with the Harpoon Anticline, it is possible to attribute a syn-inversion character for this sequence.

**Sequence 4 (S4):** This unit hosts stronger and clearer reflectors than previous sequences, and it presents complex geometric relationships: onlap, downlap, offlap and toplap (Figure III.4). These complex geometric relationships have a preferential inclination to the west. The lateral extension of S4 is bounded by the back limb of the Harpoon Anticline associated with F1 (Figure III.8). Similar to S3, S4 presents a wedge-shape morphology. Thus, we conclude that the deposition of S4 was coeval with deformation such as syn-inversion deposits.

**Sequence 5 (S5):** The reflectors in this sequence present the major continuity, which can be demarcated along the central and eastern part of the seismic line (Figure III.4). The reflectors are imaged as parallel reflections (Figure III.4) with small angular unconformities (Figure III.8), which are observed along the crest of the inversion anticline. Also, S5 presents a pervasively extensional faulting well observed in the eastern sector of the basin (Figures III.4 and III.7), which is constituted by small- and medium-scale extensional structures. The S5 sequence is underlain by an erosional unconformity on the previous sequences (Figures III.4 and III.7). It is important to note that the thicker portions of this sequence are distal to the inversion anticline, and topographically higher (Figures III.4 and III.7) than the hinge of the anticline and the thinner portions of the same unit.

**Sequence 6 (S6):** Similar to S5, the reflectors are imaged as parallel reflections (Figure III.4) with small angular unconformities (Figure III.8). S6 presents an extensional faulting at the basal part (Figures III.4 and III.7) and has thicknesses up to 150 m in the depocenter. In the eastern



sector, and within S6 it is possible to observe progradational sequences which are younger eastward (Figure III.7).

### ***Principal Unconformity***

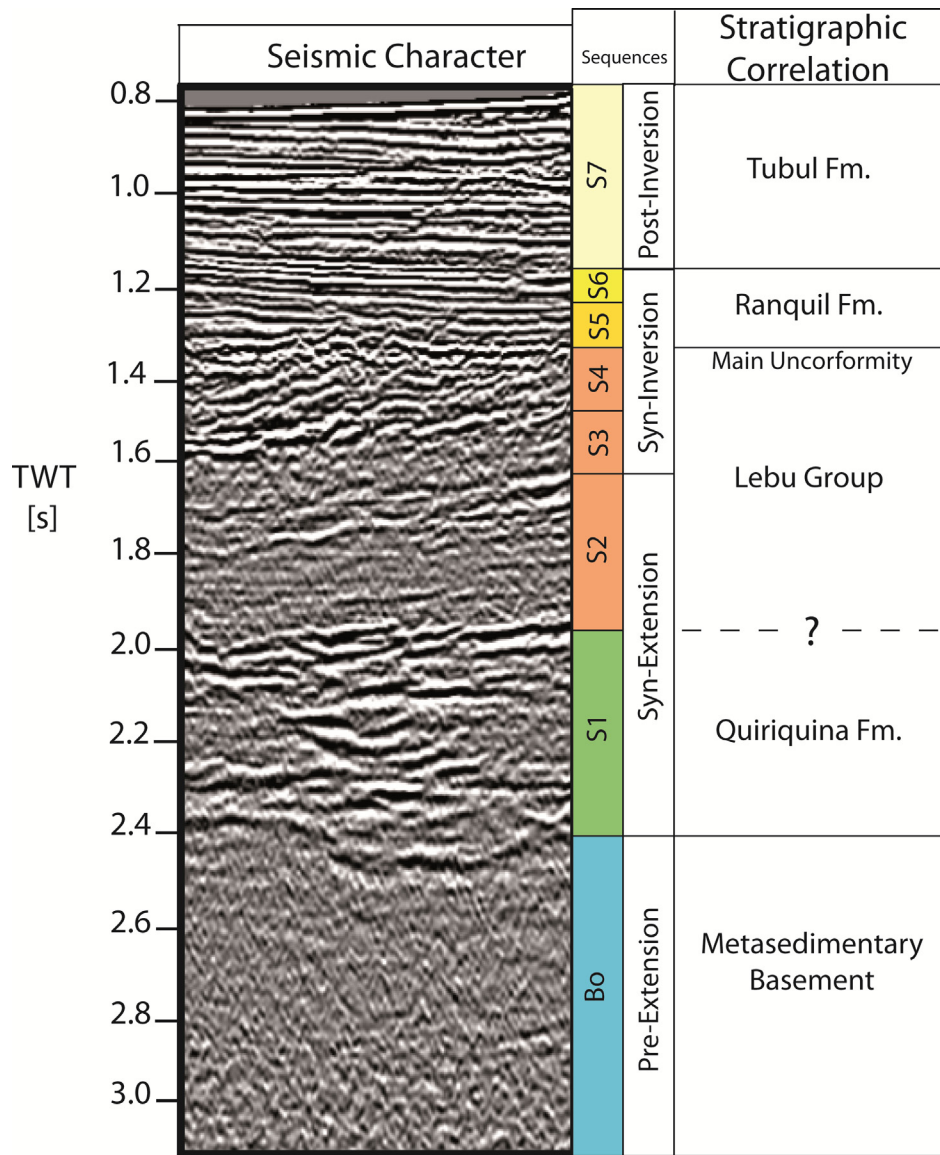
The principal erosional unconformity (Figures III.4 and III.7) can be continuously identified in the central and eastern part of the seismic line. This unconformity links sequence S2 with S5, S1 with S5 and S5 with Bo. The base of S5 delimits the minimum age of this unconformity. In the western sector of the basin, the continuity of the unconformity is difficult to trace because of the presence of complex sedimentary structures. This significant unconformity is also seen in outcrops and wells at the base of Miocene beds [Pineda, 1983; González, 1989] e.g. in Isla Mocha (Figure III.5).

### ***Post-Inversion***

**Sequences 7 (S7):** It is similar to the S5 and S6, S7 hosts reflectors that are imaged as parallel and continuous patterns, and they present angular unconformities that migrated to the east. An apparent thinning of the upper sequence S7 is observed in the eastern sector towards the continent (Figure III.4). In the depocenter, S7 has thicknesses up to 400 m. Regarding the Harpoon structure presented in the depocenter, the passive character of S7 suggests a post-Inversion sequence (Figure III.8).

It is important to point out that the kinematic character of the previous sequences is relative to the action of F1, F2 and F3 structures. This is due to the presence of a *syn-compression* character observed in the upper S7 sequence [e.g., Alvarez et al., 2006; Radic et al., 2005; Melnick and Echtler, 2006; Melnick et al., 2006a; Melnick et al., 2009]. In the western part of the seismic line (Figures III.4, III.10 and III.11), and on both flanks of the paleo-Pellahuen Canyon, free-reflection character and chaotic reflectors are observed in oval bodies (?), especially in the western flank of the paleo-Pellahuen Canyon (Figure III.11), where a preferential vergence to the

W and strong progradational unconformities across the crest of these bodies are present.



**Figure III.6.** Seismic character and stratigraphic column. Seismic stratigraphic units are correlated based on wells, seismic and stratigraphic features previously published by *Mordoiovich* [1974], *González* [1981], *Melnick and Echtler* [2006], *Melnick et al.* [2006a], *Alvarez et al.* [2006], and *Radic et al.* [2005]. The kinematic character of the sequences is relative to the activity of the Harpoon anticline associated with F1 (Figures III.4 and III.8).

## **III.4.2 Structural Domains of the Arauco basin**

We define structural domains based on geometric relationships of the previous sequences and kinematic characteristics of the present structures to reach a better understanding of the structural setting of the Arauco Basin. The structural domains present along the seismic line correspond to inversion, extensional and accretion tectonics (Figure III.4).

### **III.4.2.1 Inversion Tectonics**

This domain is characterized by the presence of inversion anticlines and the completed development of inversion kinematic sequences (Figures III.4, III.8 and III.9). The harpoon structure, a classic geometry of inversion tectonics, is associated with F1 (Figures III.4 and III.8). In the current configuration of the southern Arauco Basin, the syn-extensional sequences (S2 and the upper part of S1) are in a contractional state, whereas the bottom of S1 is in an extensional state (Figures III.4 and III.8). The development of S3, S4, S5 and S6 was controlled by the growth of the anticline, and therefore these sequences have a *syn-inversion* character. The S7 sequence seals the anticline activity (post-inversion) and is disposed in an overlap relationship over the anticline (Figure III.4). The erosional unconformity cuts the top of the harpoon structure (Figure III.8). Despite the amount of mass removed, the inversion anticline should have a gentle geometric development based on the observed displacement of F1 and the interpretation of this geometry over the erosional level. Within the S2 sequence, the presence of chaotic seismic reflectors adjacent to the F1 structure (Figure III.8), allows the interpretation of this sector as a high deformation zone, where shortening is accommodated by internal deformation and small-scale faulting generated by a buttress effect. The buttress effect is favored by the high angle of extensional structures that impede shortening. Thrust F2, next to the F1 fault, has been interpreted

as a footwall shortcut thrust (Figures III.4 and III.8) due to the currently contractional character of the syn-extensional S1 and S2 sequences. The continuity of the F2 structure in depth coincides with the main detachment of F1 and the geometry of the bend related is similar to a kink fold. At the western edge of the depocenter (Figures III.4 and III.8), the structural arrangement corresponds to a domino extensional array formed by listric faults that converge to the same detachment. Within this array, the eastern fault shows an inverted displacement, suggesting an inversion structure. In fact, a harpoon structure can be associated (Figure III.9). Although the structural geometries of this sectors differ in the eastern sector due to the complex sedimentary structures and/or low contrast of the reflectors, the structural arrangement can be interpreted based on the top of the S1, B0 and S4 sequences. Thus, a joint interpretation of the structural geometries and kinematic sequence allow us to define an Inversion Tectonic domain that coincides with the depocenter of the basin in this segment (~ 38°S). Nevertheless, the presence of inverted structures outside the depocenter cannot be ruled out. Is interesting to note the presence of a concave curvature in the east of the depocenter (Figures III.4 and III.7). The configuration of this sector is similar to an asymmetric anticline vergent to the east formed by B0, S1 and S5. Small-scale internal unconformities and thinning of S6 on the top of this hypothetical anticline are observed. However, it has not been possible to obtain plausible evidences that structure is related to the hypothetical anticline. Hence, an F3 structure was included in our interpretation (Figures III.4 and III.7).

### **III.4.2.2 Extensional Tectonics**

This domain observed, in the eastern sector of the seismic line, is characterized by pervasive extensional faulting, horst-and-graben structures and drag folds (Figures III.4, III.7 and III.8). This domain is hosted in the S5, S2, B0 sequences, and the basal part of S6. There are

minor extensional structures that only cut the basement and S1 (Figures III.4 and III.7). The extensional structures range from 670 m to 60 m in a section view with a maximum displacement of 170 m. Towards the central part of the basin, two graben structures reveal the extensional domain (Figure III.4). However, the extensional faulting density decreases westward, which can be explained by an increase in the sedimentary thickness that could have inhibited the faulting. In addition, the extensional faulting density decreasing westward can be related to localized extension occurring in the east. The paleo-Pellahuen Canyon is associated with a semi-graben structure hosting growth strata that are controlled by a normal fault of recent activity at the western edge of the canyon (Figure III.10). In fact, the change of trajectory of the canyon related to structure based on swath bathymetry is evident (Figure III.2). Complex sedimentary structures such as slumping have been observed within the canyon (Figure III.10).

### **III.4.2.3 Accretion Tectonics**

West of the shelf break, reverse faults at the deformation front (lowermost continental slope) controlled the current style of accretion [*Contreras-Reyes et al.*, 2008]. Evidence for this compressive regime can be observed to the west of the paleo-Pellahuen Canyon as strong contractional geometries with a preferential vergence to the west. These contractional geometries correspond to thrust faults, duplex structures or accretionary ridges, as well as the presence of a compressional piggy-back basin (Figures III.4 and III.11). Below the shelf break, there are a set of chaotic and discontinuous reflectors in which a successive tilting toward the east that increases upward can be observed. The largest dip of this set corresponds to the main inclination of the accretionary domain and it represents the back-limb of a compressional geometry. The parallel reflections define the syn-compressional deposits that are imaged in onlap terminations on the back-limb of the compressional geometry.

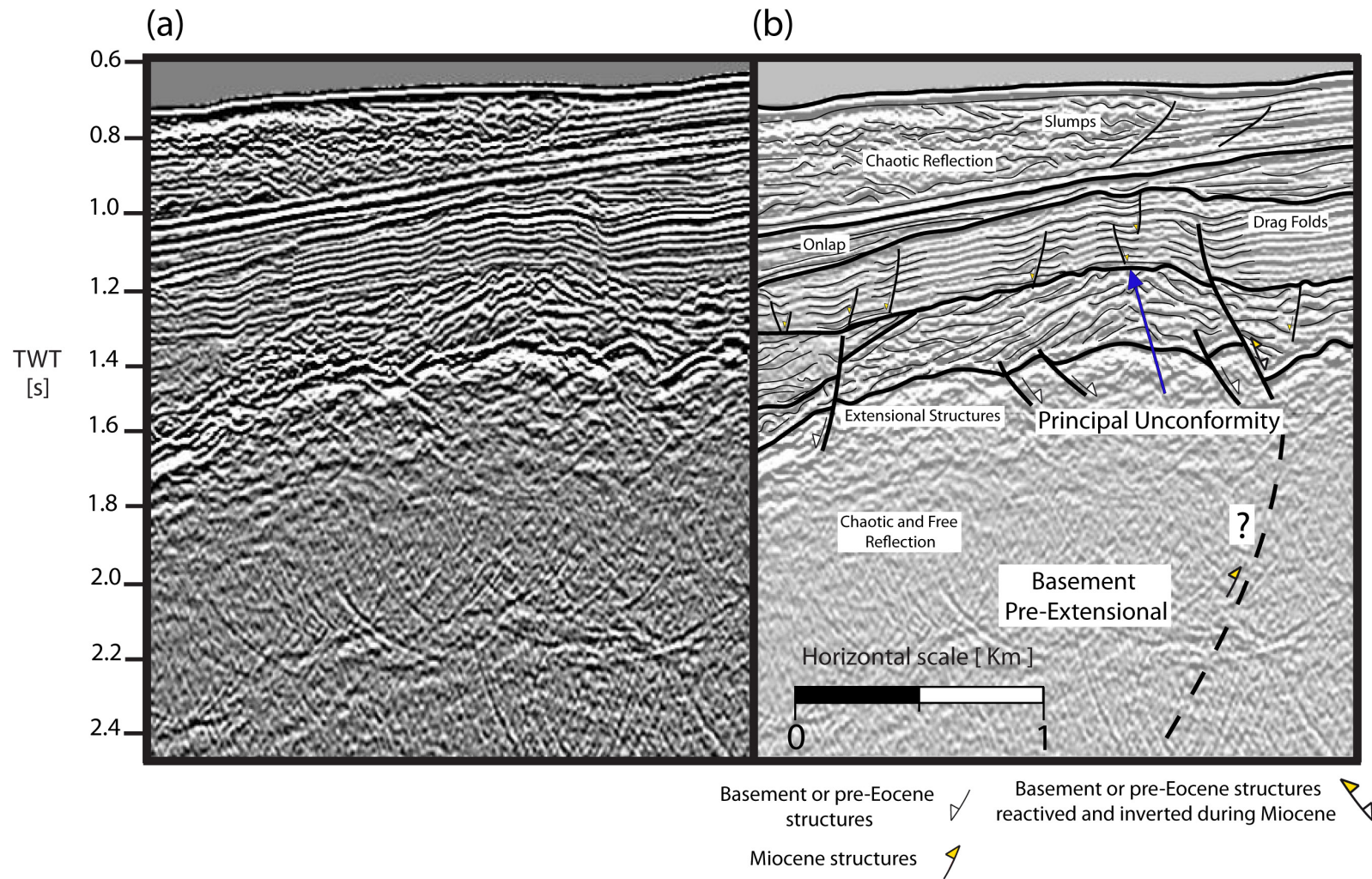
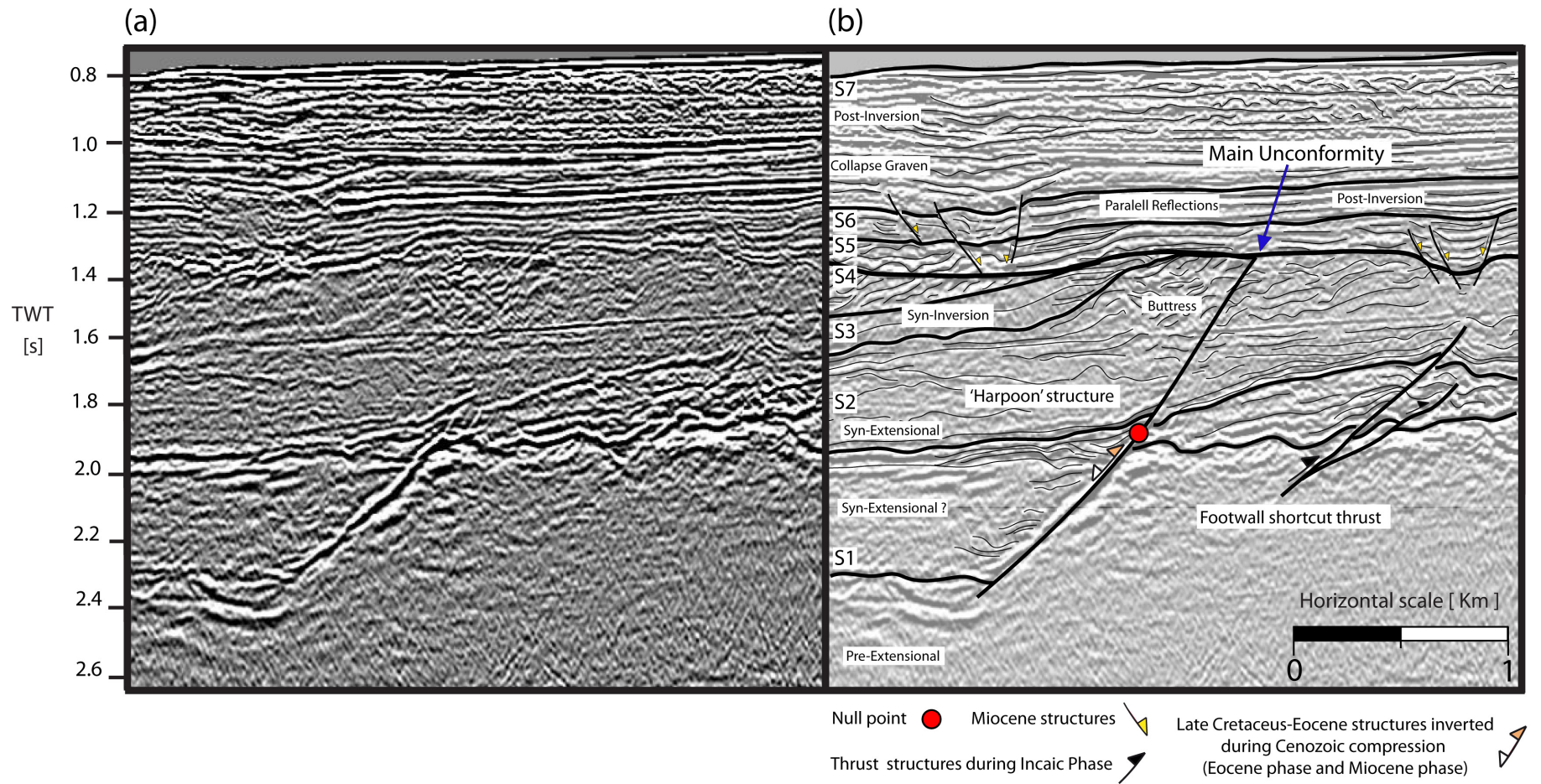
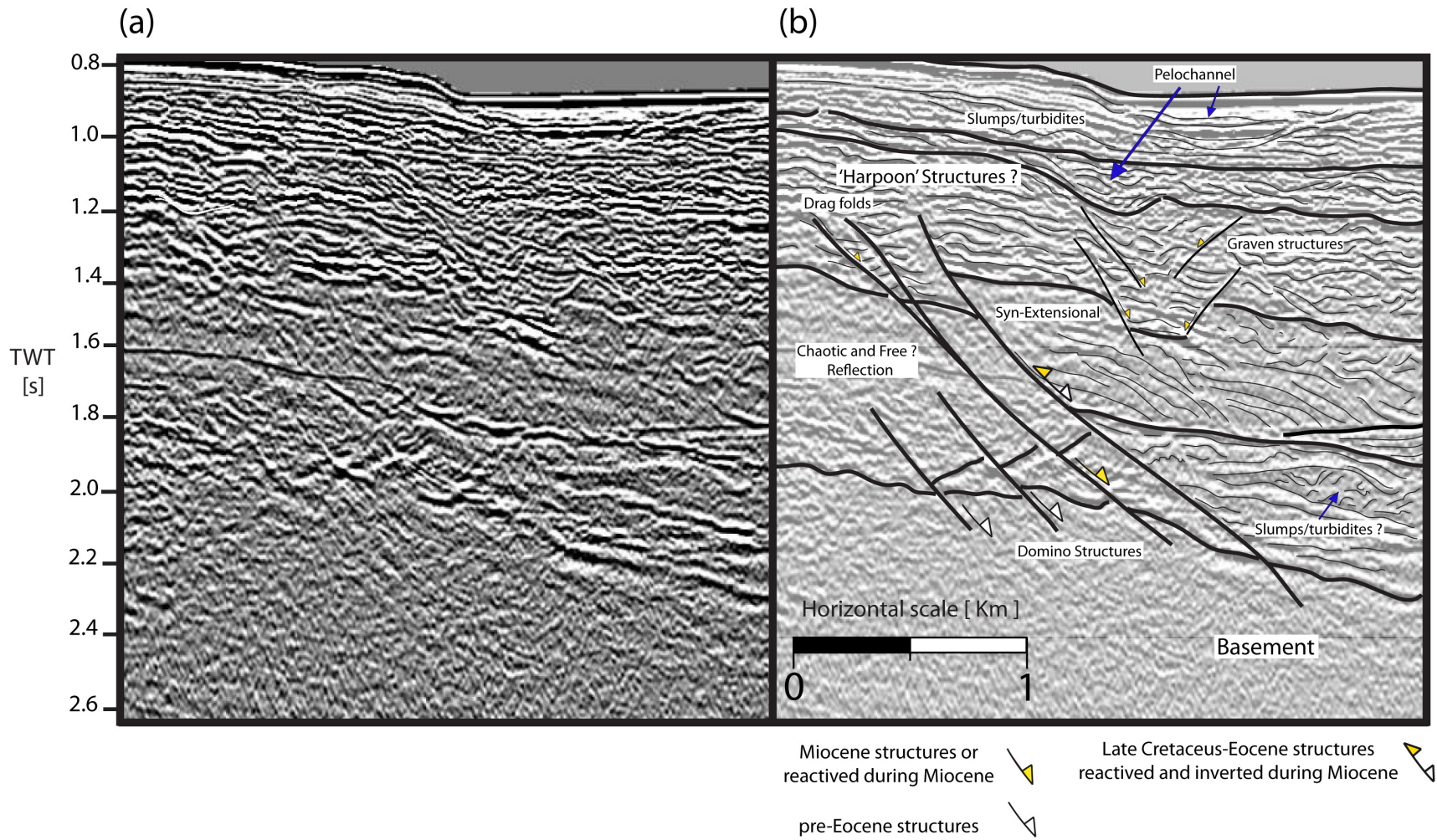


Figure III.7. a) Uninterpreted section. b) Interpreted section. See location in Fig. 4.

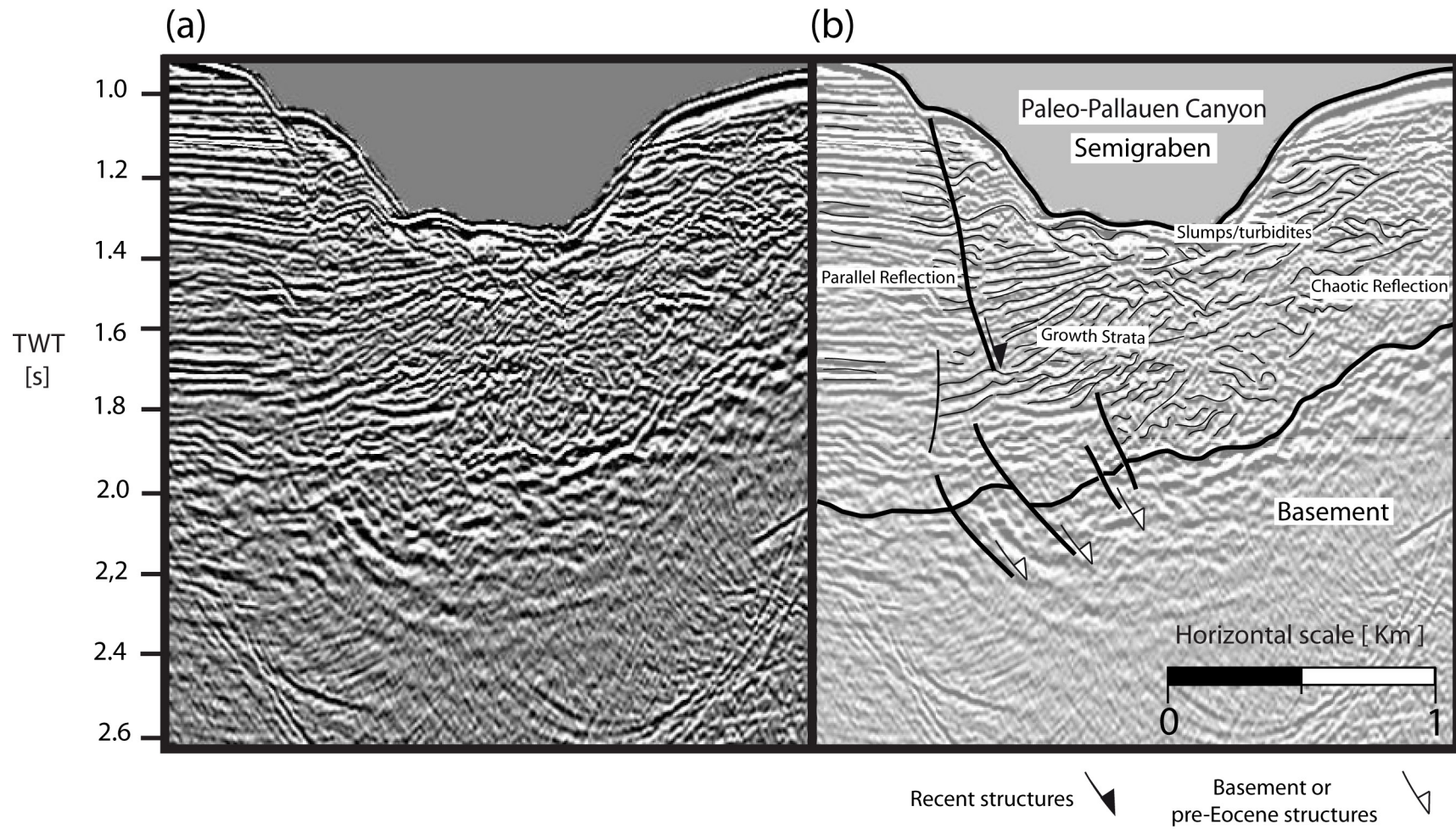


**Figure III.8.** a) Uninterpreted section. b) Interpreted section. See location in Fig. 4.

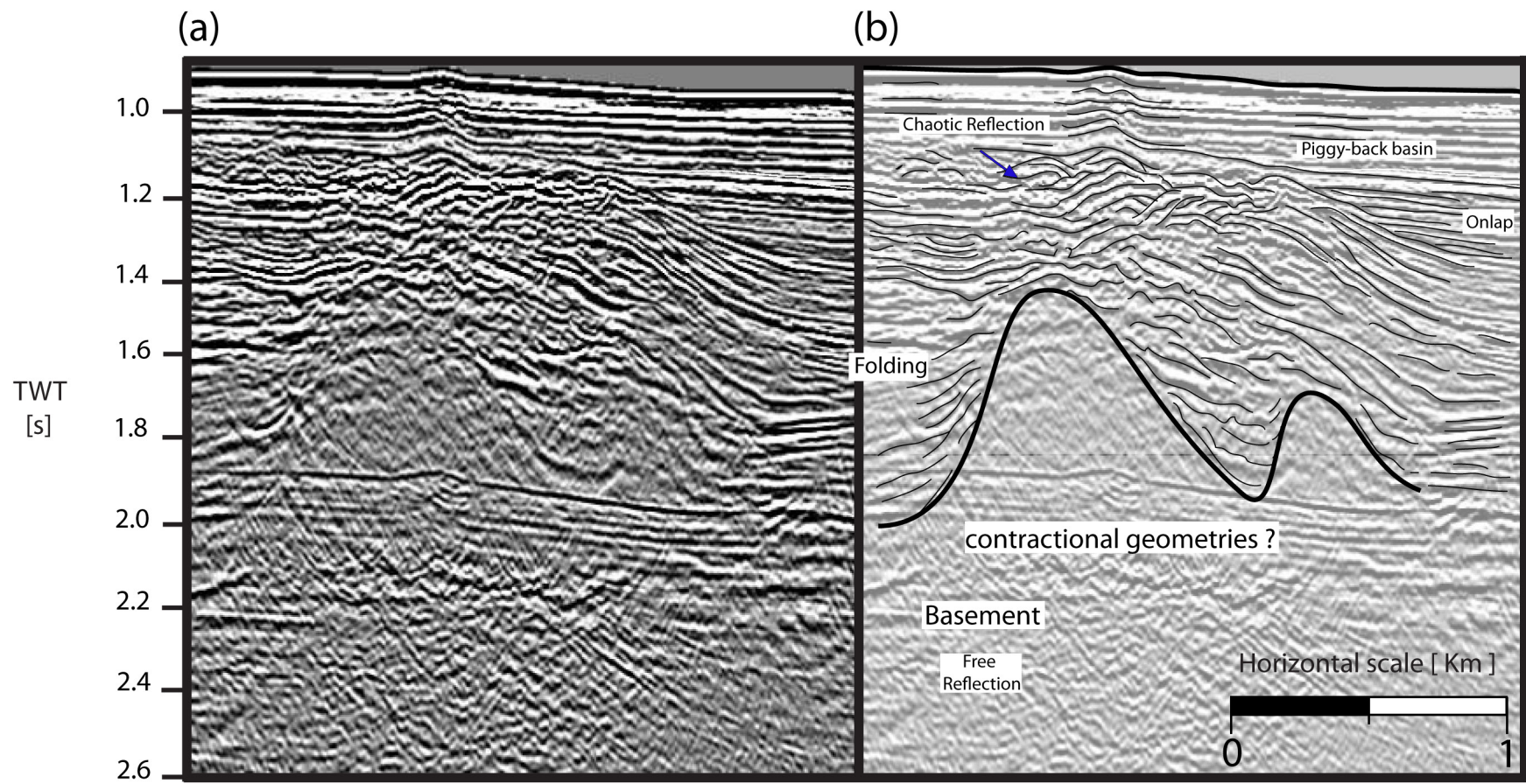


**Figure III.9.** a) Uninterpreted section. b) Interpreted section. See location in Fig. 4.





**Figure III.10.** a) Uninterpreted section. b) Interpreted section. See location in Fig. 4.



**Figure III.11.** a) Uninterpreted section. b) Interpreted section. See location in Fig. 4.

## III.5 Discussion

### III.5.1 Seismic Stratigraphic Correlation

The stratigraphic correlation of the sequences interpreted above was based on wells data located ~20 km to the south (Isla Mocha) (Figure III.5), and seismic-structural features published in other studies [e.g., *Mordoiovich*, 1974; *González*, 1989; *Bangs and Cande*, 1997; *Alvarez et al.*, 2006; *Radic et al.*, 2005; *Melnick and Echtler*, 2006; *Melnick et al.*, 2006a].

According to *Mordoiovich* [1974], the Eocene and Cretaceous rocks present in the Arauco Basin are highly indurated and compacted, which coincide with the seismic properties of S1, S2, S3 and S4. The syn-extensional character of the basal sequences (S1 and S2) and extensional faulting that affected the S3, S4, S5 and S6, are compatible with the interpretations of *Melnick and Echtler* [2006] of the pre-Pliocene sequences. The sequence configuration in the eastern part of the seismic line (Figure III.7) in which the S1, S2, S3 and S4 units are strongly truncated by this unconformity is well correlated with the configuration of the Isla Mocha wells (Figure III.5). Therefore, the main unconformity observed in the base of S5 is coincident with the time gap of ~10 Myr during Oligocene. These observations suggest that S5 and the base of S6 may be of Miocene age. In fact, the good match between the extensional features of S5 and S6 observed in this analysis and other studies [e.g., *Alvarez et al.*, 2006; *Radic et al.*, 2005; *Melnick and Echtler*, 2006; *Melnick et al.*, 2006a] supports the Miocene age for S5 and S6. The S7 and upper S6 post-inversion sequences are correlated with the Pliocene and Quaternary sequences that in other regions of the Arauco Basin are affected by contractional geometries [e.g., *Alvarez et al.*, 2006; *Radic et al.*, 2005; *Melnick and Echtler*, 2006; *Melnick et al.*, 2006a; *Melnick et al.*, 2009]. The apparent landward thinning of S7 (Figure III.4) can be attributed to the rapid uplift of Arauco Peninsula and the Nahuelbuta Range (Pliocene to Recent) [*Glodny et al.*, 2008]. Similar

observations have been made by *Melnick et al.* [2009] on the Tubul Formation.

These observations allow us to correlate S1, S2, S3 and S4 with the Quiriquina Formation and Lebu Group. The main unconformity represents the temporal gap during the Oligocene. The S5 and S6 correspond to the Ranquil Formation, and S7 correspond to the Tubul Formation. The sequence configuration between the eastern part of the seismic line (Figure III.7) and the Isla Mocha wells (Figure III.5) is remarkably similar. The structural domains proposed here are well correlated with the different seismic segmentation of the marine forearc [*Contreras-Reyes et al.*, 2008]. The accretionary domains coincide with the frontal accretionary prism (Pliocene-Pliostecene), whereas the tectonic inversion and extensional tectonics coincide with the paleo accretionary complex (Jurassic ?) and the Paleozoic continental framework [e.g., *Contreras-Reyes et al.*, 2008] showing the basement control on the structural styles.

The configuration in the eastern portion of the studied line suggests a hypothetical major scale structure, whose activity was subsequent to F1. This is due to the relative age of the syn-contractional deposits on top of both the F1 and F2 related bend. In addition, the action of this structure may respond to the fact that the thicker part of S5 is higher than its thinner part (Figure III.4). The age of syn-contractional deposits related to F3 suggests Miocene activity, post-dating F1. According to the similar configuration between the eastern part of the seismic line (Figures III.5 and III.7) and Isla Mocha, we suggest that the current location of Isla Mocha can be related to the F3 structure. In fact, near Arauco Bay, below Isla Santa Maria, similar structures and their related anticline have been studied [*Melnick et al.*, 2006a].

### **III.5.2 Main Unconformity**

The stratigraphic relations observed at Isla Mocha are similar to the configuration of the eastern sector of the seismic line (Figures III.5 and III.7). Due to the strong truncation of Eocene

and Cretaceous sequences (S1, S2, S3, S4 and S5) with respect to the main unconformity, we propose that this unconformity represents an erosional surface and that the material removed could have been subducted in the trench [e.g., *Kuhn et al.*, 2010]. The unconformity represents a temporal gap of ~10 Myr (33.9-23.03 Ma) [*Kuhn et al.*, 2010; *Pineda*, 1983; *González*, 1989] and ~ 5 Myr (early Chattian-late Rupelian) [*Alvarez et al.*, 2006]. However, the temporal gap coincides with the peak of the convergence rate (Figure III.12) (28-26 Ma) [*Pardo-Casas and Molnar*, 1987; *Somoza*, 1998; *Jordan et al.*, 2001] and Late Oligocene cooling temperatures to the Arauco Basin [*Cederbom*, 2010].

### **III.5.3 Eocene-Oligocene Inversion Tectonics**

According to our structural interpretations (Figure III.4), contractional setting of the southern Arauco Basin began by at least 33.9 Ma, which corresponds to the lower limit of the Oligocene time gap. The estimated age is based on the main unconformity that intersects the top of the Harpoon structure (which is pre-Miocene). The maximum age for tectonic inversion in this segment of the Arauco Basin is defined by the older syn-inversion deposits, which correspond to the base of the S3 sequence, probably Late Eocene in age. In fact, the footwall shortcut thrust structure is only developed in the S1 and S2 units.

### **III.5.4 Miocene Extension**

The extensional features affect the Miocene S5 and S6 beds, but the kinematic character of these sequences is syn-inversion. Thus, it is possible to reinterpret the Miocene Ranquil Formation as syn-inversion deposits affected by superimposed extension. The syn-inversion character observed in the structural geometry is related to ongoing shortening since at least the Late Eocene and/or a contractional Miocene deformation phase. However, origin of these extensional features is a matter of debate by two factors. First, a significant contractional event

occurred in the Late Miocene [*Suárez and Emparan, 1995; Jordan et al., 2001; Burns, 2002; Folguera et al., 2006; Radic et al., 2002; Melnick et al., 2006b*] that might have shaped extensional structures from a broad compressional geometry. Second, the beginning of the accretionary mode [*Bangs and Cande, 1997*] might have generated extensional structures from basal accretion processes.

The observed extensional structures with a maximum displacement of 170 m are not consistent with 1.5 km of subsidence during Late Miocene [*Melnick and Echtler, 2006; Encinas, 2008*], assuming that an extensional regime can be related to regional subsidence. Thermal maturity of Eocene coals [*Kuhn et al., 2010*] indicates that the base of the basement-sediment contact of the Arauco Basin reached a maximum temperature (~135–150 °C) in a post Eocene time. Kuhn et al. [2010] based on sedimentological and stratigraphic features of Late Miocene sequences [*Melnick and Echtler, 2006; Encinas, 2008*] proposed a Middle Miocene – Middle Pliocene time to the maximum temperature of the basin. However, at the light of the new results provided by us and *Gutiérrez et al.* [In press], 1.5 km of subsidence during the Late Miocene seems to be excessive. Despite the low of the convergence rate during the Early Oligocene [*Pardo-Casas and Molnar, 1987; Somoza, 1998*] and the Late Eocene-Oligocene inversion time estimated in this work, any regional signal of Oligocene subsidence and inversion can not be constrained due to the lack of preserved Oligocene sedimentary records [e.g., *Kuhn et al., 2010*]. Thus, the timing of maximum temperature of the Arauco Basin is still unresolved.

### **III.5.5 Kinematic Evolution of the Southern Arauco Basin**

The major readjustment of the plates at 34 Ma [*Pardo-Casas and Molnar, 1987; Somoza, 1998*] suggests the initiation of the basin shortening (33.9 Ma) and caused the first signal of inversion of the southern Arauco Basin. Subsequently, an event of uplift/erosion during the

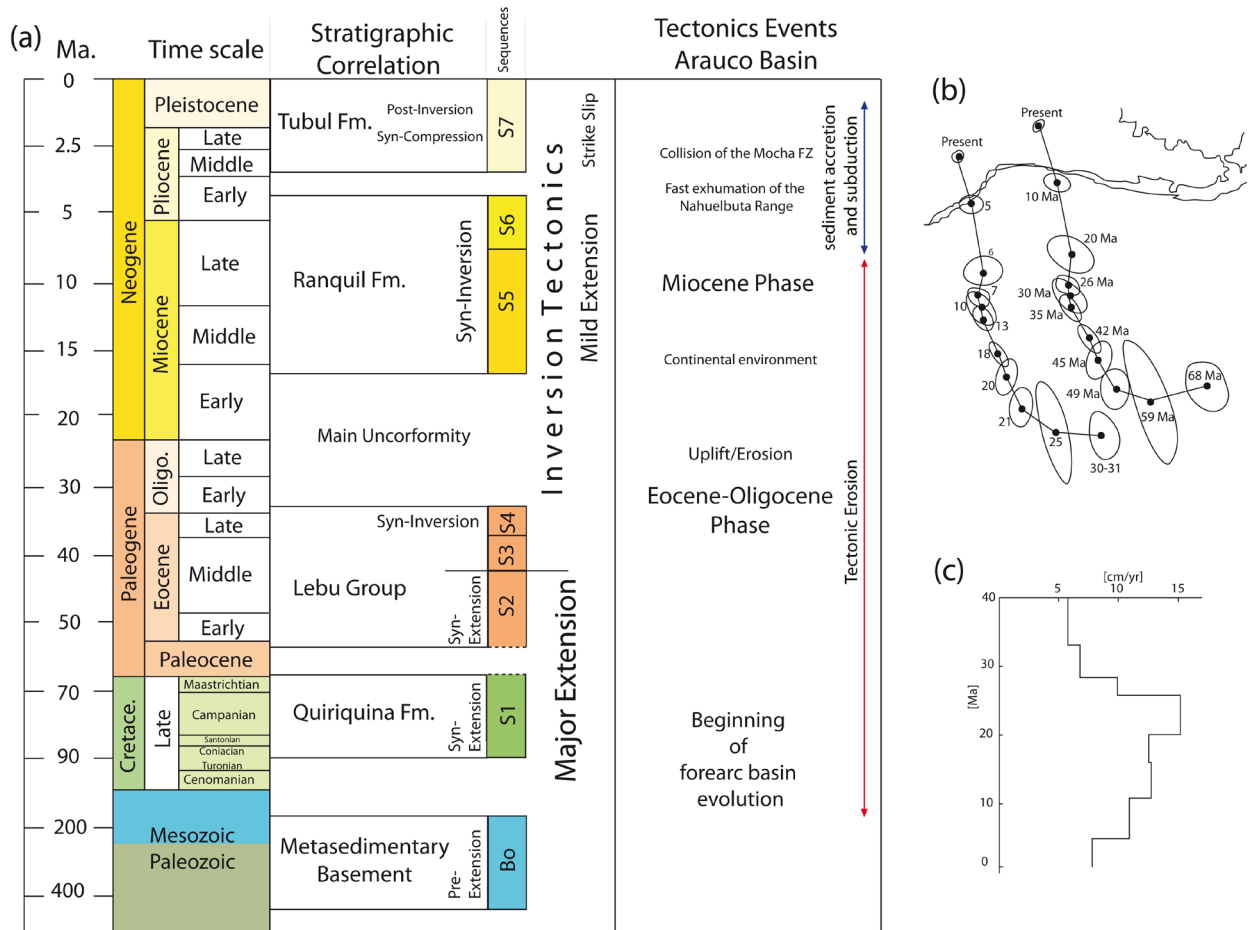
Oligocene explaining the marked truncations of the Eocene and Late Cretaceous beds seen in our seismic study as well as in outcrops and wells [e.g., *Kuhn et al.*, 2010; *Pineda*, 1983; *González*, 1989]. In fact, The Eocene and Late Cretaceous rocks of the Arauco Basin are highly indurated and compacted with respect to rocks of the same age in Chanco [*Mordojovich*, 1974]. Thus, *Mordojovich* [1974] concluded that a significant sedimentary thickness was removed by uplift and erosion in an event prior to the Miocene. However, apatite fission-track results from wells in the Arauco Basin shows Oligocene cooling temperatures [*Cederbom*, 2010], which are in close agreement with the peak of the convergence rate (28-26 Ma) [*Pardo-Casas and Molnar*, 1987; *Somoza*, 1998; *Jordan et al.*, 2001]. The tectonic inversion of the major depocenters was moderate due to the thicker sedimentary fill basin. In fact, *Kuhn et al.* [2010] estimated that between 3100 m and 3120 m of material was removed, which may explain the shortening caused by the buttress effect and the footwall shortcut thrust.

Hereafter, a Miocene contractional Phase reinforced the inversion of the Arauco Basin depocenters since at least ~10 Ma [*Alvarez et al.*, 2006] and generated small- and medium-scale extensional structures.

The change to an accretionary mode at ~ 6 Ma [*Bangs and Cande*, 1997] contributed to the generation of the Miocene-Pliocene extensional structure, thrust faults and emphasized the ongoing contractional strain. The rapid exhumation of the Nahuelbuta Range (Pliocene to Recent) [*Glodny et al.*, 2008] and the oblique collision of the Mocha FZ at 3.6 Ma [e.g., *Folguera and Ramos*, 2009; *Kaizuka et al.*, 1973] would have caused the inversion of some Miocene structures, as well as the development of a contractional geometry within the Pliocene and Quaternary sequences and the partial emergence of the Arauco Basin.

Recent work shows [e.g., *Melnick et al.*, 2009; *Geersen et al.*, 2011] the presence of elongated ridges and transpressional structures (e.g., the Mocha-Villarica Fault Zone) which end

offshore from the Arauco Peninsula as horst splay geometries. Unfortunately, we have not found evidence for some of these features due to their kinematics and strike, which are almost parallel to the seismic line.



**Figure III.12.** Summary of structural, stratigraphic and kinematic evolution of the study area proposed in this work. b). Plate convergence vector between the Nazca and South American plates. After *Pardo-Casas and Molnar* [1987]. c) Plate convergence rates at 20°S. After *Somoza* [1998].



### III.5.6 Implications for the Andean Tectonics Setting at ~38°S

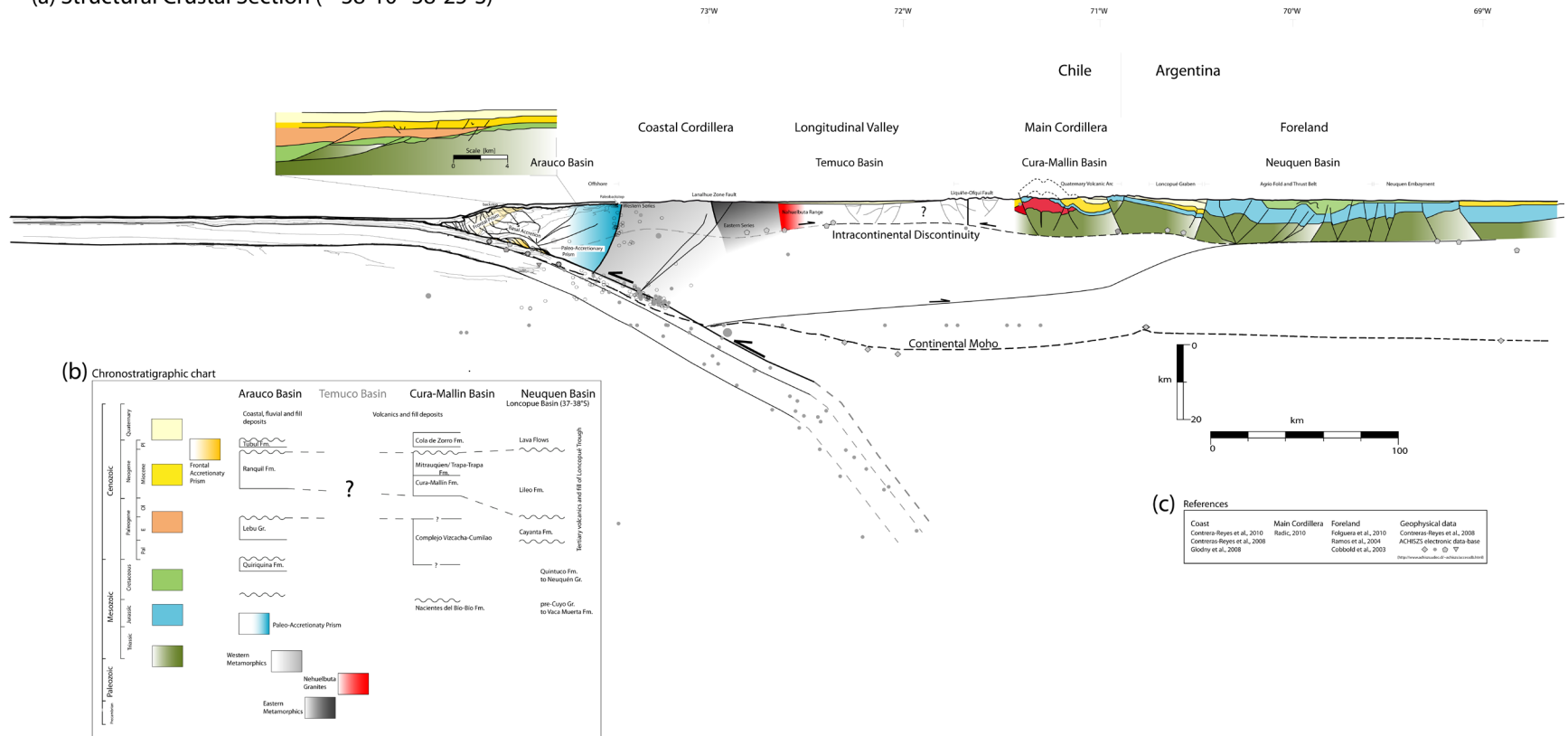
Similar features to the evolution of Arauco Basin have been documented at the eastern flank of the main Andes Cordillera and in the western part of the foreland where three Andes tectonic phases have been recognized (Late Cretaceous, Eocene, Miocene to Recent) [Cobbold and Rossello, 2003] as well as an extensional phase during the Oligocene-Miocene [Jordan *et al.*, 2001] and the Pliocene [Folguera *et al.*, 2010]. Within the main Andes Cordillera (Figure III.13), the lack of Mesozoic outcrops only allows us to constrain the last Andean tectonic phase where the Cura-Mallín basin was inverted at ~10-8 Ma [Radic *et al.*, 2010]. In the longitudinal valley (Figure III.13), the Pliocene to Quaternary sedimentary cover hides the pre-Pliocene structural features. Nevertheless, the Miocene-Oligocene extensional pattern can be extended between 36° and 37°S based on seismic images [Jordan *et al.*, 2001].

Based on previous works and our offshore interpretations we have build a hypothetical crustal section which shows the main structural features at ~38°S (Figure III.13). We have included time-equivalent formations of the Ranquil Formation such as Cura-Mallín and Lileo Formations in the Cura-Mallín and Loncopue Basins, respectively. According to Cobbold *et al.* [2008], the Lileo Formation accumulated in a compressional setting, as well as its equivalent Cura-Mallín, but the deposition of this formation has also been understood as rifting that was inverted in the Late Miocene [Radic *et al.*, 2010; Jordan *et al.*, 2001; Burns *et al.*, 2006; Folguera *et al.*, 2006]. Thus, the origin of Miocene and Oligocene extension is still uncertain [e.g. Cobbold *et al.*, 2008; Folguera *et al.*, 2010]. In this study, the Miocene Ranquil Formation presents a syn-inversion character whose extensional structures resulted from a higher compressional geometry and/or by basal accretion. In any case, the origin of Miocene structures cannot be related to a major extension such as rifting in the study region.

However, our data provide deformational evidence in the southern Arauco Basin for the Late Eocene and Miocene contractional phases (Figure III.12). This work supports the idea of common factors in the Andean orogenic cycle which correspond to tectonic phases, even in areas where mass transfer processes occurred. The key structural geometry in our interpretation allows us to reveal and show evidence of a previously unknown event in the Andean fore-arc.

Despite the lack of studies on pre-Miocene units in the southern Central and northern Patagonian Andes fore-arc (34°-45°S) this basin can be considered as the first example of pre-Miocene contractional tectonics and a major regional question arises: What is the role of the pre-Miocene contractional phases in the current configuration of the Andean fore-arc at southern Central and northern Patagonian Andes fore-arc?

(a) Structural Crustal Section (~ 38°10' - 38°25' S)



**Figure III.13.** a) Schematic crustal section at ~38°S which shows the current configuration of the Andes based on geophysical and geological data (see reference chart). b) Chronostratigraphic chart that shows the temporal correlation between formations of different basins at ~ 38°S. c) Reference chart.

### **III.6 Conclusions**

We have recognized three structural domains: inversion, extension and accretion, and seven kinematic seismic sequences within the southern Arauco Basin at  $\sim 38^{\circ}\text{S}$ . The age for tectonic inversion of the Arauco Basin is defined by the older syn-inversion deposits, probably from the Late Eocene. The Ranquil Formation can be reinterpreted as syn-inversion sequences related to ongoing shortening since at least the Late Eocene and/or the Miocene Phase with a superimposed extension, for which it is not possible to attribute an origin. The lack of studies related to the pre-Miocene units in the Central Valley and Chilean Andean Intra-arc at  $34^{\circ}$ - $45^{\circ}\text{S}$ , makes the Arauco Basin the first signal of pre-Miocene contractional deformation. Common factors such as tectonic phases related to the Andean orogenic cycle can be recognized even in areas very close to the subduction margin where mass transfer processes occurred.

### **Acknowledgements**

Eduardo Contreras-Reyes and Cesar Arriagada were partially supported by the FONDAP project grant 15090013 “Centro de Excelencia en Geotermia de los Andes, CEGA”. We thank BGR and Christian Reichert for releasing the SPOC seismic data. We thank Jacobus Le Roux and Marcelo Farías for comments on the English and fruitful discussions.

## IV Modelación Cinemática

La validación de una interpretación estructural es testada por la restauración de la sección misma. El análisis estructural de una sección balanceada permite entender de mejor forma la evolución geológica de las estructuras y permite estimar una cantidad de acortamiento que es acomodada a lo largo de las estructuras, como también contribuye en visualizar previas geometrías en distintas etapas dentro de la evolución geológica.

En un contexto de inversión tectónica, los métodos de restauración de secciones balanceadas no tienen un amplio respaldo (Turner y Williams, 2004), puesto que, la naturaleza aparente del desplazamiento de las estructuras y la partición de la deformación en estructuras de distintos ordenes y tipos incumplen con las reglas de balanceo (Página 23, sección II.1.2). Además y similar a nuestro caso, está la no certeza de la dirección de transporte tectónico, dirección que debiese estar en un rango menor a los  $25^\circ$  con respecto a la traza de la sección estructural para que el error en la medida del acortamiento no supere el 10% (Hill y Cooper, 1996).

Es por esto, que el objetivo de este capítulo de modelación cinemática, es entender de mejor forma la evolución estructural del segmento sur de la Cuenca de Arauco ( $\sim 38^\circ\text{S}$ ) mediante una restauración polifásica (análisis estructural) (Figura IV.1), lo que conlleva a entender la cinemática de las estructuras y la deformación, como también a entregar las características y la temporalidad de las distintas etapas geológicas que ocurrieron en la Cuenca de Arauco. Si bien, medidas de acortamiento publicadas aun no se tienen de la Cuenca de Arauco, esta será cuantificada, pero con supuestos que se expondrán a continuación.

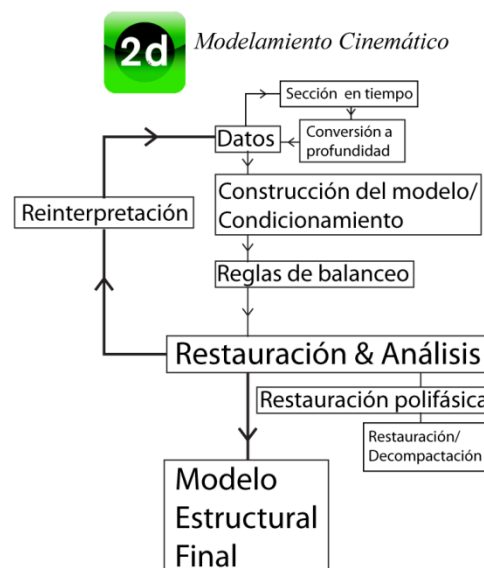


Figura IV.1. Procedimiento en la restauración de una sección.

## IV.1 Construcción y Restauración Polifásica

La parte oriental del depocentro que contiene la sección sísmica P09 (Figura II.4), fue elegido para la restauración, puesto que en este, las geometrías propias de inversión tectónica y las secuencias cinemáticas presentan un buen desarrollo asociado a la acción de la estructura de borde F1. Cabe destacar que las secuencias cinemáticas comprenden un desarrollo completo dentro de los eventos de la inversión tectónica (Página 19, sección II.1.1).

### IV.1.1 Conversión a Profundidad

Una vez realizada la interpretación estructural, es necesaria la conversión a profundidad de las secuencias definidas y estructuras, debido a la cinemática de estas últimas y la relación de estas con las geometrías que conforman las secuencias.

El cambio de tiempo ( $t$ ) a profundidad ( $z$ ) se realiza según la ecuación:

$$z = \left(\frac{v_o}{k}\right) \times [e^{kt} - 1]$$

Donde:  $z$ : Profundidad [ $m$ ];  $v_o$ : Velocidad inicial [ $m/s$ ];  $k$ : Variación de velocidad con respecto a la profundidad ;  $t$ : Tiempo de ida [ $s$ ].

La relación anterior permite obtener la profundidad ( $z$ ) a partir del tiempo de viaje de la onda acústica ( $t$ ) asumiendo un medio isótropo y homogéneo. Las constantes  $v_o$  y  $k$  fueron obtenidas a partir del modelo de velocidad y profundidad que se tiene de la Cuenca de Arauco (Contreras-Reyes et al., 2008) (Figura II.2.1). Como resultado se obtiene una sección estructural en unidades de distancia ( $m$ ) tanto en la vertical como en la horizontal (Figura IV.2 y IV.5).

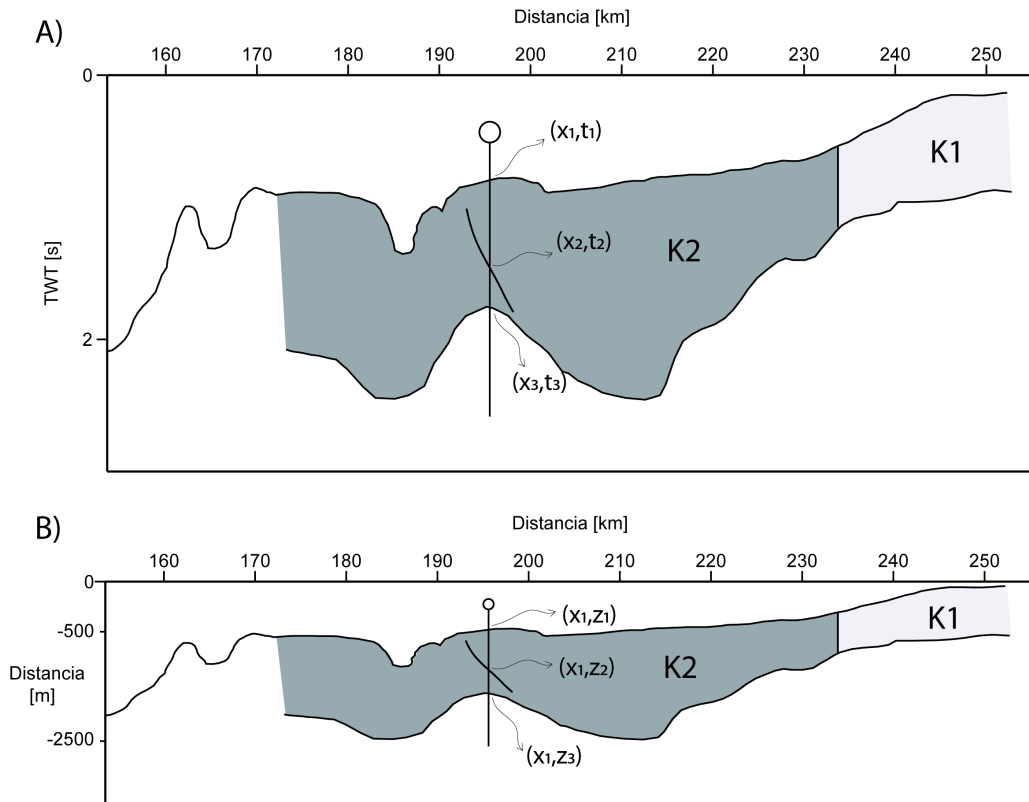


Figura IV.2. Sección esquemática del segmento oriental de la línea sísmica P09 donde se muestra la metodología para la conversión a profundidad. A) Sección estructural en distancia y TWT (two-way time). Para la conversión fue necesario obtener las coordenadas  $(x_i, t_i)$  en formato ASCII, las cuales son transformadas según la función exponencial (Página 83) resultando una sección estructural en dominios de distancia  $(x_i, z_i)$ . Los coeficientes de variación de velocidad K2 y K1 corresponden a 0,45 y 0,75 respectivamente. B) Sección estructural en dominios de distancia.

### IV.1.2 Decompactación

Como es de saber, la carga sedimentaria condiciona el desarrollo de las cuencas (e.g., Pinto et al., 2010), y por ende la configuración de las secuencias y estructuras, especialmente en regiones donde la sedimentación sin-tectónica produce cambios significativos en los espesores de las secuencias (Bulnes y McClay, 1998). La compactación puede cambiar significativamente el manto de las estructuras y el espesor de las secuencias, ejemplo de esto, son las diferencias estimados entre 3 a 13° de los manteos de las estructuras, y de 1,5 veces más grande los espesores de las secuencias decompactadas, con respecto a lo observado hoy en la cuenca marina del centro-sur de Celtic (Bulnes y McClay, 1998). Según esto, la importancia de la decompactación radica en la obtención de geometrías factibles con respecto a las

estructuras reconstruidas que difieren de las geometrías actuales debido a los efectos de compactación/decompactación.

Según el trabajo de Sclater y Christie (1980), la decompactación se modela a partir de una función exponencial con parámetros de porosidad:

$$f = f_0(e^{-cy})$$

Donde:  $f$ : Porosidad actual en profundidad;  $f_0$ : Porosidad inicial en profundidad;  $c$ : Coeficiente de porosidad y profundidad [ $\text{km}^{-1}$ ];  $y$ : Profundidad [km].

En nuestra área de estudio, las litologías dominantes corresponden a: areniscas, limolitas y lutitas, por lo que la relación de porosidad-profundidad corresponde a 0,39 y la porosidad inicial a 0,56, valores similares a los utilizados por Sclater y Christie (1980) en la cuenca del Mar del Norte.

### IV.1.3 Restauración Polifásica

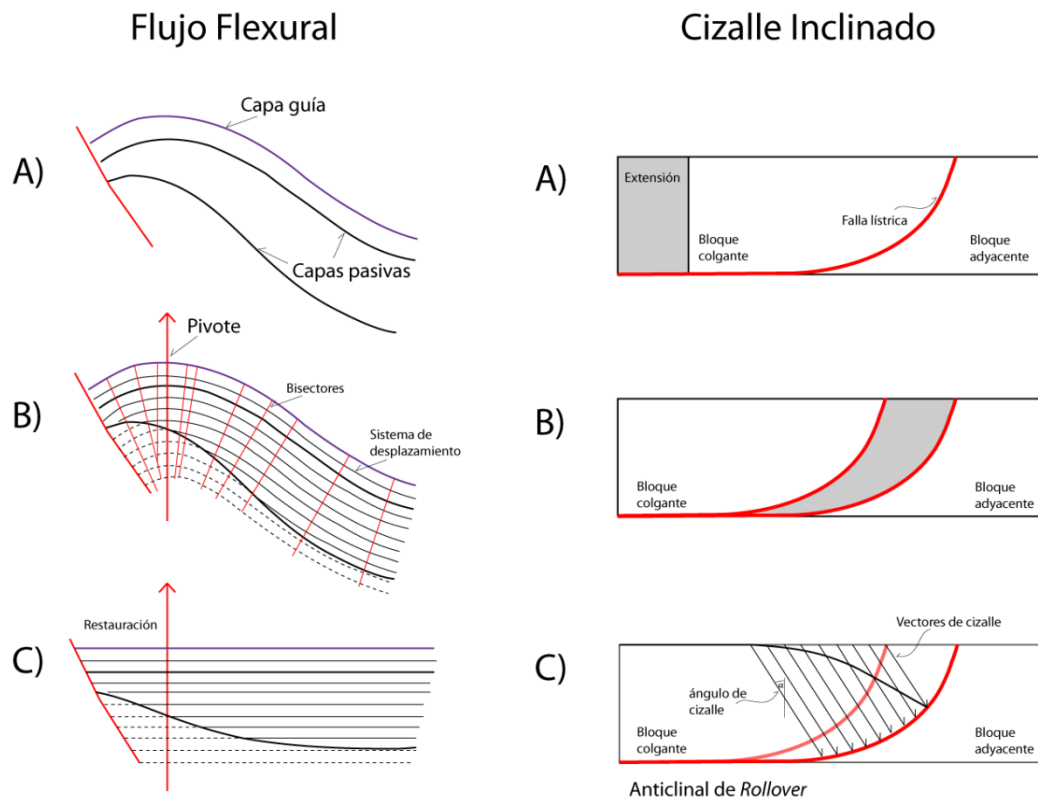
La restauración polifásica es un proceso (*back-stripping*) que involucra de forma alternada la restauración y decompactación (e.g., Bulnes y McClay, 1998; D. Cukur et al., 2011; Grimaldi, 2005). El proceso de decompactación es posterior a la restauración del nivel superior, ya sea esto último, mediante un mecanismo tipo *Move on Fault* o *Unfolding*. La decompactación se realiza con respecto a una secuencia no deformada, lo que representa, como ésta se depositó originalmente.

Las sucesivas etapas de restauración que conforman la restauración polifásica se realizan mediante métodos cinemáticos de restauración, que corresponden a algoritmos matemáticos geométricos que retrodeforman las geometrías asociadas a estructuras, a un estado no deformado, manteniendo una equivalencia en la longitud y/o área de las capas entre la etapa deformada y no deformada. Algunos algoritmos son más propicios que otros según el estilo de deformación, en nuestro caso, los dominios de inversión tectónica y extensión pueden ser tratados con el algoritmo de cizalle inclinado (*inclined shear*) (Figura IV.3, cizalle inclinado), el cual modela el colapso del bloque colgante a través de una estructura lítrica, mediante planos discretos inclinados en un determinado ángulo denominado cizalle angular (*shear angle*). Tanto en afloramientos como en cajas de arena es posible observar estructuras antitéticas y sintéticas a la falla maestra lítrica, cuyas orientaciones permiten estimar el cizalle angular (Figura IV.3, cizalle inclinado).

Una de las características del algoritmo de cizalle inclinado es que la deformación es resuelta por el desplazamiento de las unidades a través de la estructura (*move on fault*), por lo que debe ser ocupado en secuencias cuya deformación se debe al desplazamiento de éstas por la estructura. En el caso contrario, en que la deformación de las secuencias no está relacionada de forma directa por el desplazamiento sobre una



estructura, la restauración se realiza mediante el algoritmo de flujo flexural (*flexural slip*), el cual despliega las capas deformadas (*unfolding*) mediante un sistema paralelo a las capas, con respecto a un cota guía (*datum*) y un pivote (*pin*), hasta el estado no deformado (Figura IV.3. flujo flexural).



*Figura IV.3. Etapas de restauración de los algoritmos de cizalle inclinado y flujo flexural. Cizalle inclinado: A) Estado inicial donde se muestra la cantidad que será extendida; B) La extensión recrea un hipotético espacio entre el bloque adyacente y el bloque colgante; C) Los planos de cizalle controlan el colapso del bloque colgante sobre la estructura lútrica conllevando a una geometría tipo rollover. Flujo flexural: A) Secuencias con variaciones en los espesores que serán retrodeformadas. El sistema de desplazamiento es construido paralelo a la capa guía (líneas negras y delgadas); B) La intersección entre los sistemas de desplazamiento y las capas pasivas registran las variaciones en los espesores; C) Las capas (guía y pasiva) son retrodeformadas con respecto al pivote.*

Para el caso de una discontinuidad erosional, la restauración (*back-stripping*) de las capas subyacentes truncadas, fueron restauradas posterior a la proyección de estas sobre el nivel erosivo, asumiendo espesores constantes, una geometría paralela y competente con las capas inferiores no truncadas y con la estructura maestra que produce la deformación. En el caso de que los depósitos truncados sean sinclématicos la proyección sobre la discontinuidad se realiza en la plataforma 2D del programa *Move*, en

base al algoritmo de cizalle inclinado, el cual permite estimar geometrías de depósitos sin-cinemáticos según la geometría de la estructura maestra y alguna capa guía.

Tanto en la conversión a profundidad, la decompactación, y la restauración de la sección estructural se ocupó el *software 2DMove* de la compañía *Midland Valley*.

#### **IV.1.4 Dirección de Transporte Tectónico**

A pesar de la dificultad al estimar la dirección de transporte tectónico en una región que ha sido sometida a varias etapas de deformación o en el caso de una cuenca invertida, en que la extensión y contracción no debiesen ser coaxiales (Página 28), una sección balanceada en 2D debe ser paralela a la dirección tectónica de transporte, dirección que es definida como ortogonal al rumbo de las estructuras principales. Si el ángulo que sustenta la dirección de transporte tectónico y la traza de la sección estructural es menor que  $25^\circ$ , el error es menor al 10% en la cantidad de extensión/contracción estimada con respecto a la orientación ideal (Hill y Cooper, 1996).

Según los mapas disponibles de la Cuenca de Arauco, el rumbo promedio de la estructuras en las porciones emergidas de la cuenca (Figura III.2) corresponden a  $N26^\circ E$  y costafuera son de rumbo  $S30^\circ W$  (Melnick et al., 2009). Entonces, la dirección principal de transporte del sistema N-NE tiene un rumbo de  $N64^\circ W$ , el cual se encuentra en un ángulo aproximado de  $12^\circ$  con respecto a la traza de la sección P09 ( $N76^\circ W$ ) (Figura III.2 y IV.4). Las estructuras compresivas S-SW, interpretadas por Melnick et al. (2009) en la zona de costafuera, corresponden a ramificaciones de sistemas transpresivos que nacen desde el continente (e.g., Zona de Falla Mocha-Villarrica), pero evidencias de éstas, dentro del segmento oriental de la sección P09 (Figura III.4) no han sido reconocidas. Es de saber, que el reconocimiento de estructuras está sujeto a los pocos lugares que no han sido cubiertos por los sedimentos del Plioceno al Cuaternario, como es el caso de la península de Arauco (Figura III.2), en donde se observa el sistema N-NE como estructuras extensionales (Wenzel, 1982) que afectan a las unidades previas al Plioceno. Para el contexto de la restauración polifásica, aún no se tiene la orientación de las geometrías o estructuras que aludan inversión tectónica durante el Paleógeno, solamente podemos inferir estas a partir del sistema S-SE extensional, dado que este sistema puede estar controlado por la reactivación de previas estructuras, como se observa en la línea sísmica P09. De todos modos, en este trabajo asumimos que el rumbo de la traza de la sección sísmica P09 es aproximadamente ortogonal al rumbo de las estructuras principales de borde.

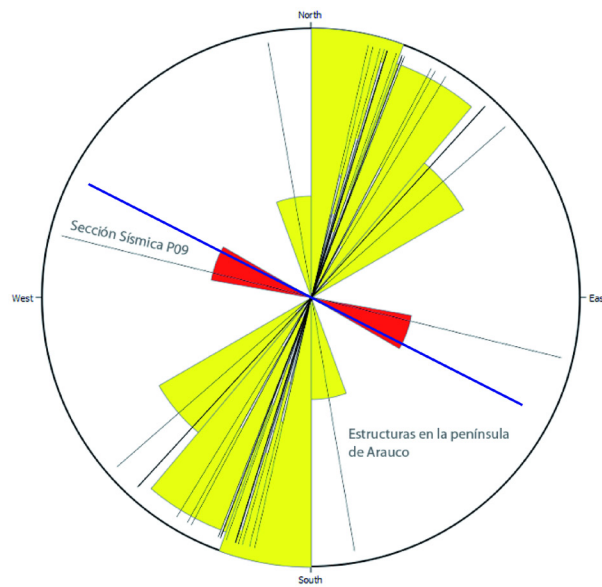
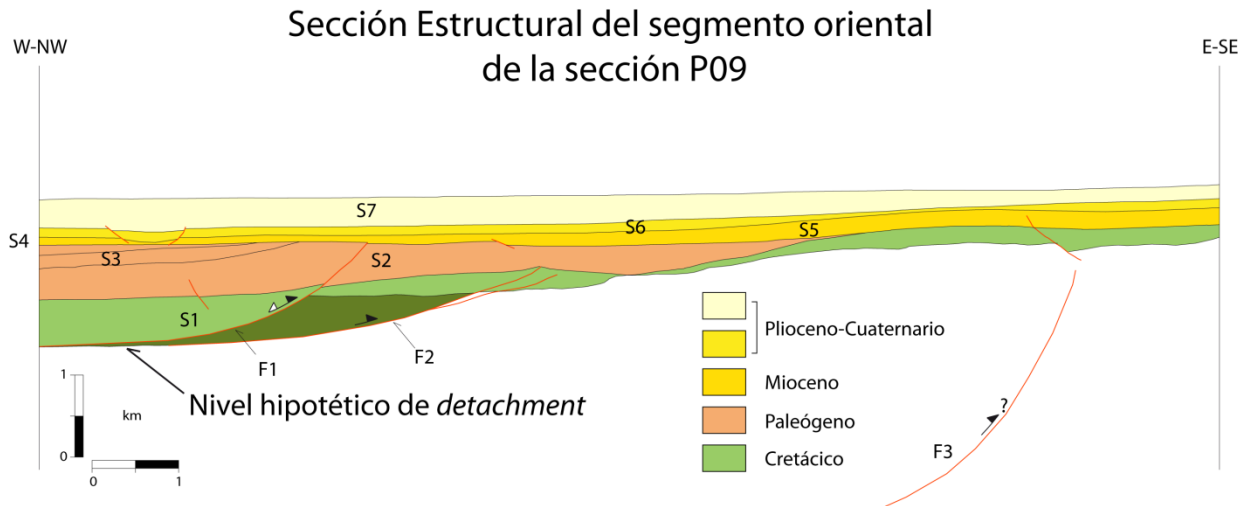


Figura IV.4. Diagrama de roseta y de vectores bidimensionales en donde se muestra la dirección de transporte tectónico ( $N64^{\circ}W$ ) estimada a partir de las estructuras miocenas ( $N26^{\circ}E$ ) presentes en la península de Arauco. Ver explicación en el texto. Línea morada corresponde a la dirección de transporte tectónico.

## IV.2 Resultados de la Restauración Polifásica

La restauración polifásica va a estar acotada al estadio actual de la Cuenca de Arauco (hoy) y los primeros rasgos extensionales previos al Mioceno, obteniendo 4 etapas de restauración/decompactación (*back-stripping*). Las estructuras principales F1 y F2 fueron proyectadas a un mismo nivel de *detachment* hipotético (Figura IV.5). Además se considera que la estructura F1 desplaza las secuencias S5, S4, S3, S2 y S1 para mantener la relación falla pliegue.



*Figura IV.5. Sección estructural del segmento oriental de la línea sísmica P09, en donde se muestra las secuencias y estructuras principales para este sector definidas en este trabajo, como también el nivel de detachment y colores de acuerdo a la escala del tiempo geológico (Walker et al., 2009).*

A continuación se presenta la restauración polifásica del depocentro oriental de la Cuenca de Arauco contenido en la sección P09 (Figura IV.6):

## **S7**

El carácter de esta secuencia S7 corresponde a pos-inversión con respecto a la geometría clave dentro de nuestras interpretaciones, geometría tipo arpón asociada a la estructura F1, pero a su vez, su deposición fue controlada por el rápido alzamiento de la Cordillera de Nahuelbuta (Melnick et al., 2009), lo que se observa como un decrecimiento de esta unidad en dirección oriental (sin-compresión) (Figura IV.5 y III.4) y un leve basculamiento ( $\sim 1^\circ$ ) hacia el W, aunque esto puede ser producto de la inclinación hacia el E de la superficie de deposición. S7 no presenta geometrías de deformación asociadas a estructuras, solamente, en sectores aislados se observa una leve deformación debido a procesos sedimentológicos como *slumping* (desmoronamiento). La inclinación de esta secuencia fue abstraída mediante el algoritmo de *Flexural Slip Unfolding* (Figura IV.6.A.1), luego fue decompactada (Figura IV.6.A.2.).

## **Estructura hipotética F3**

La razón por interpretar la falla F3 se debe al carácter sin-compresivo de la secuencia S6, el abombamiento del basamento y la diferencia en cota de los espesores mayores de S5 con respecto a los menores, argumentos que aluden a una estructura compresiva. La dificultad en modelar la estructura F3, radica en no contar con las evidencias suficientes para saber si la deformación que produce esta estructura,

se desarrolla como un movimiento a lo largo de la falla (*Move on Fault*) o por deformación interna (*unfolding*), como también, las diversas geometrías de la estructura F3 que es posible generar a partir de la configuración de las secuencias sin conocer ciertos parámetros, que en el caso del método de cizalle inclinado, corresponden al ángulo de cizalle y la orientación de algún segmento de la estructura. Debido a la incertidumbre de la estructura F3, asumimos que la deformación será resuelta mediante un mecanismo tipo *unfolding*.

## **S6**

Previo a la restauración de S6 y posterior a la decompactación de S7 (Figura IV.6.A.2), aún se observa una inclinación regional de  $1,25^\circ$  hacia el W de S6 fuera del rango de acción de F3, rango en que las secuencias son deformadas por la acción propia de esta estructura. Los rasgos de deformación dentro de S6 van a estar definidos por la acción de la falla F3, por estructuras extensionales de menor escala en la base de esta secuencia, y por geometrías progradacionales tipo sigmoides. Las geometrías de menor escala en el lado oriental de la sección no han sido consideradas al momento de la restauración, solamente un graben de colapso en el sector occidental. De forma similar a S7, la restauración de S6 se realiza mediante el algoritmo de *flexural slip unfolding* (Figura IV.6.B.1).

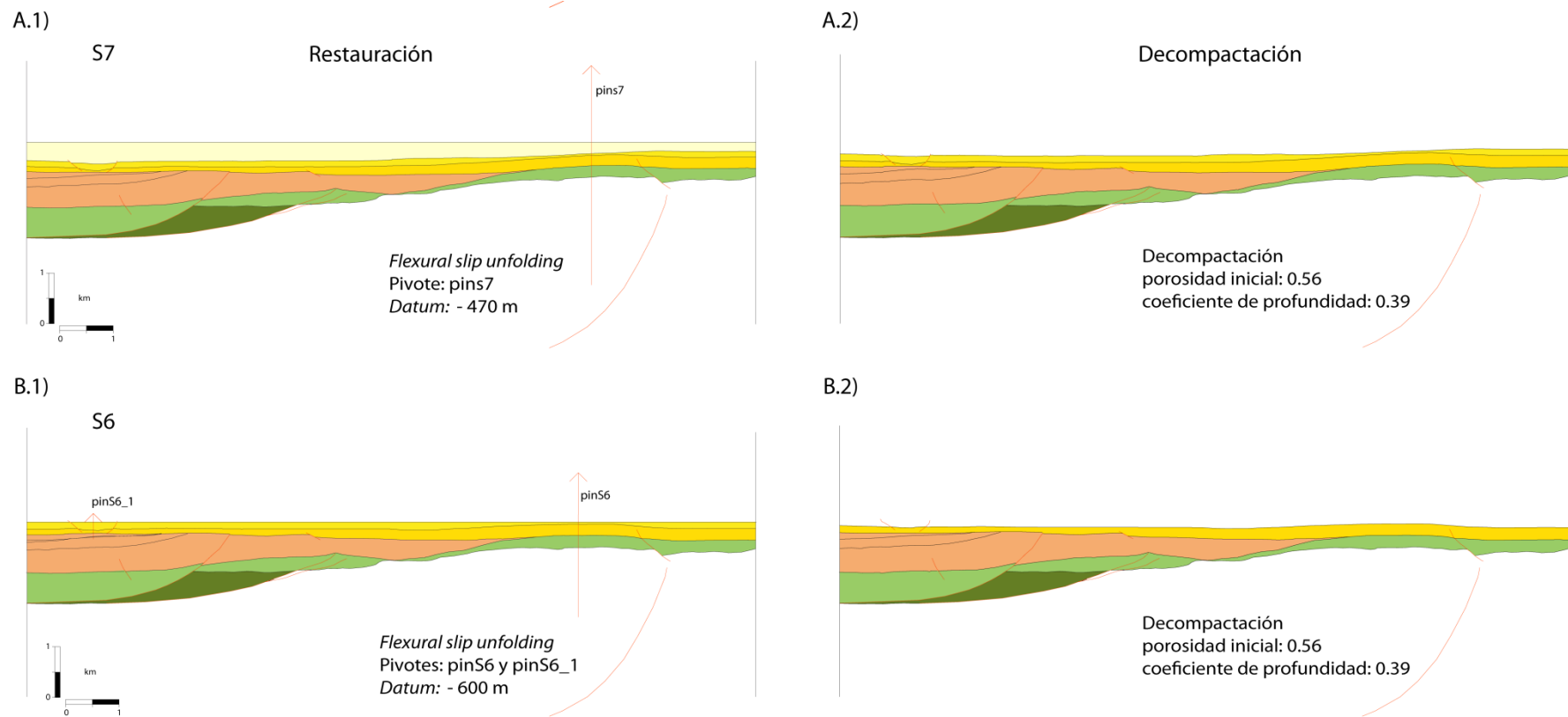


Figura IV.6. Restauración polifásica de la sección estructural (Figura IV.5). La cantidad de acortamiento durante la inversión tectónica corresponde a un ~4%. Para la explicación de las sucesivas etapas de restauración/decompactación, ver explicación en el texto.

## S5

La deposición de la secuencias S5 estuvo sujeta a la acción de la estructura F1, F3 y las estructuras extensionales presentes principalmente en el sector oriental. Para esta etapa de "*back-stripping*", no se observa el basculamiento generalizado hacia el W el cual fue abstraído en las etapas anteriores. La deformación que es producto de la acción de F1, lo cual da el carácter de sin-inversión a esta secuencia, se resuelve desplazando las unidades por la estructura F1 hasta que el límite superior de la secuencia de S5 quede en una posición de horizontal (*flat*), este último ocurre al acortar unos 30 m en un sentido extensional la estructura F1. Tanto las pequeñas irregularidades que se observan en la traza del límite superior de S5 como la leve deformación del sector oriental de perfil, son abstraídas mediante el algoritmo de *flexural slip unfolding* (Figura IV.6.C.1).

Es de importancia recordar que el ángulo de cizalle, dentro del algoritmo de cizalle inclinado, condiciona la geometría del anticlinal tipo arpón como también la cantidad de desplazamiento de la estructura. Es por esto, que tener una medida tangible de la orientación de los planos de cizalle (ángulo de cizalle), aumenta la confianza en la modelación. En nuestro caso, el ángulo de cizalle va a estar definido por las estructuras antitéticas a F1, que tienen una orientación de 55° con respecto a la horizontal (Figura III.4).

### **Discordancia Principal**

A pesar del desplazamiento abstraído por F1 en la etapa anterior, la discordancia principal es cortada y deformada por F1 como también por estructuras extensionales menores, y deformada por F3. Según el algoritmo de cizalle inclinado, es necesario acortar en 21 m para hacer coincidir la discordancia tanto en el bloque adyacente como el colgante, relativo a la falla F1. La deformación restante es resuelta por *flexural slip unfolding* (Figura IV.6.D.1).

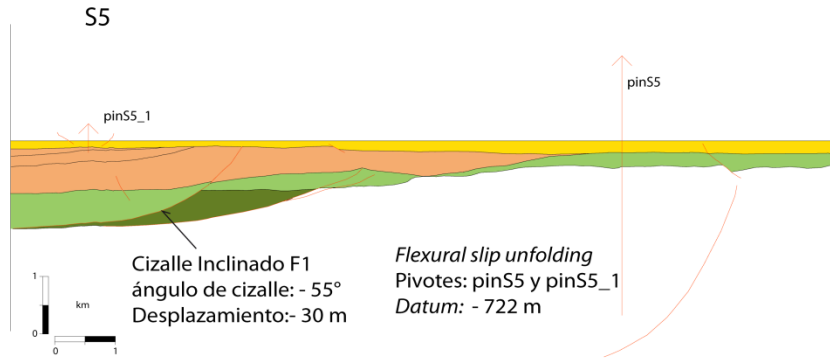
### **Construcción de capas a partir del método de cizalle inclinado y de capa guía**

Producto de la discordancia anterior, para continuar con la restauración de las secuencias S4, S3 y S2, se requiere la construcción de la porción erosionada (Figura IV.6.D.2), lo que se realizó según el método de construcción de horizontes a partir de fallas y capas guías, al W y E de la falla F1 respectivamente. Las secuencias S2, S3 y S4 son interpretadas sobre el nivel erosivo a partir del método de cizalle inclinado considerando las unidades S4 y S3 como sin-tectónicas a S2 (pre-tectónico), y un cizalle angular de 55° antitético a F1. La geometría tipo arpón por interpretar, va a estar definido por el ajuste de esta geometría a los horizontes observados en la sección estructural (base de S4, S3 y S2). Para el sector oriental de F1, las capas fueron generadas a partir de la geometría de una capa guía (interface S2 y S1) considerando

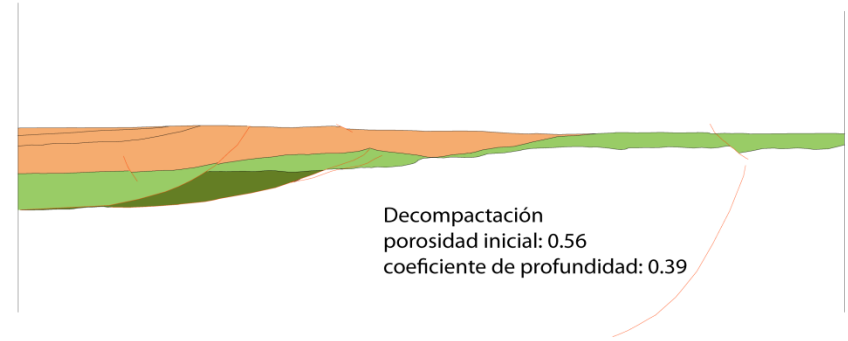
depósitos de espesor constante, siendo este espesor, el mínimo encontrado dentro de la sección de las secuencias S2 y S4, espesores de 464 m y de 60 m respectivamente. Notar, que según la proyección realizada por cizalle inclinado de S3, esta no debiese continuar al lado oriental o en el bloque adyacente relativo a F1, puesto que se acuña sobre la cresta del anticlinal.



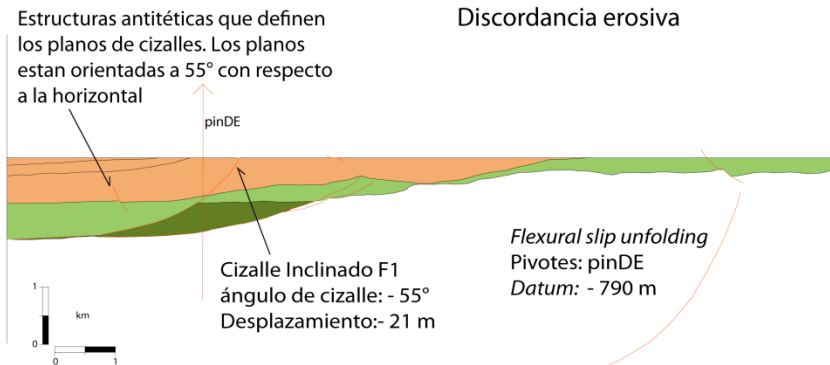
C.1)



C.2)



D.1)



D.2)

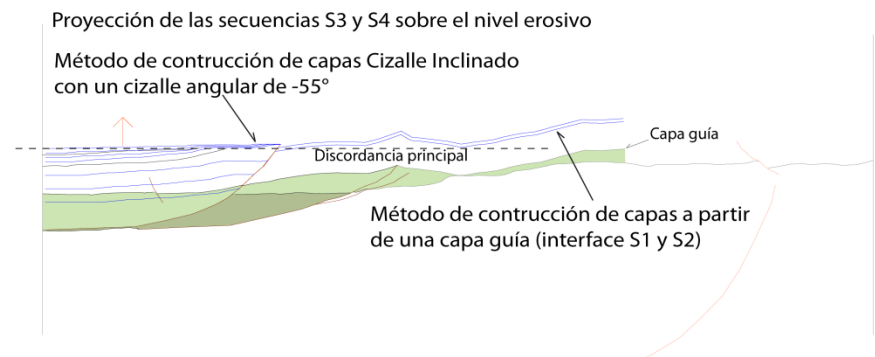


Figura IV.6. Continuación.

## S4 y S3

Posterior a la proyección de las secuencias S4, S3 y S2 sobre la discordancia erosiva (Figura IV.6.E), la restauración continúa con las secuencias S4 y S3 de carácter sin inversión. Las secuencias S4 y S3 son desplazadas por la estructura F1, desplazamiento de 44 m asumiendo un ángulo de cizalle de  $55^\circ$  (método de cizalle inclinado) (Figura IV.6.F.2). A pesar de que el desplazamiento relativo del techo de S4 es cero, posterior al método de cizalle inclinado, aún se observa la deformación en S4 que es resuelta mediante *unfolding* (Figura IV.6.F.3). Para el lado oriental, la restauración según el algoritmo de *flexural slip unfolding*, muestra que la deformación producto de F2 como también la inclinación del basamento del orden de los  $5^\circ$  (Figura IV.6.F.1) es abstraída, indicando que en esta etapa ocurrió un importante cambio en la configuración de aquel sector, como también la mayor tasa de acortamiento.

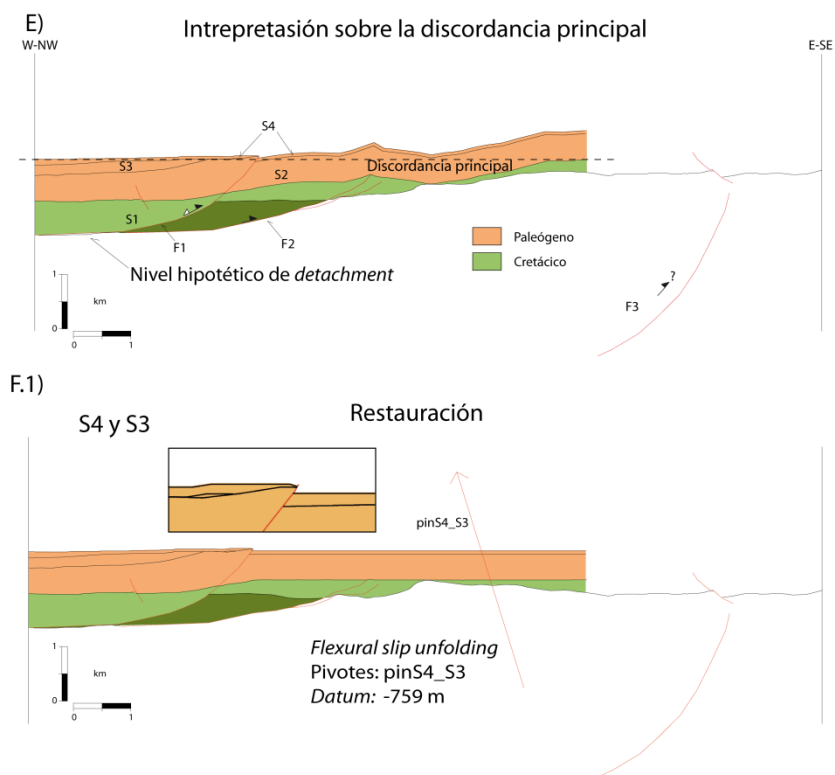
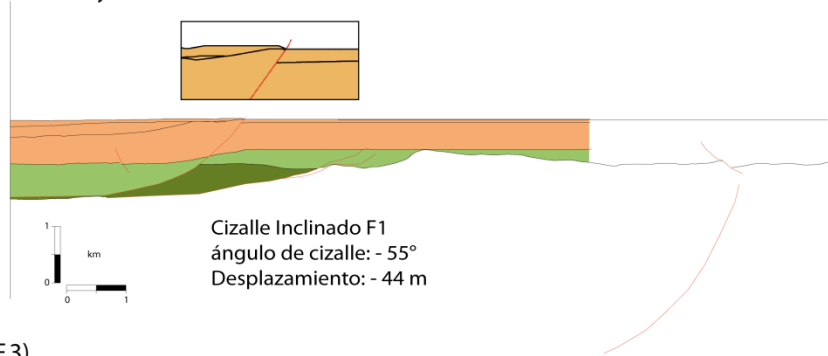


Figura IV.6. Continuación.

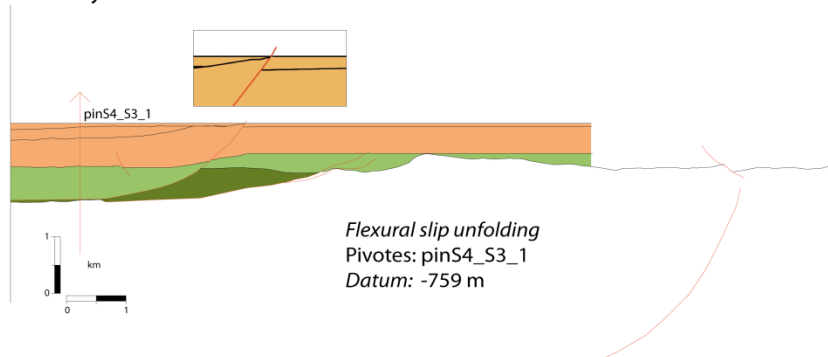
F.2)

S4 y S3



F.3)

S4 y S3



F.4)

Decompactación

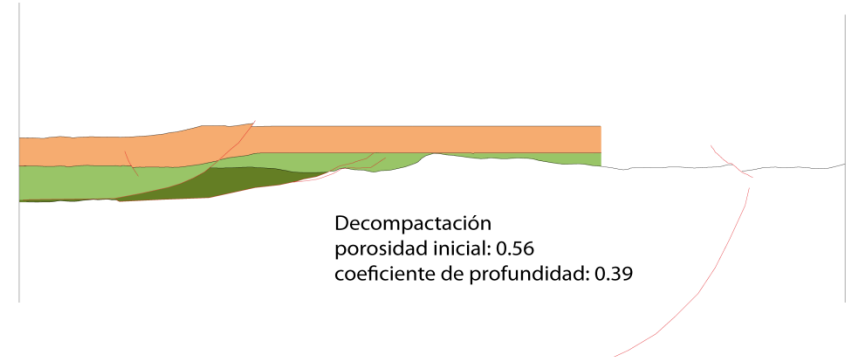


Figura IV.6. Continuación.

## S2

Una vez restaurado el techo de S2 mediante el algoritmo de cizalle inclinado se observa un aparente plegamiento (Figura IV.6.G.1), asociado a una leve geometría de arpón. Este plegamiento incipiente puede ser interpretado como los primeros estadios de la inversión tectónica dentro del segmento sur de la Cuenca de Arauco (Figura IV.6.G.2).

Cosa interesante en notar, es que existe una diferencia en la cota del techo de S2 (Figura IV.6.G1) entre el bloque adyacente y el bloque colgante, medido en este último donde la falla F1 es horizontal, esta diferencia puede ser asociada a la inclinación del paleorelieve del basamento, el cual es acentuada durante la evolución de la Cuenca de Arauco.

La configuración que se obtiene de la última etapa de "*back-stripping*" muestra el estadio extensional del Paleógeno, evidenciado por una geometría tipo "*rollover*" asociado a F1, como también estructuras antitéticas a F1. Los sedimentos paleógenos al W de F1 no muestran cambios significativos en los espesores, debido a que estos fueron modelados asumiendo espesores constantes y una geometría paralela a una capa guía para este sector, solo destaca la flexión de las capas entorno a F1, lo cual es interpretado como pliegues de arrastre.

La cinemática de las estructuras en esta etapa, reafirma la interpretación de que F1 corresponde a una estructura de borde, de geometría listrica y la estructura F2 a una falla inversa.

No es necesario realizar otra etapa de "*back-stripping*" para dilucidar que la configuración del Cretácico Tardío que corresponde a dos depocentros separados por un alto de basamento (Figura IV.6.G.2). En ambos depocentro se observan estructuras extensionales que controlan la sedimentación y que afectan al basamento, el cual se presenta de forma irregular y fallado.

El acortamiento medido hasta esta etapa corresponde a un acortamiento de  $\sim 4\%$  (13573 m /14057 m) medido en el depocentro oriental de la Cuenca de Arauco asumiendo que las geometrías presentes responden a una deformación geométrica estructural.

## Decompactación

En nuestro caso, el principal objetivo de la decompactación es corroborar la cinemática de las estructuras interpretadas una vez abstraído el peso litoestático de las secuencias sedimentarias. Las variaciones angulares que presentan las estructuras entre la configuración actual de la Cuenca de Arauco y la extensión del Paleógeno, no superan los  $5^\circ$  para el caso de la estructura F1 y de  $7^\circ$  para F2. La estructuras

F1 y F2 en la última etapa (Figura IV.6.G.2), presentan una inclinación de 50° y de 20°, la cual es propia de fallas extensionales y compresivas respectivamente.

Variaciones en los anchos de los espesores de las secuencias producto de la decompactación, también son observadas, variaciones que son del orden de un 5%, 15%, 6%, 21% para las secuencias S6, S5, S4-S3 y S2 respectivamente.

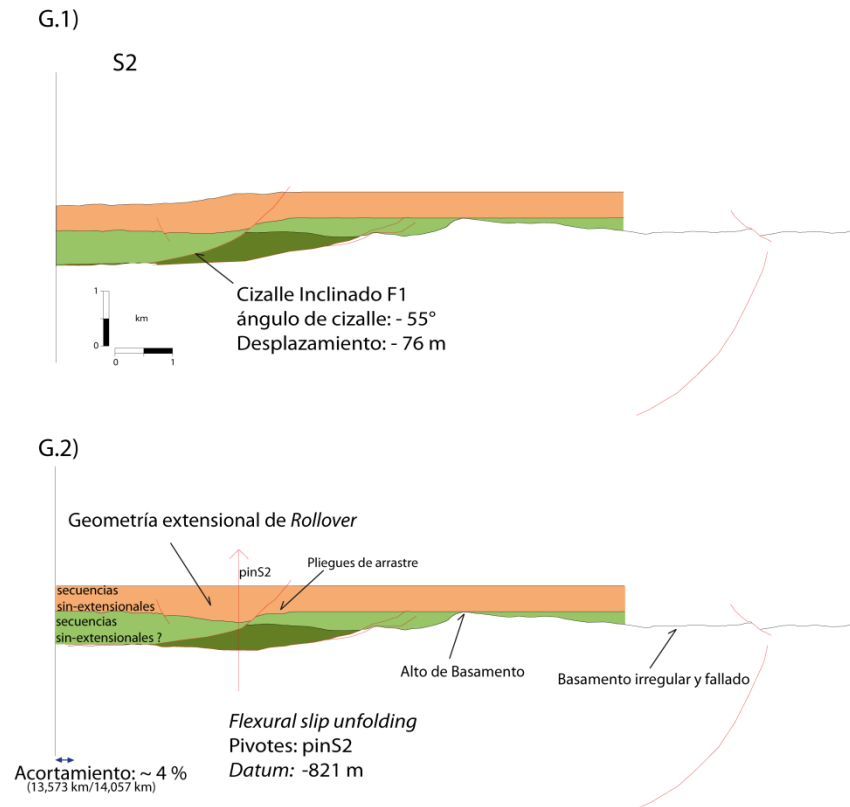


Figura IV.6. Continuación.

### IV.3 Evolución Estructural del Sector Sur de la Cuenca de Arauco a Partir de la Restauración Polifásica

La configuración temprana del segmento sur de la Cuenca de Arauco corresponde a un estado extensional durante el Cretácico Tardío, el cual se caracterizó por una serie de depocentros controlados por fallas normales y delimitados por altos de basamento, siendo este último, ya fallado por previas estructuras extensionales. La deposición de los sedimentos paleógenos fueron fuertemente controladas por la

reactivación o activación de previas o nuevas estructuras extensionales en un sentido propio, destacando el desarrollo de estructuras de borde y de estructuras medianas antitéticas y sintéticas. Los sedimentos paleógenos cubrieron los altos de basamento antes expuestos.

De forma posterior, un fuerte cambio en el régimen tectónico ocasiona la incipiente inversión de las secuencias paleógenas y cretácicas. La inversión tectónica fue resuelta en primera instancia por deformación interna, antes de que las secuencias fuesen desplazadas por previas estructuras extensionales en un sentido inverso. Conforme a que las previas secuencias extensionales comenzaron a ser desplazadas, la continua sedimentación generó secuencias de tipo sin-inversión que se acuñan en la cresta de los anticlinales de inversión. La acentuación de la inversión tectónica, posiblemente relacionada a un evento compresivo durante el Eoceno Tardío, produjo tanto el desarrollo de estructuras compresivas tipo "*shortcut*", como el alzamiento y basculamiento hacia el W de la porción más oriental del segmento sur de la Cuenca de Arauco. Un evento erosional significativo seccionó y truncó los depósitos paleógenos y cretácicos, como también las estructuras de bordes y las geometrías de inversión durante el Oligoceno.

La inversión tectónica de las estructuras de borde prosiguió durante el Mioceno, al cual se superpone un evento extensional de menor escala en el sector más oriental de la cuenca, donde el basculamiento hacia el occidente se acentúa como también la deformación de las capas miocenas.

En el depocentro mayor de la cuenca, la actividad de las estructuras de bordes fueron selladas por una gruesa cobertura sedimentaria del Plioceno al Cuaternario, distinto a lo que ocurre en las porciones menos profundas de la cuencas (al E del depocentro), donde la deformación fue de carácter compresivo y de inversión, afectando a las secuencias pos-miocenas.

## V Conclusiones

El estudio sísmico-estratigráfico y estructural de una sección sísmica de reflexión de alta resolución, en el sector sur de la Cuenca de Arauco, ha permitido reconocer tres dominios estructurales: Inversión Tectónica; Extensión; y Acreción, cuya posición lateral es controlada por la segmentación del basamento, y siete secuencias cinemáticas dentro de la Cuenca de Arauco: (S1) *sin-Extensión*, Cretácico Superior; (S2) *sin-Extensión* y (S3-S4) *sin-Inversión*, Eoceno; (S5-S6) *sin-Inversión*, Mioceno, con estructuras extensionales de mediana escala; (S7) *pos-Inversión* y *sin-Compresión*, Plioceno-Cuaternario. El dominio de inversión tectónica se caracteriza por geometrías y estructuras tipo *harpoon* y *footwall shortcut thrust* que afectan las secuencias S1, S2, S3 y S4. El dominio de extensión lo constituye un denso fallamiento extensional con geometrías tipo *horst* y *graben*, y pliegues forzados los cuales ocurren en S5 y S6. El dominio de acreción es definido a partir de geometrías compresivas y pequeñas cuencas compresivas tipo *piggy-back*.

Nuestro estudio indica que el acortamiento en el segmento sur de la Cuenca de Arauco comenzó como mínimo a los 33.9 Ma, edad correspondiente al límite inferior del hiato temporal del Oligoceno. La edad máxima de la inversión tectónica positiva de la Cuenca de Arauco, va a estar definida por los depósitos más viejos con carácter de *sin-inversión*, correspondientes a la base de la secuencia S3, probablemente del Eoceno superior.

Un evento de erosión/alzamiento significativo ocurrió durante el Oligoceno Superior en la Cuenca de Arauco el cual es representado por la marcada truncación de las capas eocenas y cretácicas, por un hiato temporal de ~10 Ma (33.9-23.03 Ma), y por las contrastantes propiedades de reflectancia que poseen las secuencias sobre y bajo esta discordancia.

Sumado al comienzo de un margen acrecionario o no erosivo desde el Plioceno, la colisión oblicua de la zona de fractura de Mocha los 3.6 Ma (~38°S) y la rápida exhumación de la cordillera de Nahuelbuta (Plioceno a Reciente), dejaron como resultado la emergencia parcial de

la Cuenca de Arauco, el carácter compresivo de las secuencias pliocenas-cuaternarias y la inversión tectónica positiva de algunas estructuras extensionales miocenas.

Las secuencias miocenas presentan un carácter de sin-inversión y evidencias de una extensión moderada. Un posible origen de la extensión radica en la flexión de la parte superior de geometrías compresivas de longitudes cercanas a los 40 km, producto del acortamiento a partir de los ~10 Ma o desde los ~ 34 Ma, o producto a la acreción basal que ocurre en la zona de subducción. En ningún caso es posible atribuir su origen a un *rifting* continental.

A partir de las relaciones estratigráficas dilucidadas en este estudio, es posible reinterpretar los sedimentos miocenos pertenecientes a la Formación Ranquil, como sin-inversión, los cuales fueron afectados por una extensión moderada superpuesta. Las estructuras extensionales observadas de desplazamiento no superiores a los 170 m, no son consistentes con una subsidencia del orden de los 1.5 km que afectó la cordillera de la Costa (~38°S) durante el Mioceno Tardío, asumiendo que un régimen extensional puede ser relacionado como un mecanismo de subsidencia regional.

Nuestros datos proveen evidencias de deformación relacionadas a las fases contraccionales del Eoceno y Mioceno, y estimar una medida de acortamiento mínimo (~4%) de la porción occidental del antearco (~38°S). Los estilos estructurales presentes en el antearco marino, no representan de forma directa los procesos tectónicos que ocurren en un margen convergente, sino también, a grandes etapas de deformación compresiva que son constreñidas en los Andes (~38°S). La falta de estudios asociados a las unidades pre-miocenas en el Valle Central y en el intrarco andino, hacen de la Cuenca de Arauco, sea el primer lugar donde se han registrado evidencias estructurales que pueden ser atribuidas a fases de deformación paleógenas en el margen sur andino (34°-45°S).



## Referencias

- Amilibia, A., F. Sàbat, K.R. McClay, J.A. Muñoz, E. Roca, y G. Chong (2008), The role of inherited tectono-sedimentary architecture in the development of the central Andean mountain belt: Insights from the Cordillera de Domeyko, *Journal of Structural Geology*, 30, 1520-1539.
- Anatomy of the Chilean Subduction Zone and Influence on Seismogenesis [en línea] <<http://www.achiszs.udec.cl/~achiszs/accessdb.html>>.
- Arriagada, C., P. Cobbold; y P. Roperch (2006), Salar de Atacama basin: A record of compressional tectonics in the central Andes since the mid-Cretaceous, *Tectonics*, 25, TC1008, doi:10.1029/2004TC001770.
- Alvarez, P., J. P. Radic, and L. Rojas (2006), Evolución Tectonosedimentaria de la Cuenca de Antearco Arauco Itata, Chile Central, *XI Congreso Geológico Chileno*, Antofagasta, Chile.
- Angermann, D., J. Klotz, y C. Reigber (1999), Space-geodetic estimation of the Nazca–South America Euler vector, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 171(3), 329-334, doi:10.1016/S0012-821X(99)00173-9.
- Bally, A. W. B. (1984), Tectogenese et seismique reflexion, *Bulletin de la Société Géologique de France* 7, 279-285.
- Bangs, N. L., y S. C. Cande (1997), Episodic development of a convergent margin inferred from structures and processes along the southern Chile margin, *Tectonics*, 16, 489-503, doi:10.1029/97TC00494.
- Barazangi, M., y B. L. Isacks (1976), Spatial distribution of earthquakes and subduction of the Nazca plate beneath South America, *Geology*, 4, 686-692.
- Beck, M. E., Jr., C. Rojas, y J. Cembrano (1993), On the nature of buttressing in margin-parallel strike-slip fault systems, *Geology*, 21, 755-758, doi:10.1130/0091-7613(1993)021<0755:OTNOBI>2.3.CO;2.
- Bjorlykke, K (2010), Capítulo 8: Sequence Stratigraphy, Seismic Stratigraphy and Basin Analysis, en *Petroleum Geoscience: From Sedimentary Environments to Rock Physics*, editado por K. Bjorlykke et al., 235-253, Springer, Berlin.
- Bohm, M., et al. (2002), The southern Andes between 36°S and 40°S latitude: Seismicity and average velocities, *Tectonophysics*, 356, 275–289, doi:10.1016/S0040-1951(02)00399-2.
- Bulnes, M., y K. R. McClay (1998), Structural analysis and kinematic evolution of the inverted central South Celtic Sea Basin, *Marine and Petroleum Geology*, 15, 667-687.
- Brun, J. P., y T. Nalpas (1996), Graben inversion in nature and experiments, *Tectonics*, 15 (3), 677-687.
- Burns, W.M. (2002), Tectonics of the Southern Andes from stratigraphic, thermochronologic, and geochemical perspectives, PhD thesis (Unpublished), Cornell University, pp. 218.
- Byerlee, J. D. (1978), Friction of rocks, *Pure and Applied Geophysics* 116, 615–626.

- Cederbom, C., H. Echtler, J. Glodny, D. Melnick, y O. Oncken (2010), Oligocene subsidence and subsequent erosion in the Arauco basin, south central Chile -a local or more regional uplift event ?, *Geophysical Research Abstract*, 12, EGU2010-12518.
- Charrier, R., L. Pinto y M. P. Rodríguez (2007), Capítulo 3: Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile, en *The Geology of Chile*, editado por Moreno, T. y W. Gibbons, pp. 21-114, The Geological Society, London.
- Charrier, R., y N. Malumián (1975), Orogénesis y epeirogénesis en la region austral de América del Sur durante el Mesozoico y el Cenozoico, *Revista Asociación Geológica Argentina*, 30(2), 193–207.
- Charrier, R. y J.C. Vicente (1972), Liminary and geosyncline Andes: major orogenic phases and synchronical evolutions of the central and Magellan sectors of the Argentine Chilean Andes, *Solid Earth Problems Conference*, Upper Mantle Project, Buenos Aires, 1970, 2, 451–470.
- Clift, P., y P. Vannucchi (2004), Controls on tectonic accretion versus erosion in subduction zones: Implications for the origin and recycling of the continental crust, *Rev. Geophys.*, 42, RG2001, doi:10.1029/2003RG000127.
- Cobbold, P., Y E. Rossello (2003), Aptian to recent compressional deformation, foothills of the Neuquén Basin, Argentina, *Marine and Petroleum Geology* 20, 429-443.
- Cobbold, P., E. Rossello, y F. Marques (2008), Where is the evidence for Oligocene rifting in the Andes? Is it in the Loncopué Basin of Argentina?, *International Symposium on Andean Geodynamics*, 7, 148-151. Nice, France.
- Cooper, M. A., G. D. Williams, y et al. (1989), Inversion Tectonics-A discussion, in *Inversion Tectonics*, edited by M. A. Cooper and G. D. Williams, *Geological Society Special Publications* 44, 335–347, London.
- Contreras-Reyes, E., I. Grevemeyer, E. R. Flueh, y C. Reichert (2008), Upper lithospheric structure of the subduction zone offshore of southern Arauco peninsula, Chile, at ~38°S. *Journal of Geophysical Research-Solid Earth* 113 (B7), doi:10.1029/2007JB005569.
- Contreras-Reyes, E., E. R. Flueh, y I. Grevemeyer (2010), Tectonic control on sediment accretion and subduction off south central Chile: Implications for coseismic rupture processes of the 1960 and 2010 megathrust earthquakes, *Tectonics*, 29, TC6018, doi:10.1029/2010TC002734.
- Cornejo, P., S. Matthews, y C. Pérez (2003), The “K-T” compressive deformation event in northern Chile (24°–27°S), Proceedings, *10th Congreso Geológico Chileno*, Concepción.
- Cukur, D., S. Horozal, D. C. Kim, y H. C. Han (2011), Seismic stratigraphy and structural analysis of the northern East China Sea Shelf Basin interpreted from multi-channel seismic reflection data and cross-section restoration, *Marine and Petroleum Geology*, 28 (5), 1003-1022, DOI 10.1016/j.marpetgeo.2011.01.002.
- DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus, y S. Stein (1994), Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, 21(20), 2191-2194, doi:10.1029/94GL02118.

- De la Cruz, R., y M. Suárez (1997), El Jurásico de la cuenca de Neuquén en Lonquimay, Chile: Formación Nacientes del Biobío (38-39°S), *Revista Geológica de Chile*, 24 (1), 3-24.
- De Paor, D.G., y G. Eisenstadt (1987), Stratigraphic and Structural consequences of fault reversal: An example from of Franklian Basin, Ellesmere Island, *Geology*, 15, 948-949.
- Elgueta y Arcos (1994), Geología y modelo de sedimentación de la secuencia cretácico-terciaria de la Cuenca de Arauco, Informe inédito, pp. 34.
- Encinas, A., K.L. Finger, S.N. Nielsen, A. Lavenu, L. A. Buatois, D. E. Peterson, y J. P. Le Roux (2008), Rapid and major coastal subsidence during the late Miocene in south-central Chile, *Journal of South American Earth Sciences*, 25 (2), 157–175.
- Ferraris, F. (1981), Hoja de Los Angeles-Angol, Región del Bío-Bío. Instituto de Investigaciones Geológicas, Mapas Geológicos Preliminares, 5, 26, escala 1:250.000.
- Finger, K. L., S. N. Nielsen, T. J. De Vries, A. Encinas, y D. E. Peterson (2007), Paleontologic evidence for sedimentary displacement in Neogene fore-arc basins of central Chile, *Palaios*, 22, 3-16, doi:10.2110/palo. 2005.p05-081r.
- Folguera, A., E. Rojas Vera, G. Bottesi, G. Zamora Valcarce, y V. A. Ramos (2010), The Loncopue Trough: A Cenozoic basin produced by extension in the southern Central Andes, *Journal of Geodynamics*, 49 (5), 287-295, ISSN 0264-3707, DOI: 10.1016/j.jog.2010.01.009.
- Folguera, A., T. Zapata, y V. A. Ramos (2006), Late Cenozoic extension and the evolution of the Neuquén Andes. In Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat.) (Kay, S.; Ramos, V.; editors), *Geological Society of America*, Special Paper, 407, 267-285, doi:10.1130/206.2407(12).
- Forsythe, R., y E. Nelson (1985), Geological manifestations of ridge collision: Evidence from the Golfo de Penas-Taitao basin, southern Chile, *Tectonics*, 4, 477-495, doi:10.1029/TC004i005p00477.
- Gabrielsen, R. H. (2010), Capítulo 12 : The Structure and Hydrocarbon Traps of Sedimentary Basins, in Petroleum Geoscience: en *Sedimentary Environments to Rock Physics*, editado por K. Bjorlykke et al., pp. 299-329, Springer, Berlin.
- Gallagher, K., R. Brown, y C. Johnson (1998), Fission track analysis and its application to geological problems, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 26, 519-572.
- García, F. (1968), Estratigrafía del Terciario de Chile Central, en *Terciario de Chile: Sociedad Geológica de Chile*, editado por G. Cecioni, pp. 25-56.
- Geersen, J., J. H. Behrmann, D. Völker, S. Krastel, C. R. Ranero, J. Diaz-Naveas, y W. Weinrebe (2011), Active tectonics of the South Chilean marine fore arc (35°S–40°S), *Tectonics*, 30, TC3006, doi:10.1029/2010TC002777.
- GEMA, (2005), Análisis bioestratigráfico Pozo J1, Cuenca de Arauco. Informe Inédito, pp. 25.
- GEMA, (2005), Análisis bioestratigráfico Pehuen 1, Cuenca de Arauco. Informe Inédito, pp. 17.

- Glennie, K. W., y P. L. E. Boegner (1981), Sole Pit Inversion Tectonics, en *Petroleum Geology of the Continental Shelf of Northwest Europe*, editado por Illing L. V., y G. D. Hobson, pp.110–120, Institute of Petroleum, London.
- Glodny, J., et al. (2006), Long-term geological evolution and mass-flow balance of the South-Central Andes, en *Frontiers in Earth Science*, vol. 3, *The Andes: Active Subduction Orogeny*, editado por O. Oncken et al., pp. 401–428, Springer, Berlin.
- Glodny, J., K. Grafe, H. Echtler, y M. Rosenau (2008), Mesozoic to Quaternary continental margin dynamics in South-Central Chile (36-42°S): the apatite and zircon fission track perspective, *International Journal of Earth Sciences* 97 (6), 1271–1291.
- González, E. (1989), Hydrocarbon resources in the coastal zone of Chile, en *Geology of the Andes and Its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources*, editado por G. Ericksen et al., pp. 383 – 404, Circum-Pac. Counc. for Energy and Miner. Resour., Houston, Tex.
- Green, P.F., K. Thomson, y J. D. Hudson (2001), Recognition of tectonic events in undeformed regions: contrasting results from the Midland Platform and East Midlands Shelf, central England, *Journal of the Geological Society of London* 158, 59-73.
- Grimaldi, G. (2005), Mesozoic tectonic inversion in the Neuquen Basin of west-central Argentina, PhD thesis, Texas A & M University (inédito).
- Gutiérrez, N. M., L. F. Hinojosa, J. P. Le Roux and V. Pedroza, Evidence for an Early-Middle Miocene age of the Navidad Formation (central Chile): paleontological, paleoclimatic and tectonics implication, *Andean Geology*, in press.
- Haberland, C., A. Rietbrock, D. Lange, K. Bataille, y S. Hofmann (2006), Interaction between forearc and oceanic plate at the south-central Chilean margin as seen in local seismic data, *Geophys. Res. Lett.*, 33, L23302, doi:10.1029/2006GL028189.
- Haberland, C., A. Rietbrock, D. Lange, K. Bataille, y T. Dahm (2009), Structure of the seismogenic zone of the southcentral Chilean margin revealed by local earthquake traveltime tomography, *J. Geophys. Res.*, 114, B01317, doi:10.1029/2008JB005802.
- Herve, F. E., F. Munizaga, M. A. Parada, M. Brook, R. Pankhurst, N. Spelling, y R. Drake (1988), Gneissoids of the coast range of central Chile: Geochronology and geologic setting, *J. South Am. Earth Sci.*, 1(2), 185-194, doi:10.1016/0895-9811(88)90036-3.
- Herve, M. (1976), Estudio geológico de la falla Liquine-Reloncavi en el área de Liquine: antecedentes de un movimiento transcurrente (Provincia de Valdivia), *Actas Congr. Geol. Chil.*, 1, B39–B56.
- Hilde, T. (1983), Sediment subduction versus accretion around the Pacific, *Tectonophysics* 99, 381–397.
- Jordan TE, W. M. Burns, R. Veiga, F. Pángaro, P. Copeland P, S. Kelley, y C Mpodozis (2001), Extension and basin formation in the southern Andes caused by increased convergence rate: a mid-Cenozoic trigger for the Andes, *Tectonics*, 20, 308–324.

- Kaizuka, S., T. Matsuda, M. Nogami, y N. Yonekura (1973), Quaternary tectonic and recent seismic crustal movements in the Arauco Peninsula and its environs, central Chile, *Geogr. Rep.*, 8, 1-49, Tokyo Metrop. Univ., Tokyo.
- Krawczyk, C., y The SPOC Team (2003), Amphibious seismic survey images plate interface at 1960 Chile earthquake, *Eos Trans. AGU*, 84(32), 301.
- Kuhn, P.P., H.P. Echtler., R. Littke, y G. Alfaro (2010), Thermal basin modelling of the Arauco forearc basin, south central Chile - Heat flow and active margin tectonics, *Tectonophysics*, 495 (1-2), 111-128, doi:10.1016/j.tecto.2009.07.026.
- Kukowski, N., y O. Oncken (2006), Subduction erosion-The “normal” mode of fore-arc material transfer along the Chilean Margin?, en *The Andes: Active Subduction Orogeny*, editado por O. Oncken et al., pp. 217–236, Springer, Berlin.
- Lamplugh, G. W. (1920), Structure of the Weald and analogous tracts, *Quarterly Journal Geological Society*, 75, LXXIII–XCV (Anniversary Address of the President).
- Lange, D., A. Rietbrock, C. Haberland, K. Bataille, T. Dahm, F. Tilmann, y E. R. Flüh (2007), Seismicity and geometry of the south Chilean subduction zone (41.5°S-43.5°S): Implications for controlling parameters, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L06311, doi:10.1029/2006GL029190.
- Lavenu, A., y J. Cembrano (1999), Compressional and transpressional stress pattern for Pliocene and Quaternary brittle deformation in fore-arc and intra-arc zones (Andes of central and southern Chile), *J. Struct. Geol.*, 21, 1669–1691, doi:10.1016/S0191-8141(99)00111-X.
- Le Roux, J.P., y S. Elgueta (2000), Sedimentologic development of a Late Oligocene-Miocene forearc embayment, Valdivia Basin Complex, southern Chile, *Sedimentary Geology*, 130 (1-2), 27-44, ISSN 0037-0738, 10.1016/S0037-0738(99)00096-2.
- Le Roux, J. P., y S. Elgueta (1997), Paralic parasequences associated with Eocene sea-level oscillations in an active margin setting: Trihueco Formation of the Arauco basin, Chile, *Sedimentary Geology.*, 110, 257 – 276, doi:10.1016/S0037-0738(96)00086-3.
- Lohrmann, I., N. Kukowski, y O. Oncken, (2001), Erosive and accretive mass transfer modes and related deformation at the Chilean forearc-results of 2D scaled sandbox experiments, I. Scientific Report for Research Period 1999–2001, *Collaborative Research Center SFB 267*, pp. 395-421, Berlin, Potsdam.
- Lohrmann, I. (2002), Identification of parameters controlling the accretive and tectonically erosive mass-transfer mode at the South-Central and North Chilean forearc using scaled 2D sandbox experiments, PhD thesis, Freie University Berlin, pp. 236.
- Martínez, F. (2011), Arquitectura y dominios tectónicos de los Andes Centrales, a lo largo del segmento de subducción “Pampeano” en el norte de Chile (28°-29°S). *Primer Congreso Venezolano de Geociencias*.
- Martínez, F., C. Arriagada, C. Mpodozis, y M. Peña, The Lautaro Basin: a record of inversion tectonic in northern Chile, *Andean Geology*, en prensa.

- Maksaev, V. (1978), Cuadrángulo Chitigua y sector oriental del Cuadrángulo Cerro Palpana, Región de Antofagasta, *Instituto de Investigaciones Geológicas*, Santiago, Carta Geológica de Chile, 31, escala 1:50.000.
- McClay, K. R. (1999), Inversion Fault Systems, en *Tectonic regimes and fault systems: structural geology for petroleum exploration*, short course, editado por K. R. McClay, Professor of Royal Holloway, University of London.
- Melnick, D., y H. Echtler (2006), Inversion of forearc basins in southcentral Chile caused by rapid glacial age trench fill, *Geology*, 34(9), 709–712, doi:10.1130/G22440.1.
- Melnick, D., B. Bookhagen, H. P. Echtler, y M. R. Strecker (2006a), Coastal deformation and great subduction earthquakes, Isla Santa Maria, Chile (37°S), *Geol. Soc. Am. Bull.*, 118(11–12), 1463–1480, doi:10.1130/B25865.1.
- Melnick, D., B. Bookhagen, M. Strecker, y H. Echtler (2009), Segmentation of megathrust rupture zones from fore-arc deformation patterns over hundreds to millions of years, Arauco peninsula, Chile. *Journal of Geophysical Research* 114 (B01407), doi:10.1029/2008JB005788.
- Melnick, D., M. Rosenau, A. Folguera, y H. Echtler (2006b), Neogene tectonic evolution of the Neuquén Andes western flank (37°-39°S), en *Evolution of an Andean margin: A tectonic and magmatic view from the Andes to the Neuquén Basin (35°-39°S lat)*, editado por Kay S., L.V. Illing, G. D. Hobson y V. Ramos, *Geological Society of America*, Special Paper, 407, 73-95, doi:10.1130/206.2407(04).
- Mescua, J., y L. Giambiagi (2012), Fault inversion vs. new thrust generation: A case study in the Malargüe fold-and-thrust belt, Andes of Argentina, *Journal of Structural Geology*, 35, 51-63, ISSN 0191-8141, 10.1016/j.jsg.2011.11.011.
- Middleton, D. W. J., J. Parnell, P. F. Green, G. Xu, y M. McSherry (2001), Hot fluid flow events in Atlantic margin basins: an example from the Rathlin Basin, en *The Petroleum Exploration of Ireland's Offshore Basins*, editado por P.M. Shannon, P. D. W. Haughton y D.V. Corcoran, *Geological Society Special Publication*, 188, 91-107.
- Mordojovich, C. (1974), Geology of a part of the Pacific margin of Chile, en *The Geology of Continental Margins*, editado por C. A. Burk y C. L. Drake, pp. 591-598, Springer, New York.
- Moore, J. C., et al. (1982), Offscraping and underthrusting of sediment at the deformation front of the Barbados Ridge: Deep Sea Drilling Project leg 78A, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93, 1065-1077.
- Pardo-Casas, F., y P. Molnar (1987), Relative Motion of the Nazca (Farallon) and South American plates since late Cretaceous time, *Tectonics*, 6, 233–248.
- Parnell, J., P. F. Carey, P. Green, y W. Duncan (1999), Hydrocarbon migration history, West of Shetland: integrated fluid inclusion and fission track studies, en *Petroleum Geology of Northwest Europe: Proceedings of the 5th Conference*, editado por A. J. Fleet y S. A. R. Boldy, Geological Society of London, 613–625.
- Pineda, V. (1983), Evolución Paleogeográfica de la Cuenca Sedimentaria Cretácico-Terciaria de Arauco, en *Geología y recursos minerales de Chile*, editado por J. Frutos, R. Oyarzún y M. Pincheira, editorial de la Universidad de Concepción, Concepción, Chile.

- Pinto, L., C. Muñoz, T. Nalpas, y R. Charrier (2010), Role of sedimentation during basin inversion in analogue modelling, *Journal Structural Geology*, 32, 554-565.
- Radic, J.P., P. Alvarez y L. Rojas (2005), Tectonostratigraphic evolution of the Arauco-Itata forearc basin, Central Chile, *6th International Symposium on Andean Geodynamics (ISAG 2005, Barcelona)*, Extended Abstracts, pp. 586-587.
- Radic, J.P., L. Rojas, A. Carpinelli y E. Zurita (2002), Evolución tectónica de la cuenca terciaria de Curamallín, región cordillerana chileno argentina (36°30'-39°00'S), *Congreso Geológico Argentino*, Calafate, 15(3), 233-237.
- Radic, J. (2010), Las cuencas cenozoicas y su control en el volcanismo de los complejos Nevados de Chillán y Copahue-Callaqui (Andes del Sur, 36-39°S), *Andean Geology*, 37 (1), 220-246.
- Ramos, V., y A. Folguera (2005), Tectonic evolution of the Andes of Neuquén: constraints derived from the magmatic arc and foreland deformation, en *The Neuquén Basin, Argentina: A Case Study in Sequence Stratigraphy and Basin Dynamics*, editado por Veiga, G.D., L.A. Spalletti, J.A. Howell y E. Schwarz, Geological Society, London, Special Publications, 252, 15-35, 0305-8719/05
- Ramos, V. A., T. Zapata, E. Cristallini, y A. Introcaso (2004), The Andean thrust system-Latitudinal variations in structural styles and orogenic shortening, en *Thrust tectonics and hydrocarbon systems*, editado por K. R. McClay, AAPG Memoir, 82, 30-50.
- Ranero, C. R., R. von Huene, W. Weinrebe, y C. Reichert (2006), Tectonic processes along the Chile convergent margin, en *The Andes: Active Subduction Orogeny*, editado por O. Oncken et al., pp. 92-121, Springer-Verlag, Berlin.
- Rapela, C.W., y E.J. Llambías (1985), La secuencia andesítica terciaria de Andacollo, Neuquén, Argentina, *Congreso Geológico Chileno*, Antofagasta, 4, 458-488.
- Reichert, C., B. Schreckenberger, y the SPOC Team (2002), Fahrtbericht SONNE-Fahrt SO-161 Leg 2y3 SPOC, Subduktionsprozesse vor chile-BMBF-Forschungsvorhaben 03G0161A-Valparaiso 16.10.2001- Valparaiso 29.11.2001, Bundesanst. für Geowis. und Rohstoffe, Hannover, Germany.
- Reutter, K-J. (2001), Le Ande centrali: elemento di un'orogenesi di margine continentale attivo. *Acta Naturalia de l'Ateneo Parmense*, 37(1/2), 5-37.
- Rosenau, M. R. (2004), Tectonics of the southern Andean intra-arc zone (38-42°S), PhD thesis, 154, Free Univ., Berlin, Germany. (Available at <http://www.diss.fu-berlin.de/2004/280/index.html>).
- Rutland, R. (1971), Andean orogeny and ocean floor spreading. *Nature*, 233, 252-255.
- Sandiford, M. (1999), Mechanics of basin inversion, *Tectonophysics*, 305, 109-120.
- Scherwath, M., E. Contreras-Reyes, E. R. Flueh, I. Grevemeyer, A. Krabbenhoef, C. Papenberg, C. J. Petersen, y R. W. Weinrebe (2009), Deep lithospheric structures along the southern central Chile margin from wide-angle P-wave modelling, *Geophys. J. Int.*, 179(1), 579-600.

- Sibson, R. H. (1995), Selective fault reactivation during basin inversion: potential for fluid redistribution through fault-valve action, en *Basin Inversion*, editado por J. G. Buchanan y P.G. Buchanan, Geological Society Special Publication, 88, 3-21.
- Sernageomin (2003), Geologic map of Chile: Digital version, scale 1:1.000.000, Santiago, Chile.
- Somoza, R. (1988), Updated Nazca (Farallon)-South America relative motions during the last 40 Myr: implications for mountain building in the central Andean region, *Journal South American Earth Sciences*, 11, 211-215.
- Stille, H. (1924), *Grundfragen der Vergleichenden Tektonik*, Brontrager, Berlin, 443.
- Scheuber, E., T. Bogdanic, A. Jensen, and K-J Reutter (1994), Tectonic development of the north Chilean Andes in relation to plate convergence and magmatism since the Jurassic, en *Tectonics of the Southern Central Andes: structure and evolution of an active continental margin*, editado por Reutter K-J., E. Scheuber y P.J. Wigger, Springer-Verlag, Berlin Heidelberg New York, pp. 121-139.
- Steinmann, G. (1929), *Geologie von Peru*. Kart Winter, Heidelberg.
- Suárez, M., y C. Emparan (1995), The stratigraphy, geochronology and paleogeography of a Miocene freshwater interarc basin, Southern Chile, *Journal of South American Earth Sciences*, 8 (1), 17-31.
- Suárez, M., y C. Emparan (1997), Hoja Curacautín, Regiones de la Araucanía y del Biobío, *Servicio Nacional de Geología y Minería*, Carta Geológica de Chile, 71, 105, escala 1:250.000.
- Tassara, A. (2010), Control of forearc density structure on megathrust shear strength along the Chilean subduction zone, *Tectonophysics*, 495 (1-2), 34-47, ISSN 0040-1951, DOI: 10.1016/j.tecto.2010.06.004.
- Tebbens, S. F., S. C. Cande, L. Kovacs, J. C. Parra, J. L. LaBrecque, y H. Vergara (1997), The Chile ridge: A tectonic framework, *J. Geophys. Res.*, 102(B6), 12,035–12,060, doi:10.1029/96JB 02581.
- Turner, J.P., y G.A. Williams (2004), Sedimentary basin inversion and intra-plate shortening, *Earth-Science Reviews*, 65, 277-304, doi: 10.1016/j.earscirev.2003.10.002.
- Uyeda, S., y H. Kanamori (1979), Back arc opening and the mode of subduction, *Journal of Geophysical Research*, 84, 1049-1061.
- Vargas-Cordero, U. Tinivella, F. Accaino, et al. (2011), Basal and Frontal Accretion Processes versus BSR Characteristics along the Chilean Margin, *Journal of Geological Research*, 2011, 10, doi:10.1155/2011/846101
- Veeken, P. C. H. (2006), Capítulo 3: Seismic Stratigraphic Techniques, en *Basin Analysis and Reservoir Characterization*, Handbook of Geophysical Exploration Series, editado por K. Helbig y S. Treitel, Elsevier, 37, 111-234.
- Virtual Seismic Atlas Project [en línea] < <http://www.seismicatlas.org/>>.



- von Huene, R. (1997), Chilean margin tectonics, Iquique to isla Chiloé, *VIII Congreso Geológico Chileno. Departamento de Cs. Geológicas Universidad de Antofagasta*, Actas, v. III. Simposio Geología Marina de Chile, pp. 1859.
- Walker, J.D., y J.W. Geissman, compilers (2009), Geologic Time Scale: Geological Society of America, The Geological Society of America, doi: 10.1130/2009.CTS004R2C.
- Wenzel, O. (1972), Geología y reservas del yacimiento carbonífero de Lebu, Empresa Nacional del Carbón S.A., Inédito.
- Williams, G. D., C. M. Powell, y M. A. Cooper (1989), Geometry and kinematics of inversion tectonics, en *Inversion Tectonics*, editado por M. A. Cooper y G. D. Williams, Geological Society Special Publications, 44, 3-15, London.
- Yáñez, G., y J. Cembrano (2004), Role of viscous plate coupling in the late Tertiary Andean tectonics, *Journal of Geophysical Research* , 109, 21.
- Ziegler, P.A. (1989), Evolution of Laurussia-A Study in Late Palaeozoic Plate Tectonics, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, 102.