



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

**VARIACIONES LOCALES DEL NIVEL DEL MAR EN LAS  
CUENCAS NEOGENAS DE CALDERA, III REGION Y  
ARAUCO, VIII REGION: DEDUCCION DE TASAS DE  
ALZAMIENTO Y SUBSIDENCIA TECTONICA**

TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGISTER EN CIENCIAS,  
MENCION GEOLOGIA

MEMORIA PARA OPTAR AL TITULO DE GEOLOGO

**ALVARO ANDRES HENRIQUEZ SALAZAR**

PROFESOR GUIA:  
SR. JACOBUS PHILIPPUS LE ROUX

MIEMBROS DE LA COMISION:  
SR.TA. LUISA PINTO LINCOÑIR  
SR. GABRIEL VARGAS EASTON  
SR. CARLOS MARQUARDT ROMAN

Santiago de Chile  
Diciembre, 2006

## RESUMEN

Se realizó un estudio sedimentológico y estratigráfico secuencial en las sucesiones neógenas de las cuencas de Caldera (III Región) y Arauco (VIII Región). De acuerdo a los datos batimétricos y sedimentológicos, las cuencas neógenas de Caldera y Arauco representan la acumulación en ambientes marinos de plataforma y talud continental, alternados con períodos de sedimentación en ambientes someros que alcanzaron el frente de playa superior.

La información cronoestratigráfica en la cuenca de Caldera como resultado de dataciones isotópicas de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  indican una edad langhiana de  $15,3 \pm 0,6$  Ma para el inicio de la primera transgresión neógena en la zona de estudio. En este sector se reconocieron tres ciclos transgresivos–regresivos (T–R) entre el Mioceno medio y el Mioceno tardío, los que según la información micropaleontológica obtenida, alcanzaron profundidades mayores a 600 m b.n.m. La comparación entre las magnitudes de los ciclos T–R con tablas publicadas de variación del nivel del mar permiten deducir el orden de magnitud de la componente tectónica asociada, la que habría alcanzado en este sector de la cuenca de Caldera valores máximos de alzamiento y subsidencia cercanos a los 0,7–0,9 mm/año hacia el Mioceno tardío.

Por otro lado, en la cuenca neógena de Arauco se identificó al menos un ciclo T–R, el que instauró ambientes de plataforma distal a talud superior durante el Mioceno, dando paso hacia el Plioceno a ambientes lagunares de baja energía. El basculamiento evidenciado en los sedimentos miocenos de la Formación Ranquil, sugiere que la tectónica de bloques habría jugado un papel importante previo a la sedimentación de las sucesiones pliocenas, es decir, entre el Mioceno tardío y Plioceno temprano.

Los estudios sedimentológicos y cronoestratigráficos de detalle aportan valiosa información referente a los cambios relativos del nivel del mar durante el Neógeno, y pueden además entregar estimaciones relacionadas a los movimientos verticales de bloques como resultado de la actividad tectónica imperante.

*“dedicado a mis padres y a mis dos amores;  
Catalina y María Jesús”*

## **AGRADECIMIENTOS**

Quisiera agradecer a todas aquellas personas que han colaborado a concretar este proyecto tan importante en mi vida. En especial me gustaría agradecer a mi profesor guía, Jacobus Le Roux, por toda la experiencia, paciencia y acogida ofrecida. A todos los miembros de mi comisión, Luisa, Gabriel y Carlos por su tiempo y sus valiosos aportes a este trabajo. También debo agradecer al proyecto FONDECYT N° 1010691 por brindar un espacio al desarrollo de ciencias geológicas. Finalmente, no puedo dejar de mencionar a mis amigos y colegas Luciano, Nicolás, Danisa y Patricio; y a María Rosa y Cristina por su gran voluntad y apoyo.

# ÍNDICE GENERAL

<b>Índice general</b>	<b>I</b>
<b>Índice de figuras</b>	<b>VII</b>
<b>Índice de tablas</b>	<b>XII</b>
<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
1.1. Formulación del Estudio Propuesto . . . . .	1
1.2. Trabajos Anteriores . . . . .	2
1.2.1. Cuenca de Caldera . . . . .	2
1.2.2. Cuenca de Arauco . . . . .	4
1.3. Hipótesis de Trabajo . . . . .	5
1.4. Objetivo General . . . . .	6
1.5. Objetivos Específicos . . . . .	6

1.6. Metodología . . . . .	7
1.7. Financiamiento . . . . .	9
<b>2. Análisis de la Metodología Seleccionada</b>	<b>10</b>
2.1. Indicadores Batimétricos y Profundidad de Depositación . . . . .	10
2.1.1. Foraminíferos como Indicadores Batimétricos . . . . .	11
2.2. Generalidades de los Modelos Secuenciales y de Facies . . . . .	13
2.2.1. Acerca de la Estratigrafía Secuencial . . . . .	13
2.2.2. Los Modelos de Facies . . . . .	19
2.2.3. Los Flujos de Gravedad y su Importancia en el Desarrollo del Re- lleno de Cuencas Profundas . . . . .	20
2.3. Datación de las Muestras . . . . .	29
2.3.1. Acerca de los Isótopos de Sr y su Utilidad en la Datación de Se- dimentos Marinos Carbonatados . . . . .	29
2.4. Formulación para el Cálculo de las Tasas de Alzamiento y Subsistencia . .	32
2.4.1. La Curva de Variación Mundial del Nivel del Mar . . . . .	34
2.5. Régimen Tectónico . . . . .	35
2.5.1. Las Cuencas en un Marco Tectónico Regional . . . . .	36

---

<b>3. Cuenca de Caldera</b>	<b>41</b>
3.1. Ubicación del Área de Estudio y Fisiografía de la Zona . . . . .	41
3.1.1. Ubicación y Vías de Acceso . . . . .	41
3.1.2. Características Climáticas . . . . .	42
3.2. Topografía y Geomorfología . . . . .	44
3.3. Marco Geológico Estructural . . . . .	46
3.4. Geología Regional . . . . .	50
3.4.1. Gravas de Angostura, Mga . . . . .	53
3.4.2. Formación Bahía Inglesa, MPbi . . . . .	54
3.4.3. Estratos de Caldera, Plec . . . . .	57
3.5. Sitios de Estudio . . . . .	59
3.6. Litoestratigrafía . . . . .	60
3.7. Interpretación Batimétrica y Sedimentológica de las Unidades . . . . .	77
3.8. Cronoestratigrafía . . . . .	86
3.9. Variaciones Locales del Nivel del Mar . . . . .	90
3.10. Tasas de Alzamiento y Subsistencia Tectónica . . . . .	93

---

<b>4. Cuenca de Arauco</b>	<b>97</b>
4.1. Ubicación del Área de Estudio y Fisiografía de la Zona . . . . .	97
4.2. Topografía y Geomorfología . . . . .	98
4.3. Régimen Tectónico y Geología Estructural . . . . .	99
4.4. Geología Regional . . . . .	102
4.4.1. Formación Trihueco (E1c) . . . . .	105
4.4.2. Formación Millonhue (E1m) . . . . .	105
4.4.3. Formación Ranquil (M1m) . . . . .	105
4.4.4. Formación Tubul (Qm) . . . . .	107
4.5. Litoestratigrafía . . . . .	108
4.5.1. Formación Ranquil . . . . .	109
4.5.2. Formación Tubul . . . . .	113
4.6. Cronoestratigrafía . . . . .	116
4.7. Interpretación Batimétrica y Sedimentológica de las Unidades . . . . .	118
4.7.1. Formación Ranquil . . . . .	118
4.7.2. Formación Tubul . . . . .	122

<b>5. Discusión y Conclusiones</b>	<b>124</b>
5.1. Evolución de la Cuenca de Caldera . . . . .	124
5.2. Evolución de la Cuenca de Arauco . . . . .	128
5.3. Correlación entre la Cuenca de Caldera y la Cuenca de Arauco . . . . .	130
<b>Bibliografía</b>	<b>132</b>
<b>Anexos</b>	<b>139</b>
<b>A. Errores Asociados al Método de Datación</b>	<b>140</b>
<b>B. Leyenda Ampliada del Mapa Geológico de Caldera</b>	<b>141</b>
B.1. Complejo Epimetamórfico Chañaral, DCce . . . . .	141
B.2. Neises de Caleta Turenne, DCnt . . . . .	142
B.3. Diorita Cuarcífera Añañucal, Trjda . . . . .	143
B.4. Monzogranito Puerto Viejo, Jgpv . . . . .	144
B.5. Granodiorita Morro Copiapó, Jgmc . . . . .	145
<b>C. Correlación Litoestratigráfica en la Cuenca de Caldera</b>	<b>147</b>
<b>D. Sitios de Estudio en Cuenca de Arauco</b>	<b>152</b>

---

D.1. Sitios de Estudio . . . . .	152
D.1.1. Punta Millonhue . . . . .	152
D.1.2. Caleta la Poza . . . . .	154
D.1.3. Caleta Ranquil . . . . .	157
D.1.4. Punta Huentehuapi . . . . .	160
D.1.5. Playa el Cuco . . . . .	162
D.1.6. Playa el Fraile . . . . .	165
D.1.7. Quebrada Rari, Punta Liles, Punta Tubul y Las Peñas . . . . .	167

## ÍNDICE DE FIGURAS

2.1. Distribución teórica de la profundidad de especies foraminíferas bentónicas	12
2.2. Árbol genealógico de los modelos secuenciales . . . . .	14
2.3. Controles sobre el cambio del nivel de base, transgresiones y regresiones .	15
2.4. Comparación de los distintos modelos secuenciales . . . . .	16
2.5. Esquema de clasificación de varios tipos de flujos gravitacionales . . . . .	22
2.6. Divisiones de la secuencia de Bouma . . . . .	24
2.7. Modelo simple de un flujo turbidítico . . . . .	25
2.8. Intervalos de Bouma para secciones a distintas distancias desde el origen .	26
2.9. Razones isotópicas de $^{87}Sr/^{86}Sr$ en el mar desde el Mioceno temprano a la actualidad . . . . .	31
2.10. Curva de variación global del nivel del mar para el Neógeno . . . . .	35
2.11. Direcciones de deformación en las cuencas de Navidad, Caldera, Mejillones y el sur de Perú . . . . .	39

3.1. Principales accesos al sector de estudio . . . . .	42
3.2. Topografía de la <i>Franja Costera</i> y <i>Cordillera de la Costa</i> al sur de Caldera.	45
3.3. Vista 3D en dirección NNE de la zona de estudio en Caldera . . . . .	46
3.4. Deformación y estructuras generadas durante la subducción de una aspereza	48
3.5. Vista 3D de la superficie de la placa de Nazca subductada . . . . .	49
3.6. Resumen de los estados de esfuerzo en el área de Caldera . . . . .	50
3.7. Mapa geológico regional de la cuenca de Caldera . . . . .	51
3.8. Leyenda mapa geológico de Caldera . . . . .	52
3.9. Ubicación de los puntos de estudio en la cuenca de Caldera . . . . .	59
3.10. Columna estratigráfica clave de la cuenca de Caldera . . . . .	62
3.11. Conglomerado en la quebrada La Higuera . . . . .	64
3.12. Brecha con bioclastos expuesta en la quebrada El Pimiento . . . . .	65
3.13. Sección expuesta a la altura de la quebrada El Pimiento . . . . .	66
3.14. Ortoconglomerado imbricado expuesto en la quebrada del río Copiapó . .	67
3.15. Sección expuesta en la desembocadura sur de la quebrada del río Copiapó	68
3.16. Sección expuesta en el sector de Puerto Viejo . . . . .	70
3.17. Discordancia angular entre limolitas amarillas y lutitas pardo . . . . .	71

---

---

3.18. Lutitas y limolitas expuestas en la quebrada La Higuera . . . . .	73
3.19. Conglomerado fosfático sobre lutitas de la unidad 8 en la quebrada La Higuera . . . . .	74
3.20. Limolitas y areniscas finas al interior de la quebrada La Higuera . . . . .	75
3.21. Estratificación intraplegada en la quebrada La Higuera . . . . .	76
3.22. Bloque expuesto en el sector de Las Salinas . . . . .	77
3.23. Curva de variación local de la línea de costa . . . . .	91
3.24. Curva y magnitudes de variación tectónica local en la cuenca de Caldera .	95
4.1. Vías de accesos a la zona de estudio en la cuenca de Arauco . . . . .	98
4.2. Relieve colorido con magnitudes de elevaciones para la zona de Arauco .	100
4.3. Contornos del basamento Paleozoico e isópacas en la cuenca de Arauco .	101
4.4. Mapa geológico regional del Golfo de Arauco . . . . .	103
4.5. Leyenda mapa geológico de Arauco . . . . .	104
4.6. Columna estratigráfica de la Formación Ranquil . . . . .	110
4.7. Intercalación entre lutitas grises y areniscas finas en Caleta la Poza . . . .	111
4.8. Vista del conglomerado basal de la Formación Ranquil . . . . .	111
4.9. Areniscas finas en el sector de Punta Huentehuapi . . . . .	112

---

4.10. Vista del contacto erosivo entre el cuerpo de areniscas medias y las limo- litas en el sector de Caleta Ranquil . . . . .	113
4.11. Columna estratigráfica clave de la Formación Tubul . . . . .	114
4.12. Vista afloramientos de la Formación Tubul . . . . .	115
4.13. Diagrama ilustrando los subambientes en un sistema de isla barrera . . . . .	123
5.1. Comparación entre curvas de variación local en la cuenca de Caldera . . . . .	127
C.1. Correlación desembocadura de la quebrada El Pimiento y la quebrada del río Copiapó . . . . .	148
C.2. Correlación desembocadura de la quebrada del río Copiapó y Puerto Viejo	149
C.3. Correlación sector de la quebrada La Higuera . . . . .	150
C.4. Correlación sector de Las Salinas . . . . .	151
D.1. Puntos de estudio en la cuenca del Golfo de Arauco . . . . .	153
D.2. Areniscas silíceas de la Formación Millonhue . . . . .	154
D.3. Bioturbación del Ichnofósil <i>Thalassinoides</i> en la Formación Ranquil . . . . .	155
D.4. Vista del conglomerado basal de la Formación Ranquil . . . . .	155
D.5. Corte mostrando la disposición de la Formación Ranquil . . . . .	156
D.6. Intercalación entre lutitas grises y areniscas finas en Caleta la Poza . . . . .	157

D.7. Concreciones de areniscas inmersas en lutitas . . . . .	158
D.8. Brechización de limolitas en Caleta Ranquil . . . . .	159
D.9. Vista del contacto erosivo entre el cuerpo de areniscas medias y las limo- litas en el sector de Caleta Ranquil . . . . .	159
D.10. Contacto entre brecha y limolitas grises de la Formación Ranquil . . . . .	160
D.11. Areniscas finas en el sector de Punta Huentehuapi . . . . .	161
D.12. Detalle de la bioturbación en el sector de Punta Huentehuapi . . . . .	162
D.13. Estructura biológica inmersa en lutitas del sector de Playa el Cuco . . . . .	164
D.14. Falla entre el bloque Punta Fraile y las lutitas de la playa el Cuco. . . . .	164
D.15. Detalle de las concreciones en la playa el Fraile . . . . .	166
D.16. Inyección de areniscas en las lutitas de playa el Fraile . . . . .	166
D.17. Vista afloramientos de la Formación Tubul . . . . .	168
D.18. Detalle de bioturbación ( <i>Macaronichnus</i> ) en la Formación Tubul . . . . .	169
D.19. Vista general de la sección hacia el este de Quebrada Rari . . . . .	169

## ÍNDICE DE TABLAS

2.1. Zonación batimétrica de ambientes submarinos . . . . .	20
3.1. Coordenadas UTM de los principales puntos de muestreo . . . . .	60
3.2. Dataciones radiométricas $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ en la cuenca de Caldera . . . . .	87
3.3. Resumen de batimetría y edades de las unidades . . . . .	90
3.4. Resultado de los cálculos de las tasas de variación tectónica . . . . .	94
4.1. Resultados de las dataciones radiométricas en la cuenca de Arauco . . . .	117

# 1. INTRODUCCIÓN

---

## 1.1. Formulación del Estudio Propuesto

Los depósitos marinos-litorales de edad neógena y cuaternaria expuestos a lo largo de la costa norte y sur de Chile, cuentan con reducidos estudios detallados destinados a correlacionar, actualizar y reinterpretar la información disponible. La falta de trabajos paleontológicos, geocronológicos y sedimentológicos precisos, ha dificultado la estimación de sus rangos de edad y la interpretación de sus ambientes depositacionales (Marquardt *et al.*, 2000). Esta situación ha variado durante los últimos años, lapso en el que se han intensificado los estudios estratigráficos, paleontológicos y sedimentológicos en depósitos marinos y continentales.

Las sucesiones neógenas, que reflejan ambientes depositacionales tanto continentales como de talud oceánico, ocurren en una serie de cuencas sedimentarias a lo largo de la costa Chilena entre Antofagasta y la Península de Taitao (Le Roux *et al.*, 2005a). Lo restringido de las cuencas neógenas reconocidas a lo largo de Chile y la falta de estudios sedimentológicos de detalle en estas unidades, hacen que la revisión de los procesos sedimentarios de las unidades constituyan una valiosa herramienta de correlación e interpretación que aporta a la reconstitución del marco geotectónico y sedimentológico regional<sup>1</sup>.

Numerosos autores se han restringido a definir estas unidades como “sucesiones litorales”,

---

<sup>1</sup>Entendido como los fenómenos que involucran la zona contiguas al actual y entonces margen activo.

lo que sin estar errado, no hace distinción de paleoambientes ni de las condiciones depositacionales que dieron origen a las sucesiones estratigráficas. Por otro lado, el estudio sistemático de la evolución de estas cuencas ubicadas en el margen activo de la placa de Nazca, podría ayudar a comprender la evolución tectónica involucrada en los ambientes depositacionales (Le Roux *et al.*, 2005b).

El presente trabajo formó parte del proyecto FONDECYT N° 1010691, y presenta los resultados de estudios realizados en las cuencas neógenas de Caldera, III Región, y la cuenca de Arauco, VIII Región. El estudio se centró principalmente en la cuenca de Caldera, y más particularmente en el sector sur de ésta. La cuenca de Arauco, ubicada en el golfo del mismo nombre, se estudió con la intención de lograr tener una visión regional, permitiendo así comparar y correlacionar la mayor cantidad de eventos y ciclos transgresivos y regresivos datados en ambas cuencas, además de ilustrar las diferencias y similitudes en los ambientes sedimentarios dominantes durante la depositación de las sucesiones. Si bien, las cuencas se encuentran separadas por varias centenas de kilómetros, existe una conexión regional dada por el eustatismo que permite realizar una comparación de las magnitudes o tendencias de la línea de costa durante el período de depositación de las sucesiones.

## **1.2. Trabajos Anteriores**

### **1.2.1. Cuenca de Caldera**

Los primeros estudios realizados en la zona datan de fines de la década de los 60, cuando Herm (1969) y Mortimer (1969) reportaron por primera vez la ocurrencia de depósitos marinos y continentales, en parte expresados morfológicamente como terrazas, las cuales

fueron asignados al rango Plioceno–Cuaternario (Herm, 1969) y Mioceno–Cuaternario (Mortimer, 1969).

Más tarde, en 1980, la entonces “Comisión Chilena de Energía Nuclear” realizó una prospección aeroradiométrica en el sector comprendido entre Copiapó, Caldera y Carrera Pinto que identificó una serie de anomalías de uranio. Un posterior estudio de Rojo (1983), llegó a determinar importantes recursos de fósforo, con cantidades subordinadas de uranio. Este descubrimiento llevó a la mencionada comisión, a establecer un acuerdo con la Corporación de Fomento de la Producción (CORFO), para realizar un estudio conjunto que, a la postre, serviría para definir la Formación Bahía Inglesa (Rojo, 1985).

Ya en 1999 enmarcado en su tesis de Magíster, Marquardt (1999) realiza un trabajo tectonoestratigráfico más detallado de la zona. Redefine la Formación Bahía Inglesa sobre la base de su contenido micropaleontológico, asignándola al rango comprendido entre el Mioceno medio y Plioceno. Propone también una nueva unidad informal asignada al Plioceno que llama “Coquinas de Agua Amarga”. Calculó además, a través del estudio de escalonamiento de terrazas, una tasa de alzamiento para los últimos 400 mil años del orden de 0,13–0,35 m /ka, relacionada a un régimen tectónico extensivo.

Godoy *et al.* (2003), publica la carta correspondiente a la geología básica escala 1:100.000 de Caldera, que es el resultado de varios años de estudio por parte del Servicio Nacional de Geología y Minería (SERNAGEOMIN) en la zona. En este trabajo se proponen batimetrías para las sucesiones neógenas asociadas a ambientes desde continentales hasta de plataforma externa.

Durante los años 2003 y 2004, un poco más al sur, y enmarcado en el mismo proyecto que el presente estudio, Gómez (2003) y Le Roux *et al.* (2004) concluyen un estudio sedimentológico en el sector de Carrizalillo, III Región. Este estudio culmina con dos

publicaciones el año 2005. En estos trabajos se entrega una curva de variación local y se deduce la componente tectónica involucrada (Le Roux *et al.*, 2005b). Además se propone a través de un análisis geohistórico una evolución de la tasa de convergencia relativa entre las placas de Nazca y Sudamericana durante el Neógeno (Le Roux *et al.*, 2005a).

(Marquardt *et al.*, 2004) identifican alzamientos verticales en depósitos cuaternarios del área de Caldera, con tasas moderadamente altas (0,34 /m/ka) que estarían asociadas a un régimen extensivo con dirección principal NW–SE. Esta condición habría prevalecido desde al menos el Pleistoceno Medio. Según estos autores, la deformación ocurrida entre el Mioceno tardío y el Plioceno estaría caracterizada por una débil extensión con direcciones NE–SW a E–W y compresión con dirección NW–SE a E–W. Mencionan también evidencia indirecta de movimientos verticales positivos ocurridos durante el Neógeno.

Finalmente, el año 2004, Achurra, enmarcado en su tesis de Magister en Ciencias, realiza un estudio sedimentológico en el sector medio y norte de la cuenca de Caldera, incluyendo información equivalente para el límite norte de la zona de estudio del presente trabajo. Este último trabajo servirá como el principal punto de comparación para la interpretación y validación de la metodología a utilizar.

### **1.2.2. Cuenca de Arauco**

No son abundantes los trabajos estratigráficos y sedimentológicos realizados en esta zona. Son más abundantes, eso sí, los trabajos paleontológicos y micropaleontológicos, que serán sin duda, tema de discusión a la hora de acotar los depósitos cronoestratigráficamente.

Tavera (1942) reconoce en sus secciones sucesiones que asigna al Mioceno, definiendo dos pisos, el “Piso de Navidad” y el “Piso Ranquil”, correlacionando así estas secciones

con la Formación Navidad que aflora en la costa de la zona central de Chile, en la localidad del mismo nombre. Más tarde, García (1968) define formalmente las formaciones Ranquil y Tubul, asignándolas al Mioceno y Plioceno respectivamente, como se corrobora en los trabajos de Martínez y Osorio (1968), Tavera (1942) y Finger *et al.* (2003). Pineda (1983), ayudada por estratigrafía de pozos, realiza en distintas secciones representativas, una buena recopilación y descripción de las formaciones que afloran en la península de Arauco desde el Cretácico Superior al Cenozoico. Propone, finalmente, una evolución paleogeográfica de la península, basada en un estudio detallado de fallas mayores, fallas menores, lineamientos y diaclasamiento.

Le Roux y Elgueta (1997), reconocen parasecuencias parálicas en secciones eocenas pertenecientes a la Formación Trihueco, correlacionando los ciclos de variación del nivel del mar con los ciclos eustáticos publicados por Haq (1991).

En el trabajo realizado en la Formación Ranquil (Le Roux *et al.*, en prep.), se asocia a esta última con un ambiente de plataforma externa a talud superior. Se reconoce además, un evento de mega-tsunami que habría generado intrusiones de arena sobre la sucesión que define la Formación Ranquil (Le Roux *et al.*, en revisión).

### **1.3. Hipótesis de Trabajo**

Existen evidencias de las variaciones relativas del nivel eustático en afloramientos neógenos ubicados en el sector costero de las Regiones III y VIII, las que producen sucesiones verticales de facies que reflejan distintos ambientes depositacionales. Esta información, conjuntamente con información recopilada en la literatura, permitiría cuantificar la magnitud de los eventos transgresivos y regresivos, identificar facies sedimentarias involucradas

y deducir la componente tectónica de alzamiento o subsidencia asociada. Además, una adecuada identificación y datación de los ciclos principales en dichas cuencas, permitiría una base de comparación de las respuestas sedimentológicas entre los eventos transgresivos y regresivos sucedidos en el norte y centro sur de Chile desde el Mioceno hasta la actualidad.

#### **1.4. Objetivo General**

El objetivo principal del estudio es determinar y correlacionar la influencia relativa de los cambios del nivel del mar versus las tasas de alzamiento tectónicas para las cuencas neógenas costeras del norte y centro-sur de Chile. Conjuntamente se propone determinar y datar las asociaciones de facies sedimentarias involucradas en el registro sedimentológico. La profundización de conocimientos y correlación con otras cuencas neógenas a lo largo del país permitirá finalmente, una reconstrucción coherente de la historia depositacional de éstas como respuestas a los cambios relativos del nivel del mar desde el Mioceno a la actualidad.

#### **1.5. Objetivos Específicos**

Para alcanzar el objetivo general planteado, se hizo necesario delinear una serie de objetivos parciales. Estos se pueden resumir en 6 puntos principales, los que en orden temporal son los siguientes:

1. Definir una sucesión estratigráfica con unidades reconocibles en los afloramientos de ambas zonas de estudio.

2. Datar las unidades estratigráficas.
3. Determinar un ambiente de depositación, asociado a una batimetría acotada, para cada unidad.
4. Correlacionar los eventos transgresivos y regresivos con los ciclos registrados en las curvas tabuladas de variación global del nivel del mar según Hardenbol (1998).
5. Determinar la influencia del alzamiento o subsidencia tectónica sobre los eventos.
6. Cuando sea posible descifrar las tasas de variación tectónica para los períodos dados.

## **1.6. Metodología**

A continuación se detalla el procedimiento adoptado para alcanzar los objetivos generales y específicos planteados en este estudio. La metodología fue diseñada siguiendo modelos propuestos en estudios similares (Achurra, 2004; Le Roux *et al.*, 2005a,b; Marquardt *et al.*, 2003). En función de las condiciones de acceso, continuidad y correlación de afloramientos de cada zona de estudio, se contempló la ejecución de una o más actividades asociadas a las metodologías presentadas a continuación.

- Recopilación de información bibliográfica.
- Confección de columnas estratigráficas de detalle, en los puntos seleccionados para el muestreo.
- Recolección de muestras, para realizar dataciones isotópicas, análisis de microfósiles y cortes transparentes.

- Identificación y correlación de unidades estratigráficas.
- Datación de las unidades a través de relaciones estratigráficas, microfauna e isotopía de estroncio.
- Interpretación de los ambientes de depositación a través de los resultados de identificación de foraminíferos, estructuras sedimentarias y naturaleza de los sedimentos.
- Cálculo de las magnitudes de las transgresiones y regresiones marinas identificadas en el modelo secuencial.
- Comparación de los resultados con publicaciones de variación mundial del nivel del mar, específicamente con la publicada por Haq *et al.* (1985) y recalculada por Hardenbol (1998).
- Estimación de la influencia del alzamiento o subsidencia tectónica deducida sobre los eventos transgresivos o regresivos datados.
- Estimación de tasas de alzamiento tectónico, y construcción de una curva evolutiva de alzamiento y subsidencia tectónica.

El estudio contó con dos campañas de terreno, de un mes de duración cada una. La primera en la cuenca de Caldera, III Región, durante el mes de julio del 2002, y la segunda en la cuenca de Arauco, durante septiembre del 2003.

La datación de las unidades sedimentarias se realizó mediante el estudio de foraminíferos como también a través de la determinación de la razón  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en fragmentos de conchas.

El procesamiento de microfauna e identificación taxonómica para las muestras de Caldera fue realizado en la *Universidad de Carbondale*, Illinois y se centró en la identificación de

foraminíferos bentónicos y planctónicos. Para la cuenca de Arauco se utilizaron estudios de macro y microfauna publicados con anterioridad (Finger *et al.*, 2003; García, 1968; Martínez y Osorio, 1968; Nielsen *et al.*, 2003; Tavera, 1942, 1991).

Las mediciones de la razón  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  fue realizada en las dependencias de isotopía radiogénica de CSIRO, North Ryde, Australia. Para cada muestra se realizó una separación química de su contenido de  $\text{Sr}$ , luego éste fue cargado en un filamento de  $\text{Ta}$  con  $\text{HO}$  y  $\text{H}_3\text{PO}_4$ , y oxidado en aire. Las composiciones isotópicas fueron medidas en un espectrómetro de masa de ionización térmica. Las razones  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  fueron normalizadas a  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,1194$ , usando una ley de corrección exponencial. Las razones en bruto de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  fueron filtradas usando un criterio de rechazo de  $2\sigma$  (Middleton *et al.*, 2002). Los valores numéricos de las edades fueron obtenidos contrastando los resultados con la curva de McArthur *et al.* (2001), normalizando la información a la curva propuesta por estos autores.

Para efectos de este trabajo, se hará una caracterización de cada cuenca por separado, incluyendo los marcos geológicos, estratigrafía, interpretación de facies, cortejos depositacionales, eventos regresivos y transgresivos, e interpretaciones tectónicas cuando sea posible. Finalmente, durante la discusión y conclusiones se abordarán ambas cuencas conjuntamente además de aquellas que se consideren pertinentes y cuyos resultados hayan sido publicados con anterioridad.

## 1.7. Financiamiento

El presente estudio fue financiado en su totalidad con fondos derivados del Proyecto FONDECYT N° 1010691.

## **2. ANÁLISIS DE LA METODOLOGÍA SELECCIONADA**

---

A continuación se presentará una discusión crítica abocada a detallar las bondades y debilidades asociadas al enfoque metodológico utilizado en el presente estudio. El autor no pretende a través de esto desacreditar una metodología que ya ha sido aplicada con relativo “éxito” a otras cuencas neógenas litorales del norte y centro de Chile, sino más bien mantener un control más riguroso sobre las incógnitas que son susceptibles de refinar y aquellas que caen en un campo inabordable por estudios de esta magnitud.

En un primer balance, es de interés conocer de manera general y más bien conceptual, la influencia que tienen sobre los resultados las distintas variables, que para este estudio en particular se relacionan al registro sedimentario y su interpretación. No se persigue por tanto, de forma inmediata, una relación más determinista de una u otra metodología que entregue una medida del error asociado, aunque se cree que es una tarea pendiente importante en cualquier estudio de esta índole.

### **2.1. Indicadores Batimétricos y Profundidad de Deposición**

Uno de los factores más discutidos y que finalmente tiene una relevancia del primer orden sobre los resultados, es la asignación de batimetrías o profundidades para las distintas unidades, sucesiones o capas.

La interpretación batimétrica se basó principalmente en la identificación de foraminíferos en las muestras seleccionadas. Se complementó la información con los ambientes de deposición deducidos de los modelos de facies disponibles en la literatura. Es de interés, por lo tanto, comprender la pertinencia de asignar determinadas batimetrías a ciertas especies de foraminíferos tanto en la actualidad como en el pasado.

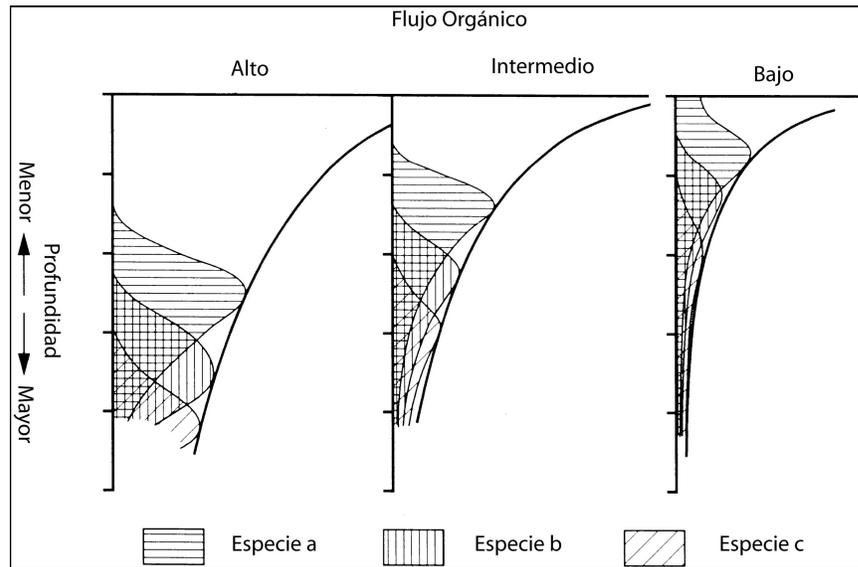
### **2.1.1. Foraminíferos como Indicadores Batimétricos**

Una discusión muy frecuente entre los oceanógrafos, paleontólogos y sedimentólogos, es la real representatividad de los foraminíferos como un *proxy* de paleobatimetría.

Aunque los foraminíferos bentónicos son ampliamente usados como *proxy* de paleopropundidad, la naturaleza de la relación entre la distribución de foraminíferos y la profundidad continúa siendo poco comprendida (Van der Zwaan *et al.*, 1999). Otros autores son aún más categóricos planteando que basado en la evidencia de terreno quedaría claro que la distribución isobatimétrica de las especies es probablemente una ilusión, lo que debilita los argumentos para una teoría sólida de paleobatimetría (Murray, 1991).

Aunque sí hay acuerdo en que algunas especies ocurren con relativa consistencia en aguas más profundas y otras en aguas más someras, esto parece ser una consecuencia indirecta del real factor de correlación para la distribución de las especies, que serían la oxigenación y el flujo de materia orgánica (Nagy *et al.*, 2001; Van der Zwaan *et al.*, 1999). De esta manera, las especies serían capaces de modificar o ajustar su posición en la columna de agua en función a las condiciones de flujo de materia orgánica y oxigenación (Figura 2.1).

Por otro lado, el fenómeno de transporte de especímenes hacia sectores más profundos,



**Figura 2.1.** Distribución teórica de la profundidad de 3 especies foraminíferas bentónicas bajo un flujo de materia orgánica en aumento. Notar el traslado de las especies hacia sectores más profundos con un aumento del flujo orgánico. Modificado de Van der Zwaan *et al.* (1999).

probablemente *post-mortem*, parece ser una característica común en ambientes tectónicamente activos. Esto podría ocurrir mediante flujos gravitacionales gatillados por eventos sísmicos (Nielsen *et al.*, 2003). Por esta razón, se debe tener el cuidado de no subestimar la batimetría de alguna sucesión, por la presencia de alguna determinada especie que podría haber sido transportada desde aguas más someras.

Resumiendo: para poder asociar la distribución de determinadas especies foraminíferas con paleopropundidad, sería necesario que existiese una correlación directa entre la profundidad y el flujo de materia orgánica por un lado y la oxigenación por otro, hecho que no se puede comprobar a priori y se debe tomar como un supuesto más del método. Sin perjuicio de lo anterior, existen numerosos trabajos que muestran buenas correlaciones de éstos parámetros (flujo de materia orgánica y oxigenación) con la profundidad (Majewski, 2003).

## 2.2. Generalidades de los Modelos Secuenciales y de Facies

### 2.2.1. Acerca de la Estratigrafía Secuencial

Uno de los temas que ha llevado a grandes discusiones y debates en el campo de la estratigrafía y sedimentología, es la aplicación de los modelos estratigráficos secuenciales al registro sedimentario. El debate se inicia muy temprano en los orígenes de la palabra *secuencia* dentro de un marco estratigráfico. Así, surgen inicialmente al menos tres corrientes de pensamiento en lo que respecta a la definición de secuencias:

1. La escuela británica/holandesa o de *Shell*
2. La escuela de la *Costa del Golfo*
3. La escuela *Cratónica* o de *Exxon*

Inicialmente, la estratigrafía sísmica sirvió de cuna para la formación de una corriente de pensamiento que fue masivamente aceptada, y que se plasmó en el *Modelo de Secuencias Depositacionales* de Mitchum y Vail (1977). Este modelo posteriormente evolucionó hasta su cuarta descendencia (Figura 2.2) momento en el cual se posicionan dos modelos alternativos, el *Modelo de Secuencias Genéticas* (Galloway, 1989) y el *Modelo Transgresivo-Regresivo (T-R)* (Embry, 1993).

Según Catuneanu (2002), una de las razones de la falta de acuerdo en algunos términos básicos de la estratigrafía secuencial se debería a la proliferación de una jerga extraordinariamente compleja, casi imposible de estandarizar. Cada escuela desarrolló una serie de términos para definir las características de su modelo y muchas características comunes entre ellos adquirieron distintos nombres dependiendo del modelo al que se aplicaba.

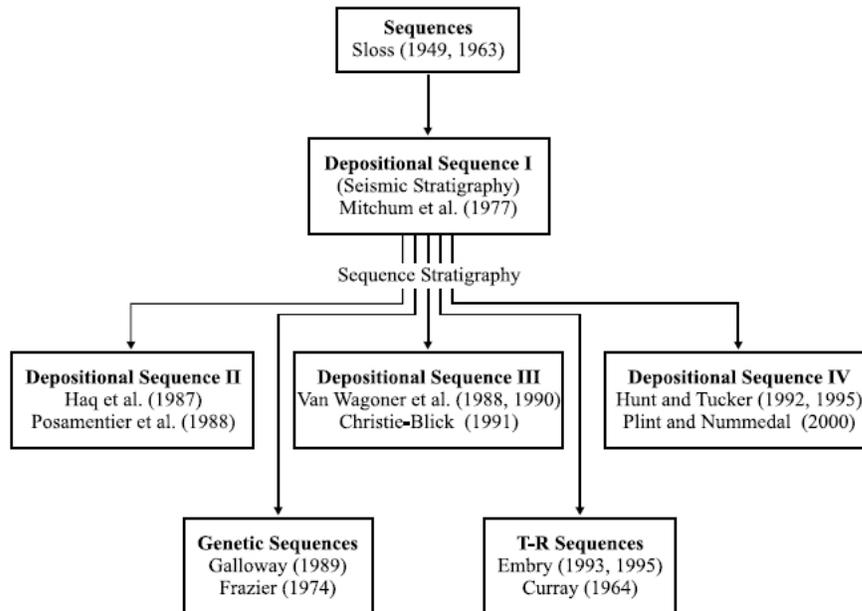


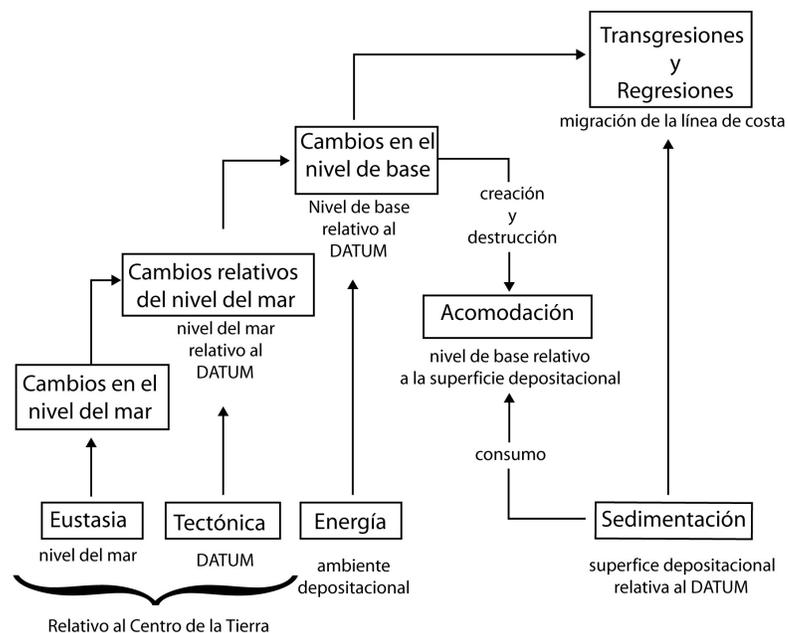
Figura 2.2. Árbol genealógico de los modelos secuenciales. Modificado de Donovan (2001).

Para poder entender y vislumbrar con mayor claridad el porqué de las diferencias en los distintos modelos es necesario acoplar dos conceptos:

1. Los cambios en el nivel de base vs la migración de la línea de costa relativo a los eventos transgresivos y regresivos.
2. Los cortejos depositacionales y sus relaciones con las superficies de secuencias estratigráficas.

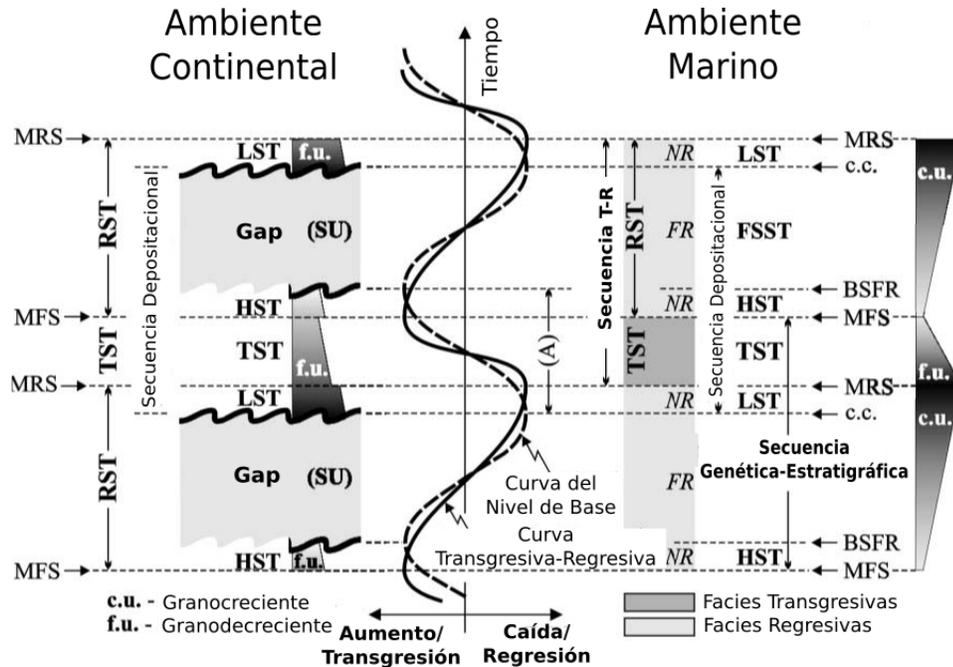
**Definiciones** Si se define el nivel de base como una superficie de “equilibrio” ubicada en la interfase océano–continente donde no ocurre erosión ni depositación, se verá que esta superficie está íntimamente ligada a otros tres factores principales. Los dos primeros son variaciones absolutas relativas a un *datum*, la eustasia y el tectonismo. Estas dos se combinan y rigen los *cambios relativos del nivel del mar*. El tercero es la energía de los ambientes depositacionales, que al incluirse, puede definir la posición del nivel de base

(Figura 2.3). Los efectos de compactación se pueden considerar como partes de la tectónica, ya que tienen el mismo efecto sobre la acomodación que la subsidencia tectónica. El balance entre el nivel de base (efectos combinados de la eustasia, tectonismo y energía) y la sedimentación controla las migraciones transgresivas y regresivas de la línea de costa. Por otro lado, la *acomodación* participa como un factor dinámico que dispone del espacio para la acumulación de los sedimentos. Este espacio es consumido por la sedimentación y creado y/o destruido por los cambios en el nivel de base. Estas relaciones se resumen en el diagrama de flujo en la Figura 2.3. Una conclusión importante que se desprende de esta nomenclatura es que los cambios en el nivel de base se encuentran desfasados con respecto a los de la migración de la línea de costa en un tiempo que coincide con el de la *regresión normal* (ver Figura 2.4) y por ende los cambios en el nivel de base rigen, pero no se igualan, ni a los cambios relativos del nivel del mar ni a los eventos transgresivos–regresivos.



**Figura 2.3.** Diagrama de flujo que identifica los controles sobre el cambio del nivel de base, transgresiones y regresiones. Modificado de Catuneanu (2002).

La Figura 2.4 muestra un ejemplo de como se aplicaría cada modelo secuencial para una misma evolución de eventos de migración de la costa y cambio en el nivel de base.



**Figura 2.4.** Comparación de los distintos modelos secuenciales (Deposicional, Genético y Transgresivo-Regresivo). Notar que los modelos difieren principalmente en las superficies que definen las secuencias, tanto en el lado oceánico como continental. Modificado de Catuneanu (2002). (A) = Acomodación, NR = Regresión Normal, FR = Regresión Forzada. El resto de definiciones en el texto.

Las superficies estratigráficas secuenciales están definidas relativas a dos curvas; una describe el cambio en el nivel de base en la línea de costa, y la segunda describe los traslados de la línea de costa asociados (Figura 2.4). La Discordancia Subaérea (SU) es una superficie de erosión o de no-depositación creada por procesos subaéreos (ej. incisión fluvial, degradación eólica, pedogénesis, etc.) durante una caída del nivel de base. La SU tiene una correlación en el lado marino denominada Concordancia Correlativa (CC), la que ocurre hacia el final de la caída del nivel de base en la línea de costa y corresponde al paleo-suelo marino al final de una Regresión Forzada (FR). Otro término para referirse a la SU es la Superficie Regresiva de Erosión Fluvial.

La Superficie Basal de la Regresión Forzada (**BSFR**) se refiere a todos los depósitos que se acumulan en el ambiente marino durante una regresión forzada en la línea de costa, y representa el paleo-suelo marino al instaurarse el comienzo de una caída en el nivel de base.

La Superficie de Regresión Máxima (**MRS**) se define relativa a la curva de Transgresión-Regresión (T-R). Marca el punto límite entre la regresión y la transgresión subsecuente en la línea de costa. Esta superficie se conoce también como Superficie Transgresiva, Superficie Transgresiva Inicial o Superficie Transgresiva Concordante.

La Superficie de Inundación Máxima (**MFS**) también se define en función de la curva de Transgresión-Regresión (T-R). Marca el fin de la transgresión en la línea de costa. Esta superficie se conoce también como Superficie de Transgresión Máxima o Superficie de Transgresión Final.

La Superficie de Barrancamiento (**R**) corresponde a una cicatriz creada por la erosión de las olas en el frente de playa superior durante una transgresión de la línea de costa.

El concepto de Cortejo Depositacional fue introducido para definir la conexión entre sistemas depositacionales contemporáneos, los que forman la subdivisión de las secuencias. El antiguo modelo secuencial de Exxon utiliza 4 cortejos depositacionales: de mar bajo, transgresivo, de mar alto, y de borde de plataforma, los que fueron definidos inicialmente relativos a la curva de variación del nivel eustático, y posteriormente basados en los cambios relativos del nivel del mar.

Actualmente son 5 los cortejos depositacionales comúnmente usados, definidos de acuerdo a la interacción entre el cambio del nivel de base y la sedimentación. El Cortejo Depositacional de Mar Bajo (**LST**) se origina durante una etapa temprana en el aumento del nivel

de base, cuando la tasa de aumento en el nivel de base se ve superada por la tasa de sedimentación. El Cortejo Depositacional Transgresivo (**TST**) se forma en aquellos intervalos de aumento del nivel de base cuando la tasa de aumento en el nivel de base supera a la tasa de sedimentación. El Cortejo Depositacional de Mar Alto (**HST**) corresponde a una etapa tardía del ciclo de aumento en el nivel de base, cuando la tasa de aumento del nivel de base disminuye por debajo de la tasa de sedimentación. El Cortejo Depositacional de Caída (**FSST**) se origina durante la caída del nivel de base y coincide con el período de regresión forzada. El Cortejo Depositacional Regresivo (**RST**) agrupa todas las sucesiones que ocurren durante una regresión de la línea de costa (HST, FSST y LST).

A esta discusión se han sumado autores como Muto y Steel (1997), quienes discuten la validez de considerar la interacción entre la tasa de acomodación ( $A$ ) y la sedimentación ( $S$ ), como el gran responsable de la migración de la línea de costa en un ambiente deltaico, esto manteniendo los demás parámetros constantes. Es habitualmente aceptado que cuando este indicador, comúnmente conocido como la razón  $A/S$ , se mantiene en equilibrio ( $A/S \approx 1$ ), la línea de costa se mantiene “estacionaria” y generando una sucesión agradacional. Muto y Steel (1997), proponen que no es necesario que varíen ni la acomodación ni el abastecimiento de sedimento para que ocurra un avance de la línea de costa hacia el continente, en un fenómeno que llamaron *autoretreat*. Esta transgresión sería precedida de un corto período de avance hacia la cuenca (*regresión precursora*), todo esto bajo condiciones de aumento constante del nivel relativo del mar.

Los tres modelos enunciados anteriormente (cinco si se consideran las versiones II, III y IV del modelo depositacional) pueden ser agrupados en dos categorías principales: un grupo define los límites de las secuencias relativo a los cambios en el nivel de base (modelo de secuencias depositacionales II, III y IV en Figuras 2.2 y 2.4), mientras el otro grupo define los límites de las secuencias de acuerdo a la curva transgresiva–regresiva (modelo de se-

cuencia genética y T-R). En términos prácticos cada modelo tiene ventajas y deficiencias. Algunos se han ajustado al reconocimiento de los límites en afloramientos relativamente acotados (modelo genético y T-R) y las superficies que son más factibles de reconocer en terreno, en cambio otros son más acordes con estudios regionales, estratigrafía sísmica y logueo de pozos a una escala mayor (modelos depositacionales II, III y IV).

Para sobrellevar esta inmensa oferta de modelos, el estudio se ajustó a una terminología que se acerca más a una combinación de criterios y modelos que a un modelo de manera estricta. Así por ejemplo, se usaron tanto los patrones de empaquetamiento como los indicadores batimétricos para definir los límites de los cortejos, aún cuando éstas dos metodologías conllevan distintas magnitudes de diacronicidad sobre las superficies, especialmente sobre la *Superficie de Máxima Inundación* (MFS), la *Superficie de Máxima Regresión* (MRS) = *Superficie de Transgresión Concordante* (CTS) y la *Discordancia Correlativa* (c.c.) (Catuneanu *et al.*, 1998). Sin perjuicio de lo anterior, el modelo se basa en el Modelo de Secuencias Depositacionales de Mitchum y Vail (1977).

### **2.2.2. Los Modelos de Facies**

Los modelos de facies se han convertido durante el último tiempo en una herramienta de masivo uso entre los sedimentólogos. Su desarrollo está basado en la definición de facie y asociación de facies, y de la correlación sistemática de ambientes sedimentarios.

La definición de facie más comúnmente usada es: “un cuerpo de roca caracterizado por una combinación particular de rasgos litológicos, físicos y de estructuras biológicas que confieren características singulares, que los dispuestos por sobre, bajo o lateralmente adyacentes a él” (Walker y James, 1992). En este contexto, el uso del término facie es extremadamente amplio, y él o los criterios usados para caracterizar las facies o asociaciones de

facies de un determinado afloramiento son más bien arbitrarios y suelen orientarse según los objetivos de cada estudio. Para el caso particular de este estudio, se subdividieron las secciones de interés en unidades litoestratigráficas, es decir, se definieron litofacies. Adicionalmente se utilizó información biológica proveniente de foraminíferos y estructuras biogénicas (ichnofacies) para complementar la información de estructuras sedimentológicas, y que a la postre sirvió para definir los ambientes de depositación.

Para división de ambientes sedimentarios marinos asociados a batimetría, se utilizó la propuesta de Le Roux *et al.* (2005b) y Achurra (2004), y que se muestra en la Tabla 2.1.

**Tabla 2.1.** Zonación batimétrica de ambientes submarinos, modificada de Le Roux *et al.* (2005b) y Achurra (2004)

<b>Ambiente (facies)</b>	<b>Rango Batimétrico (m b.n.m.)</b>	<b>Profundidad media (m)</b>	<b>Error (m)</b>
Zona Litoral o Playa	0	0	-
Frente de Playa Superior	0 – 40	20	±20
Frente de Playa Medio	40 –60	50	±10
Frente de Playa Inferior	60–100	80	±20
Plataforma Continental Interior	100–140	120	±20
Plataforma Continental Externa	140–200	170	±30
Talud Continental Superior	200 – 500	350	±150
Talud Continental Medio Superior	500–1500	1000	±500
Talud Continental Medio	1500–2500	2000	±500
Talud Continental Inferior	2500–5500	4000	±1500

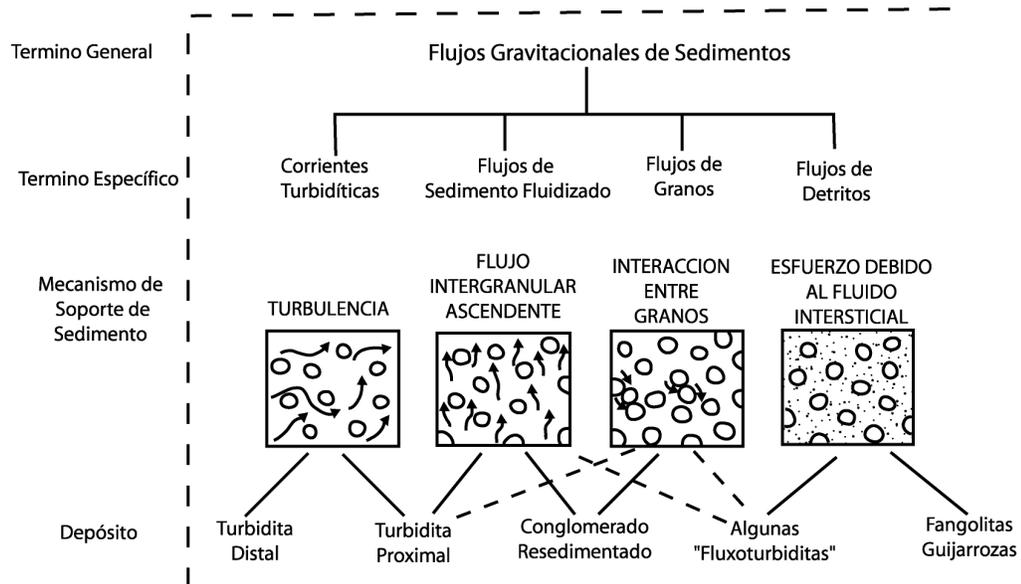
### **2.2.3. Los Flujos de Gravedad y su Importancia en el Desarrollo del Relleno de Cuen- cas Profundas**

Tal como se podrá corroborar con las facies reconocidas en el capítulo 3.7, una buena parte de las sucesiones de alta profundidad reconocidas especialmente en el sector de Puerto Viejo y en menor medida en Arauco, corresponden a sobreimposiciones de sucesivos flujos gravitacionales. Es por este motivo que se hizo una recopilación de antecedentes acerca de los tipos, naturaleza y factores que gatillan esta forma de depósitos. Durante el último

tiempo se han multiplicado los estudios de estos fenómenos, con variados modelos análogos e imágenes de alta resolución del fondo marino cuyos resultados nutren en buena medida los conceptos básicos definidos directamente de los afloramientos.

Los movimientos en masas de sedimentos en los márgenes continentales incluyen fenómenos como deslizamientos, desmoronamientos, flujos de detritos y corrientes turbidíficas. Los depósitos resultantes de cada uno de estos procesos contienen estructuras sedimentarias primarias y fábricas para las cuales se necesita un claro entendimiento de su génesis con el objetivo final de interpretar de forma correcta los depósitos resultantes.

Los flujos de sedimentos gravitacionales son definidos como una mezcla de sedimento y agua que fluye a través de una pendiente bajo la acción de la gravedad. Recientes debates acerca de ellos se centran en las características de las dos principales subcategorías conocidas bajo los nombres de corrientes de turbidez y flujos de detritos. No existe acuerdo entre los sedimentólogos en cual debiera ser el criterio fundamental de clasificación de estos flujos. Quizás el único consenso al que se ha llegado es que las corrientes de turbidez serían flujos de comportamiento Newtoniano (comportamiento lineal entre la tasa de deformación y esfuerzo de corte o cizalle  $\tau$ ) mientras que los flujos de detritos no. Temas como, si estos flujos pueden ser ambos laminares o turbulentos, puedan evolucionar desde un tipo a otro, o puedan tener múltiples mecanismos de soporte de sedimento se encuentran aun bajo intenso debate (Gani, 2003). Según Waltham (2004), la naturaleza, espesor y posición de un flujo gravitacional en particular, está estrechamente relacionado a si el flujo es concentrado o diluido, si es laminar o turbulento y si las condiciones del flujo son sub o supercríticas. Señala, además, que las transiciones se darían predominantemente desde un flujo denso a uno menos denso, conllevando por ende, una transición desde un flujo laminar a uno turbulento. Otros autores como Marr y Pratson (2003) y Marr *et al.* (2001) en experimentos de laboratorios para flujos gravitacionales ricos en arcilla, asocia-



**Figura 2.5.** Esquema de clasificación de varios tipos de flujos gravitacionales en sedimentos subacuáticos y sus depósitos asociados. Según Middleton y Hampton (1976)

ron distintas concentraciones de porcentajes volumétricos de arcillas a las características turbulentas o no-turbulentas de sus corrientes, llegando a la conclusión que un aumento desde el 10 % a un 30 % en la concentración de éstas, causaba una transformación desde un flujo claramente turbulento a un flujo laminar de detritos.

En términos del soporte de los granos, los flujos gravitacionales se pueden clasificar en cuatro tipos: soportados por turbulencia, por escape de fluidos, por interacción de los granos y fuerzas cohesivas en la matriz (ver Figura 2.5). Es importante destacar que cualquiera sea el mecanismo de soporte, se considera la acción de una fuerza de empuje o boyancia que favorece el transporte, en particular de las partículas más grandes.

### Flujos Turbidíticos

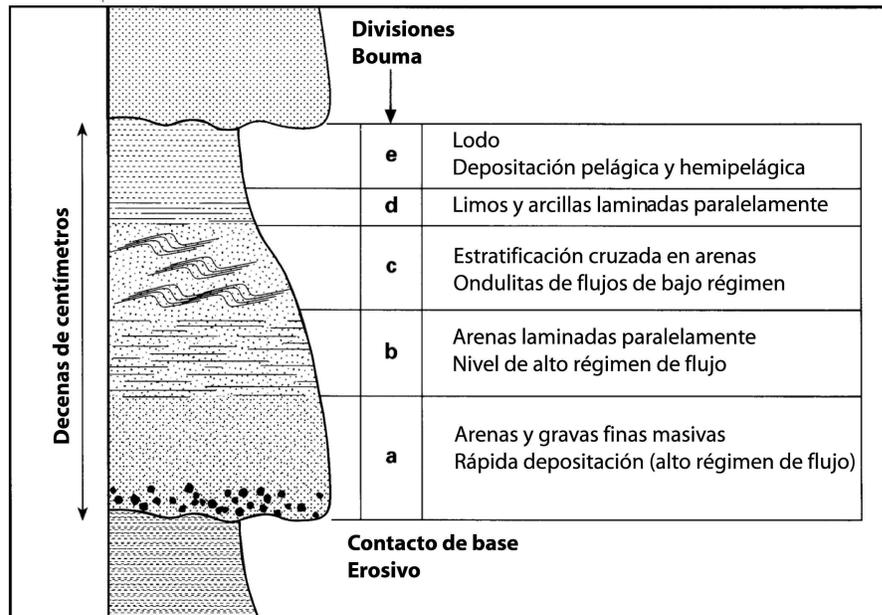
Las corrientes de densidad se mueven pendiente abajo en el fondo oceánico, producto de la gravedad que actúa en la diferencia de densidad que se genera entre la corriente y el

agua de mar que rodea al flujo. El exceso de densidad de la corriente se puede deber a una menor temperatura, mayor salinidad o mayor cantidad de material en suspensión. Cuando se trata de este último caso, el flujo es denominado una “corriente de turbidez”. El término turbidita se usa para referirse a un depósito producido por una corriente de turbidez.

Las turbiditas son consideradas generalmente como depósitos de aguas profundas. Si bien los mecanismos que operan en su génesis pueden operar a cualquier profundidad, para poder preservar los depósitos tal cual como “turbiditas”, es necesario que éstas no adquieran una apariencia distinta producto de retrabajo. Es por esto que se suelen acotar a una profundidad mínima que está limitada por el radio de acción de la base de las olas, desde el frente de playa inferior (Tabla 2.1).

Muchos son los intentos por llegar a un consenso en los parámetros que deberían estar considerados al intentar clasificar los flujos turbidíticos y los flujos gravitacionales en general. Un enfoque común es caracterizar la densidad y velocidad de éstos, así se pueden distinguir flujos de alta densidad y velocidad, y flujos más disueltos y de menor velocidad. Los flujos turbidíticos de alta densidad se originarían como resultado de la acumulación de grandes cantidades de sedimento en los flancos de cañones submarinos, además los gruesos depósitos de sedimento en el fondo del cañón pueden sufrir licuefacción y comenzar a moverse pendiente abajo (Reineck y Singh, 1980). En sectores con mayor pendiente, los sedimentos sufren periódicamente desmoronamiento o *slumping* a medida que el material se encuentra disponible.

Bouma (1962), a través del estudio de afloramientos de turbiditas antiguas, propone un modelo de facies para estos depósitos que hoy se conoce como la “secuencia de Bouma” (Figura 2.6). Ésta consiste en cinco intervalos caracterizados por estructuras sedimentarias específicas. Este modelo sigue siendo ampliamente utilizado para el reconocimiento de

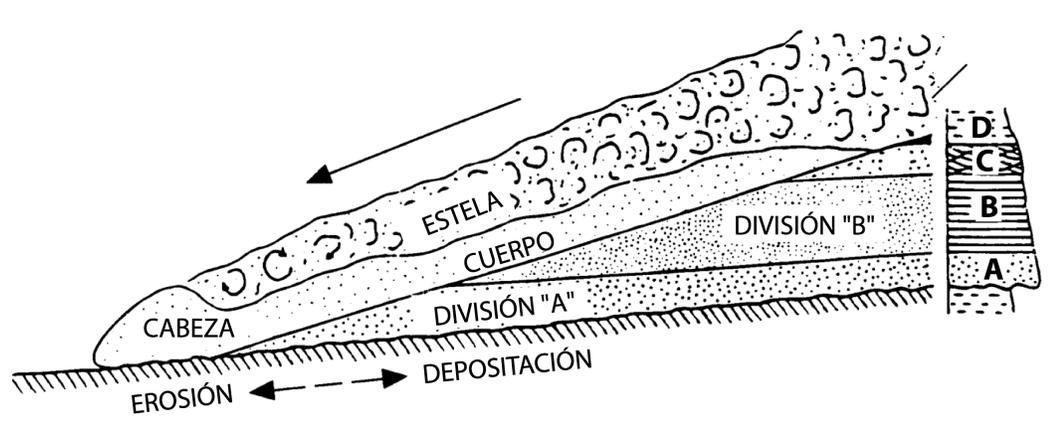


**Figura 2.6.** Divisiones de la secuencia de Bouma. Modificado de Bouma (1962).

turbiditas en la actualidad, principalmente por sus buenos resultados obtenidos a pequeña escala, y su utilidad ha sido comprobada como guía predictiva para futuras observaciones. La presencia o ausencia de algún intervalo en una sección estaría, según Bouma (1962), restringido a la posición geográfica areal desde el origen del flujo, además de la posibilidad de erosión o retrabajo de los intervalos superiores por flujos gravitacionales posteriores.

Esta secuencia consta de cinco intervalos, a saber (ver Figuras 2.6 y 2.7):

1. El intervalo basal (A) presenta una gradación normal en el tamaño del grano, a veces masiva. Su contacto basal es nítido, presentando esporádicamente marcas de fondo y flautas.
2. En contacto gradual se dispone el segundo intervalo (B) caracterizado por laminación paralela gruesa en arenas, que a veces puede también presentar gradación.
3. El intervalo (C) está formado generalmente por arenas finas y sedimentos limo-

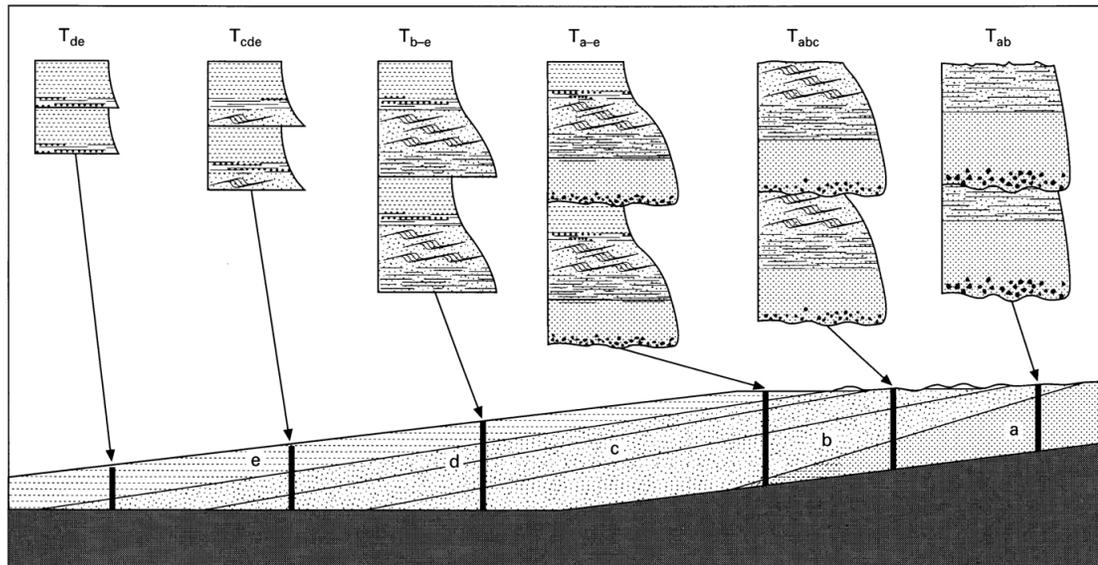


**Figura 2.7.** Modelo simple de un flujo turbidítico, mostrando las principales unidades, retrabajando turbiditas depositadas anteriormente.

tos, que presentan pequeñas ondulitas de corriente, que pueden presentarse también como ondulitas de ascenso. El contacto con el intervalo (B) es más bien nítido.

4. Otro intervalo de laminación paralela (D), aunque en sedimentos más finos (arenas muy finas y limos arcillosos), aparece sobre el intervalo (C). Este intervalo no suele conservarse en afloramientos relativamente meteorizados y tectonizados.
5. El último intervalo (E) puede subdividirse en dos E(t) y E(h). El primero y basal es el depositado por el flujo turbidítico en sí. Consiste en sedimentos arcillosos masivos. La subdivisión E(h) representa la depositación de material hemipelágico inmediatamente después del paso del flujo gravitacional. Este suele presentar abundantes foraminíferos.

El retrabajo producido por un flujo gravitacional sobre otro de naturaleza similar es un factor a considerar en la conservación de éstos depósitos, si se parte de la base que en las zonas asociadas a estos flujos identificadas en el presente estudio se habrían construido como una superposición de sucesivos flujos turbidíticos. La correcta identificación de intervalos comparables con los definidos por Bouma u otro autor, depende fuertemente de la capacidad de éste para no ser retrabajado ni modificado mayormente, y así conservarse



**Figura 2.8.** Predicción de los distintos intervalos para secciones a distintas distancias desde el origen de una sucesión de flujos

finalmente en el registro geológico. Sin embargo hay que considerar que un depósito dado puede contar con años, decenios y hasta cientos de años para consolidarse y desarrollar fuerzas cohesivas entre granos antes que el próximo evento se sobreimponga (Toniolo *et al.*, 2004).

En términos amplios, las turbiditas presentan areniscas y lutitas intercaladas de forma monótona en secciones que pueden alcanzar las centenas de m. Los niveles suelen tener contactos nítidos y planos, sin evidencia de erosión del fondo marino que exceda unas pocas decenas de cm. En estas bases se conservan abundantes marcas de fondo (creadas por objetos rígidos como palos y conchas), flautas (marcas en el lodo creadas por el fluido en sí) y marcas orgánicas (creadas por organismos y rellenadas por el flujo), que pueden entregar una buena idea acerca de la dirección de aporte de la corriente. La tendencia de gradación, especialmente en los paquetes arenosos, suele ser normal, aunque muchos son los factores que pueden modificar este parámetro. Por ejemplo, es común que las turbiditas tipo manto o *sheet-like turbidites* ubicadas habitualmente en los sectores distales

de abanicos submarinos, presenten una tendencia granocreciente hacia el techo, lo que ha sido atribuido a la migración y progradación del lóbulo frontal del abanico (Mutti y Ricci Lucchi, 1972). Sin embargo esta condición no es necesaria ya que también se podría obtener un resultado similar producto de variaciones relativas del nivel del mar (Mutti, 1985).

Como se mencionó anteriormente, la densidad es un parámetro ampliamente utilizado para clasificar el comportamiento de ciertos flujos turbidíticos. En este tema se distinguen habitualmente 2 miembros extremos de la clasificación, constituidos por las *corrientes turbidíticas de alta densidad* (HDTCs), y las *corrientes turbidíticas de baja densidad* (LDTCs) o “disueltas”. Las corrientes de turbidez de alta densidad se comportan de manera distinta que aquellas de baja densidad, en términos de las propiedades del flujo y mecanismos depositacionales. Las de alta densidad exhibirían un comportamiento bifásico del flujo, con un flujo turbulento de características Newtonianas de baja densidad moviéndose sobre uno pseudoplástico no-Newtoniano, siendo la presión dispersiva producida por la intensa interacción entre partículas el principal mecanismo de soporte de granos de este último (Baas *et al.*, 2004). Los depósitos resultantes de estos flujos difieren notoriamente. Por definición (Lowe, 1982), las LDTCs forman depósitos sólo con las divisiones Tb y Tc, y/o Td y Te (Bouma, 1962) de tipo traccional (Figura 2.8). En las HDTCs, la turbulencia en la sección basal es suprimida por la alta concentración de partículas que decantan, y por lo tanto, la depositación es en parte o totalmente no traccional, generando como resultado intervalos Ta o cuerpos de arena masivos con gradación normal (Baas *et al.*, 2004).

### **Flujos de Detritos Subacuáticos**

Los flujos de detritos son un tipo de flujo gravitatorio en el cual, la mezcla de lodo y agua que contiene la matriz, genera esfuerzos intersticiales capaces de soportar el transporte de los clastos de mayor tamaño en un volumen de material en estado semirígido. Típicamente los depósitos generados producto de un flujo de detritos se denominan fangolitas guijarrosas o *pebbly mudstones*. No es raro encontrar en estos depósitos grandes bloques de roca derivados de secciones expuestas en los flancos de cañones submarinos y el talud. En tal caso se conocen como depósitos de caída o *rock-fall deposits*. Además, suelen contener pedazos de capas de limos fracturadas, y su contacto de base suele ser erosivo, presentando a veces desbastes diagonales y transversales rellenos, indicando erosión durante la depositación.

Existe en la literatura un gran espectro de flujos detríticos, de los cuales los extremos estarían constituidos por los flujos detríticos ricos en arcilla y los ricos en clastos. Sin embargo, la mayoría de los flujos detríticos son una mezcla de sólidos y fluido que involucran interacciones grano-grano y grano-fluido. Por lo tanto, los procesos que actúan en un flujo de estas características dependen de las propiedades de los granos (tamaño, densidad, fracción de volumen total), del fluido intersticial (densidad, viscosidad, fracción del volumen total), y el resultado de su mezcla (espesor del flujo, velocidad y permeabilidad) (Sohn, 2000). Su movilización, como sucede con la mayoría de los flujos gravitacionales, requiere de un fallamiento de la masa y una conversión de energía potencial gravitatoria en energía cinética, suficiente como para cambiar el estilo de movilización desde un deslizamiento sobre una superficie localizada a una deformación más generalizada que pueda reconocerse como flujo (Iverson, 1997).

Tal como sucede con la mayoría de los flujos gravitacionales, una gran cantidad de estudios

de flujos detríticos se concentran en los flujos subaéreos, debido a la importancia particular como riesgo geológico habitualmente en forma de aluviones. Dado que es muy difícil observar directamente un flujo detrítico subacuático, más aún uno submarino, la mayoría de las propiedades intrínsecas de éstos han sido modeladas en laboratorio. Iverson (1997), postula que muchas de las propiedades de los flujos detríticos subaéreos son heredadas a su contraparte subacuática, considerando, sin embargo, que estos últimos exhiben fenómenos particulares como la capacidad de producir hidroplaneo (delgada capa de agua ambiental que se escurre por debajo de la cabeza del flujo, fenómeno también observado en flujos turbidíticos) y sufrir transformaciones a corrientes de densidad disueltas.

### **2.3. Datación de las Muestras**

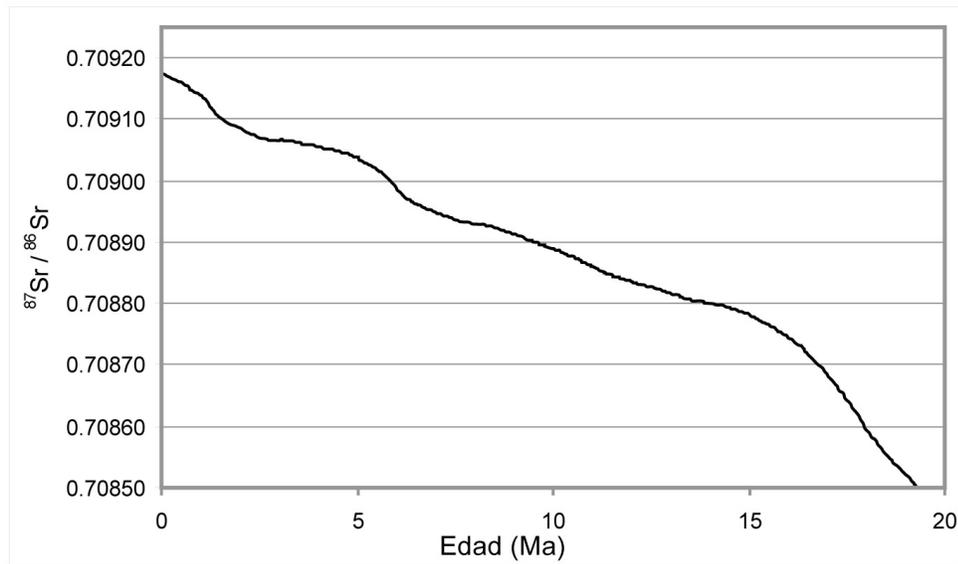
#### **2.3.1. Acerca de los Isótopos de Sr y su Utilidad en la Datación de Sedimentos Marinos Carbonatados**

El estroncio es el noveno elemento disuelto más abundante en el mar, con una concentración media de 8 mg/L. Geoquímicamente se comporta de manera similar al *Ca*. Cuando precipitan carbonatos en ambientes marinos, el *Sr* los puede sustituir en el arreglo cristalino, llegando a concentraciones de *Sr* en carbonatos de origen marino que varían entre 102 y 103 ppm. Al momento de precipitar el *Sr* en estos carbonatos, no ocurre fraccionamiento isotópico como el que sucede con el oxígeno y carbono. De esta manera, la razón isotópica entre  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en estos carbonatos recién formados sería un reflejo directo de esta fracción en el mar en ese momento. Por otro lado, la razón  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en el mar se conserva muy uniforme a escala global, lo que es resultado de un largo período de residencia del *Sr*, que va del orden de 2 a 4 Ma.

Los cambios en la razón  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en el mar, inferido de los depósitos carbonatados a lo largo del registro geológico, han sido estudiados detalladamente. Desde el Arqueano, la razón  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  ha aumentado desde un valor de 0.7000 a su valor actual de aproximadamente 0.7091. El aumento en la razón  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  reflejaría el desarrollo de una corteza continental evolucionada (Middleton *et al.*, 2002). Existen dos medios principales de aporte de *Sr* al mar. El *Sr* de los ríos tiene en la actualidad una razón  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  de aproximadamente 0.7110. El *Sr* derivado en el último tiempo desde el manto, principalmente por circulación hidrotermal en la zona de dorsales oceánicas, tiene actualmente un valor más primitivo para la razón  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  cercano a 0.7030 (Middleton *et al.*, 2002).

Superimpuesto a estos controles de primer orden en los valores de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  a lo largo del tiempo geológico, aparecen factores de orden superior, que no son más que variaciones en los dos procesos de adición de *Sr* antes mencionados. Las tasas de divergencia en las dorsales, los cambios en el nivel del mar y los paleoclimas, controlan la magnitud de estos flujos a lo largo del tiempo. Sin embargo, sería casi imposible resolver e identificar precisamente los mecanismos de control, ya que éstos son interdependientes. Burke *et al.* (1982) fueron los primeros en realizar una curva desde el Fanerozoico hasta la actualidad, aunque secciones de la curva correspondiente al Fanerozoico han sido redefinidas, especialmente para el Terciario (Hodell *et al.*, 1991; Oslick *et al.*, 1994). Una de las curvas más utilizadas para depósitos más recientes, y la que se utilizará en este estudio, es la de McArthur *et al.* (2001), que cubre el período entre el Cámbrico y la actualidad. En la Figura 2.9 se muestra la curva de variación isotópica de *Sr* en el mar para los últimos 20 Ma (desde el Mioceno temprano a la actualidad) propuesta por este autor.

De lo anteriormente expuesto se concluye que resulta clave para un correcto proceso de datación:



**Figura 2.9.** Razones isotópicas de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en el mar desde el Mioceno temprano a la actualidad. Datos de McArthur *et al.* (2001).

1. Encontrar especímenes que contengan estructuras carbonatadas creadas en el mar.
2. Que los especímenes encontrados representen la posición estratigráfica en la que estaban incluidos, es decir, descartar (en lo posible) la ocurrencia de retrabajo de material carbonatado.
3. Que los especímenes no se encuentren alterados ni hayan sido sometidos a metamorfismo, lo que puede radicar en un empobrecimiento de la razón de  $\text{Sr}$  en la estructura cristalina.
4. Por último, se debe estar consciente de las posibles fuentes de error involucradas, tales como: especímenes en estuarios o desembocaduras (expuestos a volúmenes significativos de agua dulce), la validez del método en latitudes como las de las cuencas de estudio y errores propios del muestreo.

## 2.4. Formulación para el Cálculo de las Tasas de Alzamiento y Subsistencia

La historia tectónica del área de estudio fue obtenida a través del método propuesto por Le Roux *et al.* (2005b), Miall (1996) y Allen y Allen (1990). La columna estratigráfica fue dividida en incrementos o unidades estratigráficas para las cuales se pudo determinar su potencia y rango de edad. La base de la primera unidad fue considerada como la superficie de referencia. Se utilizó un valor de espesor acumulado para determinar la ubicación de la superficie de depositación de las unidades suprayacentes. Así entonces, el cálculo se puede resumir como sigue:

Si se considera un estrato de espesor lo suficientemente delgado<sup>1</sup>  $i$ , se define la *Elevación Tectónica* del estrato  $i$ , ( $E_i$ ) como la diferencia entre el *Nivel Global* ( $N_i$ ), obtenido de alguna tabla de variación del nivel eustático para el tiempo  $i$ , y la *Profundidad de Depositación* ( $P_i$ ) que es la estimación de la batimetría asociada a la depositación del estrato  $i$ . Se tiene así tiene la relación:

$$E_i = N_i - P_i, \quad (2.1)$$

donde  $E_i$  puede tomar valores positivos y negativos dependiendo de si el nivel global se encuentra por sobre o debajo del nivel del mar actual,  $P_i$  toma solo valores positivos y cero.

La *Tasa de Alzamiento* o *Subsidencia* del estrato  $i$  ( $T_i$ ), con respecto al estrato  $i - 1$  se define como la diferencia entre la elevación tectónica del estrato  $i$  y el estrato  $i - 1$ , dividida por la diferencia entre la edad del estrato  $i - 1$  ( $t_{i-1}$ ) y el estrato  $i$  ( $t_i$ ). Esto

---

<sup>1</sup>Esta aproximación se puede corregir considerando un espesor  $h$  del estrato, la que a su vez puede ser corregida por un factor  $c$  de compactación. Se utilizará inicialmente un estrato de espesor nulo para los cálculos básicos.

queda expresado como:

$$T_i = \frac{E_i - E_{i-1}}{t_{i-1} - t_i}. \quad (2.2)$$

donde

$$T_i \begin{cases} > 0 & \text{indica alzamiento} \\ < 0 & \text{indica subsidencia.} \end{cases}$$

Estas relaciones (2.1 y 2.2) suponen que el estrato  $i - 1$  se habría depositado con anterioridad el estrato  $i$ , sumado a que la magnitud del alzamiento (o subsidencia) varía de manera lineal en el tiempo. Esta última aproximación nos indica que cuanto mayor sea la frecuencia del muestreo, menor será el intervalo de discretización asociado a cada tasa. Se debe contar además, con una condición de borde para el nivel eustático y edad del estrato  $i = 0$ , que permita el cálculo (aproximado) de una tasa para el estrato  $i = 1$ .

Dado que en la realidad no existen estratos de espesor nulo, los cálculos anteriores deben ser corregidos en función del espesor del estrato o unidad correspondiente. Así, se debe restar el espesor del estrato  $i$  ( $h_i$ ) y de todos los estratos anteriores hasta la definición de la superficie de referencia ( $\sum_{j=0}^{j=i} h_j$ ). De esta manera, la elevación tectónica considerando el espesor de las unidades queda definida por la siguiente relación:

$$E_i = N_i - P_i - \sum_{j=0}^{j=i} h_j \quad . \quad (2.3)$$

La corrección por compactación se consideró como despreciable.

Otra limitación de este método (o cualquier otro basado en el registro sedimentario) se asocia a incertidumbre de la existencia de fluctuaciones por debajo y por encima de las elevaciones tectónicas de los estratos  $i$  e  $i - 1$ , que no queden plasmadas en el registro sedimentario para un tiempo intermedio entre  $t_i$  y  $t_{i-1}$ . Esta incertidumbre se acrecienta

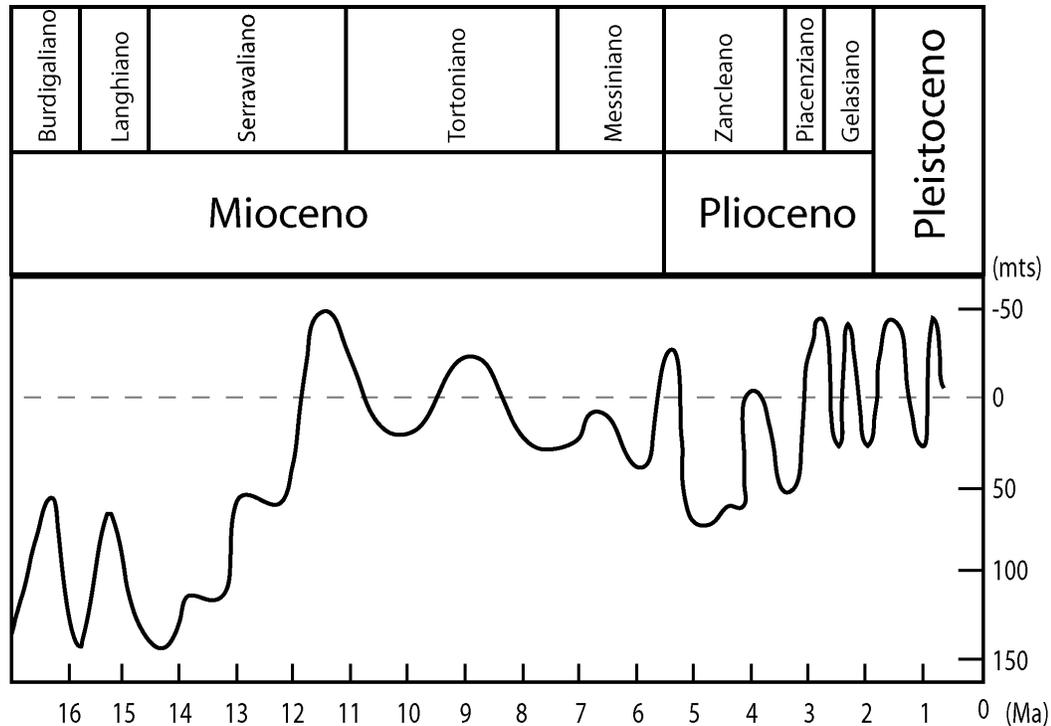
cuando  $t_i$  y  $t_{i-1}$  se distancian demasiado, ya sea por erosión o *hiatus* depositacionales. De cualquier manera, estas suposiciones y limitaciones propias del cálculo se estiman menores a las correspondientes a la estimación de cada variable participante por separado ( $E$ ,  $N$  y  $P$ ), y en menor medida de  $h$  y  $c$ .

#### **2.4.1. La Curva de Variación Mundial del Nivel del Mar**

Los primeros intentos por definir una curva eustática, surge con el modelo depositacional de *EPR (Exxon Production Research)*. Estas curvas fueron construidas a través del análisis de perfiles sísmicos de gran escala, en términos de unidades limitadas por discordancias, denominadas “secuencias” y la extensión del *onlap* costero que definían. Inicialmente se publicaron tablas para el Mesozoico (Vail *et al.*, 1977), mostrando en tiempo absoluto, las principales divisiones estratigráficas y cambios en el nivel del mar para ciclos de primer, segundo y tercer orden, los que fueron asumidos como eustáticos. Posteriormente, se incluyó información magnetocronoestratigráfica y biocronoestratigráfica a las tablas mesozoicas (Haq *et al.*, 1985).

Así entonces, se han construido curvas bajo la hipótesis que independiente del conocimiento acerca de las variaciones locales del nivel del mar, existe una curva de variación global que si es descubierta, sin importar la localidad, puede ser directamente usada como un predictor o correlacionador estratigráfico. Según Reading (1998), esta aseveración se encuentra parcialmente mal concebida, y que para ciclos de tercer o mayor orden, las variaciones producidas por el tectonismo pueden igualarse o ser más importantes que los cambios del nivel del mar. A pesar de esto, estas tablas entregan valiosa información para comparar sucesiones en un marco cronoestratigráfico lo más detallado posible (Reading, 1998).

Para efectos del presente estudio, se utilizaron las tablas publicadas por Haq *et al.* (1985) y recalculada por Hardenbol (1998). Para el cálculo de las tasas de alzamiento y subsidencia tectónica se utilizó la metodología propuesta anteriormente. En la Figura 2.10 se muestra la curva de variación eustática para el Neógeno calculada por Hardenbol (1998).



**Figura 2.10.** Curva de variación global del nivel del mar para el Neógeno. Recalculada por Hardenbol (1998) de Haq *et al.* (1985).

## 2.5. Régimen Tectónico

En la siguiente sección se presentará una recopilación de la información referente a las condiciones tectónicas a escala regional, que sitúan las cuencas en un contexto continental y analiza las condiciones principales que habrían regido su evolución hasta el comienzo de la depositación de las sucesiones neógenas. Las singularidades estructurales de cada cuenca, que finalmente se ven reflejadas en los cambios locales del nivel del mar (Figura

2.3) serán abordadas en los acápite correspondiente a cada cuenca.

### **2.5.1. Las Cuencas en un Marco Tectónico Regional**

Puede resultar un tanto difícil separar los efectos tectónicos regionales de los locales, ya que finalmente se encuentran íntimamente ligados. Cuando se hace mención a la palabra “regional” lo que se intenta es hacer una separación de acuerdo a magnitud, cobertura y temporalidad del efecto.

Al analizar las condiciones tectónicas que rigieron la depositación de los sedimentos neógenos en una determinada localidad, es prudente partir por una visión global de los esfuerzos involucrados. De esta manera, no cabe duda que uno de los procesos más importantes en la dinámica de bloques durante los últimos 25 millones de años, es la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. Así entonces, variaciones en los parámetros característicos de este fenómeno como lo son la tasa de convergencia, ángulo de subducción, ángulo de convergencia e irregularidades en la superficie de la placa oceánica, tienen directa repercusión sobre las condiciones morfoestructurales del margen costero.

Las fosas asociadas con márgenes convergentes pueden ser modeladas como cuencas elongadas de sedimentos que están sometidas a depositación y deformación simultáneamente. La forma de la cuenca en la fosa está determinada por la flexura de la placa oceánica y la deformación frontal en la base del talud continental. Así, se pueden distinguir cuatro facies sedimentarias principales:

1. Facie pelágica
2. Facie terrígena

3. Facie de fosa

4. Facie de abanicos submarinos

Estos ambientes se pueden combinar en una variedad de asociaciones de facies. Los abanicos crecen radialmente hacia fuera, mientras que las cuñas están limitadas a las delgadas franjas de cuencas en la fosa. Las cuñas y abanicos de mayor tamaño parecen desarrollarse principalmente por la depositación a partir de flujos turbidíticos canalizados. Tanto las cuñas como los abanicos, sobreyacen los depósitos de la placa, formando una pequeña discordancia angular.

Según Schweller y Kulm (1978), el sistema de sedimentación actual en la fosa chilena se asemeja más a una de abanicos profundos que a una serie de cuencas turbidíticas. Los canales axiales parecen transportar los sedimentos cientos de kilómetros a través de los ejes de la fosa sin producir *levees* de alto relieve. El canal de la fosa chilena cambia de forma como respuesta a la variación del gradiente axial a lo largo de sus cerca de 1000 kms de largo. La interacción entre el aporte de sedimentos y las tasas de convergencia determinarían el tipo de depósitos de fosa y los distintos cuerpos sedimentarios presentes. En general, los márgenes con altas tasas de convergencia tienden a desarrollar cuñas sedimentarias en las fosas, mientras aquellos márgenes con tasas menores y mayor aporte de sedimentos forman con más facilidad abanicos (Schweller y Kulm, 1978).

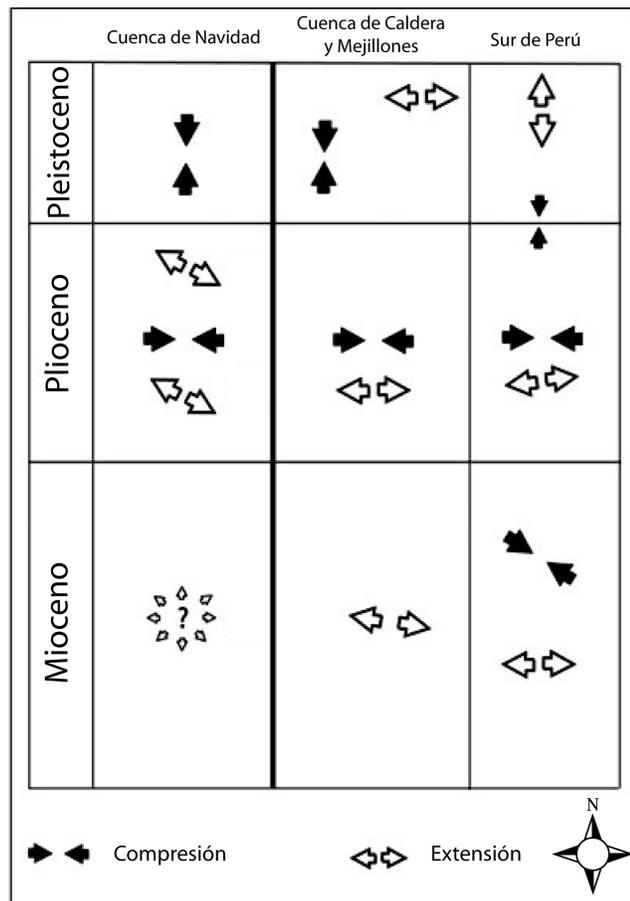
A través de estudios geofísicos, se han estimado las posiciones relativas tanto de las placas Africana y Sudamericana como de la placa de Nazca y Sudamericana. Combinándolas con las de la Pacífica y Antártica, la Antártica y Africana, se han podido determinar las variaciones en la tasa de convergencia entre la placa de Nazca y la Sudamericana (Pardo-Casas y Molnar, 1987). La placa de Nazca convergería hace aproximadamente 70 millones de años bajo la placa Sudamericana, pero la tasa ha variado considerablemente durante

este período. La tasa más rápida de convergencia ( $>100$  mm/año) habría ocurrido entre el Eoceno medio y tardío y desde el Oligoceno temprano. Desde el Cretácico Tardío hasta el Eoceno medio y entre el Eoceno tardío y Oligoceno Tardío, la tasa habría sido de  $50 - 55 \pm 30$  mm/año, en latitudes de Perú y disminuyendo paulatinamente hacia el sur. Estas fases de rápida subducción coinciden con las dos últimas fases de Steinmann de actividad tectónica relativamente intensa en Perú: La Incaica (Eoceno tardío) y la fase Quechua (Mio-Plioceno) (Pardo-Casas y Molnar, 1987).

Laveny y Cembrano (1999), a través del estudio de la geometría, cinemática de microfallas, y el análisis de tensores deviatoricos de los sedimentos mioceno–pliocenos y pleistocenos de la Depresión Central y de la Cordillera Principal entre los  $38$  y  $42^{\circ}30'S$ ; establecieron una serie de estados de esfuerzo a nivel regional que se resumen en los siguientes eventos tectónicos:

1. Un evento Plioceno, de tipo compresivo uniaxial, pre-cuaternario y generalizado en toda la zona estudiada, con una dirección de esfuerzo principal  $\sigma_1$  cercana a E-W.
2. Un evento Pleistoceno, con una partición de los esfuerzos, caracterizado en la zona de ante-arco por una compresión con dirección de esfuerzo principal  $\sigma_1$  NNE-SSW a N-S, y en la zona de intra-arco por una transgresión dextral con una dirección de esfuerzo principal  $\sigma_1$  NE-SW.

La compresión del Plioceno (E-W), estaría directamente ligada a un régimen de convergencia rápida y a un acoplamiento interplaca importante. La compresión del Pleistoceno, particionada y de dirección N-S en el ante-arco, estaría ligada a un régimen de convergencia más lento con acoplamiento más débil que en el Plioceno, y podría también explicarse, en parte, por una geometría cóncava del margen en relación al límite de convergencia (Laveny y Cembrano, 1999).



**Figura 2.11.** Compendio del promedio de las principales direcciones de deformación registradas en el antearco de las cuencas Neógenas de Navidad, Caldera, Mejillones y el sur de Perú. Modificada de Lavenu y Encinas (2005).

Otros estudios, como los de Lavenu y Encinas (2005), determinaron estados de esfuerzos para el Mioceno y Plioceno a partir de la deformación frágil en sedimentos neógenos. Se determinaron las direcciones principales de los esfuerzos producidos por diversos eventos tectónicos extensionales y compresivos. Se propuso entonces, que durante el Mioceno tardío-Plioceno temprano se produjo una extensión con dirección desconocida (ver Figura 2.11). Posteriormente, una deformación extensional de dirección aproximada este-oeste, afecta a esta zona durante todo el Plioceno. Durante esta época se produce un corto pulso tectónico compresivo de dirección EW. Lo acotado de los pulsos compresivos sugiere un marco tectónico de esfuerzos regional dominado por un ambiente extensional durante gran

parte del Neógeno para la cuenca de Navidad (Lavenu y Encinas, 2005). La Figura 2.11 muestra un cuadro comparativo de los estados de esfuerzos del antearco chileno y antearco sur peruano entre el Mioceno y Pleistoceno.

Es interesante destacar la correlación que se observa entre varios estados de deformación desde el Mioceno al Plioceno en los sedimentos depositados en el antearco chileno y peruano (Figura 2.11). Por ejemplo, durante el Mioceno parece predominar un régimen extensivo, que se prolongaría hasta el Plioceno temprano. Luego, durante el transcurso del Plioceno se observa la aparición de un pulso compresivo bien correlacionado, con una dirección de esfuerzo principal EW. Un nuevo pulso de compresión afectaría el antearco durante el Plioceno tardío–Pleistoceno Temprano, el que daría paso a una última distensión hacia el Pleistoceno Tardío.

### **3. CUENCA DE CALDERA**

---

Como se mencionara anteriormente, el presente estudio consta de dos grandes capítulos que resumen cada uno los resultados obtenidos en cada cuenca estudiada. Se inicia la presentación de la cuenca de Caldera, la cual fue la motivación inicial del estudio.

#### **3.1. Ubicación del Área de Estudio y Fisiografía de la Zona**

##### **3.1.1. Ubicación y Vías de Acceso**

El sector de Puerto Viejo, está ubicado en la costa de la III Región, en la localidad del mismo nombre, al noroeste de la ciudad de Copiapó, unos 26 km al sur de Caldera. En la Figura 3.1 se presentan los caminos principales por los que se puede acceder a la zona de estudio. Estos consisten en un camino no asfaltado (1), que empalma con la Panamericana Norte. También existe un camino costero que une Caldera, Bahía Inglesa y Puerto Viejo, asfaltado en el tramo Caldera–Bahía Inglesa y hasta el sector del Morro de Copiapó. Los caminos se encuentran relativamente en buen estado, bastando con un vehículo de tracción simple para desplazarse. Sin embargo, existen huellas que se internan en zonas más aisladas, como por ejemplo: quebrada La Higuera, quebrada Copiapó y quebrada Añañucal, donde se hace necesario utilizar un vehículo de doble tracción.

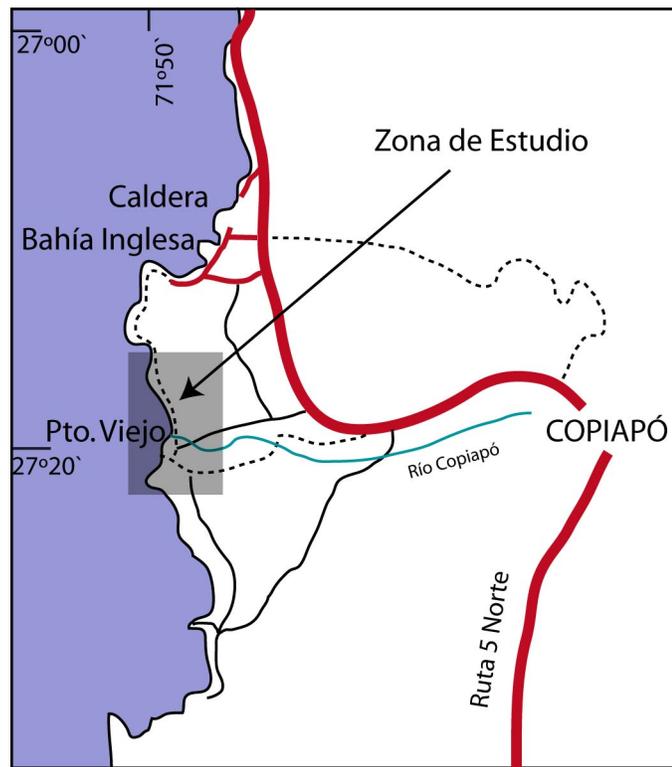


Figura 3.1. Ilustración de los principales accesos al sector de estudio.

### 3.1.2. Características Climáticas

El clima que predomina en la costa de la III Región es el denominado “Desértico con nublados abundantes” de la clasificación de Fuenzalida (1971), el cual se extiende por el litoral a lo largo de una angosta franja de territorio de altura inferior a los 1000 m s.n.m., desde el norte del país hasta aproximadamente los 30° 15’ de latitud sur. Este clima está controlado por la presencia de una capa de inversión térmica a los 1000 m s.n.m., que separa una masa de aire húmedo y relativamente frío, bien mezclado, del aire calentado por subsidencia. Los movimientos turbulentos en la capa húmeda inferior, forman un estrato de nubes de algunas centenas de m de espesor que intercepta la topografía produciendo la neblina costera denominada “Camanchaca”. Esta cubre el litoral durante la noche y se retira mar adentro en la mañana confiriendo a la nubosidad un ciclo diario característico.

Este clima se caracteriza por una alta humedad relativa, gran frecuencia de días nublados, carencia de lluvias y régimen térmico homogéneo, debido a la proximidad del mar donde la presencia de la corriente de Humboldt modera las temperaturas. La estabilidad atmosférica de la zona costera de Chile central y norte, es reforzada por las bajas temperaturas superficiales de las aguas del Océano Pacífico, generadas por la surgencia de aguas frías en la costa y por la presencia de la corriente de Humboldt.

Según Fuenzalida (1971), en Caldera el promedio de días nublados en un año típico es del orden de una centena y la humedad relativa es de un 75 %. La temperatura promedio anual es de 16.1°C y las precipitaciones alcanzan los 26.9 mm anuales. El sector de Caldera, está ubicado cerca de los 27° de latitud sur, límite septentrional del desierto de Atacama. Ortleb (1994) plantea que la hiperaridez del desierto de Atacama se debería a la extrema escasez de humedad proveniente del Océano Pacífico y al bloqueo de las masas de aire húmedo del dominio atlántico. Clásicamente se atribuye esta situación a la conjunción de una serie de factores orográficos, atmosféricos y oceanográficos. La imponente altura de la Cordillera de los Andes (cumbres a más de 6.000 m) constituiría una eficiente barrera a los aportes de humedad provenientes desde el este. La subsidencia atmosférica, ligada al fenómeno del anticiclón del Pacífico Sudoriental, refuerza este bloqueo de aire amazónico y al mismo tiempo favorece el fenómeno de inversión térmica que afecta la franja litoral.

Estudios más recientes (Evenstar *et al.*, 2005) realizados a través de elementos cosmogénicos ( $^3He$ ) sugieren que la parte oeste del desierto Peruano-Chileno (Cordillera de la Costa y Depresión Central) ha permanecido árida por al menos 22 Ma, la que finalmente no estaría directamente relacionada con el alzamiento de los Andes ocurrida desde al menos el Oligoceno.

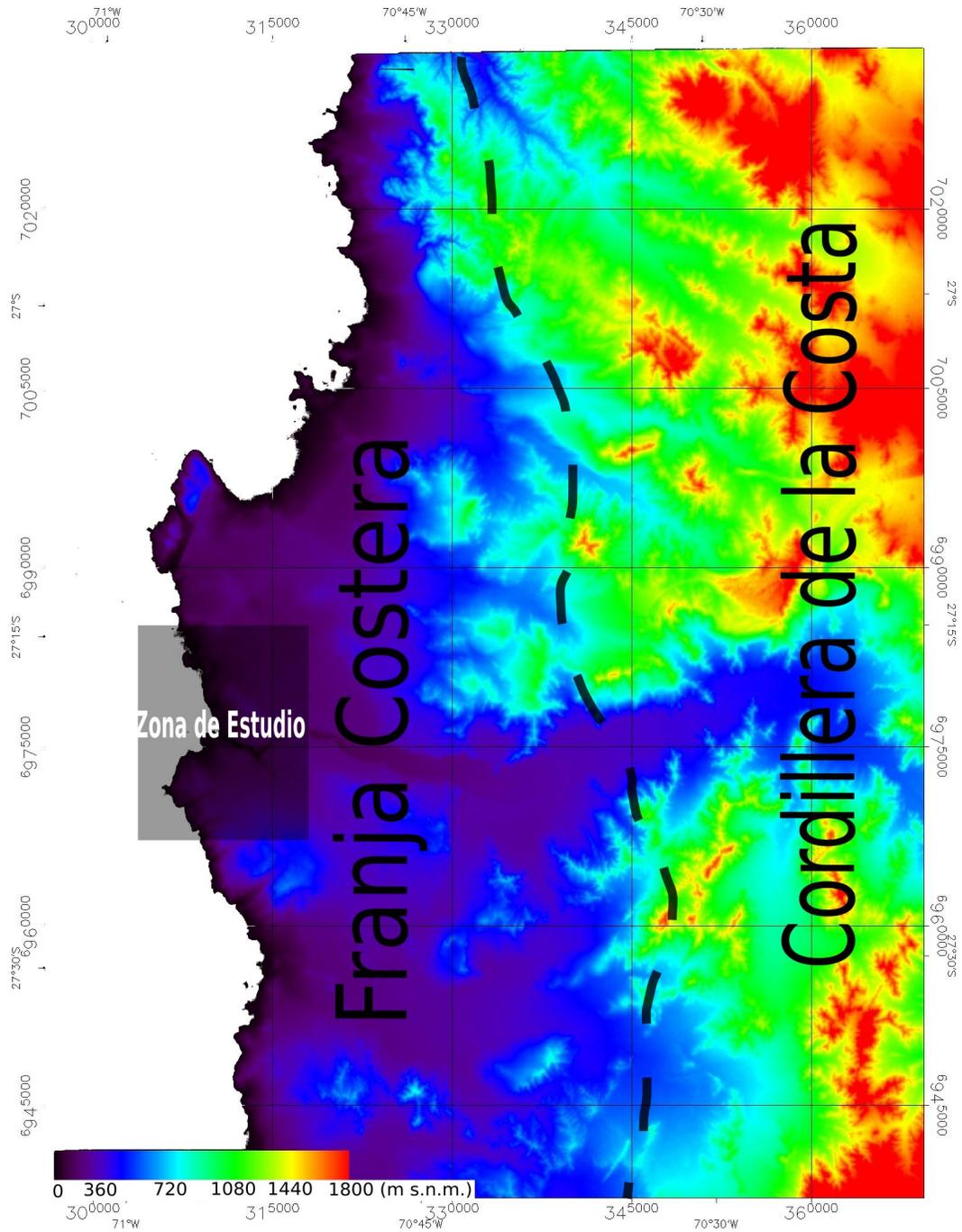
Por otro lado, a través de estudios de foraminíferos planktócicos en las costas del pacífico

sudamericano (Tsuchi, 2002) se logró identificar 3 episodios cálidos en las aguas superficiales (15,5 Ma; 11,5 Ma y 5,7 Ma), y un episodio frío más amplio (15–12 Ma).

### 3.2. Topografía y Geomorfología

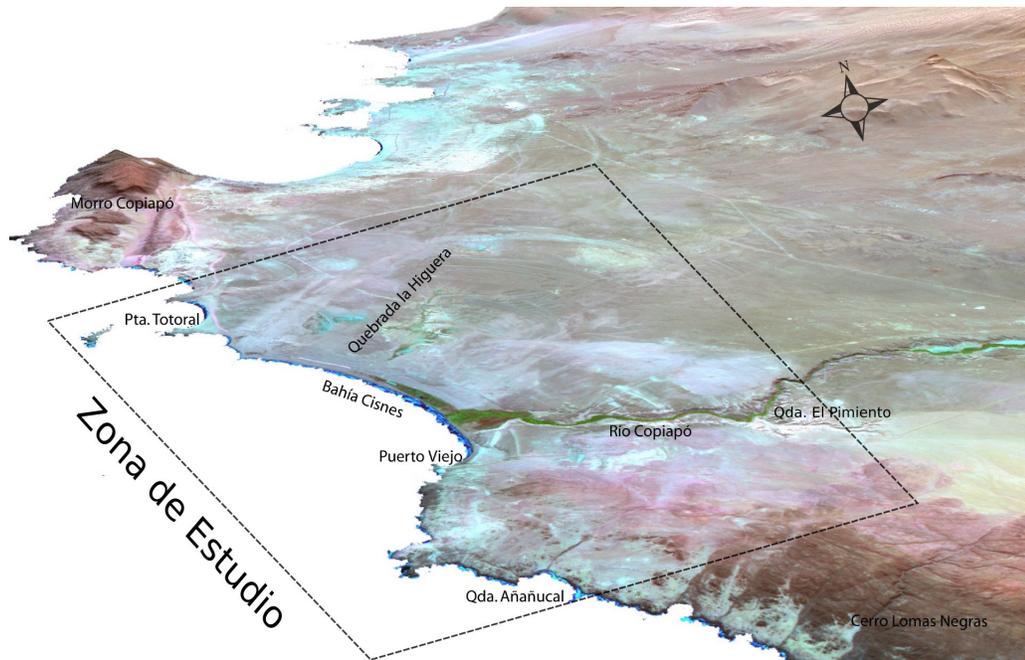
El sector de Puerto Viejo se emplaza en el dominio morfoestructural denominado “Franja Costera”, la que se presenta como una superficie delgada y elongada con disposición norte–sur. Está formada por una serie de niveles aterrazados y escalonados que alcanzan altitudes de hasta 350 m s.n.m. y anchos excepcionales de hasta 15 km, especialmente al sur de Caldera. Estas terrazas exhibirían un registro sedimentario marino de edad pleistocena (Marquardt, 1999). Más hacia el este y fuera del área de estudio, se reconocen tres unidades más; la Cordillera de la Costa, zona de Cordones Transversales (incluyendo la zona de transición con la Depresión Intermedia) y la Cordillera de los Andes respectivamente. En la Figura 3.2 se muestran las magnitudes topográficas del sector de Copiapó y Caldera, que corresponden a los rasgos del dominio de la *Cordillera de la Costa* y *Franja Litoral* principalmente.

Más particularmente, el sector costero comprendido entre Punta Totoral y la quebrada Añañucal (ver Figura 3.9 más adelante) se caracteriza por presentar muy suaves pendientes, con una topografía más bien plana, que no supera los 130 m s.n.m. (Figura 3.3). En este sector, la extensa bahía Los Cisnes es atravesada por la quebrada Copiapó por el sur, y en mucho menor medida por la quebrada La Higuera más al norte. Los afloramientos de aislados bloques del basamento forman pequeñas irregularidades que resaltan en la topografía. Un poco más al norte y fuera del área de estudio, aflora uno de estos bloques, con una mayor expresión topográfica y notorio control estructural: el Morro de Copiapó, cuyas cimas superan los 340 m s.n.m. Por otro lado, más al sur de la quebrada Añañucal,



**Figura 3.2.** Topografía generalizada de la *Franja Costera* y *Cordillera de la Costa* al sur de Caldera, III Región. Datos cada 30 m obtenidos de modelo de elevación digital.

en el sector de Cerro Lomas Negras, aflora otra importante manifestación del basamento, que forma parte del Complejo Epimetamórfico de Chañaral (Godoy y Lara, 1998).



**Figura 3.3.** Vista 3D en dirección NE de la zona de estudio. Se observan los rasgos morfológicos del sector de Puerto Viejo, con una topografía plana interrumpida por el río Copiapó. Obtenida mediante interpretación digital de una base *DEM* sobre una imagen satelital ASTER, bandas de discriminación tectónica (7,3N,1) y exageración vertical de 5X.

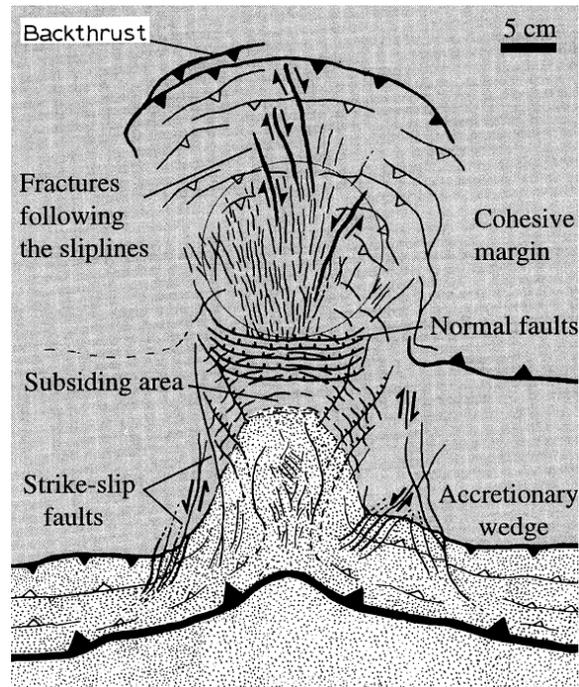
El basamento, tanto intrusivo como metamórfico, forma una superficie bastante irregular, de manera tal que la Formación Bahía Inglesa descansa en mayor medida directamente sobre esta especie de islotes, que aún afloran en sectores costeros. Esto da una idea de las paleocondiciones de depositación, las cuales no serían tan distintas a las condiciones actuales.

### 3.3. Marco Geológico Estructural

El sector de Caldera pertenece al límite norte de la denominada zona de subducción plana (*flat-slab region*), que comprende entre los 27 y 34° de latitud sur (Kay y Mpodozis, 2002).

Las variaciones en los magmas y datos geoquímicos de rocas volcánicas del Mioceno medio y temprano, coinciden con una transición en el régimen tectónico de un estado extensional a uno más compresional, asociado a cambios en los parámetros de convergencia de la placa de Nazca. Las diferencias que presentan de norte a sur los magmas de edades entre los 15 y 9 Ma, reflejarían parcialmente la migración hacia el sur de la subducción del brazo noreste de la dorsal de Juan Fernández, cuya influencia habría arribado a la zona de subducción plana hace aproximadamente 14 Ma, pasando bajo la latitud de Copiapó hace aproximadamente 12-10 Ma. La subducción de la dorsal de Juan Fernández es una perturbación que causa una fuerte influencia en el ángulo de subducción, disminuyéndolo en una zona en la que ya se encuentra regionalmente disminuido (Kay y Mpodozis, 2002; Le Roux *et al.*, 2006).

No es fácil de cuantificar la magnitud que tuvo la subducción de esta aspereza sobre la morfología de la cuenca. Sin embargo, el modelamiento análogo de subducción de *seamounts* y dorsales muestra que la subducción de asperezas volcánicas involucra una importante deformación e intenso fracturamiento del margen. Esto afecta significativamente la estructura de la placa suprayacente, permitiendo además que material del frente del margen sea subductado a mayores profundidades. El alzamiento incluiría dislocamiento a lo largo de *backthrusts* que se propagan desde la base de la aspereza, además de una zona de sombra o *forethrust* ubicada en el flanco continental de la misma (Figura 3.4). Cuando el *seamount* se encuentra completamente enterrado bajo el margen, esta zona desaparece y una más grande se crea en la estela que deja la aspereza, esto debido a la elevada posición de despegue. Como consecuencia, una sección del frente del margen acompaña al *seamount* a una mayor profundidad. Se desarrollaría un arreglo de fracturas siguiendo la trayectoria de las líneas de cizalle (*slip-lines*) sobre los flancos de la aspereza ya subductada, a partir de la transtensión en los límites de la zona de sombra. En una etapa tardía

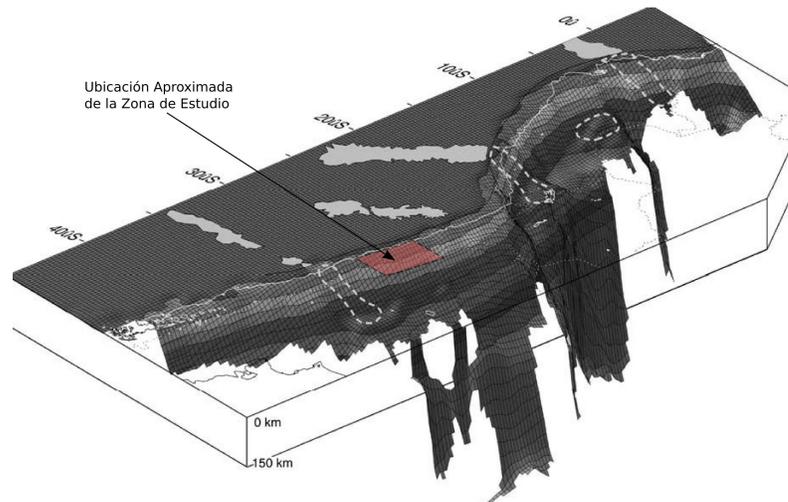


**Figura 3.4.** Interpretación estructural de la deformación y estructuras generadas durante el modelamiento análogo del proceso de subducción de una asperza ubicada en la placa subductada de un margen convergente. Modificado de Domínguez *et al.* (1998).

aparecería un set de fallas normales sobre la estela subsidente dejada por la deformación, y controlada por la morfología de la asperza (Domínguez *et al.*, 1998).

Estudios sísmicos de la placa de Nazca muestran que la ocurrencia de asperzas como *plateaus* oceánicos es común (Figura 3.5). Así entonces, la magnitud del acoplamiento interplaca aumenta, más aún cuando se trata de una zona de subducción plana (Gutsher, 2002).

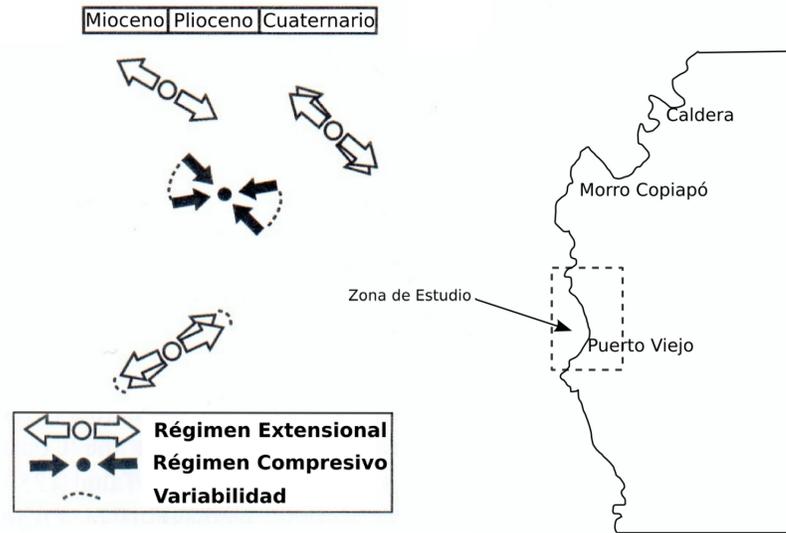
Lo anteriormente expuesto, requiere de la existencia de estructuras regionales, ya sea de naturaleza frágil o dúctil, capaces de acomodar los bloques como respuesta a las variantes condiciones de esfuerzo. En este contexto, Riquelme *et al.* (2003) a través de un análisis geomorfológico, proponen que a partir del Mioceno medio el Sistema de Falla de Atacama (SFA) habría sido capaz de acomodar gran parte del alzamiento relativo del lado



**Figura 3.5.** Vista 3D hacia el noroeste de la superficie de la placa de Nazca subductada, calculada a través de los hipocentros de terremotos. Se destaca la posición de los *plateaus* oceánicos y su posición estimada en la porción subductada. Modificada de Gutsher (2002).

oeste de la Cordillera de la Costa, a la altura de Chañaral (un poco más al norte de la zona de estudio). Esta condición se habría extendido hasta el Holoceno, a la vista de actividad sísmica reciente, que es consistente con un localizado alzamiento relativo de bloques al oeste del SFA. Se consideró además, que el SFA habría jugado un rol fundamental, actuando como una eficiente barrera del sedimento que era transportado desde la Cordillera Principal durante el Neógeno (Riquelme *et al.*, 2003).

Marquardt *et al.* (2004) en un estudio neotectónico en la zona de Caldera evidenciaron varios períodos de deformación asociados a distintos estados de esfuerzo desde el Mioceno al Cuaternario (Figura 3.6). Así entonces, estos autores postulan el dominio de un régimen extensivo desde el Mioceno tardío al Plioceno temprano, el que habría dado paso hacia el Plioceno tardío a un régimen compresivo. Ya hacia el Pleistoceno y hasta la actualidad se habría instaurado nuevamente un régimen extensional, el que estaría acompañado de alzamientos verticales responsables del escalonamiento de terrazas de abrasión marina expuestas actualmente en este sector de la Franja Costera.

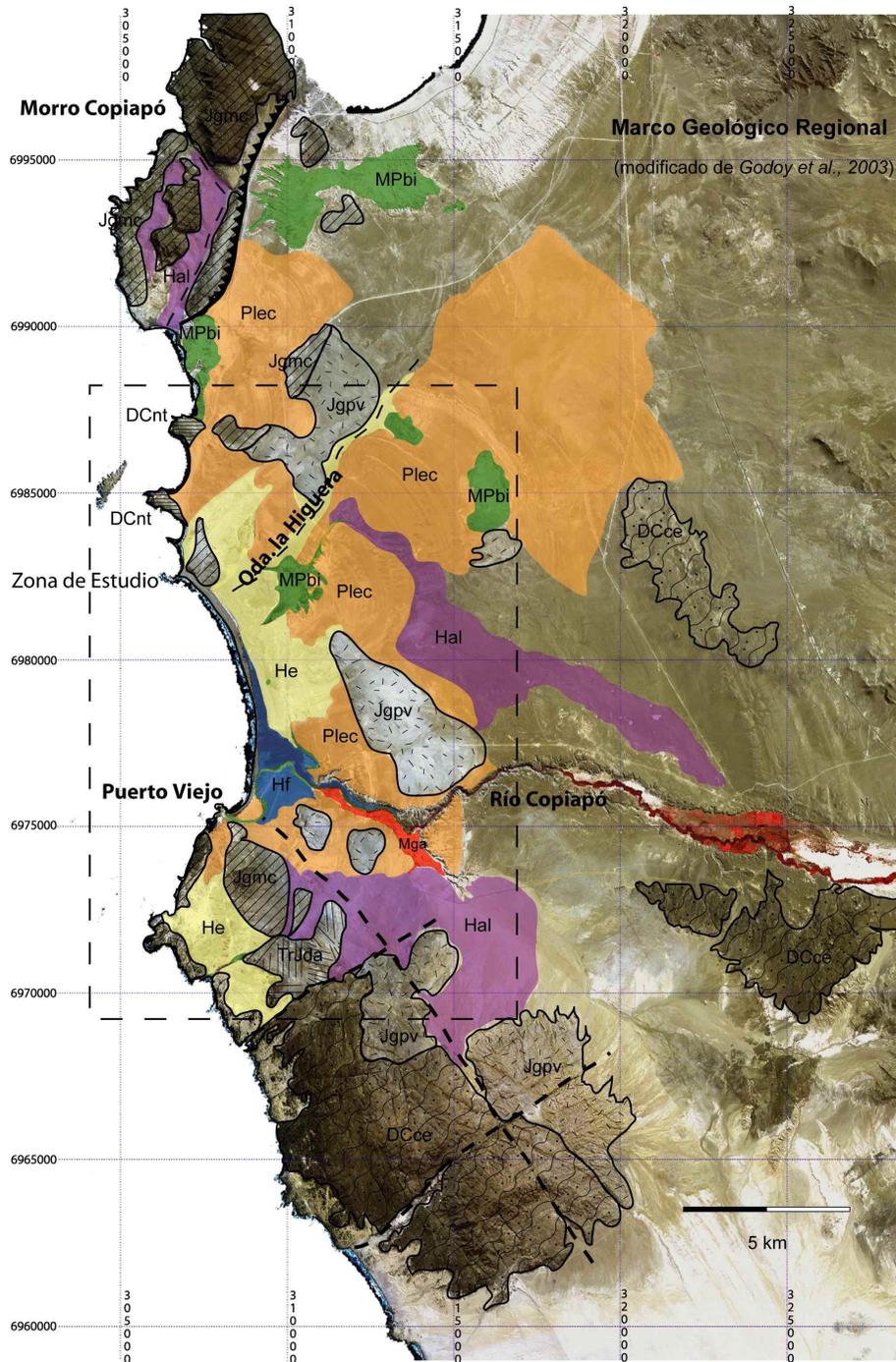


**Figura 3.6.** Resumen de los estados de esfuerzo en el área de Caldera desde el Mioceno al Cuaternario. Modificado de Marquardt *et al.* (2004).

### 3.4. Geología Regional

La zona de estudio de la cuenca de Caldera presenta un marco geológico diverso, que incluye rocas metamórficas de edad paleozoica, rocas intrusivas de edad mesozoica, rocas sedimentarias de edad neógena y pleistocena–cuaternaria. Los depósitos neógenos se habrían depositado sobre un basamento labrado en rocas paleozoicas y mesozoicas, pero además se habrían sucedido importantes eventos de alzamiento y subsidencia tectónica que levantaban y hundían grandes bloques del basamento y afectaban la depositación simultáneamente.

En la Figura 3.7 se muestra un mapa geológico simplificado de la zona de estudio en la cuenca de Caldera. La descripción de las principales unidades y formaciones citadas en la figura se detalla en el Anexo D, a excepción de la Formación Bahía Inglesa y unidades más recientes las cuales se presentan a continuación en el texto dada su relación con las unidades litoestratigráficas descritas más adelante (Sección 3.6).



**Figura 3.7.** Mapa geológico regional de la zona de estudio en la cuenca de Caldera. Modificado de Godoy *et al.* (2003). Dibujado sobre fotografía satelital, ver página siguiente para leyenda (3.8).

Neógeno	Pleistoceno - Holoceno	 Depósitos Eólicos (He)  Depósitos Aluviales (Hal)  Depósitos Fluviales (Hf)  Estratos de Caldera (Plec)
	Mioceno	 Formación Bahía Inglesa (MPbi)  Gravas de Angostura (Mga)
Jurásico		 Granodiorita Morro Copiapó (Jgmc)  Monzogranito Puerto Viejo (Jgpv)
Triásico		 Diorita Cuarcifera Añañuical (TrJda)
Paleozoico		 Neisses de Caleta Turenne (DCnt)  Complejo Epimetamórfico de Chañaral (DCce)
		 Falla Inversa. Dientes indican bloque alzado  Falla cubierta

Figura 3.8. Leyenda mapa geológico regional de la zona de estudio en la cuenca de Caldera (Figura 3.7)

### 3.4.1. Gravas de Angostura, Mga

(Mioceno temprano–Mioceno medio) Godoy y Lara (1998)

**Definición y Relaciones Estratigráficas:** Se agrupan en esta unidad gravas clasto y granosoportadas, monomícticas, rojizas, con clastos tamaño grava, intercalados con gravas finas y arenas gruesas bien estratificadas, no cohesivas a ocasionalmente cementadas con calcita. Éstas afloran aguas abajo de la angostura del río Copiapó y hasta 2,5 km antes de su desembocadura, alcanzando su máximo espesor en la quebrada El Pimiento. Sobreacen a un importante paleorrelieve labrado sobre granitoides jurásicos y subyacen, en discordancia de erosión, a la Formación Bahía Inglesa (MPIbi).

**Litología:** Esta unidad esta constituida por gravas, gravas finas y arenas guijarrosas, medianamente consolidadas. Las gravas, que alcanzan 80 % de estos materiales, son principalmente angulosas, solo 5 a 10 % son redondeadas, mal seleccionadas, y sus diámetros son variables, entre 2 y 20 cms. Los clastos se componen, mayoritariamente, del retrabajo de los granitoides circundantes y subyacentes y en menor proporción, cuarcitas y filitas del basamento metamórfico. Las areniscas constituyen, por lo general, la matriz que soporta los clastos y escasos estratos con estratificación plana a levemente cóncava. En general, la estratificación de la sucesión es mala, en bancos macizos decimétricos, donde se distingue internamente, estratificación en láminas planas a levemente cóncavas y ocasionalmente algunos estratos canalizados de areniscas. Hacia la desembocadura, aparecen facies litorales indicados por la presencia de restos de *Balanus sp.* e incipiente cemento carbonatado. Presenta un halo de meteorización o alteración subaérea, que produjo la oxidación de minerales máficos, otorgándole una tonalidad rojiza.

**Edad:** Sus relaciones estratigráficas sugieren una edad mínima miocena media (Godoy *et al.*, 2003). Por otra parte, la sedimentación de estas gravas, de carácter agradacional, ocurrió con posterioridad a una incisión de carácter regional que genera un paleovalle en el curso bajo del río Copiapó (Godoy *et al.*, 2003). Si se acepta que esta incisión se produjo durante el descenso global del nivel marino acontecido durante el Oligoceno Tardío (Haq *et al.*, 1985), las gravas se habrían depositado durante el ascenso global del nivel marino que le sucede, esto es, en la base del Mioceno temprano, lo que permitiría restringir la edad máxima de esta unidad a dicho lapso (Godoy *et al.*, 2003). A través de una datación de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en un espécimen de *Chlamys sp.* encontrado en un conglomerado grueso con matriz bioclástica, interpretado como un conglomerado de playa en la facie litoral de las Gravas de Angostura, se puede acotar la edad mínima de esta unidad a 15,3 Ma (en este estudio, ver sección 3.6).

**Ambiente Depositacional:** Las facies pobres en detritos finos y desprovistas de restos vegetales evidencian un ambiente continental, de tipo aluvial, característico de clima árido a semiárido, donde los sedimentos fueron transportados por flujos en laminas y, ocasionalmente, flujos canalizados. Este ambiente habría evolucionado lateralmente hacia condiciones marinas costeras propias de un delta de abanico aluvial con aportes locales y retrabajo por olas.

#### 3.4.2. Formación Bahía Inglesa, MPbi

(Mioceno medio–Plioceno temprano) Rojo (1985), enmendado Marquardt *et al.* (2000).

**Definición y Relaciones Estratigráficas:** Sucesión sedimentaria clástica, fosilífera y semiconsolidada, de carácter marino litoral y fuertes variaciones laterales y verticales de

facies, expuesta a lo largo de la franja costera de la Carta de Caldera (Godoy *et al.*, 2003), desde la quebrada Blanca, por el norte, hasta Puerto Viejo por el sur (Marquardt *et al.*, 2000; Rojo, 1985). Marquardt (1999) propone redefinirla mediante dos localidades tipo según las relaciones de contacto y potencia de la unidad:

- Desembocadura del río Copiapó: se expone aquí su base, consistente en un conglomerado de carácter transgresivo, grueso, de 1,5 m de espesor, depositado con leve angularidad sobre una superficie de erosión que presenta un ligero manteo hacia el oeste, labrada en las Gravas de Angostura (Mga). Le siguen hasta 30 m de areniscas que se interdigitan con coquinas, a las cuales sobreyacen en discordancia de erosión, los Estratos de Caldera (Hec).
- Playa Chorrillos: localidad en la cual la formación alcanza un espesor compuesto máximo de 80 m y sobreyace directamente a la Granodiorita Morro Copiapó (Jgmc). Se reconocen aquí, por lo menos, 10 secuencias sedimentarias con asociaciones de facies diferentes. El techo de la formación nuevamente está definido por la discordancia de erosión antedicha.

**Litología:** En Bahía Inglesa y localidades cercanas, predominan litofacies de coquinas, areniscas, margas y fangolitas; en estas últimas se incluyen diatomitas, fosforitas y cenizas retrabajadas. En menor proporción afloran conglomerados y brechas. Las coquinas, de espesores cercanos a un metro, generalmente están intercaladas con bancos de areniscas guijarrosas. Son en parte arenosas a conglomerádicas, de color blanco amarillento y están constituidas por fragmentos o ejemplares bien conservados de *Ostreas sp.*, *Chlamys sp.* y *Balanus sp.*, entre otros. Las areniscas se presentan en bancos métricos masivos o con estratificación plana y cruzada en artesa. Varían en granulometría de finas a gruesas y son de colores grises a pardo verdosas. Presentan restos fósiles de moluscos, con frecuente

bioturbación tanto de poliquetos como bivalvos y contenidos variables de foraminíferos. Contienen, además, abundantes restos óseos de cetáceos (*Misticetos* y *Odontocetos*), aves, pinipedios (focas y posibles lobos de mar), dientes y vértebras de seláqueos, placas dentarias de rayas, vértebras y escamas de Teleosteos. Las fangolitas están constituidas por facies de limolitas amarillo-grisáceas, laminadas, en parte yesíferas y cineríticas; por arcillolitas pardo rojizas y por fangos diatomáceos que en ocasiones tienen una importante componente piroclástica.

Los conglomerados, asociados con la erosión local de paleorreliieves, son del tipo clastosoportado, con capas de uno a dos m de espesor, con clastos líticos polimícticos a monomícticos y composición granítica y/o metamórfica. Estos presentan una moderada madurez textural y una matriz de arena, en parte bioclástica.

Las brechas son polimícticas (líticos graníticos e intraclastos), clasto o matriz soportadas, están generalmente asociadas a frentes de deformación y forman capas de uno a dos m de espesor. Los depósitos, como ocurre en el sector del Morro Copiapó, son gruesos e incluyen bloques de dimensiones decimétricas cuando se encuentran próximos a fallas sinsedimentarias y se observa como se adelgazan progresivamente al alejarse del frente de deformación.

Las fosforitas se presentan en tres formas principales que, según la clasificación de Garrison (1992), corresponden a fosfatos tipo F, P y D. Forman, en el sector de Bahía Inglesa, tanto depósitos estratiformes constituidos por capas decimétricas como depósitos asociados con sistemas de canales, estos últimos de distribución local (Rojo, 1983).

**Edad:** Originalmente se estableció una edad miocena indiferenciada para esta formación, basándose en la presencia de dientes de seláqueos (Rojo, 1985). En la Carta de

Caldera (Godoy *et al.*, 2003), sobre la base de estudios de paleomalacología, micropaleontología y relaciones morfoestratigráficas se la asigna a una edad comprendida en el rango Mioceno medio al Plioceno temprano. La presencia de *Globigerina bulloides* y *Neogloboquadrina pachyderma* permitió asignar una edad máxima de la base de la secuencia a la Zona N9 (16 Ma), del Mioceno medio, lo que concuerda de buena manera con la datación isotópica de *Sr* en el conglomerado basal de la formación, que entregó una edad de  $15,3 \pm 0,2$  Ma (en este trabajo). Por otra parte, la presencia de *Globigerinella calida* y *G. crassaformis*, permiten ubicar el techo de la secuencia, como máximo, en la Zona N19 (4,8 Ma), correspondiente al Plioceno temprano.

**Ambiente depositacional:** De acuerdo con los datos micropaleontológicos, los depósitos de esta formación representan ambientes desde litorales hasta ambientes profundos de talud continental. Los foraminíferos bentónicos indican, de preferencia, profundidades medias de hasta 800 m (Achurra, 2004). Por otra parte, la presencia de depósitos fosfáticos y diatomitas indican un ambiente de surgencia litoral de aguas profundas ricas en nutrientes (Garrison, 1992).

Las areniscas que se interdigitan con coquinas en la desembocadura del río Copiapó, son interpretadas como de delta proximal con influencia marina (Godoy *et al.*, 2003). En la playa Chorrillos, a su vez, los canales métricos desarrollados en las areniscas basales y rellenos de areniscas finas, fangolitas e intraclastos, pueden representar un cañón submarino profundo en la zona batial (Achurra, 2004).

### 3.4.3. Estratos de Caldera, Plec

(Pleistoceno–Holoceno) Marquardt *et al.* (2000)

**Definición y Relaciones Estratigráficas:** Sucesión sedimentaria marina-litoral compuesta por depósitos carbonáticos y clásticos, expresada morfológicamente como un conjunto de terrazas de abrasión marina con depósitos asociados. Las terrazas y sus depósitos litorales asociados se distribuyen a lo largo del dominio costero, y su localidad tipo se ubica directamente al este del puerto de Caldera. En el sector del río Copiapó alcanzan hasta 15 km al interior de la línea de costa actual y se mantienen a cotas inferiores de  $210 \pm 20$  m sobre el nivel del mar.

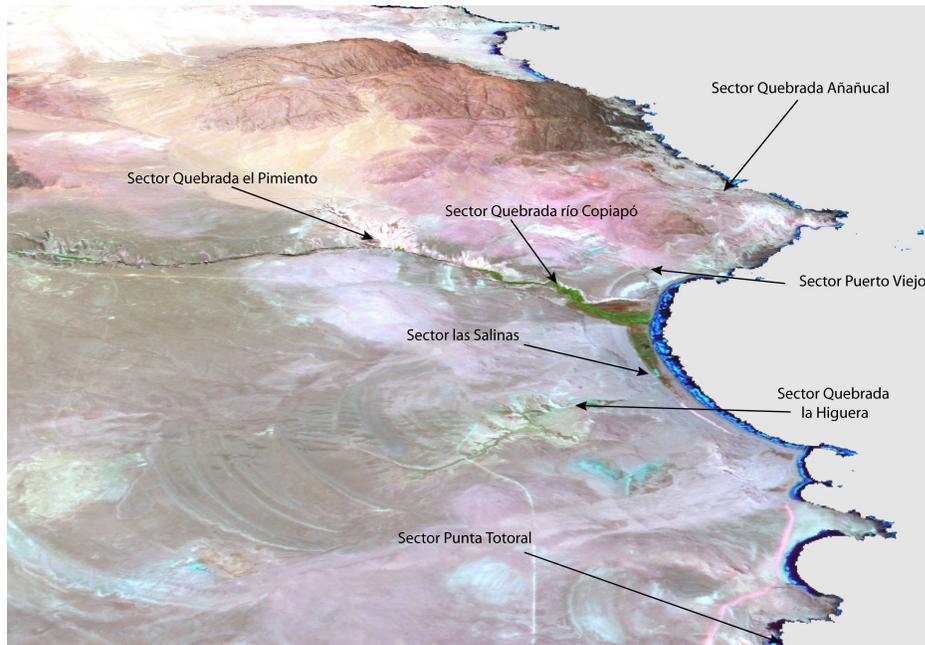
Esta unidad morfoestratigráfica sobreyace, en discordancia de erosión, tanto a la Formación Bahía Inglesa (Mioceno medio-Plioceno temprano) como a los Estratos de Agua Amarga (Plioceno) y se encuentra cubierta por depósitos eólicos y aluviales recientes (Marquardt *et al.*, 2000). Se reconocen hasta 7 terrazas de distinta edad, incluyendo la playa actual, al interior de Bahía Inglesa.

**Litología:** Los sedimentos asociados con estas terrazas, habitualmente preservados, se caracterizan por formar niveles estrato y granodecrecientes de espesores variables entre 1 y 3 m. Constituyen depósitos ya sea no consolidados (e.g., playas actuales) a bien cementados (e.g., losas carbonáticas resistentes asociadas a plataformas marinas ya emergidas). En los depósitos cementados se diferencian dos tipos de facies: un conglomerado basal y las areniscas y coquinas superiores. Estos depósitos se relacionan con dos categorías de rasgos morfológicos bien desarrollados: terrazas marinas y cordones litorales. Los acantilados que limitan tierra adentro las terrazas alcanzan una altura promedio de 5 m, pero localmente, como por ejemplo en el acantilado actual de playa Chorrillos, pueden llegar hasta 50 m. Los cordones litorales, constituidos por arenas, guijarros y coquinas, representan paleolíneas de costa.

**Edad:** La presencia, en ambas facies, de *Argopecten Purpuratus* y *Concholepas Concholepas* es considerada por Herm (1969) como indicadora de una edad holocena tardía. Sobre la base de asociaciones faunísticas específicas y relaciones morfoestratigráficas, la edad de los Estratos de Caldera (Marquardt *et al.*, 2000) fue estimada entre 330 y 400 ka (Marquardt, 1999).

### 3.5. Sitios de Estudio

A continuación se hace referencia a los sitios seleccionados para la confección de las columnas estratigráficas y para el muestreo. Estos sitios están ordenados de norte a sur, y de oeste a este para las quebradas con más de una descripción (ver Figura 3.9).



**Figura 3.9.** Ubicación de los puntos de estudio y obtención de muestras en la cuenca de Caldera. Vista de hacia el sur desde sector del Morro de Copiapó, obtenida de modelo de elevación digital.

En la Tabla 3.1 se presenta un resumen de la ubicación de los sitios seleccionados, que corresponden a las mejores exposiciones de la Formación Bahía Inglesa en el cuadrángulo

de estudio. Considerando que existe una amplia cobertura pliocena y holocena, éstas se pueden reducir a estrechas franjas para vistas en planta. El límite norte de la zona de

**Tabla 3.1.** Coordenadas UTM (psad56) de los principales puntos de estudio y muestreo en la cuenca de Caldera.

<b>Localidad</b>	<b>E (m)</b>	<b>N (m)</b>
Quebrada Añañucal	307.617	6.970.426
Quebrada Puerto Viejo	309.250	6.975.800
Quebrada río Copiapó	312.088	6.975.464
Quebrada El Pimiento	313.400	6.975.000
Playa Puerto Viejo	309.100	6.976.300
Desembocadura sur quebrada Copiapó	310.000	6.976.800
Desembocadura norte quebrada Copiapó	309.500	6.978.000
Las Salinas	309.500	6.979.120
Cerro norte quebrada La Higuera	310.000	6.982.650
Corte camino oriente quebrada La Higuera	311.300	6.983.250
Cerro Testigo quebrada La Higuera	310.250	6.982.500
Quebrada La Higuera	310.100	6.981.500
Sector Punta Totoral	307.400	6.987.400

estudio (Punta Totoral, Figura 3.9) se eligió estratégicamente para lograr una correlación con trabajos similares realizados inmediatamente al norte como parte del mismo proyecto (Achurra, 2004).

### 3.6. Litoestratigrafía

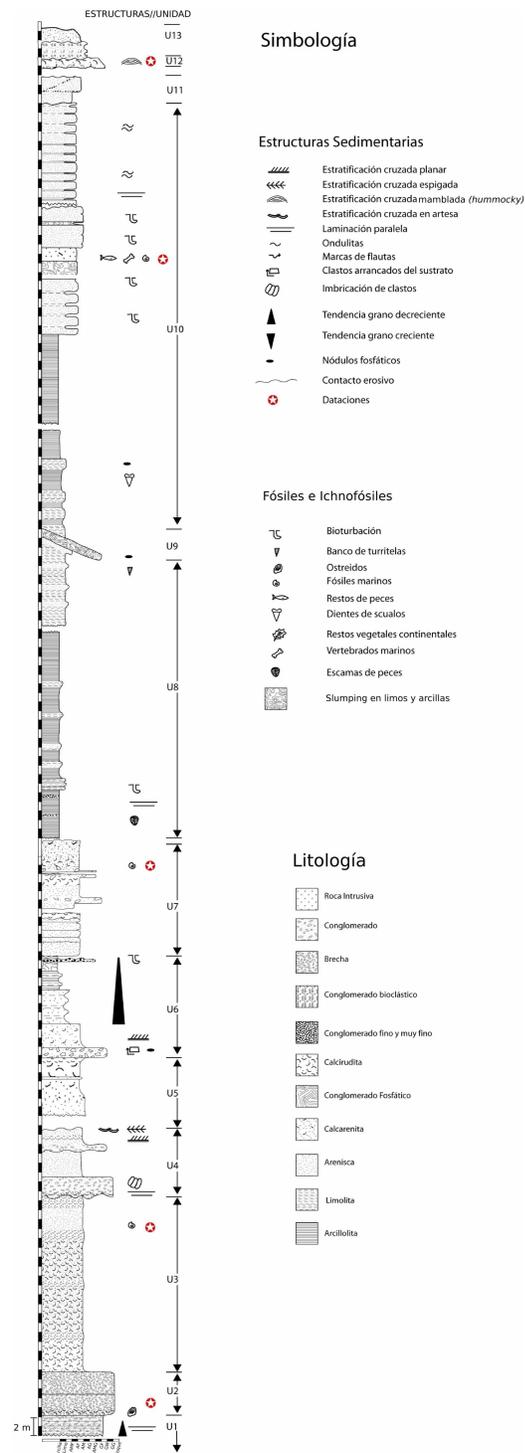
La confección de una columna estratigráfica clave es fundamental para la elaboración de un modelo secuencial que sea coherente con los datos batimétricos y de cronoestratigrafía. Tomando en cuenta que no fue posible la construcción de secciones que abarcasen o representasen en su totalidad la sucesión de unidades a continuación definidas, se procedió a correlacionar éstas utilizando como principal criterio las relaciones estratigráficas, características litológicas, dataciones y batimetrías derivadas de foraminíferos. Sin embargo, se logró un control estratigráfico basado en el anclaje a las dos secciones principales: en la quebrada del río Copiapó y la quebrada La Higuera. El resultado de esta interpretación

litoestratigráfica se puede observar en la columna estratigráfica compuesta de la Figura 3.10. Las correlaciones individuales interpretadas desde las columnas levantadas en cada punto de estudio se presentan en el Anexo C.

A continuación se hace una descripción litoestratigráfica de las unidades definidas en el estudio. Se incorpora además, la información obtenida de los análisis de micropaleontología como un dato bioestratigráfico adicional.

**Unidad 1:** La unidad basal aflora en el sector de la quebrada Copiapó, en particular en el sector de la quebrada El Pimiento (ver Figura 3.3). Se apoya directamente sobre el basamento y consiste en un máximo de 20 m de paraconglomerado fino, estratificado horizontalmente, con clastos angulosos de mala selección y matriz de arena media fina que presenta tendencia granodecreciente hacia el techo. Los clastos provienen del basamento y son de origen intrusivo. Se observa una fuerte oxidación de los minerales disgregados de los clastos, que le da un aspecto rojizo, la que sería producto de alteración subaérea pedológica que genera “maicillo” rojizo (Marquardt, 1999). Presenta muy bajo contenido de bioclastos, con muy delgados y aislados niveles de conchas fracturadas. Esta unidad aflora a lo largo de la quebrada del río Copiapó, desde la desembocadura y hasta por lo menos la desembocadura de la quebrada El Pimiento, y corresponde a las Gravas de Angostura (Godoy y Lara, 1998) (ver Sección 3.4.1).

**Unidad 2:** Sobreyace en contacto erosivo a la unidad 1. Corresponde a una sucesión clástica, constituida en su base por un metro de ortoconglomerado polimíctico, con clastos angulosos, matriz de arena media gruesa. Grada a un paraconglomerado muy grueso, con bloques de hasta 1 metro, clastos subredondeados y mala selección. La matriz es de arena muy gruesa y conglomerados muy finos, además de hasta un 10 % de bioclastos muy

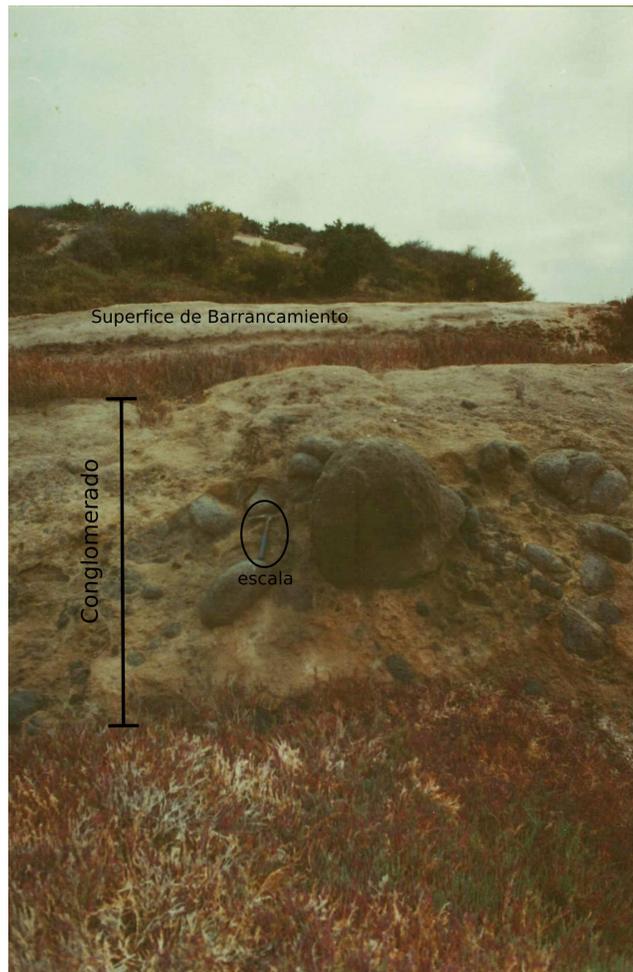


**Figura 3.10.** Columna estratigráfica clave de la cuenca de Caldera, para el sector entre Punta Totoral y Puerto Viejo.

fracturados. Hacia el techo, la unidad 2 aumenta gradualmente su contenido bioclástico para dar paso a una calcirudita. Presenta un espesor que no supera los 5 m, con especies de *Balanus*, *Ostrea* y restos indeterminados de conchas muy fracturadas, además de clastos angulosos de menos de 2 cm de origen intrusivo.

En el techo de la unidad 2 aparece otro nivel clástico, un paraconglomerado de mala selección, polimíctico, con bioclastos bien conservados de *Ostrea sp.* y matriz de arena fina. Aparecen especímenes de *Balanus sp.* adosados a algunos clastos más redondeados. Éste estrato se dispone en contacto gradual sobre la biocalcarenita subyacente. Queda bien expuesta en la ribera sur de la quebrada del río Copiapó, pocos kilómetros al interior de la desembocadura (ver Figura 3.9). Además, los primeros dos niveles de esta unidad pueden correlacionarse con un afloramiento aislado de un conglomerado grueso de matriz bioclástica que aparece en la base de la quebrada La Higuera, algunos kilómetros más al norte. En este sector, el conglomerado monomíctico grada rápidamente a una biocalcirudita muy fracturada, con matriz de arena media fina, color amarillento, que conserva algunos bioclastos de *Chlamys sp.* y que forma una especie de pequeño embaldosado parcialmente expuesto sobre una superficie de abrasión marina al costado sur de la desembocadura de la quebrada La Higuera (Figura 3.11). Sin embargo dado lo reducido del afloramiento no se encontraron más argumentos ni estratigráficos ni cronoestratigráficos para sostener la correlación.

Esta unidad clástica (2) tiene también su manifestación aguas arriba por la quebrada Copiapó, a la altura de la desembocadura de la quebrada El Pimiento. En este sector aparece un paquete de cuatro m de brechas, con matriz de arena muy gruesa, de mala selección, con tamaños que varían entre los 3 y 50 cm. Su nivel base presenta grandes bioclastos de *Ostrea sp.* bien conservados y bien cementados en una matriz calcárea de arena media (ver Figura 3.12). Sobre ésta, y en contacto nítido, se dispone otro estrato de brechas con



**Figura 3.11.** Conglomerado grueso, monomítico expuesto en la desembocadura de la quebrada La Higuera, correspondiente a la unidad 2.

granulometría similar al nivel inferior, pero con ausencia de conchas y matriz calcárea.

Esta unidad (2) presenta las especies bentónicas *Hoeglundina sp.*, *Bolivina bicostata*, *Bolivina pseudospissa*, *Bulimina curta*, *Buliminella elegantissima*, *Buliminella peruviana* y *Pseudononion sp.*

**Unidad 3:** Se dispone en contacto erosivo sobre la unidad 2, y expone en su base a lo menos 4 m de cuarzarenitas medias-finas, cristalinas, color gris, con alto contenido de micas, algunos bioclastos de *Ostrea sp.*, *Balanus sp.* y gastrópodos indeterminados



**Figura 3.12.** Vista en detalle de la brecha con bioclastos expuesta en la base de la sección de la quebrada El Pimiento correspondiente a la unidad 2. Notar rayador en esquina inferior derecha como escala.

en un porcentaje menor al 15 %. Este nivel está parcialmente expuesto, pero es posible reconocerlo tanto en la quebrada Copiapó como en la quebrada El Pimiento. A medida que se asciende en la columna el contenido bioclástico aumenta, de esta forma gradúa a un grueso paquete de 20 m de biocalcarenitas cuarcíferas, de grano medio, color grisáceo con tonalidades amarillas en niveles donde aumenta considerablemente el contenido de conchas fracturadas y la cementación (Figura 3.13). Se conservan especímenes completos de *Chlamys sp.*, además de un esqueleto completo de cetáceo inmerso en una capa de calciruditas hacia el techo.

**Unidad 4:** En el sector de la quebrada El Pimiento, se expone una sucesión clástica, que se encuentra sobreyaciendo en contacto erosivo a la unidad 3. La unidad 4 está formada por un ortoconglomerado basal de 2 m de espesor, compuesto por conglomerados medios y gruesos que en su base presentan intercalaciones centimétricas de calciruditas laminadas horizontalmente. Los clastos son polimícticos, bien redondeados, de mala selección, con



**Figura 3.13.** Vista general de la sección expuesta en la ribera sur de la quebrada Copiapó, a la altura de la quebrada El Pimiento.

tamaños que varían entre 1 y 25 cm. Presenta imbricación de los clastos, un 20 % de matriz de arena fina a media y ausencia de bioclastos (Figura 3.14). En contacto nítido sobre este nivel clástico se disponen cerca de 3 m de calcarenitas medias a finas. Se presentan masivas, de color café claro y conservan un bajo contenido de bioclastos, principalmente *Chlamys sp.* Hacia el techo de la unidad, y en contacto erosivo sobre las areniscas, se disponen 1,5 m de un conglomerado polimíctico, matriz soportado, clastos redondeados de mala selección, con tamaños que varían entre 1 y 20 cms. Este último tiene un 60 % de matriz, entre arena media y conchilla muy molida. Este conglomerado grada a 1,5 m de areniscas medias, laminadas paralelamente, que además presentan estratificación cruzada de alto ángulo y estratificación espigada en sectores donde aparecen niveles fuertemente cementados de calciruditas finas mezcladas con conglomerados finos, sumado a algunos clastos volcánicos de buena esfericidad y redondeamiento.

En esta unidad (4) se encontraron los siguientes foraminíferos bentónicos: *Bolivina bicostata*, *Bolivina pseudospissa*, *Buccella sp.*, *Bulimina marginata*, *Buliminella elegantissima*, *Hoeglundina sp.* y *Pseudononion sp.*; además de las especies planctónicas *Globigerina bu-*



**Figura 3.14.** Ortoconglomerado imbricado expuesto en la zona alta de la sección expuesta en la quebrada del río Copiapó, correspondiente a la unidad 4.

*lloides y Neogloboquadrina pachyderma.*

**Unidad 5:** Ésta queda bien expuesta en el sector de la desembocadura del río Copiapó, tanto en el lado sur como en el norte. En el costado sur, aparecen cerca de 10 m de biocalcarenitas masivas, bien cementadas, de tonalidades amarillas, grano medio, con un porcentaje de bioclastos menor al 5 % (ver Figura 3.15). Hacia el techo se evidencian relictos de bioturbación ya disuelta. Este paquete se correlaciona con la sucesión que aflora en el sector norte de la desembocadura. Aquí aparece en la base un nivel de biocalcarenitas líticas gruesas, con un contenido de bioclastos cercanos al 20 %, compuesto por conchas de bivalvos y gastrópodos indeterminados muy fracturados. Este nivel gradada, hacia el techo, a una calcirudita masiva de color gris, bien cementada, con una matriz de arena media cristalina que contiene un alto porcentaje de cristales derivados del intrusivo que conforma el basamento. Hacia el techo, las calciruditas gradan nuevamente a un paquete de biocalcarenitas, con alto contenido de conchas molidas (<40 %). Presenta tonalidades amarillas y se encuentra bien cementado.



**Figura 3.15.** Vista general de la sección expuesta en la desembocadura sur de la quebrada del río Copiapó, correspondiente a la unidad 5.

La unidad 5 se correlaciona con capas basales de calcarenitas medias, masivas, color amarillo grisáceo con bajo contenido bioclástico, expuestas en la base de un pequeño farellón en el sector norte de la playa de la localidad de Puerto Viejo, como también en la pared expuesta de la zona oriental de la localidad de Puerto Viejo, a un costado del acceso principal. En este último sector, aparecen tres estratos correspondientes a esta unidad (5): En la base, 2 m de calcarenitas medias gruesas, medianamente consolidadas de color amarillento, con un porcentaje bajo de fragmentos de conchas. En contacto gradual aparecen 2,5 m de calcarenitas medias con aumento en el contenido bioclástico, que no supera el 20%. El nivel superior consiste en 2 m de calciruditas bien cementadas y menos fracturadas que en los niveles inferiores.

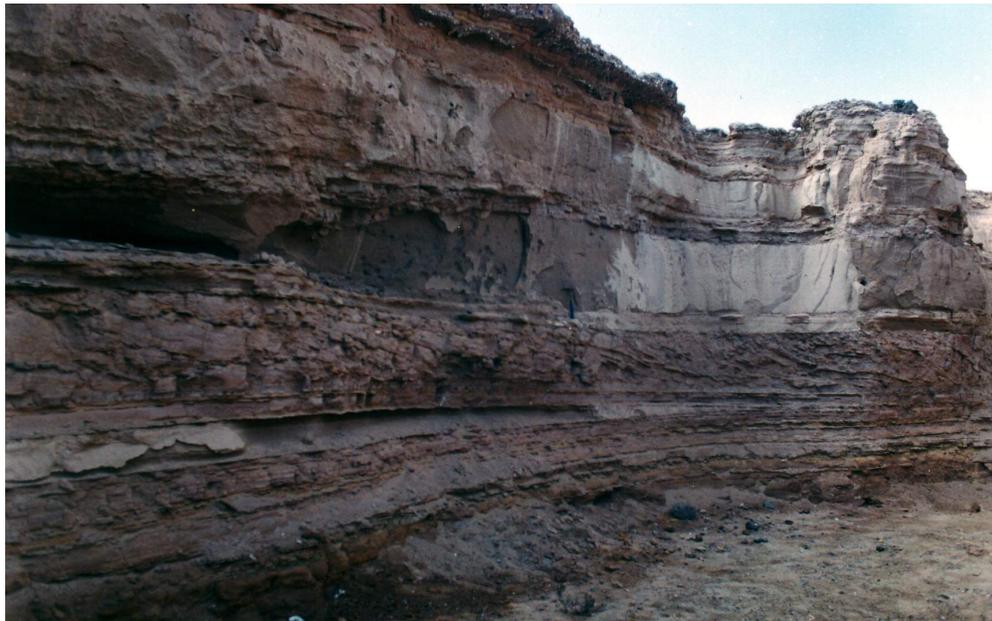
La microfauna bentónica incluye especímenes de *Bolivina pseudospissa*, *Buccella sp.*, *Bu-*

*liminella elegantissima*, *Cibicides sp.*, *Hansenisca sp.*, *Neoeponides paratillarum*, *Pseudonion basispinatum*, junto con los planctónicos *Globigerina bulloides* y *Globigerina angustiumblicata*.

En resumen, la unidad 5 presenta un paquete masivo de biocalcarenitas y calciruditas, algunas líticas, otras bien cementadas y disueltas, en variaciones graduales que conforman una sección de aproximadamente 10 m de espesor, que queda bien expuesta a ambos lados de la desembocadura del río Copiapó.

**Unidad 6:** A pesar de no presentar una potencia (expuesta) considerable, es reconocible y correlacionable a lo largo de toda la zona de estudio. Se expone en sectores medios a altos de la sección expuesta al norte de Punta Totoral, en el techo de la desembocadura sur del río Copiapó, en el pequeño farellón del extremo norte de la playa Puerto Viejo, en una reducida quebrada en la pared expuesta en Puerto Viejo (ver Figura 3.16) y finalmente, en la desembocadura de la quebrada Añañucal, límite sur de la zona de estudio. Sus mejores exposiciones se observan en la zona de Punta Totoral y la quebrada en la pared de Puerto Viejo. En general la unidad está compuesta por una sucesión de sedimentos finos entre lutitas, areniscas finas, además de brechas intraformacionales, estructuras de desmoronamiento en arcillas y canales rellenos de arenas. En el sector de la pared y quebrada Puerto Viejo aflora una sucesión de tendencia grano-decreciente que exhibe en su base una brecha intraformacional con clastos de arenisca fina, además de clastos fosfáticos e intrusivos más redondeados, que en su conjunto componen cerca del 70 % del volumen total. La matriz es una arenisca media e incorpora pequeños fragmentos de conchas en bajo porcentaje. La potencia de la brecha varía lateralmente, acuñándose hacia el oeste, pero por lo general no supera los 1,5 m. Ésta engrana y subyace lateralmente a un nivel de areniscas grises, de grano medio, que presentan finas intercalaciones de calciruditas. Las areniscas alcanzan un

espesor máximo de 2,5 m, y exhiben estratificación cruzada planar de alto y bajo ángulo. Las areniscas gradan a niveles de calciruditas con bioclastos muy molidos. Se presentan predominantemente masivas, pero con algunos niveles menores laminados paralelamente. En contacto nítido sobre la intercalación de areniscas y calciruditas, se dispone una intercalación de limolitas y areniscas finas, de tonalidades amarillas, muy poco consolidadas, que exhiben niveles acuñados de areniscas medias grises. Tiene un espesor máximo de 4 m, el cual se encuentra estratificado en niveles de aproximadamente 30 cm. Este nivel se acuña hacia el oeste.



**Figura 3.16.** Vista general de la sección expuesta en el sector de Puerto Viejo correspondiente a la unidad 6. Notar la presencia de cauces abandonados rellenos con fangolitas.

En discordancia angular y en contacto nítido, aparecen niveles más finos, compuestos por una alternancia de lutitas, areniscas finas, muy finas y niveles de areniscas medias, grises, poco consolidadas (Figura 3.17). Presenta una tonalidad pardo, especialmente en sectores donde se concentran las lutitas. Exhibe además un nivel de desmoronamiento en arcillas y areniscas muy finas, con un espesor cercano a 1 m. Sobre este estrato intraplegado apa-

recen capas de fangolitas rellenas de pequeños cauces abandonados. Hacia el techo de la unidad, se intercalan areniscas laminadas paralelamente, que se acuñan rápidamente, y lentes de calciruditas muy finas. En este sector se conserva bioturbación consistente en tubos lisos y curvos, identificado como el fósil traza *Arenicolites*, característico de las ichnofacies *Glossifungites* y *CSruziana*. En el techo de esta unidad, aparecen grandes y profundas perforaciones hechas aparentemente por moluscos y rellenas por material proveniente de un flujo gravitacional que trunca la unidad en este sector.



**Figura 3.17.** Discordancia angular entre limolitas amarillas y lutitas pardas de la unidad 6, sobre una superficie nítida en el sector de Puerto Viejo.

La microfauna de la unidad 6 se caracteriza por la presencia de *Bolivina ticensis*, *Bolivina tumida*, *Bulimina curta*, *Buliminella elegantissima*, *Epistominella* sp., *Fursenkoina* sp., *Globocassidulina* sp., *Pseudoparrella californica*, *Uvigerina subperegrina*, *Virgulinea pertusa* como principales especies bentónicas, y *Globigerina bulloides*, *Globigerina angustiumblicata*, *Globigerina praebulloides* y *Globorotalia conoidea* como planctónicas.

**Unidad 7:** Se dispone en contacto nítido sobre la unidad 6. Aflora desde Punta Totoral hasta Puerto Viejo, y consiste en un paquete de calcarenitas, calciruditas y conglomerados que se alternan gradualmente conformando una sucesión con un máximo espesor expuesto de 8 m. En Punta Totoral se dispone en contacto nítido sobre lutitas de la unidad 6. A pesar de presentar casi la totalidad de bioclastos muy fracturados, se conservan algunos especímenes de *Chlamys sp.* y gastrópodos principalmente.

**Unidad 8:** Consiste en una sucesión sedimentaria fina, levemente consolidada, que aflora bastante al interior de la quebrada La Higuera, pocos kilómetros al norte de la quebrada del río Copiapó. La sucesión descansa sobre calciruditas y conglomerados con matriz de areniscas calcáreas que se correlacionan con depósitos expuestos en la quebrada Copiapó asignados a la unidad 1, y que forman una superficie de barrancamiento parcialmente expuesta. En la base de la unidad 8 aparecen 2 m de lutitas verdosas, finamente laminadas, con un alto contenido de escamas de peces. En forma gradual, se disponen sobre éstas, 2,5 m de niveles arcillosos diatomáceos, los que también exhiben el mismo tipo de escamas que el nivel inferior. Tienen tonalidades amarillo ocre, se encuentran finamente laminados y mantean suavemente hacia el norte.

En los niveles basales de la unidad 8 se encontraron sólo foraminíferos bentónicos; *Bolivina bicostata*, *Bolivina pseudospissa*, *Bulimina curta*, *Buliminella elegantissima*, *Buliminea peruviana*, *Hoeglundina sp.* y *Pseudononion sp.* Presenta además niveles subordinados de arenisca media fina mejor cementada. Hacia el techo, se sucede una alternancia de 16 m de lutitas, formando delgados niveles de aproximadamente 30 cms, con intercalaciones de arenisca fina y media, algunos de los cuales evidencian bioturbación (ver Figura 3.18). En su base la unidad presenta un rumbo predominante N25°W con un manteo que alcanza los 50° hacia el este a medida que se asciende en la columna. Los 30 cm inmediatamente bajo

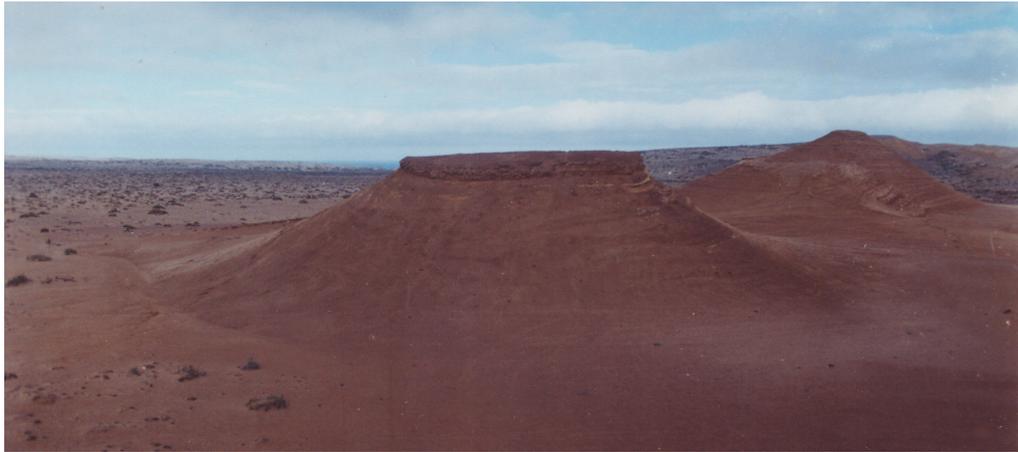
la unidad suprayacente presentan intensa bioturbación y se identifican abundantes moldes de *Turritella* y *Ostrea sp.* en una matriz de arena muy fina de intensa coloración amarilla. En los niveles medios y superiores no se encontraron foraminíferos, sólo moldes disueltos y reemplazados por concreciones.



**Figura 3.18.** Sucesión de lutitas y limolitas pardas expuestas en la zona media y alta de la unidad 8 al interior de la quebrada La Higuera.

**Unidad 9:** En forma discordante con la unidad 8, se dispone un agregado monomítico, de clastos angulosos, con matriz de arena media a fina, clasto soportado y un 90 % de clastos fosfatados densos y oscuros. Se presenta en general como un manto irregular, de espesor medio cercano a 1 m y un manteo preferencial hacia el NE. Esta superficie resalta en la topografía, formando pequeñas crestas sobre las suaves lomas expuestas al interior de la quebrada la Higuera (ver Figura 3.19).

**Unidad 10:** Tiene un espesor aproximado de 38 m, es una sucesión granocreciente, que grada desde una intercalación de lutitas y areniscas finas color pardo rojizo, saturadas en agua, con capas de alrededor de 30 cm a niveles de arenisca fina media y limolitas poco



**Figura 3.19.** Vista del conglomerado fosfático que se dispone discordantemente sobre lutitas de la unidad 8 en la quebrada La Higuera.

consolidadas. Esta unidad aflora en la parte media-alta de la quebrada La Higuera (Figura 3.20). Presenta además delgados niveles de areniscas bien consolidadas y bioturbadas que exhiben nódulos fosfáticos, intercaladas con areniscas medias bioturbadas y poco consolidadas. La bioturbación se caracteriza por la presencia de los fósiles traza *Rosselia* y *Planolites*, de la *ichnofacie* Cruziana. Lateralmente, hacia el norte de la quebrada, estos niveles basales y medios de la unidad 10 presentan niveles de desmoronamiento, intensa bioturbación (*Ophiomorpha*, *Skolithos*, *Monocraterion* y *Planolites*), además de un nivel de arenisca media fosilífera, color gris, que presenta bioclastos de pelecípodos, gastrópodos, *Turritella*, *Chlamys sp.* y una abundante cantidad de restos vertebrados de cetáceos y peces. En este sector dominan las areniscas medias y finas sobre los limos y lutitas. Estas últimas son las que concentran en gran medida la bioturbación.

Hacia el interior de la quebrada, en dirección NE, se puede continuar la columna por al menos 16 m, en una pequeña loma aislada ubicada en el centro de la quebrada, en la zona donde ésta comienza a encajonarse. A medida que se asciende este afloramiento, continúa la tendencia granocreciente, dominando las areniscas medias y finas sobre los limos y lutitas. Las areniscas presentan laminación paralela, con niveles entre 20 y 30 cm.



**Figura 3.20.** Sucesión de limolitas y areniscas finas características de la unidad 10, al interior de la quebrada La Higuera.

Aparece bioturbación difusa, además de 2 delgados niveles de ondulitas de ascenso. Desde este punto, la unidad se encuentra cubierta o mal expuesta, pudiendo sólo ser seguida en algunos sectores de los costados de la quebrada, de muy bajo relieve a esta altura. Sin embargo, en algunos sectores se reconocen canales rellenos con desmoronamientos de arena fina (Figura 3.21) y antiguos cursos erosionados. La disposición de los estratos se hace subhorizontal, con un leve manteo hacia el NE.

En el nivel superior de la unidad 10, justo bajo el contacto nítido que la separa de la unidad que viene a continuación, se reconocieron las siguientes especies foraminíferas: *Bolivina bicostata*, *Bolivina pseudospissa*, *Bulimina marginata*, *Buliminella elegantissima*, *Neoeponides paratillarum*, *Pseudononion basispinatum*, *Pseudononion sp.*, y la especie *Neogloboquadrina pachyderma* como única representante planctónica.

**Unidad 11:** Se definió como un paquete arenoso, poco consolidado, que en su base presenta un nivel centimétrico de conglomerado muy fino, matriz soportado, clastos redondeados, y abundantes bioclastos de conchas fracturadas. Gradualmente se disponen 3,5 m



**Figura 3.21.** Estratificación intraplegada en canales rellenos con lutitas y limolitas de la unidad 10 en sectores laterales de la quebrada La Higuera.

de areniscas medias, a medias finas, color gris, finamente laminadas. Presenta delgados niveles intercalados de conglomerados finos y muy finos, además de calciruditas finas que exhiben estratificación cruzada planar de bajo ángulo y un nivel fuertemente oxidado.

En la unidad 11 se encontraron las especies foraminíferas *Hansenisca sp.* y *Neoeponides paratillarum*.

**Unidad 12:** Se expone aisladamente en un bloque al sur de la desembocadura de la quebrada La Higuera (Figura 3.22), en contacto erosivo sobre calciruditas y calcarenitas de la unidad 5, las que a su vez se apoyan directamente sobre un irregular intrusivo de edad jurásica (Jgpv). Consiste en un delgado nivel de calciruditas clásticas arenosas, bien cementadas, con matriz de arenisca muy gruesa, bioclastos de *Turritella*, *Chlamys sp.* y *Ostrea sp.* Presenta estratificación cruzada mamblada y estratificación cruzada en artesa. En su contacto basal se disponen clastos bien redondeados de origen volcánico, con tamaños que varían entre los 10 y 20 cm.



**Figura 3.22.** Vista del bloque expuesto correspondiente a la unidad 12 en el sector de Las Salinas.

**Unidad 13:** Se expone discordantemente a lo largo de toda la zona, apoyada en una superficie de erosión. Está formada en por un depósito poco consolidado de gravas bien redondeadas de origen volcánico, matriz soportadas, con matriz de arena media a gruesa, con variable contenido bioclástico, conchas fracturadas de *Chlamys sp.*, gastrópodos y *Balanus* mayoritariamente. Se presenta bastante caótico, con ausencia de estructuras. Su espesor varía lateralmente apareciendo en sectores con potencias de hasta 6 m. Hacia la costa suele tener en su base un nivel de calciruditas clásticas que gradan a gravas. Se correlacionan con los Estratos de Caldera definidos por Marquardt *et al.* (2000) (Plec).

### **3.7. Interpretación Batimétrica y Sedimentológica de las Unidades**

Una de las labores de mayor incertidumbre, y a la vez de más importancia, es la interpretación de las facies o asociaciones de facies sedimentarias. Esta tarea se realizó tomando en cuenta los rangos batimétricos obtenidos para los análisis de foraminíferos, junto con una serie de características sedimentológicas y estratigráficas particulares de cada unidad, descritas en la Sección 3.6. Si bien se trató de justificar la asignación de ambientes y pro-

fundidades a través de ejemplos y estudios bien documentados en la literatura, existen a veces discrepancias entre distintos autores, que no son de fácil resolución y que el presente trabajo no pretende resolver.

La división batimétrica de ambientes submarinos utilizada es la que se presenta en la Sección 2.2.2. Se realizó interpretación de facies asociada a la división de unidades presentada en el la Sección 3.6.

**Facies de delta aluvial proximal:** Como ha sido sugerido por Marquardt (1999), la unidad 1 se asocia a un sistema deltaico aluvial restringido. Esta unidad muestra rasgos de alteración subaérea y desarrollo de horizontes de suelo.

Sobre esta unidad se depositó la Formación Bahía Inglesa. La granocrecencia, monomictidad y angularidad de los clastos, junto con la estratificación paralela que presenta el depósito, pueden deberse a la superposición de abanicos aluviales en sectores medios y proximales (Reineck y Singh, 1980). Hacia la desembocadura del río Copiapó, y en sectores laterales a ésta, domina un ambiente litoral, con retrabajo del material aportado por el sistema aluvial-fluvial, generando depósitos de conglomerado de playa, bien redondeados y con matriz bioclástica.

**Facies de playa:** Los sectores intermedio y superior de la sección representativa de la unidad 2 se interpretan como facies de playa con una batimetría media de 0–15 m. Esto fundamentado por la la presencia de *Balanus sp.* que se encuentran aún adosados en algunos clastos subredondeados. La base, en especial en sectores de la desembocadura del río Copiapó, se asocia a flujos de detritos y una reacomodación del perfil energético del río a los cambios del nivel de base sucedidos en la regresión que antecedió la depositación de

la Formación Bahía Inglesa.

**Facies de frente de playa superior:** La presencia de un buen ejemplar de *Chlamys sp.*, presentando sus valvas cerradas y en su posición de vida, inmerso en una sucesión de calcarenitas medias y masivas de los niveles medios superiores de la unidad 3, concuerda con una batimetría que varía entre los 2 y 22 m (IFP, 1999). Este dato tiene una doble utilidad, ya que en base a este mismo ejemplar es que se dató la unidad 3 (ver Sección 3.8). No es raro que estas especies se sitúen en sectores de mezclas de aguas, en este caso producida por el probable aporte de aguas frescas desde el entonces río Copiapó. La unidad 3 representaría la progradación de un sistema depositacional y la producción de extensos cuerpos de arena asociados a una actividad alta u ocasional del oleaje, generando niveles arenosos ricos en cuarzo, pero con carácter marino (Reineck y Singh, 1980). En virtud a esta información, se asocia esta unidad a un ambiente de frente de playa superior, con un valor batimétrico medio de 20 m bajo el nivel del mar.

**Facies de estuario:** El ortoconglomerado imbricado, base de la unidad 4, parece representar un ambiente estuarial de corta duración, a juzgar por el bajo espesor del depósito que se dispone en una notoria superficie de erosión sobre calcarenitas bioclásticas de la unidad 3. La dirección de la paleocorriente concuerda con la actual disposición de la quebrada, presentando los clastos inclinados en dirección aguas arriba. La presencia de delgados niveles de coquinas finas, bien laminadas paralelamente en la base, indican un período de transición entre un ambiente litoral somero (10 m de prof.) y uno continental con abundante aporte de la denudación del arco.

**Facies de frente de playa superior:** Las intercalaciones de calcarenitas bioclásticas gruesas y conglomerados finos que exhiben estratificación cruzada en artesa y de alto ángulo hacia el techo de la unidad 4, son características de un ambiente de barras marginales y riatillos con cambios bruscos de hasta 180° en la dirección de la corriente. Los escasos clastos exhiben buena esfericidad y redondeamiento, posiblemente retrabajados por el oleaje. Todo esto sugiere un ambiente de frente de playa superior para estos depósitos.

**Facies de plataforma interna:** Los foraminíferos bentónicos *Buliminella elegantissima*, *Neoeponides paratillarum* y *Pseudononion basispinatum* sugieren un ambiente de plataforma continental interior para las calcarenitas uniformes de la unidad 5 (Ishman, 2003). Se asume una profundidad media de 120 m para la unidad completa. No fue posible una interpretación más detallada del subambiente depositacional, dada la característica altamente masiva de estos depósitos. No se descarta la posibilidad que estos sedimentos hayan sido transportados desde sectores del frente de playa, ya que los bioclastos se encuentran intensamente fracturados.

**Facies de sistemas de riberos en abanicos submarinos de talud superior:** A partir de la depositación de la unidad 6, las facies comienzan a profundizarse. La unidad 6 representa un buen ejemplo de variaciones laterales de facies, para un sistema dominado por la depositación de flujos gravitacionales, relleno de canales, desmoronamiento, una tendencia granodecreciente, capas de ondulitas de ascenso, además de delgadas capas silicoclásticas. Estas características pueden darse en depósitos de talud, con una pendiente suficiente como para producir el desmoronamiento de los sedimentos, lo que suele ocurrir en taludes con gradientes mayores a 1° (Camacho *et al.*, 2002). La sucesión completa presenta variaciones comparables a depósitos de riberos, con incisiones de pequeños canales capaces de transportar flujos detríticos turbulentos durante períodos relativamente cortos

(como lo sugiere la brecha intraformacional en la base de la sección de la quebrada Puerto Viejo), pasando rápidamente a facies turbidíticas, con presencia esporádica de algunos pequeños canales cuyos *thalwegs* migraban o eran abandonados, siendo rellenados por sedimentos arenosos. Los contactos nítidos y a veces erosionados, reflejan las variaciones en los paleoflujos, muchas veces dirigidos en dirección contraria a los canales principales (Camacho *et al.*, 2002). Los niveles intraplegados son característicos de sistemas de riberos, cuyo relieve positivo los hace altamente inestables, colapsando habitualmente en dirección contraria a los canales, sin embargo, no fue posible determinar direcciones preferenciales del plegamiento interno entre distintos niveles de estratos intraplegados. Esta asociación suele ser considerada como el resultado de la depositación de abanicos submarinos medios y distales (Stow *et al.*, 1992; Walker y James, 1992).

La asociación de las especies *Bolivina ticensis* y *Bolivina tumida* sugieren un ambiente de plataforma externa a talud superior (Ishman, 2003) lo que concuerda de buena manera con lo antes expuesto. De esta forma esta unidad (6) se asocia con un ambiente de talud superior y una batimetría media de 350 m.

A lo largo de la unidad 8, se suceden capas de limolitas, lutitas y areniscas finas, algunas suavemente plegadas, intercaladas con areniscas menores, que conservan vestigios de bioturbación no identificada. Estos sedimentos se interpretan como depósitos de aguas profundas, en sectores bajos de abanicos submarinos. Estos abanicos suelen construirse a partir de la depositación de flujos turbidíticos, generalmente a los pies de un cañón submarino o canal alimentador, y consisten en sedimentos tanto canalizados como no-canalizados. En los sectores más bajos del abanico (*lower fan*), los riberos tienden a disminuir su altura y los canales pasan a ser más someros, como resultado, las corrientes turbidíticas se dispersan para formar capas delgadas cuando se trata de sedimentos más finos. Estas características se observan en las sucesiones de capas con contactos nítidos correspondientes

a delgados estratos masivos de lutitas y limolitas, que se disponen monótonamente en sectores bajos y medios de la quebrada La Higuera. La presencia del taxón *Hoeglundina sp.* en la base de la unidad, sugiere una batimetría mínima de 600 m (Van Morkhoven *et al.*, 1986), la cual es coherente si se considera un ambiente de abanico distal para la unidad, en un sector de talud superior a medio superior, con una profundidad media de 1000 m.

**Facies de secciones condensadas fosfáticas removilizadas:** El nivel fosfático retrabajado que conforma la unidad 9, se interpreta como una etapa de somerización del ambiente depositacional dominado hasta entonces por facies profundas (talud superior), esto considerando la formación de capas duras de fosfatos en un ambiente de plataforma externa (Le Roux *et al.*, 2004), durante un período de muy baja tasa de depositación pelágica y hemipelágica, cuando la cuenca carece de alimentación terrígena desde el continente (Walker y James, 1992). Es posible que el retrabajo y movilización de las capas duras haya sucedido durante períodos de tormentas, lo que explicaría también su relación de contacto erosiva con la unidad 8. El fosfato reconocido en esta unidad corresponde al “tipo D” definido por Garrison (1992). Es denso y oscuro, formado por finos agregados cristalinos de fluorapatito autigénico carbonatado en la forma de nódulos y conglomerados. Debido a su dureza y durabilidad, es el tipo de fosfato más abundante encontrado en sectores del margen continental del Pacífico. En virtud de lo anteriormente expuesto, se interpreta que la unidad 9 se habría depositado en un ambiente de plataforma externa, a una profundidad media de 170 m.

**Facies de abanicos submarinos profundos:** Muchas teorías se han manejado acerca de las facies involucradas en la generación de flujos turbidíticos durante los últimos años. Más aún, algunos autores han descartado casi completamente sus teorías originales en favor de nuevas tendencias para asociar los fenómenos de variación de nivel eustático con

la naturaleza de los flujos gravitacionales. La sucesión expuesta al interior de la quebrada La Higuera, descrita como la unidad 10 en este trabajo, se interpreta como producto de sucesivos flujos turbidíticos, algunos de los cuales son comparables con los descritos por Mutti y Ricci Lucchi (1972) como sucesiones granocrecientes hacia el techo.

Estas sucesiones se formarían como consecuencia de la progradación del lóbulo del abanico submarino. Tomando en cuenta que la variación textural que presenta la unidad no es extremadamente amplia (varía entre arcillas y arenas), además de la presencia de capas de arcillas y arenas finas intraplegadas (algunas de las cuales rellenan pequeños canales), junto con la aparición de pequeñas capas de ondulitas de ascenso, es que se relaciona esta unidad (10) a un ambiente de abanico medio (*mid-fan*) a distal (*lower-fan*) con alternancia de períodos de aumento relativo del nivel del mar y presencia esporádica del lóbulo migratorio del *suprafan*, lo que explicaría también la presencia de cauces abandonados. Esto se muestra también, por la presencia de una intensa bioturbación de la ichnofacies *Skolithos*, la que suele aparecer en depósitos de aguas profundas, donde se suceden abruptos cambios en las tasas de depositación, erosión y retrabajo físico de los sedimentos, es decir, donde los niveles de energía y fuente de alimentos además de las características hidrográficas y del sustrato, sean adecuados para su asentamiento. Ejemplos de esto lo constituyen cañones submarinos y abanicos submarinos profundos (Walker y James, 1992).

Por otro lado, otros autores, han interpretado sucesiones similares como pertenecientes a facies laterales de canales turbidíticos simples encajados en un ambiente de plataforma de baja pendiente, más que canales que cortan en un ambiente de abanico submarino más profundo (Camacho *et al.*, 2002).

Debido a todo lo anteriormente expuesto, la base y niveles medios de esta unidad serían representativos de un ambiente de talud medio a medio superior, con una profundidad que

varía entre los 500 y 1000 m. Hacia el techo de la sucesión, las facies se somerizan, dando paso a un ambiente de plataforma externa, como lo indican las especies *Bulimina marginata*, *Buliminella elegantissima*, *Neoeponides paratillarum* y *Pseudononion basispinatum* (Ishman, 2003) con una profundidad media estimada de 150 m. Esta somerización puede responder a un frente de playa progradante, asociado a un estancamiento de la transgresión general que domina la depositación de la mayoría de las unidades subyacentes.

**Facies de barras marginales de plataforma:** La presencia de altas concentraciones de arena en la plataforma ha sido ampliamente discutida en la literatura, y ha generado muchas discrepancias entre los distintos modelos propuestos. La base de la discusión se centra en los mecanismos existentes para el eficiente transporte de la arena a través de la plataforma, como también las estructuras involucradas en la acumulación de estos cuerpos, habitualmente elongados y paralelos a la costa, en sectores de costa afuera (*offshore*). Walker y James (1992), hacen un análisis crítico a los métodos de transporte de altas concentraciones de arena a través de la plataforma, proponen un modelo simple basado en eventos transgresivos y regresivos, con facies de frente de playa generando incisiones en facies marinas lodosas más antiguas. Además, el modelo predice la presencia de una superficie de erosión entre ambas sucesiones, que respondería a un período de máxima regresión o durante una pausa en un evento transgresivo mayor.

La unidad 11 presenta un cambio en las condiciones de depositación. Las arcillas y limos se encuentran completamente ausentes, aparecen delgados niveles clásticos y calciruditas muy finas presentando estratificación cruzada planar de bajo ángulo. Se conservan, además, artesas truncadas marcadas por delgados niveles de conglomerados muy finos, dispuestos sobre las artesas en las areniscas. Estas características sumadas a la presencia de la especie *Neoeponides paratillarum*, sugieren un ambiente de plataforma interna, con

profundidades que van desde los 100 a 140 m.

**Facies de frente de playa inferior (*lower shoreface*):** La acción de las bases de olas tiene un rol muy importante en la generación de estructuras sedimentarias. En tiempos de tormentas, éstas pueden alcanzar grandes amplitudes llegando su base a profundidades que sobrepasan los 80 m (frente de playa inferior). Durante estos períodos se generan estructuras como laminación cruzada mamblada (*hummocky cross stratification*) y depresionada, conjuntamente con laminación cruzada en artesa. Estas dos características son evidenciables en la unidad 12. Los clastos basales que se encuentran bien redondeados y pulidos, fueron probablemente arrastrados desde el sector litoral donde eran reabajados por olas, hasta sectores más profundos durante las mencionadas tormentas. Un ambiente de frente de playa inferior parece ser el de mayor adecuación para esta unidad, con una profundidad media de 80 m.

**Facies de conglomerados bioclásticos fluvio estuariales y terrazas de abrasión marina:** En estas facies se agrupan tanto facies fluvioestuariales como litorales someras recientes reconocidas en la unidad 13. Su característica clástica erosiva es continua a lo largo de toda la zona, formando una especie de sombrero en la topografía. Marquardt (1999) considera estos depósitos como asociados a terrazas de abrasión marina, o superficie de barrancamiento y la definió como “Secuencia Litoral de Caldera”. Posteriormente Marquardt *et al.* (2000) la redefine como “Estratos de Caldera” (Plec en la Figura 3.7). El contenido bioclástico acusa transporte y es asignado al Holoceno si se correlaciona además con conglomerados fluvio estuariales de la zona de Carrizalillo, donde una secuencia similar fue datada en 1 Ma, e interpretada como representativa de profundidades cercanas a los 10 m (Le Roux *et al.*, 2005b). En este trabajo se consideró un rango batimétrico entre 0 y 15 m de profundidad para esta unidad.

### 3.8. Cronoestratigrafía

Tal como se mencionara en el Capítulo de metodología (Sección 2.3.1), la datación de las unidades estratigráficas se realizó tomando en cuenta los siguientes aspectos:

1. Resultado de análisis de isotopía de  $Sr$ .
2. Identificación de foraminíferos.
3. Criterio estratigráfico.
4. Edades publicadas en la literatura.

El resultado de las dataciones radiométricas se presenta en la Tabla 3.2. La incerteza de las edades se puede obtener del Anexo A.

La **unidad 1** se correlaciona con las Gravas de Angostura definidas por (Godoy *et al.*, 2003) y Marquardt (1999), quienes le asignan una edad que varía entre miocena temprana y miocena media (23-14 Ma). Gracias a su relación de contacto con la base de la unidad 2, se le asigna una edad mínima de 15,3 Ma (muestra DSQLH-1.1 en Tabla 3.2).

A través de una datación de  $^{87}Sr/^{86}Sr$  en un bivalvo ubicado en la base de la Formación Bahía Inglesa, que aflora sobre un conglomerado grueso con matriz bioclástica interpretado como un conglomerado de playa en la facies litorales de las Gravas de Angostura, se puede asignar una edad de  $15,3 \pm 0,6$  Ma para la **unidad 2**.

La **unidad 3**, con el mismo método de datación en un ejemplar de ostión muy bien conservado, cerrado y encontrado en su posición de vida, hallado en los niveles medios superiores de la unidad; entrega una edad de 10,4 Ma (muestra QRC-1.3 en Tabla 3.2) para

**Tabla 3.2.** Resultados de las dataciones radiométricas de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en las muestras de la cuenca de Caldera

Muestra	Unidad	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2 sem(%) <sup>1</sup>	Edad McArthur (Ma)	Error (Ma)
AL-15-1	Unidad 7	0.708902	0.0012	8,9	±1
AL-16-1	Unidad 3	0.708868	0.0012	10,3	±0,9
CENQLH-1.2	Unidad 10	0.708942	0.0013	6,8	±0,8
DSQLH-1.1	Unidad 2	0.708759	0.0016	15,3	±0,6
LS-1.1	Unidad 12	0.709027	0.0014	4,9	±0,7
QRC-1.3	Unidad 3	0.708866	0.0013	10,4	±0,9
SP-2.1	Unidad 7	0.708900	0.0013	9,0	±1

ésta. Correlacionando el techo de la unidad con una calcirudita arenosa bien cementada expuesta en el sector al norte de Punta Totoral la que arrojó una edad de  $10,3 \pm 0,9$  Ma (muestra AL-16-1 en Tabla 3.2) para el mismo tipo de datación, se concluye una edad que va entre 10,3 y 10,4 Ma para la unidad 3.

La presencia de *Neogloboquadrina pachyderma* y *Globigerina bulloides* en el nivel intermedio de la **unidad 4**, entregan una edad máxima correspondiente al Mioceno tardío (Ishman, 2003). La relación de contacto con la unidad 3 acota su edad máxima a 10,4 Ma, además la microfauna de la unidad suprayacente le concede una edad mínima asignada al Plioceno temprano. Por lo tanto, esta unidad queda en el rango comprendido entre los 10,4 y 4 Ma aproximadamente. Considerando la edad de una unidad más joven en la columna clave, que mediante isótopos de Sr fue datada en 9 Ma, permite concluir una edad comprendida entre los 10,4 y 9 Ma para la unidad 4.

La **unidad 5**, al presentar especímenes de *Globigerina bulloides* y *Globigerina angustiumbilicata* queda restringida entre el Mioceno medio y Plioceno temprano. La unidad 4 limita su edad máxima a 10,4 Ma.

<sup>1</sup>Razones de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  normalizados a  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,1194$   
 Mediciones de NBS987  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,710280 \pm 0,0017\%$  ( $\pm 0,000012$ ) (95 % confianza)  
 2 sem - 2 veces la desviación estándar de la media ( $2\sigma/\sqrt{n}$ )

Una muestra de la **unidad 6** obtenida en una pequeña quebrada que se introduce en la pared este de la localidad de Puerto Viejo presentó una buena diversidad de foraminíferos: *Globigerina bulloides*, *Globigerina angustiumbilitata*, *Globigerina praebulloides* y *Globorotalia conoidea*, entre otros. Esta taxonomía presenta un rango que va desde el Mioceno temprano a la actualidad. La conjunción de las edades de cada taxón indican una edad que va desde el Mioceno medio-temprano al Mioceno medio-tardío (Ishman, 2003), entre las Nanno Zonas N17 y N9 (Kenneth y Srinivasan, 1983) inclusive, generando un rango de edad que va desde los 16,4 a los 5,6 Ma. Su relación estratigráfica con la unidad 5 limita su edad máxima a 10,4 Ma, y tomando en cuenta que una unidad estratigráficamente más joven tiene una edad de 9 Ma, la **unidad 6** quedaría restringida entre los 10,4 y 9 Ma.

La **unidad 7** fue datada a través de un espécimen de *Chlamys sp.* bien conservado en unas calciruditas de los niveles superiores de la sección al norte de Punta Totoral. La razón isotópica de *Sr* para esta muestra arrojó una edad de  $9 \pm 1$  Ma (muestra SP-2.1 en Tabla 3.2).

Lamentablemente la información recopilada en las **unidades 8 y 9** no fue la adecuada para obtener una edad precisa. La ausencia de especies planctónicas de foraminíferos, sumada al escaso contenido bioclástico carbonatado no permitió la datación de las unidades. Sólo se plantearán relaciones de base y techo que limitan las edades. Así las unidades 8 y 9 tienen una edad estimada que varía en el rango de los 9 y 6,8 Ma (muestra CENQLH-1.2 en Tabla 3.2), con la salvedad que su límite inferior (edad máxima) debe dejar el tiempo necesario para la depositación de la unidad 7, y su edad mínima a la de los niveles inferiores de la unidad 10. Según el trabajo de Garrison (1992), los fosfatos tipo D reconocidos en el Pacífico sur no superan los 8,5 Ma. Podría, de esta forma acotarse la edad de la unidad 9 entre los 6,8 y 8,5 Ma. Una edad media de 8 Ma se adoptará para la unidad 8, considerando

la magnitud de esta unidad y que 1 Ma es un tiempo suficiente para la depositación de la unidad 7.

La única especie planctónica reconocida en la **unidad 10** corresponde a *Neogloboquadri-na pachyderma*, en el nivel límite superior de la unidad, la que da un rango de edad mio-cena tardía a la actualidad (10–0 Ma), (Kenneth y Srinivasan, 1983). Además fue posible la datación a través de isótopos de *Sr* de un nivel de arena media con variado contenido bioclástico, tanto carbonatado como óseo, en niveles medios de la unidad. Ésta arrojó una edad de  $6,8 \pm 0,8$  Ma (muestra CENQLH-1.2 en Tabla 3.2), la que concuerda con la edad taxonómica. Se asume esta última edad para la unidad.

No se encontraron especies planctónicas que ayudasen a datar la secuencia arenosa carbo-natada que constituye la **unidad 11**. Sus relaciones estratigráficas la acotan entre los 6,8 y 4,9 Ma (ver edad de unidad 12).

Para la **unidad 12**, y nuevamente con ayuda de las dataciones isotópicas de *Sr*, se obtuvo una edad de  $4,9 \pm 0,7$  Ma (muestra LS-1.1 en Tabla 3.2) en una concha de gastrópodo bien preservada en el sector costero de la bahía Copiapó, entre las desembocaduras de las quebradas La Higuera y Copiapó.

No se cuenta con información ni de microfauna ni de razones isotópicas para la **unidad 13**. Afortunadamente, esta unidad está bien descrita en otros trabajos y se correlaciona con los Estratos de Caldera definido por Marquardt *et al.* (2000). Estas terrazas de abrasión marina han sido datadas mediante estadios isotópicos marinos (MIS) en un rango que comprende los  $83 \pm 3$  ka y  $430 \pm 30$  ka (Marquardt *et al.*, 2004) para un perfil ubicado en la localidad de Bahía Inglesa (inmediatamente al norte del área de estudio).

**Tabla 3.3.** Resumen de los rangos batimétricos interpretados y las edades calculadas para cada unidad.

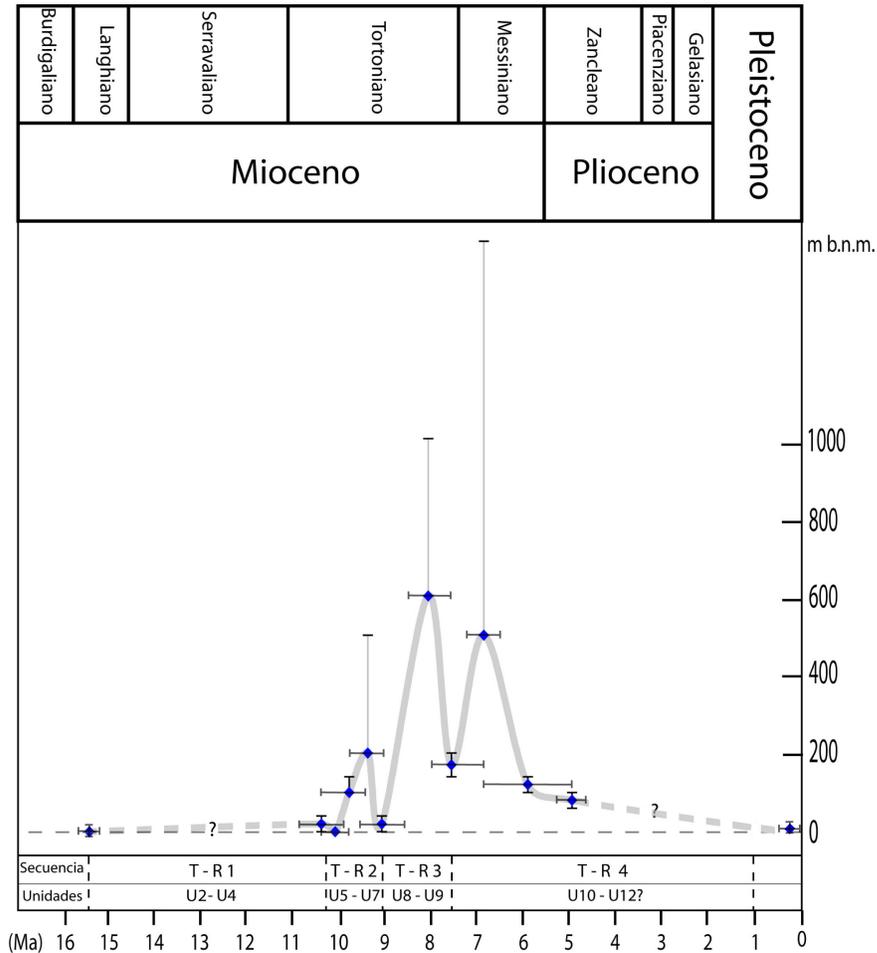
<b>Unidad</b>	<b>Rango Batimétrico (m b.n.m.)</b>	<b>Edad (Ma)</b>
Unidad 1	0	> 15,3
Unidad 2	0–15	15,3 ± 0,6
Unidad 3	2–20	10,3 ± 0,9
Unidad 4	0	10,3 – 9
Unidad 5	100–140	10,3 – 9
Unidad 6	200–500	10,3 – 9
Unidad 7	0–40	9 ± 1
Unidad 8	500–1500	< 9 – 8
Unidad 9	140–200	8 – 6,8
Unidad 10	500–2000	6,8 ± 0,8
Unidad 11	100–140	< 6,8 y > 4,9
Unidad 12	60–100	4,9 ± 0,7
Unidad 13	0–15	< 0,4

Finalmente, cabe mencionar que gran parte de la Pampa de la Higuera (desembocadura de la quebrada La Higuera en Figura 3.9), especialmente hacia la costa, se encuentra cubierta por depósitos eólicos actuales, los que ayudados por el bajo relieve predominante, forman dunas y cubren parcialmente buena parte de los afloramientos de la zona. El resumen de las edades interpretadas y calculadas para las unidades antes mencionadas se pueden observar en la Tabla 3.3. Se incluyó también en esta tabla, un resumen de los rangos batimétricos interpretados en la Sección 3.7.

### **3.9. Variaciones Locales del Nivel del Mar**

Los datos presentados en la Tabla 3.3 son graficados en una curva de variación relativa y local del nivel del mar, la que refleja los efectos combinados del cambio de nivel de base, la acomodación y la sedimentación (Figura 3.23). Esta curva muestra los eventos transgresivos y regresivos sucedidos como movimientos de la línea de costa, y al complementarla con la información litoestratigráfica y sedimentológica se puede desarrollar un modelo estratigráfico secuencial de la zona. Para aquellos datos batimétricos derivados de

foraminíferos se utilizó el valor mínimo del rango de profundidad. Esto se sustenta en la hipótesis que los foraminíferos indicarían batimetrías mínimas, ya que éstos pueden ser repositados en sectores más profundos.



**Figura 3.23.** Curva de variación local de la línea de costa, calculada para la cuenca de Caldera. Se muestra además las secuencias identificadas y las unidades litoestratigráficas que comprenden.

El resultado del cálculo de las variaciones locales, expresados como una curva transgresiva-regresiva, permite identificar 3 secuencias completas, dos eventos de mayor magnitud, uno de magnitud media (Figura 3.23). A continuación se hace una descripción de cada secuencia identificada, sus magnitudes, extensiones y las unidades litoestratigráficas que comprenden. La definición de las superficies estratigráficas secuenciales y cortejos depo-

situacionales se basó en las definidas por Catuneanu (2002) y Catuneanu *et al.* (1998).

La secuencia 1 comienza con la depositación de la unidad 2, marcando una CTS (superficie transgresiva concordante) o MRS 1 (superficie de máxima regresión), indicando el límite entre estratos progradantes (abajo) y retrogradantes hacia arriba. De esta manera, la secuencia T-R 1 se encuentra limitada entre las unidades 2 y 4, ya que en el techo de esta última se reconoce una SU 1 (discordancia de erosión subaérea o superficie erosiva de erosión fluvial) seguida de una MRS 2 indicada por sucesiones fluviales granodecrecientes separadas por un umbral en el tamaño del grano (Catuneanu, 2002). No fue posible la identificación de la MFS (superficie de máxima inundación) que separaría el TST 1 del RST 1 (*sensu* Embry, 1993), sin embargo, se estima correspondería a una porción media de la unidad 3. Esta secuencia se extiende desde los 15 y hasta los 10 Ma aproximadamente.

La depositación de la unidad 5, marca el comienzo de una nueva transgresión (secuencia 2) que abarca un rango aproximado entre los 10 y 9 Ma. De esta forma, se identificó un cortejo transgresivo (TST 2) limitado entre la base de la unidad 5 y el techo de la unidad 6, al final de un ciclo de una sucesión granodecreciente (ver Figura 3.10). La unidad 7 representa la depositación durante el correspondiente RST 2. De acuerdo con Hunt y Tucker (1992), la superficie basal de la regresión forzada (BSFR) puede ser rastreada sobre la base del complejo de abanicos submarinos progradantes, como la superficie cortada por los primeros flujos gravitacionales asociados a la regresión forzada de la línea de costa. Luego, se puede asociar el paso desde la unidad 7 a la unidad 8 a una BSFR 2, la cual no se encuentra explícitamente determinada.

La secuencia 3 corresponde al ciclo de mayor magnitud registrado, alcanzando profundidades de 600 m alrededor de los 8 Ma. El final del ciclo se estimó tentativamente cercano a los 7,5 Ma. Así entonces, este evento (T-R 3) quedaría comprendido entre los 9 y 7,5 Ma,

con la depositación de las unidades 8 y 9. La unidad 9 se dispone sobre una discordancia de erosión correspondiente a un BSFR 3, e incorpora material fosfático que se habría formado durante la MFS 3.

Posterior a la unidad 9 comienza una transgresión renovada que alcanzó aproximadamente 600 m de profundidad cercano a los 6,8 Ma. Esta T-R 4 incorpora al menos las unidades 10, 11 y 12. Su extensión hasta el Pleistoceno se debe principalmente a la ausencia de datos en el tramo final de la curva. El contacto entre la unidad 10 y la unidad 11 marcaría el final de la caída en el nivel de base y correspondería a una superficie de concordancia correlativa (CC 4), separando sucesiones progradacionales de paquetes agradacionales suprayacentes, formados durante el período de regresión normal (Catuneanu, 2002). Esta secuencia abarca desde aproximadamente los 7,5 Ma hasta los 4,9 Ma, con la depositación de la unidad 12.

No se encontraron depósitos para el rango comprendido entre los 4,9 y 1 Ma, por lo que sólo se puede extrapolar la curva de variación local hasta la depositación de la unidad 13, aproximadamente en el Pleistoceno Temprano. Sin embargo se reconoció a través de estudios similares, una secuencia para el período Plioceno tardío–Pleistoceno (Achurra, 2004).

### **3.10. Tasas de Alzamiento y Subsistencia Tectónica**

Para poder realizar una estimación de la componente tectónica involucrada en el proceso de migración de la línea de costa, es necesario conocer las variaciones eustáticas o cambios del nivel del mar mundiales relativos a un datum (por ejemplo: el centro de la tierra, Figura 2.3).

**Tabla 3.4.** Resultado de los cálculos de las tasas de variación tectónica en la cuenca de Caldera de acuerdo a la metodología propuesta en la Sección 2.4.

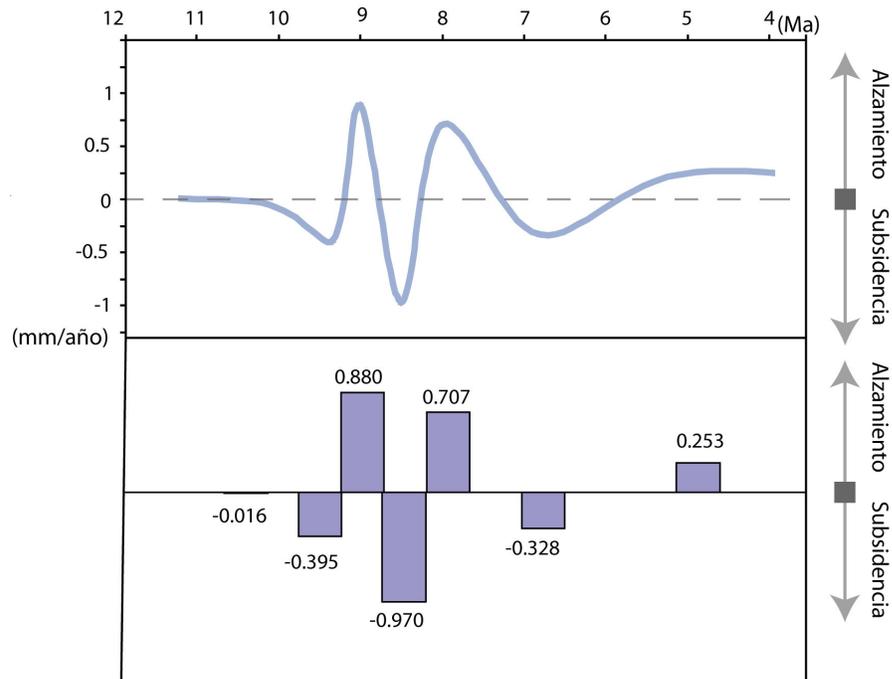
Unidad	Edad Interpretada (Ma)	Espesor Acumulado (m)	Nivel Global (m)	Prof. de Deposición (m)	Elevación Tectónica (m)	Tasa de Variación (mm/año)
1	20	0	50	0	50	-
2	15,3	4	64	0	60	0,002
3	10,3	22	20	20	-22	-0,016
6	9,35	32	-15	350	-397	-0,395
7	9	44	-25	20	-89	0,880
8	8,5	74	0	500	-574	-0,970
9	8	76	25	170	-221	0,707
10	6,8	121	7	500	-614	-0,328
12	4,9	122	70	80	-132	0,253

La Tabla 3.4 muestra el resultado del cálculo de las tasas de variación tectónica en mm/año (columna 7). Se muestra también una columna (2) que es el resultado de la interpretación (interpolación) de la edad, que en la práctica sirvió para cuantificar la influencia de las unidades 6 y 8, las que no contaban con una edad precisa, y eran gravitantes por sus profundidades de depositación relativas a las unidades adyacentes, que se ven reflejadas finalmente en sus elevaciones tectónicas (columna 6).

Las unidades 4, 5 y 11, fueron omitidas en el cálculo, ya que además de no contar con una datación, no producían un cambio en la tendencia de la elevación tectónica como sí lo hacían las unidades 5 y 8.

De esta forma, se ha delineado una metodología capaz de interpretar a partir de los cambios locales del nivel del mar, las tasas de variación tectónica involucradas durante la depositación de las sucesiones. Esta información, presentada en la Tabla 3.4, se puede graficar como una curva de variación de la tasa de alzamiento y subsidencia tectónica para la zona de estudio (Figura 3.24).

En un primer análisis de la curva presentada en la Figura 3.24, se puede concluir que el sector centro y sur de la cuenca de Caldera estuvo sometido a sucesivos cambios en la posición del basamento, reflejado en fuertes eventos de alzamiento y subsidencia que



**Figura 3.24.** Curva y magnitudes de variación tectónica local en la cuenca de Caldera.

habrían alcanzado magnitudes del orden de 0,9 mm/año. Los eventos de mayor magnitud se concentran entre los 8 y 9 Ma aproximadamente (Mioceno tardío), no evidenciándose movimientos de mayor magnitud en los rangos previos y más recientes de las unidades estudiadas.

Se reconoce un primer evento subsidente muy leve coincidente con la depositación de las unidades 1 y 2 entre los 15 y 10 Ma, el que se reactiva a partir de esta fecha para alcanzar tasas cercanas a los 0,4 mm/año un poco antes de los 9 Ma (Tortoniano). La depositación de la unidad 7 se relaciona con un fuerte alzamiento del basamento alrededor de los 9 Ma, seguido de un segundo evento subsidente, de gran magnitud, que se extiende hasta previo la depositación de la unidad 9 (cercano a los 8 Ma). Este evento subsidente se interrumpe con la depositación de la unidad 9, y el comienzo de un nuevo alzamiento que se extiende hasta cerca de los 7 Ma (Messiniano). Un último evento subsidente más suave, se relaciona con la depositación de la unidad 10 hacia los 7 Ma.

Debido a la ausencia de información estratigráfica y cronológica desde el Plioceno temprano y el Pleistoceno, no se pudo determinar una tasa tectónica para este período. Sin embargo Achurra (2004) reconoció un ciclo de alzamiento y subsidencia entre el Zancleano y el Piacenziano, con tasas similares del orden de 0,75 mm/año.

Finalmente, se considera que la curva recién presentada debe ser vista como un indicador más bien de la forma de las variaciones tectónicas, que de las magnitudes asociadas. Esto debido a la incertidumbre que rodea el método desde el muestreo, datación, interpretación batimétrica y eustatismo.

## **4. CUENCA DE ARAUCO**

---

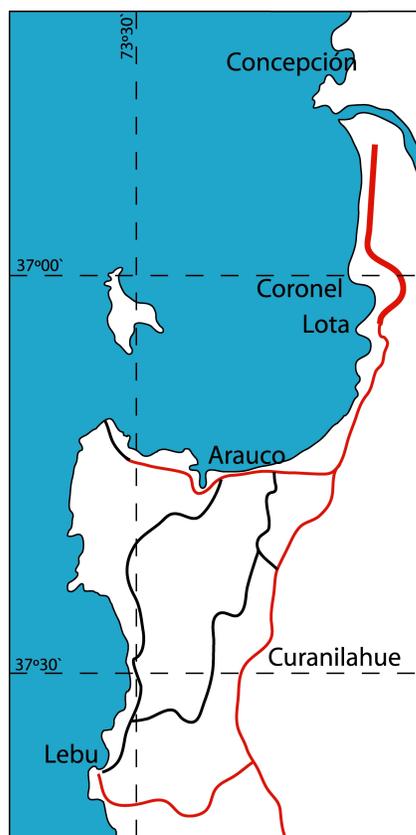
En el siguiente capítulo se exponen las principales características concernientes a la cuenca de Arauco. A diferencia de lo que sucede en Caldera, los puntos de estudio permiten asignar agrupación de unidades, pero la correlación no es tan precisa producto de lo aislado, distantes y a veces inaccesibles que se presentan los afloramientos. Es por ello que se hace una descripción detallada de cada punto de estudio.

### **4.1. Ubicación del Área de Estudio y Fisiografía de la Zona**

El Golfo de Arauco está ubicado en el sector costero de la XIII Región de Chile, entre los 37° y 37° 15' de latitud sur, en la localidad que se conoce como Bahía de Arauco, al sudeste de la ciudad de Concepción. El presente trabajo incluye el tramo costero que abarca desde Arauco hasta las cercanías de Lebu, entre los 37° 12' y los 37° 35' de latitud sur.

Se puede acceder a esta zona por el camino asfaltado que une Arauco y Concepción (Ruta 160), el camino, también asfaltado, que une Arauco con Llico y el camino de ripio que une Arauco y Lebu por la costa (ver Figura 4.1). Entre Punta Millonhue y Llico (ver Figura 4.2) muchos de los accesos directos a la costa se deben hacer a pie por senderos y bosques que se encuentran en buen estado sólo durante la temporada estival, transformándose muy barrocos el resto del año producto de los abundantes limos y arcillas que componen los

suelos. Los afloramientos que se exponen en el sector de las desembocaduras del río Tubul y Raqui son de difícil muestreo, por la abrupta pendiente que presentan. Muchas de las secciones, especialmente las correspondientes a la Formación Ranquil, se encuentran muy cerca del nivel de las olas, por lo que se hace crítico para su reconocimiento un nivel relativamente bajo de las mareas.



**Figura 4.1.** Mapa que muestra las vías de accesos a la zona de estudio en la cuenca de Arauco. Las líneas rojas son carreteras principales, las líneas negras son caminos ripiados.

## 4.2. Topografía y Geomorfología

La “Franja Costera” en el tramo comprendido entre los  $37^{\circ} 10'$  y los  $38^{\circ}$  se caracteriza por presentar un ancho máximo de 4 kilómetros en el sector de Punta Lavapié, estrechándose

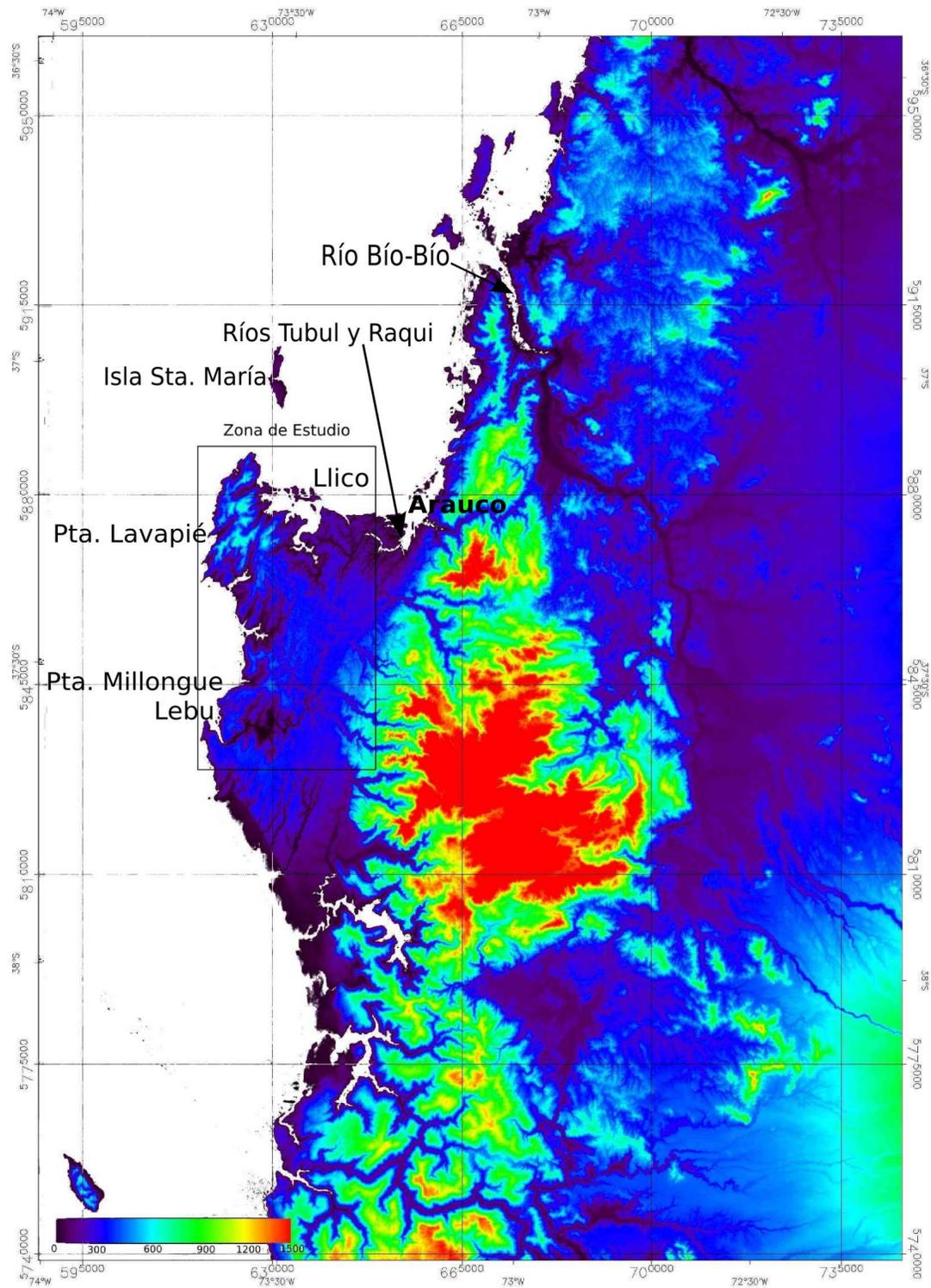
hasta casi desaparecer al sur de Lebu y norte de Arauco (ver Figura 4.2).

La zona tiene una topografía irregular, con presencia de lomajes y cerros que alcanzan cerca de 400 m de altura en el sector de Punta Lavapié. Como contraparte, en las planicies y bajos topográficos se forman extensas vegas, tal como ocurre en la amplia planicie cercana a la desembocadura de los ríos Tubul y Raqui. Esta franja se encuentra disectada por numerosos cursos de agua y esteros, cuyas desembocaduras generalmente se expanden y forman extensas playas de arena de orientación preferencial NE, separadas por “puntas”, muchas de las cuales están tectónicamente controladas.

Inmediatamente al este de esta franja aparece un dominio morfológico mayor, correspondiente a la Cordillera de Nahuelbuta. Presenta una disposición norte-sur, en donde afloran areniscas y arcillas marinas del Plioceno, estrechas franjas de conglomerados y areniscas marinas cretácicas; y filitas, metagrauvas y rocas córneas correspondientes a la serie oriental del basamento metamórfico (Ferraris y Bonilla, 1981).

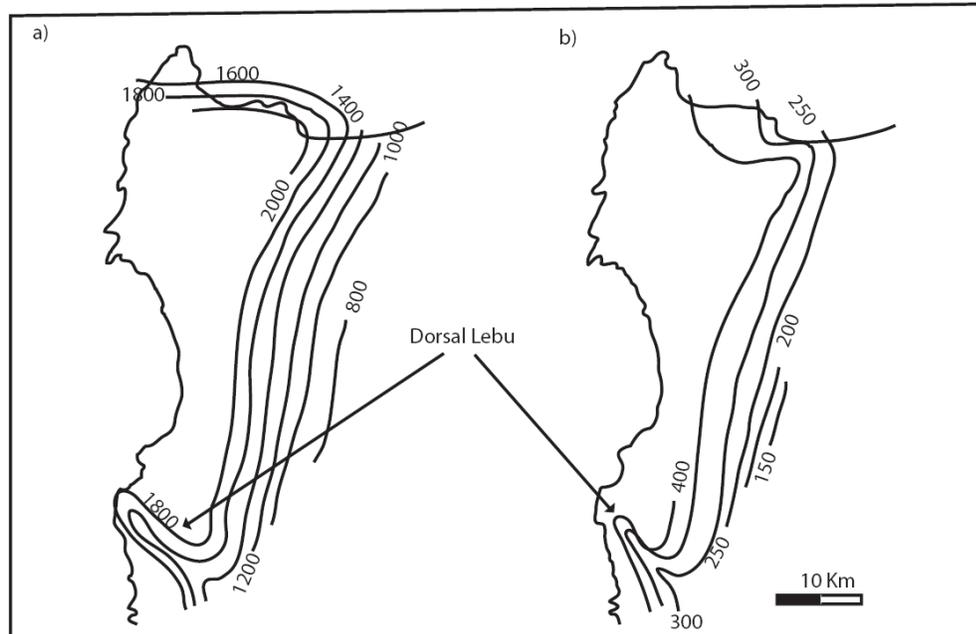
### **4.3. Régimen Tectónico y Geología Estructural**

No cabe duda que los esfuerzos regionales asociados a la tectónica cumplen un rol muy importante en el modelamiento de las cuencas que dan lugar posteriormente a la depositación de las sucesiones sedimentarias. Uno de los rasgos más llamativos de la paleogeografía de la zona, es la presencia de la dorsal Lebu, identificable tanto en las curvas de contorno del basamento paleozoico como en los depósitos eocenos suprayacentes (Figura 4.3). Así, un rejuvenecimiento de la estructura de *horst*, previo a la depositación de la Formación Trihueco (ver Sección 4.4.1) habría proporcionado las condiciones para el desarrollo de un ambiente de complejo de islas barrera y marismas, y la formación de carbón en estos



**Figura 4.2.** Relieve colorido con magnitudes de elevaciones para la zona de Arauco y principales localidades citadas en el texto, obtenido de modelo de elevación digital. Datos cada 90 m

depósitos durante el Eoceno (Le Roux y Elgueta, 1997). En la morfología original de la cuenca se pueden reconocer rasgos que parecen prevalecer hasta por lo menos la depositación de las sucesiones neógenas, como lo son una apertura hacia el suroeste, con un límite en el alto topográfico cercano a Punta Lavapié (ver Figura 4.2).



**Figura 4.3.** (a) Contornos de elevación indicando la posición del techo del basamento Paleozoico, resaltando la forma de la cuenca de Arauco y la ubicación de la dorsal Lebu, datos provenientes de estratigrafía de pozos. (b) Curvas isópacas de la Formación Trihuco (ver Sección 4.4.1), ilustrando las mismas características que en (a). Modificado de Le Roux y Elgueta (1997).

Para Pineda (1983), la tectónica de bloques de los terrenos pre-pliocénicos se habría desarrollado, probablemente, en 2 fases sucesivas: una etapa eocena y otra post-miocena, cuyos sistemas de fallas mayores presentan las siguientes direcciones, ordenadas de más antigua a más joven:

1. Fallas NNE ( $20^{\circ}$ – $25^{\circ}$ ) correspondiente a la fase 1 (Eoceno)
2. Fallas NW ( $340^{\circ}$ – $345^{\circ}$ ) correspondiente a la fase 1 (Eoceno)

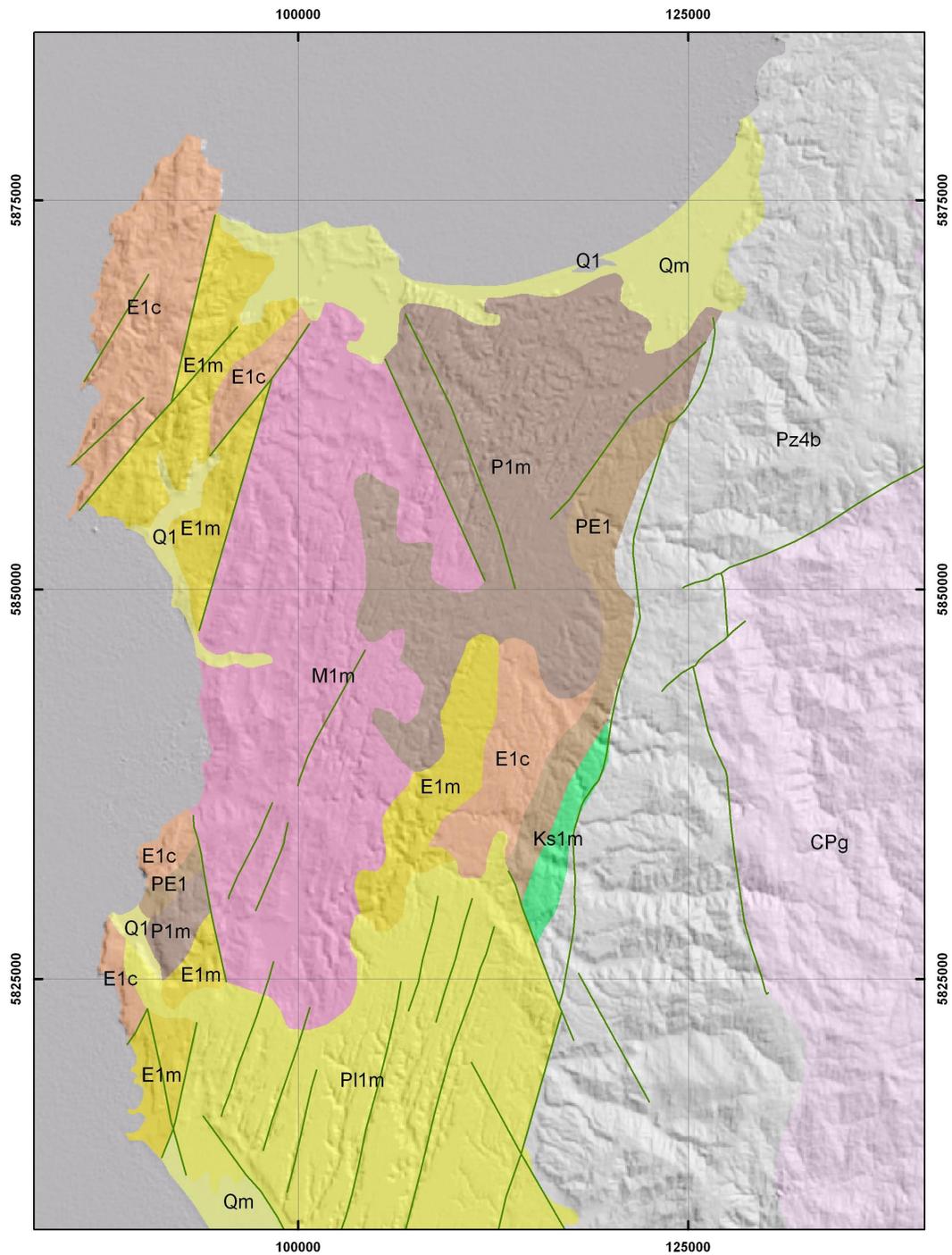
### 3. Fallas NE (70°–75°) correspondiente a la fase 2 (post-Mioceno)

Las fallas serían coincidentes con las direcciones principales de los lineamientos registrados en la zona.

Numerosas son las fases tectónicas identificadas a lo largo de la historia depositacional de la cuenca de Arauco: Fase subhercínica (Aptiano-Albiano), Fase Larámica (Cretácico-Paleoceno), Fase Incaica (post-Eoceno), Fase Quechua o Diaguita (Mioceno) y finalmente una Fase Plio-Pleistocena. Sin embargo, para el propósito de este estudio sólo las tres últimas cobran relevancia. La Fase Incaica se manifiesta por movimientos “epirogenéticos” del área, conllevando un solevantamiento responsable del hiatus oligoceno y la correspondiente discordancia eocena-miocena. La Fase Quechua, caracterizada por altas tasas de subducción hasta principios del Plioceno (Pardo-Casas y Molnar, 1987) habría producido un suave plegamiento y alzamiento de los depósitos miocenos, permitiendo la formación de la discordancia existente entre las formaciones Ranquil y Tubul (ver secciones 4.4.3 y 4.4.4). Finalmente, la Fase Plio-Pleistocena se habría caracterizado por el desarrollo de una tectónica extensiva, generando un sistema de fallas que dan origen a estructuras tipo horst y graben, modelándose pequeñas cuencas de subsidencia con depósitos sintectónicamente afectados por el sistema de fallas descrito anteriormente (Pineda, 1983).

## **4.4. Geología Regional**

A continuación se hace una descripción general de las formaciones presentes en la zona de estudio. Su distribución en superficie puede observarse en la Figura 4.4.



**Figura 4.4.** Mapa geológico regional del sector del Golfo de Arauco. Modificado de SERNAGEOMIN (2003), escala 1:1.000.000. Ver página siguiente para leyenda (Figura 4.5).

## Leyenda

Neógeno	Holoceno		Q1 Depósitos litorales y aluviales recientes
	Pleistoceno		Qm Sucesión sedimentaria estuarial Formación Tubul
	Mioceno		M1m Sucesión sedimentaria marina Formación Ranquil
Paleógeno	Eoceno	 	E1m Sucesión sedimentaria marina Formación Millongue E1c Sucesiones sedimentarias continentales parásicas Formación Trihueco
	Paleoceno		PE1 Sucesiones sedimentarias marinas y transicionales Formación Boca-Lebu
Cretácico			Ks1m Sucesiones sedimentarias marinas de plataforma Formación Quiriquina
Paleozoico	Permiano		P1m Secuencias Turbidíticas
	Carbonífero		CPg Granitos, granodioritas, tonalitas y dioritas de hornblenda y biotita
			Pz4b Pizarras, filitas y metareniscas
			Fallas y lineamientos

Figura 4.5. Leyenda del mapa geológico de la península de Arauco.

#### **4.4.1. Formación Trihueco (E1c)**

La Formación Trihueco fue definida por Muñoz-Cristi (1956). Sobreyace concordantemente a la Formación Boca-Lebu y es cubierta concordantemente por la Formación Millonhue. Consiste en aproximadamente un 70 % de areniscas y un 25 % de fangolitas, calizas y carbón. Su espesor medio es de 320 m. Representaría un período de regresión marina y una transgresión de 2º orden de duración, durante la cual se habrían desarrollado complejos de islas barreras sobre una plataforma lodosa (Le Roux y Elgueta, 1997). Por su contenido fosilífero, la Formación Trihueco fue asignada al Eoceno medio (Tavera, 1942).

#### **4.4.2. Formación Millonhue (E1m)**

Al igual que la formación anterior, la Formación Millonhue fue definida por Muñoz-Cristi (1956). Esta presenta su localidad tipo en el sector de Punta Millonhue, pocos kilómetros al norte de Lebu. En este sector afloraría una sección de aproximadamente 500 m de espesor (Muñoz-Cristi, 1946). Consiste en una sucesión transgresiva constituida por un conglomerado basal, sobre el cual se disponen areniscas verdosas de grano medio a grueso y arcillolitas arenosas con bancos tobáceos. Se dispone concordantemente sobre la Formación Trihueco e infrayace en discordancia angular a la Formación Ranquil (Tavera, 1942).

#### **4.4.3. Formación Ranquil (M1m)**

Definida por García (1968), la Formación Ranquil se dispone en discordancia angular sobre areniscas eocenas de la Formación Millonhue (Muñoz-Cristi, 1946), aunque también ha sido reportada sobre la Formación Trihueco (Muñoz-Cristi, 1956). Infrayace, también

en discordancia angular, a depósitos pliocenos correspondientes a la Formación Tubul (García, 1968). Basado en estudios micropaleontológicos, Tavera, en 1942 subdivide la Formación Ranquil en el “Piso de Navidad” y el “Piso de Ranquil”, proponiendo una correlación entre la Formación Ranquil y Navidad. Define el “Piso Ranquil” como una sucesión sedimentaria de aproximadamente 100 m de espesor, que aflora entre caleta Ranquil y Quiapo, caracterizada por la presencia de diques de areniscas, que corresponderían al relleno de fracturas. En su localidad tipo presentaría una disposición homoclinal, con rumbo N74W, manto 13° S, un espesor aproximado de 130 m, y representaría una sucesión transgresiva que se deposita sobre diferentes rocas eocenas (Pineda, 1983).

La Formación Ranquil fue asignada al Mioceno por Tavera (1942), mediante el estudio de macrofauna. Severin (en García, 1968) obtiene un resultado similar para microfósiles presentes en estos sedimentos. Posteriormente Nielsen *et al.* (2003), muestra una similitud entre las principales especies de foraminíferos en las formaciones Navidad y Ranquil, cuyos rangos se intersectan en la base de la biozona N16 (Kenneth y Srinivasan, 1983), lo que sugiere una edad tortoniana temprana para estas formaciones.

La Formación Ranquil presenta su localidad tipo en el sector de la desembocadura del río Ranquil, cerca de 10 km al norte de Lebu, en la caleta del mismo nombre. Aflora en la costa desde Punta Millonhue por el sur, hasta el sector de Playa el Fraile por el norte, un poco más al sur de Punta Pichicui. Su base no está expuesta y se compone de una intercalación de niveles arcillolíticos y limolíticos centimétricos, algunos fuertemente oxidados, otros suavemente deformados. Se reconoce un paraconglomerado con intraclastos de limolitas y areniscas finas, en los sectores inferiores, cercano a la playa El Cuco. Hacia el techo dominan las lutitas y areniscas finas grises, masivas, con presencia de fósiles traza y escapes de fluidos, intercaladas con capas de areniscas finas calcáreas de color claro, finamente laminadas con abundante materia vegetal entre sus láminas. Las sobreyace en contacto

erosivo un paquete masivo de arenas medias gruesas y conglomerados finos cuarcíticos, color amarillo, además de un nivel brechoso que corta tanto a las arenas medias como a los limos. Esta formación se encuentra afectada por numerosos diques clásticos inyectados con areniscas medias y medias finas, a veces de color verdoso a veces brechizadas, reconocidas desde el sector de La Poza hasta el lado este de Punta El Fraile.

#### **4.4.4. Formación Tubul (Qm)**

Definida por García (1968), corresponde a una sucesión sedimentaria subhorizontal, compuesta principalmente por areniscas medias y finas con variable contenido de fauna fósil y abundante materia orgánica. Su sección tipo aflora en la desembocadura sur del río Tubul, en forma de abruptos farellones que caen directamente al mar y que alcanzarían los 100 m de espesor (Pineda, 1983). Aflora en la costa del golfo de Arauco, entre Punta Pichicui y Las Peñas (desembocadura norte del río Raqui) y esporádicamente en el lomaje cercano a la costa en el camino que une las localidades de Las Peñas y Arauco.

Se dispone horizontalmente, sobreyaciendo en discordancia angular a las formaciones del Mioceno y Eoceno e infrayaciendo a depósitos pleistocénicos y holocenos.

Según Biro (1979), la Formación Tubul está constituida en su base por areniscas muy finas, algo calcáreas y muy fosilíferas. Sobre ésta, se dispone una sucesión de areniscas masivas, muy finas, limosas con escasos fósiles marinos someros, e impresiones de hojas.

Céspedes (1977) (en Pineda, 1983), observó un espesor máximo de 370 m en un pozo estratigráfico en las cercanías de la localidad de Arauco, reconociendo en la base una arenisca cuarcífera fina a gruesa de granos redondeados, fosilífera en su base, sobre la cual se disponen arcillolitas grises con intercalaciones de limolitas y areniscas muy finas.

Según Tavera (1991), el Mioceno se interrumpiría en el país, con la depositación de la Formación Ranquil, situación que no se corrobora con la información de las cuencas de Caldera, Tongoy y Carrizalillo (Achurra, 2004; Gómez, 2003; Le Roux *et al.*, 2004, 2005b, 2006). Seguiría a la Formación Ranquil, un enorme hiatus (Mioceno tardío) con fase diastrófica, que le separaría de la transgresión del Plioceno. Basándose en macrofauna (Tavera, 1991), asigna los afloramientos de los farellones costeros del sector de Tubul al Plioceno temprano, definiendo al menos 6 biozonas con un espesor cercano a los 90 m, pero alcanzando una potencia máxima de 350 m en la localidad de Arauco (en base a información de pozos). Este autor hace, además, la diferencia con una segunda transgresión ocurrida durante el Plioceno tardío (Formación Albarrada) en contacto discordante con la Formación Tubul, y con una potencia mucho menor. En función del contenido de microfauna en la base de los afloramientos costeros, la Formación Tubul ha sido asignada al Plioceno (Martínez y Osorio, 1968).

#### **4.5. Litoestratigrafía**

En lo que sigue se describen las características de las unidades litoestratigráficas identificadas a partir de los afloramientos expuestos en los distintos puntos de estudio. En el Anexo D se presenta una descripción detallada de los depósitos encontrados en las distintas localidades escogidas para el presente estudio.

Se construyeron dos columnas estratigráficas clave, que muestran las principales características litoestratigráficas identificadas en los afloramientos descritos anteriormente para las formaciones Ranquil y Tubul. Cabe mencionar que no fue posible realizar una descripción detallada en todos los puntos de estudio, debido a la mala calidad de los afloramientos. Por este motivo, algunos datos como espesores y continuidad de las unidades correspon-

den más bien a estimaciones de los valores reales. A pesar de esto, se cree haber llegado a una estimación coherente y que avala la construcción de las presentes columnas.

#### 4.5.1. Formación Ranquil

La Formación Ranquil está compuesta aproximadamente en un 80 % por limolitas, arcillolitas y arenas muy finas, con menor presencia de gravas finas y capas clásticas. Se presenta mayormente masiva y con muy bajo o nulo contenido bioclástico, pero con llamativas sucesiones de trazas fósiles (Le Roux *et al.*, en prep.). Presenta un espesor mínimo medido de ca. 90 m, aunque han sido reconocidas secciones de hasta 130 m en el sector de Caleta Ranquil (Pineda, 1983). Hacia el techo dominan las areniscas medias, que son generalmente cuarzosas y presentan abundantes concreciones y mayor contenido de macrofauna. La presencia de dos unidades clásticas, en la base y hacia el techo, interrumpen la tendencia fina de la sucesión. Ambas presentan clastos de arcillolitas y limolitas arrancados probablemente del sustrato, aunque difieren en la composición de la matriz y angularidad de los clastos. Los sectores medios y superiores se encuentran afectados por una serie de diques clásticos en forma de inyección de areniscas medias.

La Formación Ranquil fue dividida en 5 unidades principales (unidad 1 a 5), diferenciadas en su granulometría, contenido fósil y génesis (ver Figura 4.6).

La **unidad 1** y **unidad 3** constituyen la mayor parte de los afloramientos de la Formación Ranquil en la zona de estudio, y se agrupan por su similitud granulométrica. Tienen en conjunto ca. 70 m de espesor y corresponden a limolitas y fangolitas, de color gris, intercaladas con capas menores de areniscas finas calcáreas y bien consolidadas y finamente laminadas, presentando estratificación cruzada mamblada y abundante materia vegetal entre las láminas (Figura 4.7). Hacia el techo se encuentra intruída por una serie de delgados

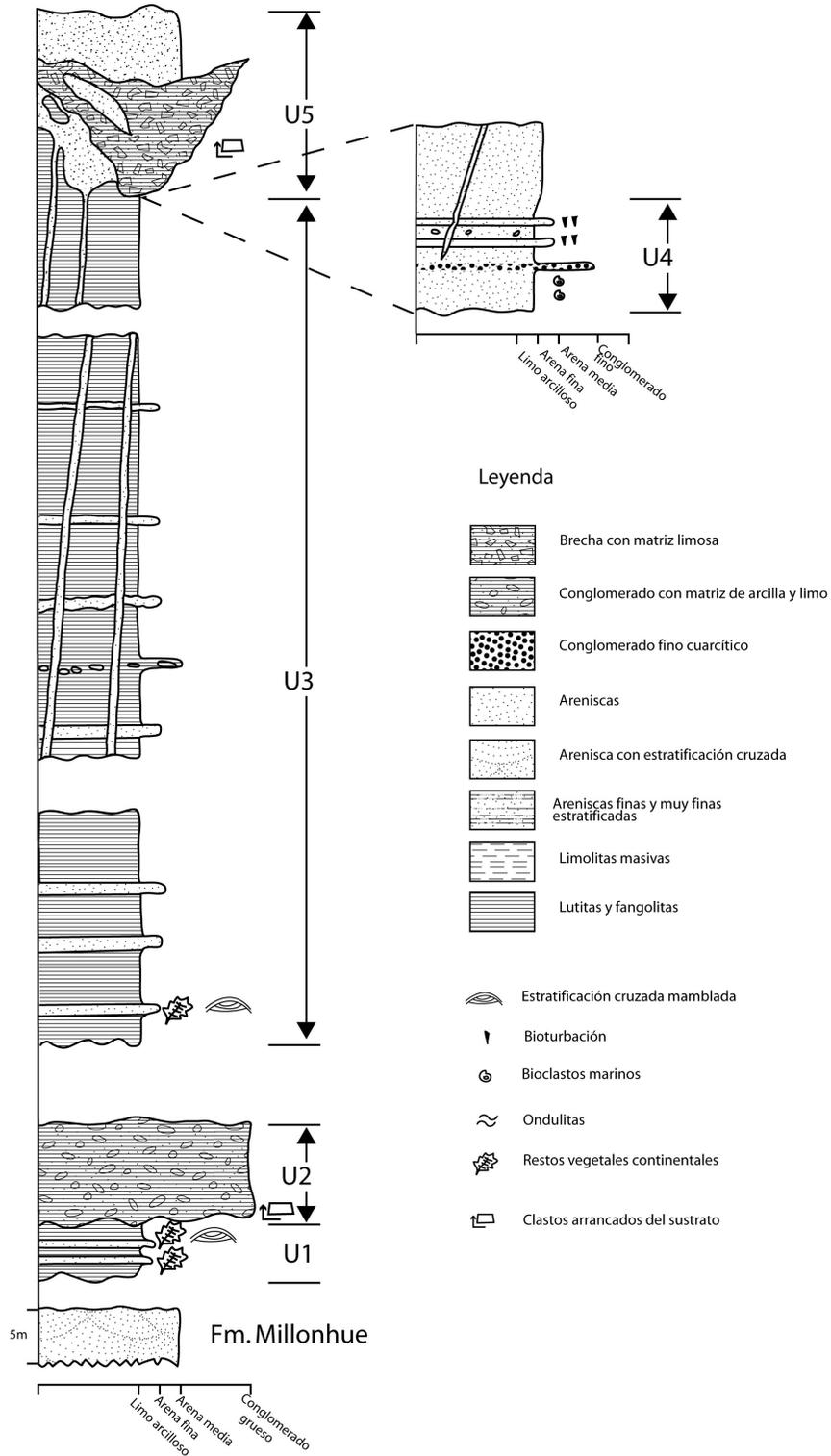


Figura 4.6. Columna estratigráfica de la Formación Ranquil.



**Figura 4.7.** Detalle de la intercalación entre las lutitas grises masivas y los estratos de areniscas finas laminadas y calcáreas en momentos de baja marea.

diques clásticos de areniscas.

Separando a las lutitas de la unidad 1 y 3 se dispone la **unidad 2**, que corresponde a un ortoconglomerado grueso, que sobreyace discordantemente a la unidad 1. Presenta mala selección e intraclastos de arcillolitas y areniscas muy finas (Figura 4.8).

Se interpreta una transición gradual de base a techo entre la unidad 3 y la unidad 4. La



**Figura 4.8.** Vista del conglomerado basal de la Formación Ranquil expuesto en el contacto con la Formación Millonhue, en la Pta. del mismo nombre. Nótese el tamaño extraordinario de algunos bloques caídos de lutitas probablemente arrancados del sustrato (*rip-up clasts*) por un flujo turbulento.



**Figura 4.9.** Areniscas finas oxidadas y capas bioturbadas (verdes) en el sector de Punta Huentehuapi. Notar al dique sedimentario suavemente deformado en la zona de las capas bioturbadas.

**unidad 4** se expone en el sector de Punta Huentehuapi. Está compuesta por capas de areniscas finas grisáceas, con presencia de abundantes restos de gastrópodos, *Turritella*, *Chlamys sp.* y bioturbación fina diseminada (Figura 4.9). Presenta capas de areniscas medias glauconíticas fuertemente bioturbadas, y delgados niveles de gravas cuarcíferas muy finas. Hacia el techo se alternan sucesivos niveles de areniscas muy finas con abundantes restos de vertebrados, probablemente cetáceos.

La **unidad 5** se expone en el sector de Caleta Ranquil y está compuesta por un sistema de flujos gravitacionales, en los que se reconoce una arenisca cuarzosa de grano medio, que presenta capas concrecionadas rojizas. Estas sobreyacen en contacto erosivo y se inyectan en las lutitas de la unidad 3 (Figura 4.10). Además, aparece una brecha media a gruesa, con clastos compuestos mayoritariamente de lutitas y en menor medida grandes clastos de arenisca arrancados del flujo subyacente. Este conforma un pequeño canal que erosiona tanto las areniscas como las lutitas de la unidad 3. En el techo de la unidad, sobre la brecha,



**Figura 4.10.** Vista del contacto erosivo entre el cuerpo de areniscas medias y las limolitas en el sector de Caleta Ranquil. Notar la presencia de un diqúe clástico que se forma producto de la inyección de las areniscas.

se dispone otro nivel de areniscas medias y masivas, poco consolidadas y con abundantes concreciones. Presenta una potencia que alcanza hasta 10 m en algunos sectores.

#### **4.5.2. Formación Tubul**

La Formación Tubul fue dividida en 2 unidades principales. Esta división se basa principalmente en la naturaleza del sedimento que conforman las areniscas y limolitas que dominan los afloramientos de dicha formación en la zona de estudio. La Figura 4.11 muestra la columna estratigráfica clave construida para la Formación Tubul.

Así entonces, se definió la **unidad 1** a las areniscas finas y muy finas poco consolidadas, con abundante materia orgánica y delgadas capas de microfósiles bien conservados, abundantes especímenes de *Ostrea sp.*, conservando ambas valvas. El contacto basal no se encuentra expuesto, pero se dispondría discordantemente sobre la Fm. Ranquil. Tiene

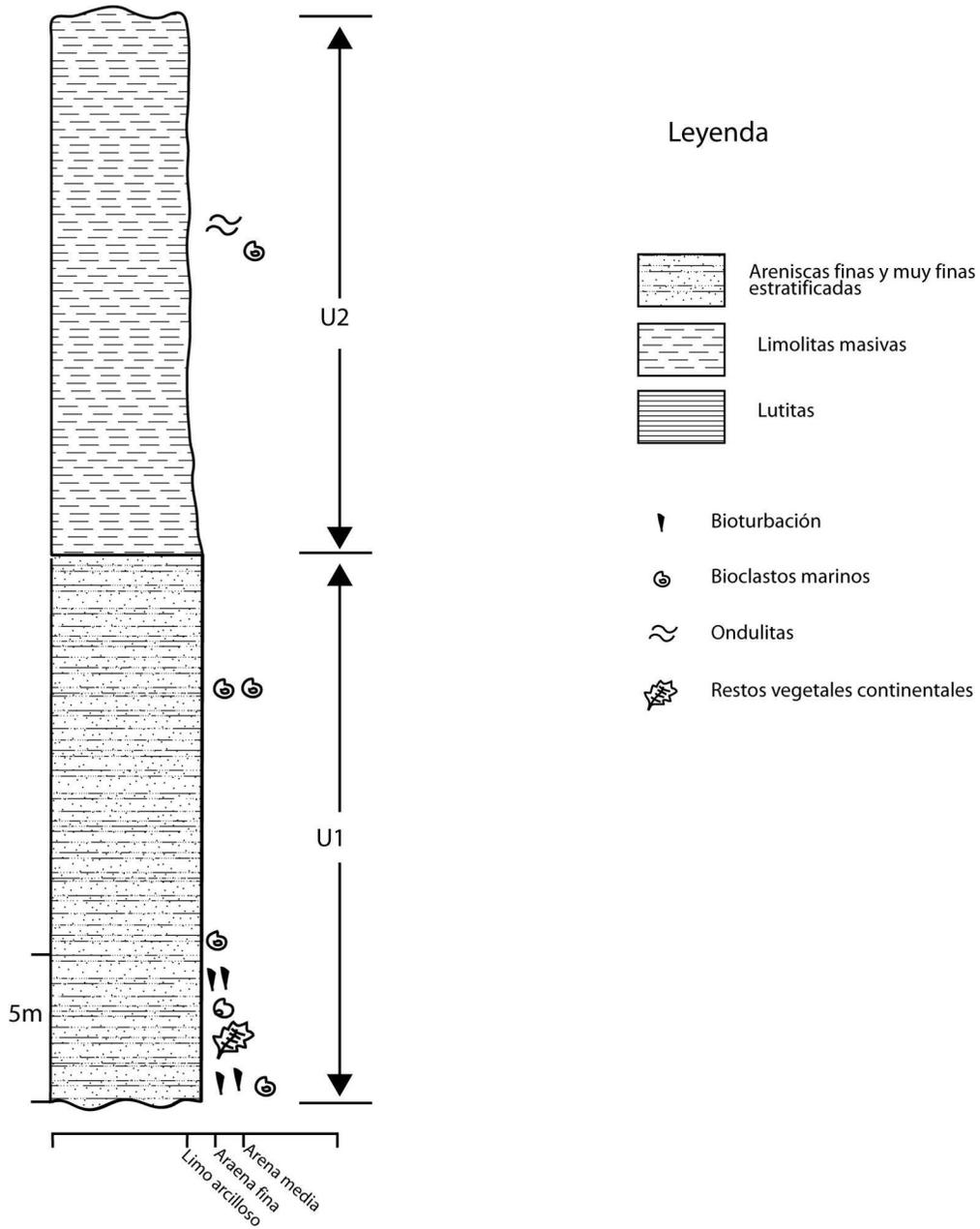


Figura 4.11. Columna estratigráfica clave de la Formación Tubul.

un espesor expuesto máximo estimado de 30 m. Se encuentra bien estratificada de forma subhorizontal y leve manteo hacia el norte (Figura 4.12). Presenta estratos que alcanzan hasta 2 m de espesor. Esta unidad presenta una penetrativa y fina bioturbación del tipo *Macaronichnus* que se distingue sobre la tendencia masiva de casi toda la sucesión. En la base aparece una gruesa bioturbación producida principalmente por la presencia de *Chorus sp.* que aún se conservan en el sector de Tubul. Esta unidad se expone bien en el sector de Las Peñas y las desembocadura oriental de los ríos Raqui y Tubul.



**Figura 4.12.** **Izquierda**, vista general de la Formación Tubul desde el sector de Punta Tubul. Se puede apreciar el marcado quiebre en la estratificación que domina en los sectores bajos y medios de la sección. **Derecha**, estrato fuertemente bioturbado en la base de la sección expuesta cerca de la caleta Tubul.

La **unidad 2** se dispone concordantemente sobre la unidad 1. A diferencia de esta última contiene un bajo contenido de materia orgánica, presentando un color amarillo claro, y la ausencia de bioturbación tipo *Macaronichnus*. La estratificación se hace más difusa y el contenido bioclástico disminuye en concentración y tamaño, apareciendo esporádicamente pequeños especímenes de *Chlamys sp.* Presenta un espesor expuesto medio entre 15 y 20

m, aunque su potencia parece aumentar hacia el oeste, a medida que la unidad 6 se acuña lentamente (Figura 4.12).

#### 4.6. Cronoestratigrafía

La mayor parte de la información cronoestratigráfica en la literatura se concentra en la Formación Ranquil, existiendo tres autores que asignan esta Formación al Mioceno. En 1942, Tavera asigna la Formación Ranquil al Mioceno, basado principalmente en el estudio de equinodermos. Luego, Severin (en García, 1968), llega a la misma conclusión a través del estudio de microfauna. Finalmente, Finger *et al.* (2003) obtiene rangos cronoestratigráficos restringidos, intersectados en el piso inferior de la nanozona N16 (Kenneth y Srinivasan, 1983), para el estudio de foraminíferos de esta formación, sugiriendo una edad tortoniana temprana (ca. 11 Ma) para estos depósitos.

La Formación Tubul fue estudiada por Tavera (1991), quien asigna los afloramientos de los farellones costeros del sector de Tubul al Plioceno temprano, basándose en macrofauna, definiendo al menos 6 biozonas, con un espesor cercano a los 90 m. Más tarde, en función del contenido de microfauna en la base de los afloramientos costeros, la Formación Tubul ha sido asignada al Plioceno (Martínez y Osorio, 1968).

Al igual que en la cuenca de Caldera, se realizaron dataciones basadas en la razón de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  para 3 muestras de especímenes carbonatados, dos de la Formación Ranquil y una de la Formación Tubul. A continuación se presenta una tabla con los resultados de las mencionadas dataciones (Tabla 4.1).

Las muestras FRA-1 y RAN-1 proceden de la Formación Ranquil, y corresponden a restos carbonatados relativamente frescos de la unidad 3. Muestran una buena correlación con

una diferencia de 100 mil años entre ambas edades. Sin embargo, la edad es cerca de 10 Ma mayor que la estimada a través de la microfauna (Finger *et al.*, 2003). Esta diferencia no tiene a priori una explicación, pero si se observa el valor obtenido para la Formación Tubul (17 Ma) se podría argumentar que el método de datación sobreestima las edades de las muestras y, por lo tanto, habría que revisar los argumentos técnicos que invalidarían esta metodología en la cuenca de Arauco. Es posible que los especímenes escogidos hayan estado sometidos a retrabajo y por lo tanto su edad no sería representativa de su posición estratigráfica. Otra posibilidad es que en latitudes como la de Arauco, y a diferencia de lo que sucede en Caldera, el clima es lluvioso y húmedo. Esto pudo producir una alteración de la estructura cristalina de las conchas, modificando de esta forma la asignatura isotópica original.

De acuerdo a lo anteriormente expuesto, se consideran las edades arrojadas por las dataciones de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  como anómalas, y no serán tomadas en cuenta como un indicador cronoestratigráfico.

**Tabla 4.1.** Resultados de las dataciones radiométricas de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  en las muestras de la cuenca de Arauco.

Muestra	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	2 sem(%) <sup>1</sup>	Edad McArthur (Ma)
*TUB-1	0.708608	0.0015	17,7
*FRA-1	0.708447	0.0013	20,0
RAN-1	0.708439	0.0012	20,1

<sup>1</sup>Razones de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  normalizados a  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,1194$   
 Mediciones de NBS987  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,710276 \pm 0,0013\% (\pm 0,000010)$  ( 95 % confianza)  
 \*Mediciones de NBS987  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = 0,710278 \pm 0,0015\% (\pm 0,000009)$  ( 95 % confianza)  
 2 sem - 2 veces la desviación estándar de la media ( $2\sigma/\sqrt{n}$ )

## **4.7. Interpretación Batimétrica y Sedimentológica de las Unidades**

A continuación se presenta la descripción del conjunto de facies sedimentarias interpretadas a partir de las descripciones litoestratigráficas y características de las unidades sedimentarias definidas anteriormente, junto con modelos de facies obtenidos de la literatura.

### **4.7.1. Formación Ranquil**

#### **Facie de plataforma distal a talud superior, con intervalos de frente de playa inferior:**

Está representada por las lutitas, fangolitas, limolitas y areniscas de la unidad 1 y 3. Los contactos irregulares entre areniscas calcáreas y fangolitas, la abundante materia orgánica encontrada entre sus láminas, las que además presentan estratificación mamblada, y los clastos alargados de arenisca alojados en la lutita, sugieren períodos de tormenta con flujos oscilatorios (Walker y James, 1992) seguidos por la depositación de sedimentos finos durante períodos normales. La presencia de escapes de fluidos en las lutitas puede indicar la ocurrencia esporádica de eventos sísmicos afectando sedimentos saturados en agua. En forma de rodados, se encontraron fósiles traza aparentemente de la ichnofacie Zoophycos, la que ha sido habitualmente asignada a áreas bajo el rango de acción de las olas durante tormentas, pero en ausencia de flujos turbidíticos, en el amplio rango comprendido entre la transición entre la plataforma externa y el talud (Le Roux *et al.*, en prep.), aunque su exacta distribución batimétrica se encuentra en continuo debate. De acuerdo a foraminíferos bentónicos encontrados en la Formación Ranquil, ésta sería el resultado de la depositación en ambientes que van desde la plataforma a la zona batial, lo que finalmente indicaría un ambiente que varía entre la plataforma externa y el talud superior, con períodos que alcanzan el frente de playa inferior. Esto se corrobora con dos trabajos realizados en la Formación Ranquil (Le Roux *et al.*, en revisión,e), en donde se asocia esta última con un ambiente de

plataforma externa a talud superior. Otros autores, como Finger *et al.* (2003), de acuerdo al resultado de análisis de microfauna, concluyeron que las formaciones Ranquil y Navidad se habrían depositado en batimetrías que superarían los 1.500 m de profundidad en el talud medio (Tabla 2.1).

En lo que respecta al origen de los sedimentos que forman las lutitas y lodos de plataforma, se cree que son transportados como carga en suspensión por los ríos (Reineck y Singh, 1980; Walker y James, 1992). El lodo y la arcilla, llevados hacia el mar a través de ríos, pueden ser transportados en suspensión por decenas de kilómetros. Su depositación final se ve acelerada por organismos que se alimentan del lodo, actuando como filtros, depositándolo en forma de *pellets*. La mayoría de los sedimentos de plataforma actuales están compuestos por limo arcilloso y arcillas limosas. Hacia la costa, estos depósitos suelen contener capas de arenas finas, conocidas como “tempestitas”, que se originarían, tal como su nombre lo dice, durante períodos de fuertes tempestades. Se han podido seguir estos niveles de tempestitas hasta 40 km de distancia de la costa mar adentro (Reineck y Singh, 1980).

**Facie de flujos detríticos de borde de plataforma a talud superior:** Esta facie la representa el ortoconglomerado grueso a muy grueso que conforma la unidad 2 de la Formación Ranquil. La mala selección, con clastos de gran tamaño y la limitada extensión lateral, son características típicas de depósitos de flujos detríticos. Es más probable que los clastos de mayor tamaño hayan sido aportados desde la parte superior y frontal del flujo detrítico, dado que clastos menores concentrados en estas zonas son muy susceptibles a ser removilizados (Sohn, 1997), siendo seguramente transportados por deslizamiento, rodación, saltación y en menor medida flotando sobre un flujo de alta densidad. Los clastos de arena fina y arcilla parecen haber sido arrancados directamente desde el sustrato, lo que avala

la naturaleza turbulenta del flujo. Estos tipos de depósitos suelen producirse en sectores externos de la plataforma o talud continental, ayudados por un leve aumento en la pendiente, o a lo largo de una incisión en el sustrato producida por un canal alimentador. La mala calidad del afloramiento no permite llegar a profundizar más acerca de los procesos y ambientes involucrados en la depositación de la unidad.

**Facie de abanico submarino arenoso:** Hacia sectores más altos de la sección de la Formación Ranquil se expone una sucesión (unidad 5) interpretada como depositada en un ambiente profundo, probablemente en cercanías de un abanico submarino, y además con abundante aporte de arena desde sectores más someros. Las areniscas se presentan masivas, con gradación normal, grano medio, ricas en sílice, y fueron seguramente transportadas en flujos hiperconcentrados. Es posible que su inyección violenta en forma de diques clásticos (Figura D.8) hacia las lutitas y fangolitas subyacentes (unidad 3) haya ocurrido “instantáneamente” con la depositación, aunque no se descarta una licuefacción *in-situ*, producto de la carga litoestática de los flujos (Jolly y Lonergan, 2002). La brecha suprayacente se presenta formando un pequeño canal relleno de clastos de lutitas y areniscas finas, inmersos en una matriz de arena media de características similares a las del paquete supra y subyacente. Incorpora grandes bloques de arenisca hacia los flancos del canal. Tiene además en su base una delgada capa de arenisca que forma una superficie similar a la descrita por Sohn (1997) como “carpeta de tracción”, aunque debido a su reología plástica y régimen laminar de flujo, el término “tracción” estaría mal usado. Estas serían capas de carga que se desarrollan por debajo de flujos turbulentos y que son a su vez generados por estos. Según Le Roux *et al.* (2004), estos depósitos se desarrollan normalmente debajo de flujos turbulentos de sedimento de rápida disipación. El sistema completo es comparable al de “flujos detríticos enlazados” o *linked debrites*, descritos por Haughton *et al.* (2003), quien postula una relación co-genética para determinados depósitos de flujos gravitacio-

nales ricos en arena y los flujos detríticos gruesos que los sobreyacen. El flujo detrítico asociado a estos sistemas podría ser capaz de alcanzar sectores distales de los abanicos gracias a la alfombra de arena dispuesta por flujos precursores.

Esta facie se ha relacionado con un evento de mega-tsunami ocurrido durante el Plioceno temprano, capaz de arrastrar material desde sectores someros a través de toda la plataforma y hasta el sector del talud superior (Le Roux *et al.*, en revisión).

**Facie de frente de playa inferior:** Esta facie queda representada por sectores inferiores de la unidad 4, las que corresponden al sector de Punta Huentehuapi y Punta Fraile. Hacia la base de esta unidad se expone una capa de arenisca muy gruesa, cuarcífera, que se dispone en contacto erosivo sobre areniscas finas de carácter masivo. Este delgado nivel monomítico es interpretado como depósitos de material detrítico, muy bien seleccionado, provenientes de sectores de playa durante algún evento de aumento violento de aporte desde el continente, y transportados hacia sectores más profundos del frente de playa.

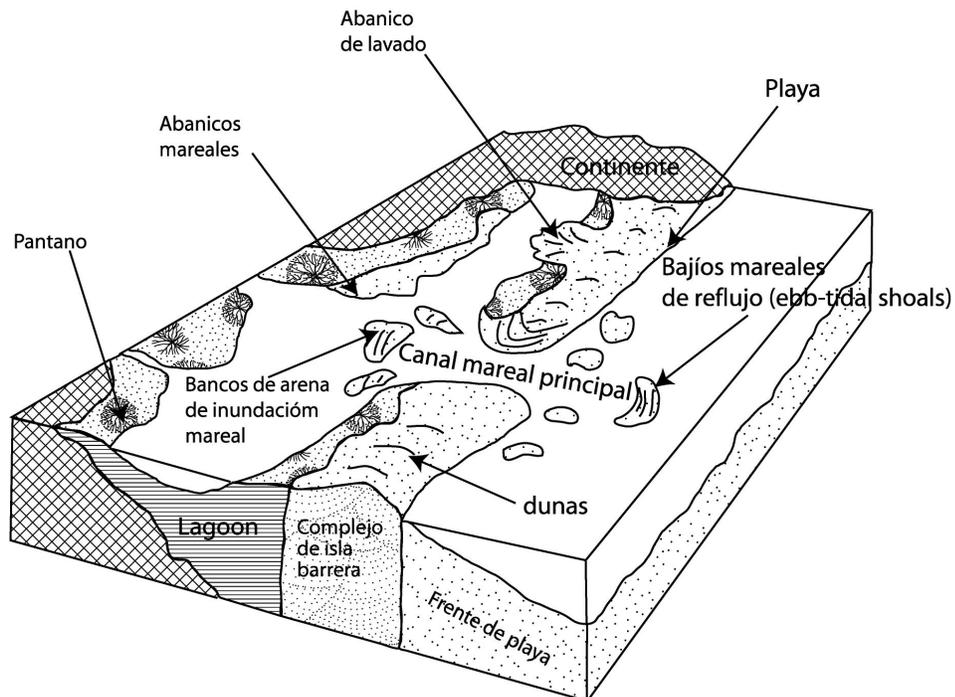
En el caso de Punta Fraile, la presencia de pequeños canales sugiere la aparición esporádica de flujos, probablemente paralelos a la costa, con la energía suficiente para trasladar algunos guijarros re TRABAJADOS de arenisca fina. Las condiciones de suministro de alimento y oxigenación permitieron la proliferación de organismos, como lo evidencia la abundante cantidad de *Turritella* encontrados en las concreciones del lado este de la punta. El lado oeste presenta también numerosas concreciones pero se encuentran muy meteorizadas, aunque seguramente también se formaron alrededor de algún organismo. Se encontraron pocas evidencias de bioturbación en estas areniscas, sólo algunos especímenes aislados de *Skolithos*.

#### 4.7.2. Formación Tubul

**Facie de lagunas de complejos de islas barrera:** Según Kjerfve (1994), “una laguna costera es un cuerpo de agua ubicado al interior del continente, generalmente orientado paralelo a la costa, separado del océano por una barrera, conectado al océano por uno o más entradas restringidas, y que raras veces exceden los 2 m de profundidad. Puede o no estar sujeto a influencia mareal, y su salinidad puede variar desde agua fresca hasta lagunas hipersalinas, dependiendo del balance hidrológico”. De acuerdo con esta definición, la formación de lagunas está controlada por la existencia o no de barreras, las que se desarrollarían con mayor facilidad en ambientes costeros de bajo contraste mareal (menor a 2 m) (Nichols y Boon, 1994). Las sucesiones de lagunas consisten generalmente en areniscas, limolitas y lutitas intercaladas y estratificadas, además de delgadas capas de facies orgánicas conteniendo carbón, indicando el enterramiento de pantanos ubicados habitualmente en planicies hacia el margen de la laguna (Walker y James, 1992). Las facies de limolitas y lutitas subacuáticas salobres se caracterizan habitualmente por la presencia de conchas de bivalvos y bancos de ostras (Kirk y Lauder, 2000).

En la Figura 4.13, se muestra un modelo simplificado de un sistema de isla barrera, con los principales ambientes energéticos que se espera encontrar en ellos.

La unidad 1 de la Formación Tubul es interpretada como el resultado de depositación en un ambiente de lagunas de aguas salobres y abundante aporte de materia orgánica desde el continente. El fósil traza *Macaronichnus* implica un ambiente de relativa energía, altamente oxigenado, con una importante actividad de canales mareales que permiten la proliferación de bivalvos, particularmente *Chlamys sp.* Esta facie respondería a un sistema transgresivo que alza sus tasas de acumulación con un aumento relativo del nivel del mar (Kirk y Lauder, 2000), llegando a depositar varias decenas de metros en un ambiente



**Figura 4.13.** Diagrama de bloque ilustrando los variados subambientes en un sistema de isla barrera transgresivo. Modificado de Walker y James (1992).

tranquilo de alta salinidad.

La unidad 2, respecto a la unidad 1, presentaría un cambio tanto en el aporte de sedimento desde el continente, como en la actividad de los canales que conectan la cuenca con el océano. En ella disminuye la presencia y tamaño de bivalvos. El sedimento presenta una importante cantidad de ceniza volcánica y disminuye el aporte de materia orgánica, no generando posiblemente, las condiciones para la proliferación de más organismos. La presencia de ondulitas indica que la acción de las olas tuvo una mayor influencia, aunque no se encontró registro de abanicos de lavado (*washover fans*), lo que sugiere que estas unidades representarían depositación en sectores centrales de la cuenca tras barrera.

## 5. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

---

En el siguiente capítulo se realizará una síntesis y discusión de los resultados obtenidos en el presente estudio. Se procederá con una descripción evolutiva de cada cuenca por separado para luego abarcar ambas cuencas en conjunto y delinear una evolución de primer orden del borde costero durante el Neógeno.

### 5.1. Evolución de la Cuenca de Caldera

La cuenca de Caldera, y en particular el segmento centro-sur de ésta, ha sido rellenada con depósitos continentales y marinos desde al menos el Mioceno temprano. Se distingue una unidad continental clástica basal correlacionada con las Gravas de Angostura (Godoy *et al.*, 2003; Marquardt *et al.*, 2000) y su retrabajo costero, sobre el cual se dispone localmente la Formación Bahía Inglesa (Rojo, 1985). En el resto del área, la Formación Bahía Inglesa sobreyace una discordancia de erosión labrada sobre el basamento formado por rocas intrusivas y metamórficas. El comienzo de la transgresión neógena fue datado en 15,3 Ma (razón  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ ) y corresponde a una sucesión agradacional de biocalcarenitas y calciruditas cuarcíferas en un ambiente de frente de playa. Estas condiciones habrían prevalecido hasta comienzos del Mioceno tardío, y desarrollaron potentes paquetes sedimentarios que se exponen al interior y cercano a la desembocadura del río Copiapó. Un primer ciclo transgresivo habría instaurado un ambiente de talud superior, entre los 10 y 9 Ma. De acuerdo con correlaciones cronoestratigráficas en el límite norte de la zona de es-

tudio, este ciclo transgresivo se habría interrumpido para dar paso a un ambiente de frente de playa cerca de los 9 Ma.

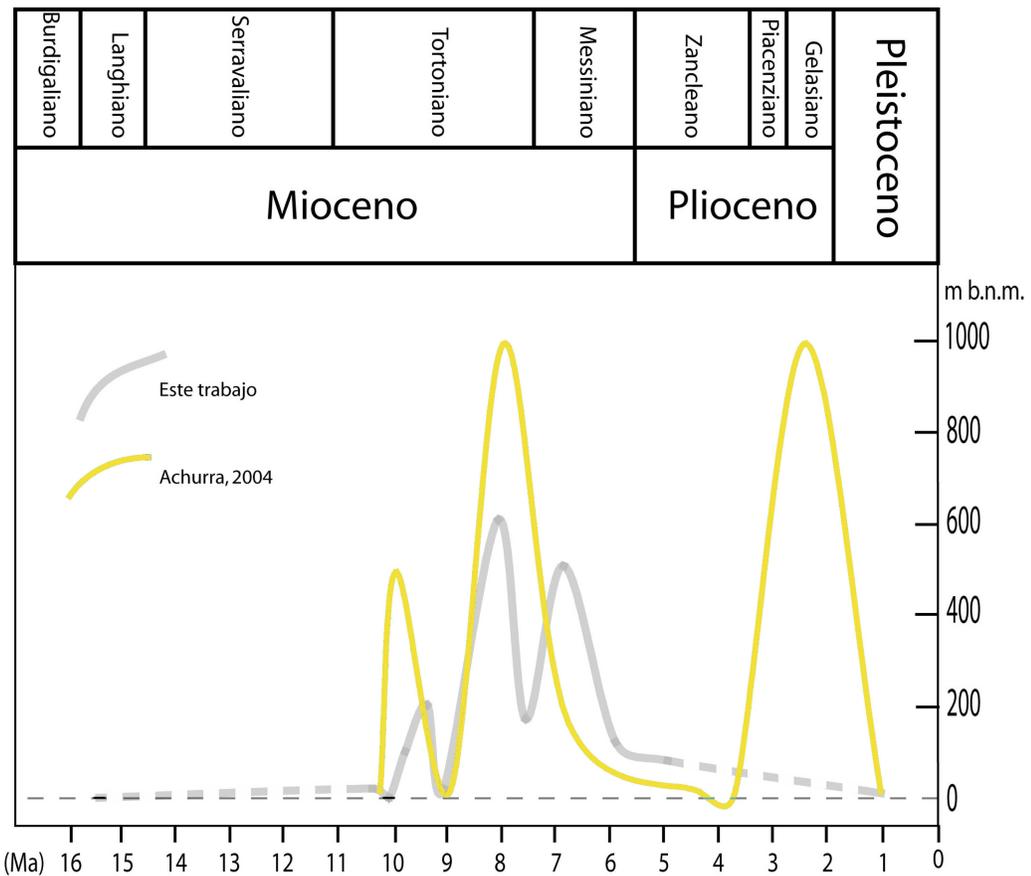
Un segundo pulso transgresivo se reconoce ampliamente al interior de la quebrada La Higuera, generando la depositación de sucesiones de limolitas y areniscas finas monótonas, asociadas a un ambiente de abanico submarino sobre el talud superior. Se estimó que alrededor de los 8 Ma, este último ciclo transgresivo fue seguido por una regresión que se distingue por una notoria superficie de erosión formada por secciones condensadas removilizadas. Así entonces, esta regresión se extendió hasta dar lugar a un ambiente de plataforma externa. A partir de esta discordancia, un ciclo transgresivo renovado evidenciado en la sección media y superior de la quebrada La Higuera, alcanzaría nuevamente el talud superior a los 6,8 Ma y daría paso a una regresión que alcanzó el frente de playa inferior cerca de los 5 Ma. Este punto marca el final del registro Plioceno en la zona de estudio, encontrándose solamente depósitos holocenos y recientes en su mayoría depositados sobre una serie de terrazas de abrasión marina que sobreyacen en discordancia erosiva a la Formación Bahía Inglesa (Marquardt *et al.*, 2000). Sin embargo, Achurra (2004) encontró sucesiones pliocenas en el sector ubicado inmediatamente al norte de la zona de estudio, por lo que el registro descrito en este trabajo estaría incompleto.

El estudio sedimentológico y estratigráfico secuencial realizado por Achurra (2004) inmediatamente al norte de la zona de estudio, presentó asimismo una curva de variación local para la cuenca de Caldera (Figura 5.1). A diferencia de la presentada en este estudio, la sucesión expuesta al norte de Punta Totoral y hasta el sector de Quebrada Blanca sería representativa de la sedimentación producida desde el Mioceno tardío (Tortoniano) al Pleistoceno. Achurra (2004) identificó tres secuencias completas, de las cuales la primera y segunda serían correlacionables con las secuencias T-R 1 y T-R 2 del presente estudio (ver Sección 3.9).

En la Figura 5.1 se presenta una comparación entre la curva de variación local del nivel del mar obtenida por Achurra (2004) para el sector medio y norte de la cuenca de Caldera, y la presentada en este trabajo. En términos generales, se observa una buena correlación de las secuencias 1 y 2 de Achurra (2004) y las secuencias T-R 1, T-R 2 y T-R 3 aquí presentadas. Llama la atención, las mayores profundidades que se habrían instaurado inmediatamente al norte de la zona estudio. Esto puede deberse a la cercanía de la falla Chorrillos y la incisión provocada por el cañón submarino identificado en este sector. Por otro lado, y tal como se mencionó anteriormente, en este estudio no se encontraron sucesiones representativas del Plioceno a partir del Zancleano, situación que no sucedería más al norte, con la identificación de un ciclo transgresivo–regresivo completo que abarca desde el Zancleano al Pleistoceno Temprano.

Litoestratigráficamente, ambos estudios se anclan al final de la primera secuencia (9 Ma), no sólo por la edad del ciclo, sino también por la correlación entre las unidades 7 y 8 descritas en este estudio y las unidades 3 y 4 definidas por Achurra (2004). En este sentido, las sucesiones de aguas profundas identificadas en la quebrada La Higuera estarían entonces asociadas a facies laterales del cañón submarino descrito por Achurra (2004) en la Playa Chorrillos, inmediatamente al norte del Morro de Copiapó. El desarrollo de esta estructura puede correlacionarse con un período de incisión renovada registrado en la Depresión Central durante el Mioceno tardío, asociado probablemente a un basculamiento completo del antearco chileno (Riquelme *et al.*, 2003).

La evolución tectónica de la cuenca de Caldera deducida desde la información sedimentológica y cronoestratigráfica, puede ser resumida como una sucesión de pulsos subsidentes y de alzamiento que concentra su mayor actividad y magnitud entre los 10 y 7 Ma aproximadamente (Figura 3.24). Dada la incertidumbre que existe sobre el cálculo de las magnitudes de las tasas presentadas en este estudio, éstas deben ser consideradas netamente



**Figura 5.1.** Comparación entre la curva de variación local del nivel del mar presentada por Achurra (2004) para el sector medio y norte de la cuenca de Caldera (celeste) y la obtenida en este trabajo (gris).

como un referente. Sin embargo, estos valores entregan indicios de fuerte actividad tectónica que habría afectado a esta sección del margen a medida que ocurría la acumulación de sedimentos principalmente marinos. A pesar de la intensa actividad tectónica deducida, no se evidenciaron estructuras notorias de discordancias progresivas que enlacen la deformación y sedimentación, excepto en la sección media de la unidad 8. Esto podría deberse a que en sectores inmediatamente adyacentes al frente de deformación, como lo sería la cuenca de Caldera en relación a la convergencia de la placa de Nazca, pueden existir zonas de sombra en la distribución del esfuerzo (Byrne, 1993). Sin embargo, Achurra (2004) describió la existencia de discordancias progresivas en algunas unidades estratigráficas aledañas al Morro de Copiapó que asoció a la falla que habría alzado este bloque a partir

del Tortoniano y hasta el Zancleano.

La justificación de los pulsos tectónicos y sus frecuencias puede estar relacionada con la subducción de asperezas en la placa oceánica. La colisión de dorsales activas y pasivas es un fenómeno común en los márgenes convergentes actuales y puede tener efectos muy importantes en la tectónica y magmatismo de la placa continental (Yáñez *et al.*, 2002). Autores como Le Roux *et al.* (2005a) han intentado una reconstrucción del comportamiento de la placa de Nazca durante el Neógeno, correlacionando el paso de la dorsal de Juan Fernández a través de dos áreas de estudio en el norte de Chile. Según Kay y Mpodozis (2002), la subducción del brazo de migración hacia el sur y orientación noreste de la dorsal de Juan Fernández, habría arribado a la zona de estudio hace aproximadamente 10–12 Ma. Si se toma la edad inferior de este rango, se podría correlacionar la intensificación de la actividad tectónica en la cuenca con la subducción de éste brazo de la dorsal, la que además al tener un ángulo de incidencia oblicuo generaría campos de esfuerzos aún más complejos, enmarcados siempre dentro de un alzamiento regional del bloque ubicado al oeste del SFA (Riquelme *et al.*, 2003).

## **5.2. Evolución de la Cuenca de Arauco**

Los sedimentos marinos de edad neógena de la cuenca de Arauco están representados por las formaciones Ranquil (Tortoniano) y Tubul (Plioceno).

La Formación Ranquil descansa en discordancia angular sobre depósitos marinos y litorales eocenos, y fue interpretada como el resultado de la depositación en un ambiente de baja energía, en la plataforma externa a talud superior, el cual era interrumpido ocasionalmente por eventos catastróficos tipo tsunamis, que erosionaban el sustrato y transportaban

material clástico en flujos detríticos de alta densidad.

Del mismo modo, la Formación Tubul se dispone en contacto discordante sobre los depósitos miocenos. Durante el Plioceno se habría instaurado un ambiente estuarial de baja energía, con *lagoons* extensos y profundos que en su etapa temprana generó las condiciones para la proliferación de fuerte actividad biológica en un sustrato bien oxigenado y rico en materia orgánica. Posteriormente las condiciones de aporte cambiaron, incorporando menos materia orgánica, la que fue reemplazada por material cinerítico, lo que restringió la presencia de bivalvos y bioturbación característica de las capas inferiores, pero siempre en un ambiente de baja energía que era a veces afectado por la acción de la base de las olas.

Así entonces, durante el Neógeno y luego en el Plioceno, el borde costero correspondiente a la cuenca de Arauco fue inundado por al menos una secuencia transgresiva–regresiva que dio (dieron) paso a la sedimentación primero en un ambiente de plataforma distal a talud superior y luego a facies lagunares en un ambiente de estuario.

Los estratos bioturbados hacia el techo de la Formación Ranquil (unidad 4, Figura 4.6), podría indicar el fin de un cortejo de nivel alto del mar y el comienzo de una transgresión normal previo o coincidente con la depositación de los flujos gravitacionales que conforman la unidad 5.

El basculamiento que sufrió la Formación Ranquil previo a la depositación de la Formación Tubul, sugiere que la tectónica de bloques habría jugado un papel importante posterior a la depositación de la Formación Ranquil y previo a la depositación de la Formación Tubul, es decir, entre el Mioceno tardío y el Plioceno temprano.

### 5.3. Correlación entre la Cuenca de Caldera y la Cuenca de Arauco

Considerando la distancia que existe entre la cuenca de Caldera y Arauco, no resulta fácil realizar una correlación directa entre ellas. Este problema se ve acentuado al carecer de información cronoestratigráfica detallada en la cuenca de Arauco, tal como se discutió a partir de las edades isotópicas anómalas obtenidas en las muestras (ver Sección 4.6). Sin embargo, si se comparan las edades de las formaciones Ranquil y Tubul, se verá que éstas coinciden con las edades de dos secuencias mayores reconocidas por Achurra (2004) en la cuenca de Caldera (ver Figura 5.1). Pero esta asociación no corresponde necesariamente a una correlación. Por estos motivos resulta más prudente considerar relaciones de primer orden que enlacen ambas cuencas en un marco de evolución global de la línea de costa durante el Neógeno.

De acuerdo al resultado de interpretación batimétrica y cronoestratigráfica para la cuenca de Caldera, resumida en la Figura 3.23, desde el Mioceno medio (Langhiano) y hasta el Mioceno tardío (Messiniano) se habrían sucedido 3 ciclos transgresivos–regresivos, que habrían alcanzado profundidades de hasta aproximadamente 600 m entre el Tortonian tardío y Messiniano temprano, correspondientes a un ambiente de talud medio a superior (Tabla 2.1). Por otro lado, autores como Finger *et al.* (2003), a través del resultado de análisis de microfauna concluyeron que la Formación Ranquil se habrían depositado en batimetrías que superarían los 1.500 m de profundidad, esto es en el talud medio (Tabla 2.1). La información sedimentológica y biogénica recopilada en este estudio indica que durante la depositación de la Formación Ranquil se instauró un ambiente de plataforma distal a talud superior, que se interrumpe con períodos de ambientes de abanicos submarinos en un ambiente de talud medio a superior (entre 1.000 y 1.500 m de profundidad). La información de foraminíferos planctónicos obtenida a partir de 4 secciones distintas de la

Formación Ranquil presentadas por Finger *et al.* (2003), indican un rango de edad que va desde los 13 a los 3,5 Ma. aproximadamente (Serravaliano a Zancleano), biozonas N13 a N19 (Kenneth y Srinivasan, 1983).

Lo anterior permite afirmar que en los bordes costeros correspondientes tanto a la cuenca de Caldera como a la cuenca de Arauco, desde el Mioceno medio y hasta el Plioceno temprano, se depositaron sucesiones marinas profundas con ambientes dominantes de plataforma externa a talud continental superior. Esta interpretación concuerda de buena forma con el escenario de una serie de cuencas costeras profundas a lo largo del margen tectónico activo para el Mioceno tardío (Encinas *et al.*, 2003; Finger *et al.*, 2003). Esto también se corrobora con información de otras cuencas neógenas: Península de Mejillones (Marquardt *et al.*, 2003), Carrizalillo (Gómez, 2003; Le Roux *et al.*, 2004, 2005b) y Navidad (Encinas *et al.*, 2003).

La evolución particular en el desarrollo de la sedimentación y variación local del nivel del mar de cada cuenca debe ser revisada por separado, ya que no se cuenta con los argumentos sedimentológicos ni geotectónicos necesarios como para justificar correlaciones de orden mayor.

## BIBLIOGRAFÍA

- Achurra, L., 2004. *Cambios del Nivel del Mar y Evolucion Tectonica de la Cuenca Neogena de Caldera, III región*, Tesis de Magister en Ciencias, Universidad de Chile, Departamento de Geología.
- Allen, P. A.; Allen, J. R., 1990. *Basin Analysis*, Blackwell Science Publications.
- Baas, J. H.; Van Kesteren, W.; Postma, G., 2004. Deposits of depletive high-density turbidity currents: a flume analogue of bed geometry, structure and texture. *Sedimentology*, tomo 51, n° 5, p. 1053–1088.
- Biro, L., 1979. Contribución al conocimiento de la Formación Tubul, Plioceno superior, Provincia de Arauco (37°14' 1At. S) Chile, En *II Congreso Geológico Chileno*, tomo 3, p. h33–h44.
- Bouma, A., 1962. *Sedimentology of some flysh deposits: A Graphic Approach to Facies Interpretation*, Elsevier.
- Burke, W.; Denison, R.; Koepnick, R.; Nelson, H.; Otto, J., 1982. Variations of seawater  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  throughout Phanerozoic time. *Geology*, tomo 10, p. 516–519.
- Byrne, D., 1993. Mechanical role of backstops in the growth of forearcs. *Tectonics*, tomo 12, n° 1, p. 123–144.
- Camacho, H.; Busby, C.; Kneller, B., 2002. A new depositional model for the clasical turbudite locality at San Clemente State Beach, California. *AAPG Bulletin*, tomo 86, n° 9.
- Catuneanu, O., 2002. Sequence stratigraphy of clastyc systems: concepts, merits, and pitfalls. *Journal of African Earth Sciences*, tomo 35, p. 1–43.
- Catuneanu, O.; Willis, A.; Miall, A., 1998. Temporal significance of sequence boundaries. *Sedimentary Geology*, tomo 121, p. 157–178.
- Domínguez, S.; Lallemand, S.; Malavieille, J.; Von Huene, R., 1998. Upper plate deformation associated with seamount subduction. *Tectonophysics*, tomo 293, p. 207–224.

- Donovan, A., 2001. Free market theory and sequence stratigraphy, En *Hedberg Research Conference on Sequence Stratigraphic and Allostratigraphic Principles and Concepts*, tomo 1, Dallas, p. 22, programs and Abstracts Volume.
- Embry, A., 1993. Transgressive-regressive (T-R) sequence analysis of the Jurassic succession of the Sverdrup Basin, Canadian Arctic archipelago. *Geological Survey of Canada Contribution*, tomo 46191, p. 301–320.
- Encinas, A.; Finger, K.; Nielsen, S.; Suárez, M.; Peterson, D.; Le Roux, J., 2003. Evolución tectono-sedimentaria de la cuenca neógena de Navidad (33°40'S–34°15'S), Chile central, En *10º Congreso Geológico Chileno*, Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Cocepción, actas en medio digital.
- Evenstar, L.; Hartley, A.; Rice, C.; Stuart, F.; Mather, A.; Chong, G., 2005. Miocene–Pliocene climate change in the Peru-Chile Desert, En *6th International Symposium on Andean Geodynamics*, ISAG, Barcelona, p. 258–260.
- Ferraris, F.; Bonilla, R., 1981. Avance geológico hoja Arauco-Lebu : región del Bio-Bio, Mapas Geológicos Preliminares de Chile 6, IIG, Santiago.
- Finger, K.; Encina, A.; Nielsen, S.; Peterson, D., 2003. Microfaunal indications of late deep-water basin off the central coast of Chile, En *X Congreso Geológico Chileno*, trabajos en medio digital.
- Fuenzalida, H., 1971. Climatología de Chile, Informe técnico, Departamento de Geofísica, Universidad de Chile.
- Galloway, W., 1989. Genetic Stratigraphic Sequences in Basin Analysis I: Architecture and Genesis of Flooding-Surface Bounded Depositional Units. *The American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, tomo 73, nº 2, p. 125–142.
- Gani, R., 2003. Crisis for a general term referring to all types of sediment gravity flow deposits: Gravitite, En *2003 Seattle Annual Meeting*, poster.
- García, F., 1968. *Terciario de Arauco*, capítulo Estratigrafía del Terciario de Chile Central, Ed. Andrés Bello, Santiago, p. 25–58.
- Garrison, R., 1992. Neogene phosphogenesis along the eastern margin of the Pacific Ocean. *Revista Geológica de Chile*, tomo 19, p. 91–111.
- Godoy, E.; Lara, L., 1998. Hojas Chañaral y Diego de Almagro, Región de Atacama, Mapas Geológicos 5, Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile, Santiago, 1 mapa escala 1:100.000.
- Godoy, E.; Marquardt, C.; Blanco, N., 2003. Carta Caldera, Región de Atacama, Carta Geológica de Chile, mapa escala 1:100.000 76, Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, serie Geología Básica.

- Gutsher, M., 2002. Andean subduction styles and their effect on thermal structure and interplate coupling. *Journal of South American Earth Sciences*, tomo 15, p. 3–10.
- Gómez, C., 2003. *Cambios relativos del nivel del mar, durante el Cenozoico tardío, en la zona de Carrizalillo, III región, Chile*, Tesis de Magister en Ciencias, Universidad de Chile, Departamento de Geología, 112 p.
- Haq, B., 1991. Sequence stratigraphy, sea-level change and significance for deep sea, En *Sedimentation, Tectonics and Eustasy: Sea-level Changes at Active Margins* (D. MacDonald, editor), tomo 12, p. 3–39.
- Haq, B.; Hardenbol, J.; Vail, P., 1985. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, tomo 235, p. 1156–1167.
- Hardenbol, J., 1998. *Mesozoic and Cenozoic Sequence Stratigraphy of European Basins*, spec. publ. Chart 5 Cretaceous biochronostratigraphy, Soc. Econ. Paleont. Mineral.
- Haughton, P.; Barker, S.; McCaffrey, W., 2003. Linked debrites in sand-rich turbidites systems—origin and significance. *Sedimentology*, tomo 50, p. 459–482.
- Herm, D., 1969. *Marines Pliozán and Pleistozán in Nord and Mittel Chile unter besonderen Berücksichtigung der Entwicklung der Mollusken-Faunen*, tomo 2, capítulo 2, Zitteliana, p. 1–159.
- Hodell, D.; Mueller, P.; Garrido, J., 1991. Variations in the strontium isotopic composition of seawater during the Neogene. *Geology*, tomo 19, p. 24–27.
- Hunt, D.; Tucker, M., 1992. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tracts: deposition during base-level fall. *Sedimentary Geology*, tomo 81, p. 1–9.
- IFP, 1999. Investigación biológica pesquera en ostiones en la XII Región, Informe Técnico Proyecto FIP N° 97-27, Instituto de Fomento Pesquero de Chile.
- Ishman, S., 2003. Preliminary Report on Foraminifera from Chilean Samples, Reporte técnico en medio digital, Universidad de Carbondale, Illinois.
- Iverson, R., 1997. The physics of debris flows. *Reviews of Geophysics*, tomo 35, n° 3, p. 245–296.
- Jolly, R.; Lonergan, L., 2002. Mechanisms and controls on the formation of sand intrusions. *Journal of the Geological Society, London*, tomo 159, p. 605–617.
- Kay, S.; Mpodozis, C., 2002. Magmatism as a probe of the Neogene shallowing of the Nazca plate beneath the modern Chilean flat-slab. *Journal of South American Earth Sciences*, tomo 15, p. 39–57.
- Kenneth, J.; Srinivasan, M., 1983. *Neogene Planktonic Foraminifera. A Phylogenic Atlas*, Hutchinson Ross Publishing Company.

- Kirk, R.; Lauder, G., 2000. Significant coastal lagoon systems in the South Island, New Zealand: coastal processes and lagoon mouth closure. *Science for conservation*, tomo 146.
- Kjerfve, B., (Editor) 1994. *Coastal lagoon processes*, Elsevier Oceanography Series 60, Amsterdam.
- Lavenu, A.; Cembrano, J., 1999. Estados de esfuerzo compresivo plioceno y compresivo–transpresivo pleistoceno, Andes del sur, Chile (38–42°30'S). *Revista Geológica de Chile*, tomo 26, n° 1, p. 67–87.
- Lavenu, A.; Encinas, A., 2005. Deformación frágil de los depósitos neógenos de la cuenca de Navidad (Cordillera de la Costa, 34°S, Chile central). *Revista Geológica de Chile*, tomo 32, n° 2, p. 229–248.
- Le Roux, J.; Elgueta, S., 1997. Paralic parasequences associated with Eocene sea-level oscillations in an active margin setting: Trihuco Formation of the Arauco Basin, Chile. *Sedimentary Geology*, tomo 110, p. 257–276.
- Le Roux, J.; Gómez, C.; Fenner, J.; Middleton, H., 2004. Sedimentological processes in a scarp-controlled rocky shoreline to upper continental slope environment, as revealed by unusual sedimentary features in the Neogene Coquimbo Formation, north-central Chile. *Sedimentary Geology*, tomo 165, p. 67–92.
- Le Roux, J.; Gómez, C.; Olivares, D., 2005a. Determining the Neogene behavior of the Nazca Plate by geohistory analysis. *Geology*, tomo 33, p. 165–168.
- Le Roux, J.; Gómez, C.; Venegas, C.; Fenner, J.; Middleton, H.; Marchant, M.; Buchbinder, B.; Frassinetti, D.; Marquardt, C.; Gregory-Wodzicki, K.; Lavenu, A., 2005b. Neogene-Quaternary coastal and offshore sedimentation in north-central Chile: Records of sea level changes and implications for Andean tectonism. *Journal of South American Earth Sciences*, tomo 19, p. 83–98.
- Le Roux, J.; Nielsen, S.; Henríquez, A., en revisión. Sand intrusions and mudstone–clast breccia related to an early Pliocene mega–tsunami (Ranquil Formation, southern Chile).
- Le Roux, J.; Nielsen, S. N.; Henríquez, A. A., en prep. Depositional environment of *Dactyloidites llicoensis* isp. nov.: A new radial trace fossil from the Neogene Ranquil Formation, south-central Chile.
- Le Roux, J.; Olivares, D. M.; Nielsen, S. N.; Smith, N. D.; Middleton, H.; Fenner, J.; Ishman, S. E., 2006. Bay sedimentation as controlled by regional crustal behaviour, local tectonics and eustatic sea-level changes: Coquimbo Formation (Miocene-Pliocene), Bay of Tongoy, central Chile. *Sedimentary Geology*, tomo 184, p. 133–153.

- 
- Lowe, D. R., 1982. Sediment gravity flows: II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Sedimentary Petrology*, tomo 52, p. 279–297.
- Majewski, W., 2003. Water-depth distribution of miocene planktonic foraminifera from odp site 744, southern indian ocean. *Journal of Foraminiferal Research*, tomo 33, n° 2, p. 144–154.
- Marquardt, C., 1999. *Neotectónica de la franja costera y aportes a la geología regional entre Caldera y Caleta Pajonal ( 27° - 27° 45' )*, III Región de Atacama, Tesis de magister en ciencias, Universidad de Chile, Departamento de Geología.
- Marquardt, C.; Blanco, N.; Godoy, E.; Lavenu, A.; Ortileb, L.; Marchant, M.; Guzmán, N., 2000. Estratigrafía del Cenozoico Superior en el área de Caldera (26° 45' 28" S) III región de Atacama, Chile, En *IX Congreso Geológico Chileno*, tomo 1, p. 504–508.
- Marquardt, C.; Lavenu, A.; Ortileb, L.; Godoy, E.; Comte, D., 2004. Coastal neotectonics in Southern Central Andes: uplift and deformation of marine terraces in Northern Chile (27°S). *Tectonophysics*, tomo 394, p. 193–219.
- Marquardt, C.; Wilke, H.; Frassinetti, D.; Marinovic, N.; Vargas, G.; Suárez, M., 2003. Cambios relativos del nivel del mar durante el Neógeno: el caso de la Formación La Portada, península de Mejillones, En *10º Congreso Geológico Chileno*, Departamento de Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción.
- Marr, J.; Harff, P.; Shanmugam, G.; Parker, G., 2001. Experiments on Subaqueous Sandy Gravity Flows: The Role of Clay and Water Content in Flow Dynamics and Depositional Structures. *GSA Bulletin*, tomo 113, n° 1, p. 1377–1386.
- Marr, J.; Pratson, L., 2003. Experimental Study of Subaqueous, Clay-rich Gravity Flows. *Geophysical Research*, tomo 5, n° 03618.
- Martínez, R.; Osorio, R., 1968. *Terciario de Chile Central*, capítulo Foraminíferos pliocénicos de Chile Central II, Ed. Andrés Bello., Santiago, p. 155–165.
- McArthur, J. M.; Howarth, R. J.; Bailey, T. R., 2001. Strontium Isotope Stratigraphy: LOWESS Version 3: Best Fit to the Marine Sr-Isotope Curve for 0-509 Ma and Accompanying Look-up Table for Deriving Numerical Age. *Journal of Geology*, tomo 109, n° 2, p. 155–170.
- Miall, A. D., 1996. *The Geology of Stratigraphic Sequences*, Springer-Verlag, Berlin.
- Middleton, G.; Hampton, M., 1976. *Marine Sediment Transport and Environmental Management*, capítulo Subaqueous sediment transport and deposition by sediment gravity flows, Wiley, p. 197–218.
-

- Middleton, H.; Blacklock, K.; Whitford, D.; Allan, T.; Korsch, M., 2002. Strontium isotope age determination of the Miocene to Pleistocene Coquimbo formation northcentral Chile: Report for the University of Chile, Santiago, Informe Técnico 02-049, CSIRO Petroleum.
- Mitchum, R.; Vail, P., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, En *Seismic stratigraphy - Applications to hydrocarbon exploration* (C. Payton, editor), tomo 26, Am. Assoc. Petrol. Geol., p. 53–62.
- Mortimer, C., 1969. *The Geomorphological Evolution of the Southern Atacama Desert, Chile*, Tesis Doctoral, Department of Geology, University College London.
- Murray, J., 1991. *Ecology and paleoecology of benthic foraminifera*, Longman.
- Muto, T.; Steel, R., 1997. Principles of regression and transgression: the nature of the interplay between accommodation and sediment supply. *Journal of Sedimentary Research*, tomo 67, n° 6, p. 994–1000.
- Mutti, E., 1985. *Provenance of Arenites*, capítulo Turbidite systems and their relations to depositional sequences, Reidel, Amsterdam, p. 65–93.
- Mutti, E.; Ricci Lucchi, F., 1972. Le torbiditi dell'Appennino settentrionale: introduzione all'analisi di facies. *Memorie della Società Geologica Italiana*, tomo 11, p. 161–199.
- Muñoz-Cristi, J., 1946. Estado actual del conocimiento sobre geología de la Provincia de Arauco, En *Universidad de Chile, Fac. Cienc. Fís. Mat., An. n° 3*, p. 64–70.
- Muñoz-Cristi, J., 1956. *Handbook of South American Geology*, tomo 65, p. 187–214.
- Nagy, J.; Finstad, E. K.; Dypvik, H.; Bremer, M. G. A., 2001. Response of foraminiferal facies to transgressive-regressive cycles in the callovian of northeast Scotland. *Journal of Foraminiferal Research*, tomo 31, n° 4, p. 324–349.
- Nichols, M.; Boon, J., 1994. *Coastal lagoon processes*, Elsevier Oceanography Series 60 7, Elsevier, Amsterdam, p. 157–220.
- Nielsen, S.; DeVries, T.; Encinas, A.; Finger, K.; Peterson, D., 2003. Towards an understanding of the age of the Navidad Formation, En *10º Congreso Geológico Chileno*, actas en medio digital.
- Ortíleb, L., 1994. Evolución de la aridez en el desierto de Atacama durante el Cuaternario: nuevas perspectivas, En *7º Congreso Geológico Chileno*, tomo 1, Universidad de Concepción, Departamento de Ciencias de la Tierra, p. 351–355.
- Oslick, J.; Miller, K.; Feigenson, M., 1994. Oligocene-Miocene strontium isotopes: Stratigraphic revisions and correlations to an inferred glacioeustatic record. *Paleoceanography*, tomo 3, n° 9, p. 427–443.

- 
- Pardo-Casas, F.; Molnar, P., 1987. Relative motion of the Nazca (farallon) and South American plates since late Cretaceous time. *Tectonics*, tomo 6, n° 3, p. 233–248.
- Pineda, V., 1983. *Evolución Paleogeográfica de la Península de Arauco durante el Cretácico Superior - Terciario*, Tesis de grado para optar al título de geólogo, Universidad de Concepción.
- Reading, H., (Editor) 1998. *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, Blackwell Science, 3ª edición.
- Reineck, H.; Singh, I., 1980. *Depositional Sedimentary Environments with reference to Terrigenous clastics*, Springer-Verlag.
- Riquelme, R.; Martinod, J.; Hérial, G.; Darrozaes, J.; Charrier, R., 2003. A geomorphological approach to determining the Neogene to Recent tectonic deformation in the Coastal Cordillera of northern Chile (Atacama). *Tectonophysics*, tomo 361, p. 255–275.
- Rojo, M., 1983. Geología del Yacimiento de Fosforitas Uraníferas de Bahía Inglesa, III Región, Informe técnico, CORFO - CECHEN.
- Rojo, M., 1985. Un aporte al conocimiento el terciario marino: formación Bahía Inglesa, En *IV Congreso Geológico Chileno*, tomo 1, Universidad del Norte, Antofagasta, p. 514–531.
- Schweller, W.; Kulm, L., 1978. *Sedimentation in submarine cannyons, fans and trenches*, capítulo Depositional patterns and channelized sedimentation in active eastern Pacific trenches, Academic Press.
- SERNAGEOMIN, 2003. Mapa Geológico de Chile: versión digital, Informe Técnico Publicación Geológica Digital, No. 4, Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, cD-ROM, versión 1.0.
- Sohn, Y., 1997. On traction-carpet sedimentation. *Journal of Sedimentary Research*, tomo 67, n° 3, p. 502–509.
- Sohn, Y., 2000. Depositional processes of submarine debris flows in the miocene fan deltas, phoang masin, SE Korea with special reference to flow transformation. *Journal of Sedimentary Research*, tomo 70, n° 3, p. 491–503.
- Stow, D.; Reading, H.; Collinson, J., 1992. *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, capítulo Deep seas (Capítulo 10), Department of Earth Sciences, University of Oxford, p. 395–453.
- Tavera, J., 1942. Contribución al estudio de la Estratigrafía y Paleontología del Terciario de Arauco, En *I Congreso Panamericano Ing. Min. Geol.*, tomo 2, Santiago, p. 580–632.

- 
- Tavera, J., 1991. Contribución al estudio de la fauna de la Formación Navidad (estratotipos) lat 30°51', Arauco lat. 41°40', Informe Técnico 562 T233 1991, Universidad de Chile, Departamento de Geología, Santiago.
- Toniolo, H.; Harff, P.; Marr, J.; Paola, C.; Parker, G., 2004. Reworking by Successive Unconfined Subaqueous and Subaerial Muddy Debris Flows. *Journal of Hydraulic Engineering*, tomo 130, n° 1.
- Tsuchi, R., 2002. Neogene evolution of surface marine climate in the Pacific and notes on related events. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, tomo 19, n° 3, p. 260–270.
- Vail, P.; Mitchum, R.; Thompson III, J., 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea level, part 4: Global cycles of relative changes of sea level, En *Seismic Stratigraphy—Applications to Hydrocarbon Exploration* (C. E. Payton, editor), tomo 26, Tulsa, p. 83–97.
- Van der Zwaan, G.; Duijnste, I.; den Dulk, M.; Ernst, S., 1999. Benthic foraminifers: proxies or problems? A review of paleoecological concepts. *Earth-Science Reviews*, tomo 46, p. 213–236.
- Van Morkhoven, F.; Berggren, W.; Edwards, A., 1986. *Cenozoic cosmopolitan deep-water benthic foraminifera*, Bulletin des Centres de Recherches Exploration-production Elf-Aquitaine.
- Walker, R.; James, N., 1992. *Facies Models: response to sea level change*, Geological Association of Canada, tercera edición.
- Waltham, D., 2004. Flow transformations in particulate gravity currents. *Journal of Sedimentary Research*, tomo 74, p. 129–134.
- Yáñez, G.; Cembrano, J.; Pardo, M.; Ranero, C.; Selles, D., 2002. The Challenger–Juan Fernández–Maipo major tectonic transition of the Nazca–Andean subduction system at 33–34°S: geodynamic evidence and implications. *Journal of South American Earth Sciences*, tomo 15, p. 23–38.

## A. ERRORES ASOCIADOS AL MÉTODO DE DATACIÓN

---

Edad	Incerteza en la curva (error absoluto)	Incerteza en las mediciones (error relativo)	<sup>1</sup> Error Máximo
0 - 2.4 Ma	±0.1 Ma	±0.4 Ma	±0.5Ma
2.4 - 2.5 Ma	±0.2 Ma	±0.4 Ma	±0.5Ma
2.6 - 2.7 Ma	±0.7 Ma	±0.4 Ma	±0.5Ma
2.8 - 2.9 Ma	±0.5 Ma	±0.4 Ma	±0.5Ma
2.9 - 3.3 Ma	±0.3 Ma	±0.4 Ma	±0.5Ma
3.4 - 3.7 Ma	±0.4 Ma	±0.4 Ma	±0.5Ma
4.1 - 4.4 Ma	±0.3 Ma	±0.4 Ma	±0.5Ma
4.5 - 4.6 Ma	±0.2 Ma	±0.4 Ma	±0.5Ma
4.7 - 6.4 Ma	±0.1 Ma	±0.6 Ma	±0.7 Ma
6.5 - 7.1 Ma	±0.3 Ma	±0.6 Ma	±0.8 Ma
7.2 - 7.3 Ma	±0.4 Ma	±0.6 Ma	±1.0 Ma
7.4 - 8.0 Ma	±0.7 Ma	±0.6 Ma	±1.3 Ma
8.1 - 8.6 Ma	±0.8 Ma	±0.6 Ma	±1.4 Ma
8.7 - 9.0 Ma	±0.4 Ma	±0.6 Ma	±1.0 Ma
9.1 - 9.7 Ma	±0.1 Ma	±0.6 Ma	±0.7 Ma
9.8 - 10.8 Ma	±0.3 Ma	±0.6 Ma	±0.9 Ma
10.9- 11.3 Ma	±0.2 Ma	±0.7.Ma	±0.9.Ma
11.4- 12 Ma	±0.3 Ma	±0.7.Ma	±1.0 Ma
12.7 - 13.2 Ma	±0.4 Ma	±0.7.Ma	±0.7.Ma
13.3 - 14.4 Ma	±0.6 Ma	±0.7.Ma	±1.3 Ma
14.5 - 14.8 Ma	±0.5 Ma	±0.7.Ma	±1.2 Ma
14.9 - 15.2 Ma	±0.4 Ma	±0.7.Ma	±1.1 Ma
15.3 - 16.5 Ma	±0.2 Ma	±0.4.Ma	±0.6 Ma
16.5 - 19.6 Ma	±0.1 Ma	±0.4.Ma	±0.5 Ma
19.7 - 22.0 Ma	±0.2 Ma	±0.3.Ma	±0.5 Ma
22.1 - 22.7 Ma	±0.3 Ma	±0.3.Ma	±0.5 Ma
22.8 - 23.6 Ma	±0.2 Ma	±0.3.Ma	±0.5 Ma
23.7 - 24.8 Ma	±0.1 Ma	±0.3.Ma	±0.4 Ma
24.9 - 26.4 Ma	±0.2 Ma	±0.4.Ma	±0.6 Ma
26.5 - 28.0 Ma	±0.3 Ma	±0.4.Ma	±0.7 Ma
28.1 - 30.0 Ma	±0.2 Ma	±0.4.Ma	±0.6 Ma
31.0 - 33.7 Ma	±0.2 Ma	±0.4.Ma	±0.6 Ma

---

<sup>1</sup>Notar que los errores no son puramente aditivos, por lo que este valor es una sobreestimación.

## **B. LEYENDA AMPLIADA DEL MAPA GEOLÓGICO DE CAL- DERA**

---

A continuación se presenta una descripción de las principales unidades y formaciones que afloran en la zona de estudio, estas pueden observarse en el mapa geológico de la Figura 3.7. La descripción se basa en la presentada por Godoy *et al.* (2003) incorporando información del presente trabajo.

### **B.1. Complejo Epimetamórfico Chañaral, DCce**

(Devónico-Carbonífero) (Godoy y Lara, 1998)

**Definición y Relaciones Estratigráficas:** Sucesión de metawackas y pizarras que aflora a lo largo de la costa y hasta 25 km hacia el interior. Se caracteriza por presentar, en general, una intensa cornificación sobrepuesta a una deformación en condiciones de metamorfismo regional de bajo grado. Las rocas córneas presentan a menudo un color negro intenso. La base del complejo no aflora y éste se encuentra parcialmente cubierto discordantemente, por depósitos del Cenozoico Superior. Al occidente está intruído por plutones del Jurásico Temprano (Monzogranito Puerto Viejo, Mgpv) mientras que al oriente lo está por plutones del Jurásico Medio (Plutón Sierra El Roble, fuera de la zona de estudio).

**Litología:** El complejo esta constituido por metawackas y pizarras, las primeras provenientes de areniscas feldespáticas y cuarcíticas, generalmente cornificadas. La asociación mineralógica original de metamorfismo regional de bajo grado, caracterizada por albita y clorita, ha sido en general, reemplazada totalmente por minerales de metamorfismo de contacto como plagioclasa (a menudo sericitizada), junto con porfiroblastos de biotita, muscovita y ocasionalmente abundante cordierita y andalucita. En algunos casos, como en la localidad ubicada 3 km al sur de Puerto Viejo, estos dos últimos minerales originan rocas casi biminerálicas. Rocas compuestas, en gran parte, por tremolita o que contienen clinopiroxeno pueden provenir de niveles calcosilicatados. En el Complejo Epimetamórfico Chañaral (DCce) se reconoce una fina foliación penetrativa, paralela a la estratificación, que tiene un rumbo promedio norte-sur y manteo subvertical. El conjunto de estas estructuras se habría producido en un régimen semiductil.

**Edad:** La edad devónica-carbonífera asignada a estas rocas está basada en trazas, flora y fragmentos de fauna fósil recolectados a más de 100 km al norte de la Carta (citas en Godoy y Lara, 1998).

**Ambiente depositacional:** En las hojas al norte de Caldera se aprecian estructuras sin-sedimentarias que permiten reconocer los protolitos de esta unidad como corrientes de turbidez en un ambiente de abanico submarino, probablemente de facies intermedias a distales (Godoy y Lara, 1998).

## **B.2. Neises de Caleta Turenne, DCnt**

(Devónico-Carbonífero) (Godoy *et al.*, 2003)

**Definición y Relaciones Estratigráficas:** Gneises tonalíticos bandeados, en parte migmatíticos, de color gris oscuro y textura granoblástica, afloran en ambos extremos de la caleta homónima, en la mitad sur de Isla Grande y, como un cuerpo elongado norte-sur de 3 km de largo, 1 km al interior de Punta Vial. Afloran, con apretado plegamiento moderadamente volcado al noroeste, en la localidad de Angostura, curso inferior del río Copiapó, y son también incluidos en esta unidad.

**Litología:** Los gneises son de composición tonalítica, con biotita y muscovita. En el sector costero, pueden presentar, junto a cuarzo, biotita, muscovita, plagioclasa y feldespato potásico, abundante cordierita y andalucita, lo cual refleja la participación de un protolito sedimentario. Los gneises presentan foliación de rumbo NNE a noreste y manteo subvertical.

**Edad:** La edad mínima de los gneises está dada por la edad del Monzogranito Puerto Viejo (205-192 Ma), el cual, junto a la Granodiorita Morro Copiapó (180-189 Ma), intruye estas rocas. Cinco fracciones multigrano de circones detriticos en un neiss de Angostura dieron edades U-Pb discordantes entre 800 y 1000 Ma, sin claras intersecciones en la concordia. Este dato, junto con su relación espacial con el basamento epimetamórfico, permite eliminar un protolito plutónico jurásico y considerar a los gneises de Caleta Turenne como equivalentes metamórficos de alto grado de dicho basamento. Es probable que representen locales bordes neissificados durante un plutonismo jurásico sintectónico.

### **B.3. Diorita Cuarcifera Añañucal, Trjda**

(207 Ma) (Godoy y Lara, 1998)

**Definición y Relaciones de Contacto:** Cuerpo rectangular en planta, de pórfido diorítico cuarcífero de biotita y de piroxenos que aflora en el borde suroccidental de la zona de estudio, al sur de la quebrada homónima y punto de estudio. Presenta una elongación de 4 km, un ancho de 2 km y se extiende entre fallas inferidas de rumbo noreste. Intruye al Complejo Epimetamórfico (DCce) y al Monzogranito Puerto Viejo (Jgpv).

**Litología:** Este stock de diorita cuarcífera porfídica es de grano medio a grueso y color gris oscuro. Presenta escasa ortoclasa y biotita. Ocasionalmente, su textura es gráfica intersticial, acompañada de muscovita y sericita secundaria. Sus fenocristales de plagioclasa están zonados.

**Edad:** Tanto las edades K-Ar de  $160 \pm 4$ , 8 Ma en muscovita secundaria como de  $172 \pm 6$  Ma en sericita obtenidas en el sector de la mina Añañucal, se interpretan como mínimas.

#### **B.4. Monzogranito Puerto Viejo, Jgpv**

(205–192 Ma) Godoy y Lara (1998)

**Definición y Relaciones de Contacto:** Cuerpo intrusivo heterogéneo de grano medio a grueso y color gris claro, que aflora, con forma alargada y aproximadamente 6 km de ancho en dirección norte-sur, entre Pampa Cachiyuyal y Pampa de Las Higueras. Intruye al Complejo Epimetamórfico Chañaral (DCce) y está intruído por la Granodiorita Morro Copiapó (Jgmc). Al norte del río Copiapó estas rocas están parcialmente cubiertas por dunas activas.

**Litología:** El plutón está compuesto por monzogranitos, granodioritas y dioritas cuarcíferas, todas con biotita y anfíbola. Las dioritas cuarcíferas ocasionalmente contienen escaso clinopiroxeno. Presentan muscovita y sericita como minerales de alteración, texturas hipidiomórficas y su feldespato potásico suele asociarse a mirmequitas.

**Edad:** Se han obtenido edades para  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en hornblenda de  $192,4 \pm 0,8$  Ma en granodiorita de este plutón, y cuatro edades K-Ar en biotita :  $193 \pm 5$ ,  $202 \pm 5$ ,  $203 \pm 5$  y  $205 \pm 5$  Ma, todas interpretadas como de cristalización. Tanto otra edad K-Ar en biotita de  $158 \pm 4$  Ma como las edades K-Ar de alteración en muscovita ( $161 \pm 4$  Ma) y en sericita ( $158 \pm 4$  Ma), obtenidas en el extremo sur del plutón son consideradas mínimas.

### **B.5. Granodiorita Morro Copiapó, Jgmc**

(189-180 Ma) Godoy y Lara (1998)

**Definición Y Relaciones de Contacto:** Cuerpo alargado por 29 km en dirección nortesur, con un ancho de, al menos, 4 km, que aflora entre quebrada Añañucal, al sur del río Copiapó, y el Morro Copiapó. Fuera de este morro está, en gran parte, cubierto por depósitos litorales y eólicos neógenos a holocenos. Intruye al Monzogranito Puerto Viejo (Jgpv) y, en el Morro Copiapó, es intruído por abundantes diques andesíticos subverticales de rumbo noroeste-sureste.

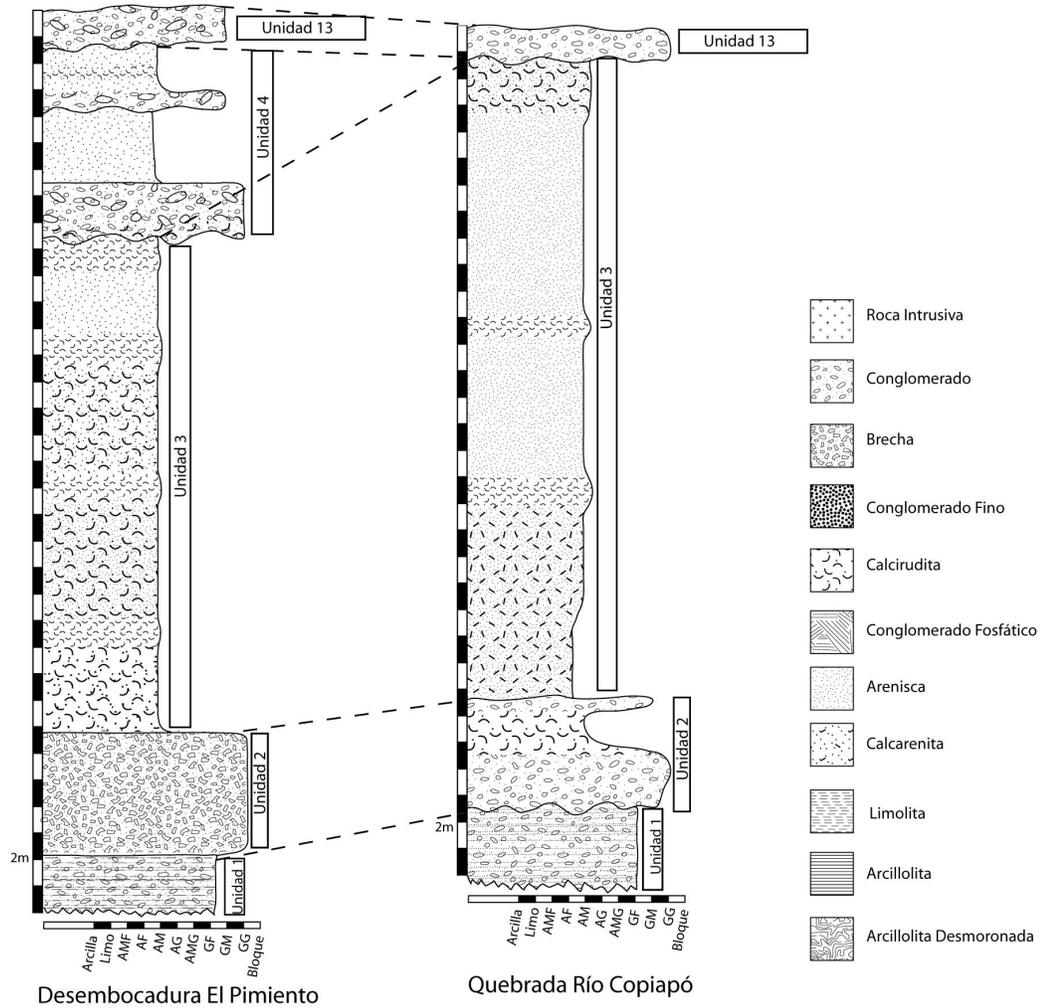
**Litología:** El plutón está constituido por granodioritas, dioritas cuarcíferas y tonalitas. Las granodioritas, de color gris oscuro y grano medio, afloran tanto en la mitad norte del morro Copiapó, donde contienen biotita, anfíbola y microclina, como en el extremo sur

del plutón, donde presentan biotita, piroxenos y ortoclasa asociada a mirmequitas. Las dioritas cuarcíferas, de grano medio a grueso, con ocasional textura porfídica y color gris oscuro, predominan hacia el sur de la mitad del morro Copiapó. Contienen dos piroxenos y biotita, junto con frecuentes fenocristales de plagioclasa zonada.

**Edad:** Se dispone de dos edades en las granodioritas de la mitad norte del morro Copiapó:  $188,8 \pm 1,2$  Ma  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  en hornblenda y  $180 \pm 4$  Ma (K-Ar en biotita), además de una edad K-Ar en biotita para las que afloran en el extremo sur del plutón:  $186,3 \pm 2,8$  Ma. Si se considera a la datación de  $180 \pm 4$  Ma como rejuvenecida, la edad del plutón se restringe al rango 189-186 Ma.

## **C. CORRELACIÓN LITOESTRATIGRÁFICA EN LA CUEN- CA DE CALDERA**

---



**Figura C.1.** Correlación litoestratigráfica de las unidades identificadas en el sector de la desembocadura de la quebrada El Pimiento y la quebrada del río Copiapó.

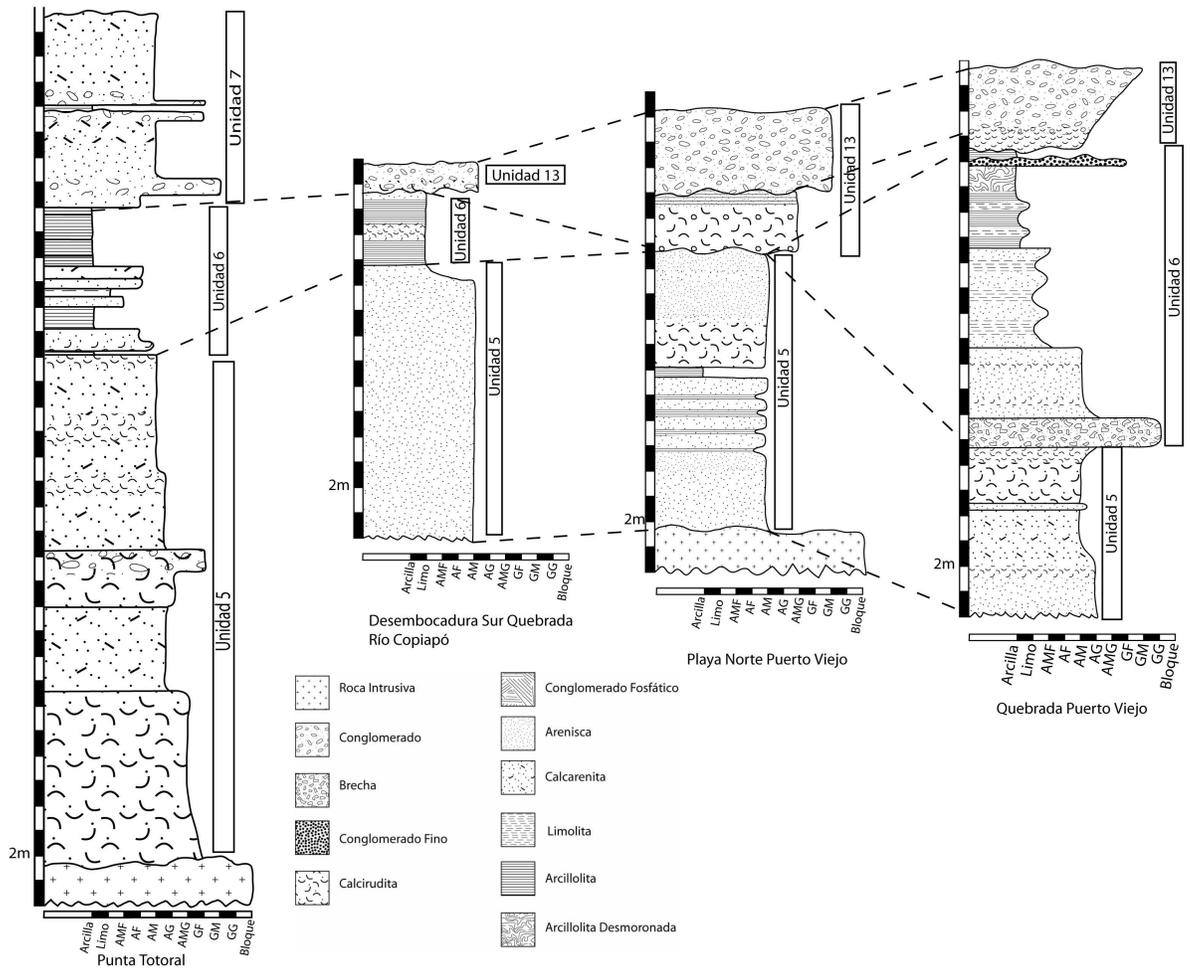
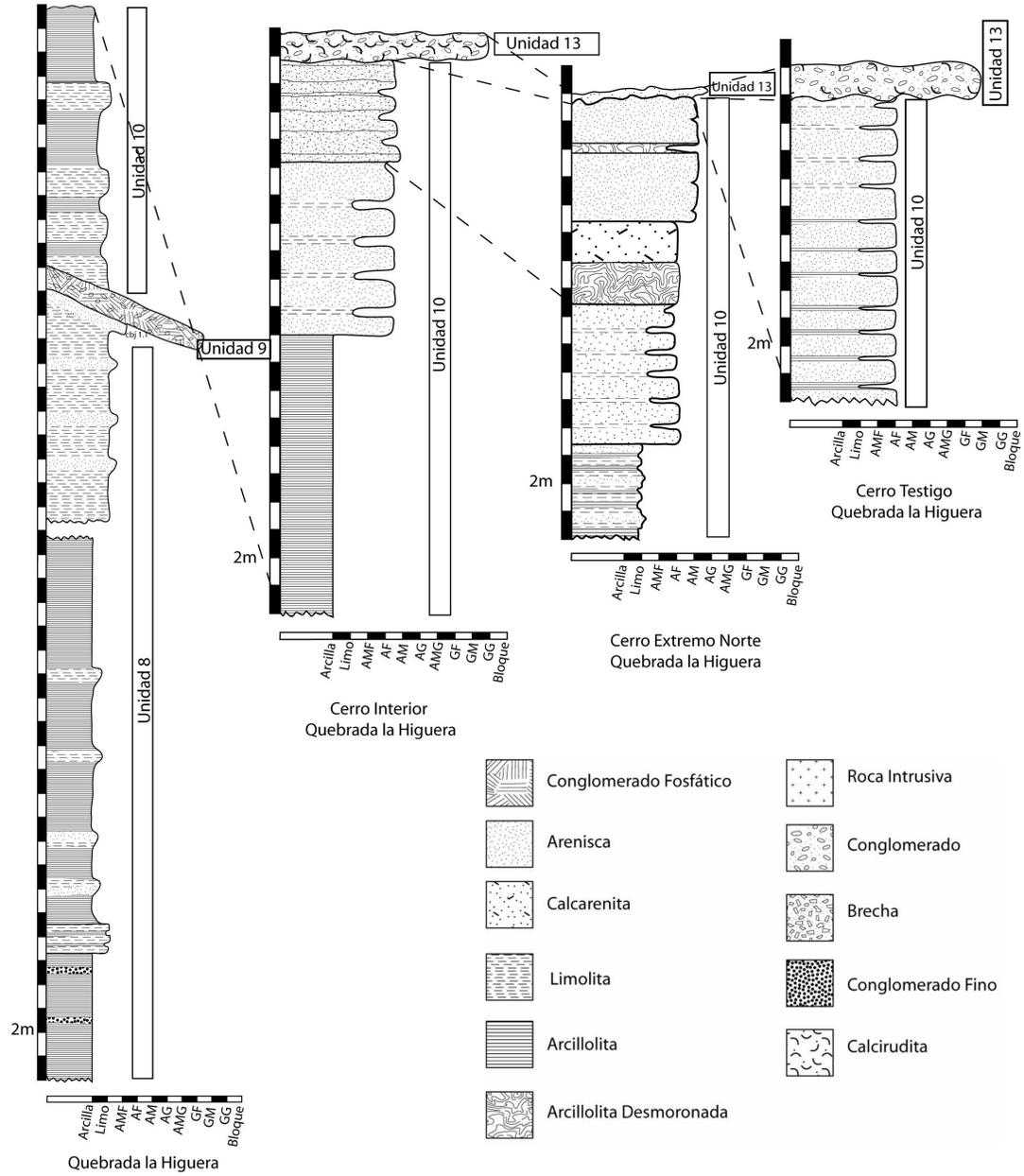
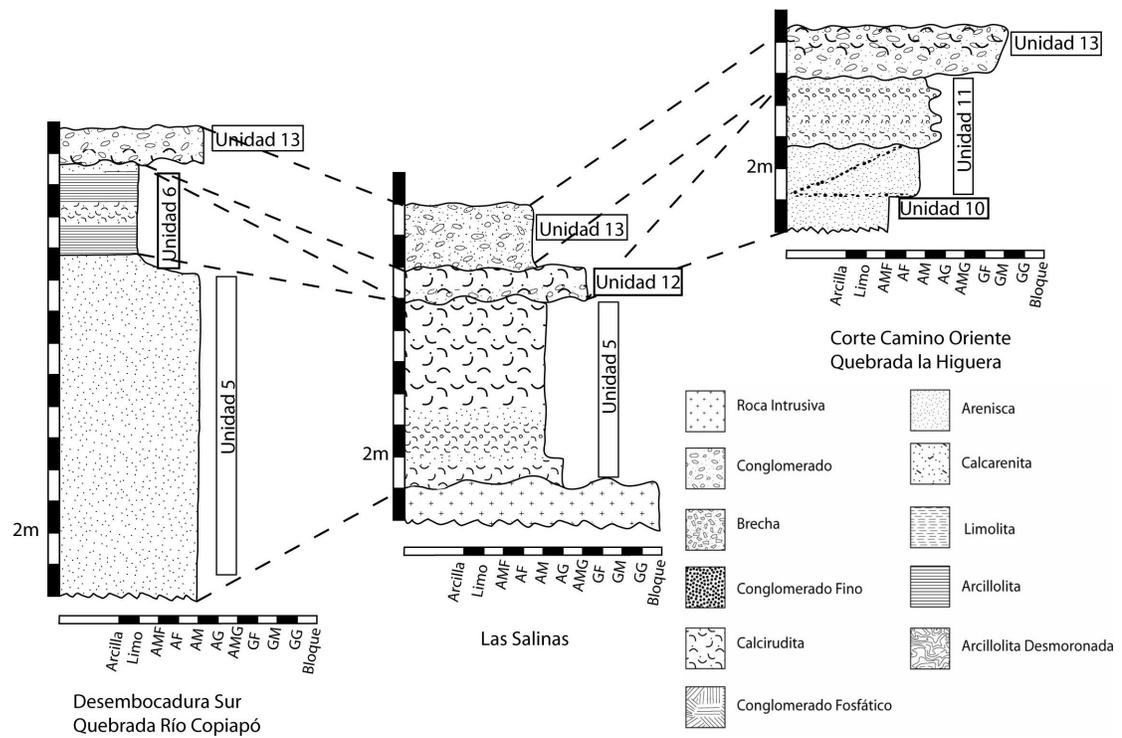


Figura C.2. Correlación litoestratigráfica de las unidades identificadas en el sector de la desembocadura de la quebrada del río Copiapó y el sector de Puerto Viejo.



**Figura C.3.** Correlación litoestratigráfica de las unidades identificadas en el sector de la quebrada La Higuera.



**Figura C.4.** Correlación litoestratigráfica de las unidades identificadas en el sector de Las Salinas, desembocadura de la quebrada del río Copiapó y quebrada La Higuera.

## **D. SITIOS DE ESTUDIO EN CUENCA DE ARAUCO**

---

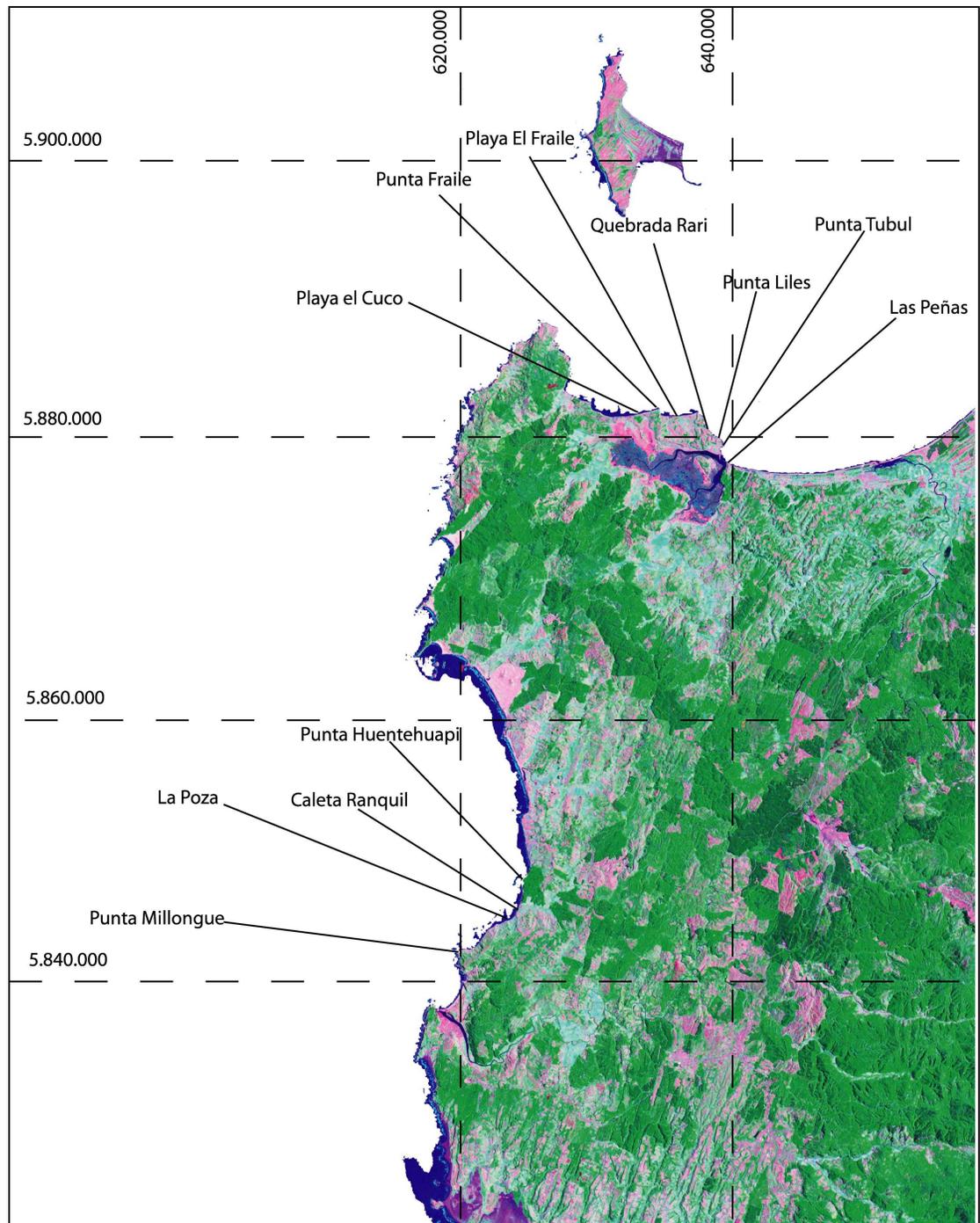
### **D.1. Sitios de Estudio**

A continuación se hará una breve descripción de los depósitos en las distintas localidades que fueron incluidos en el presente estudio en la cuenca de Arauco. Las localidades se encuentran ordenadas de sur a norte y de oeste a este en los casos que amerite. En la Figura D.1 se muestra el detalle de la ubicación en planta de los puntos de estudio.

#### **D.1.1. Punta Millonhue**

El sector inmediatamente al norte de Punta Trihueco, se conoce como Millonhue. En este lugar afloran principalmente facies arenosas correspondientes a la Formación Millonhue.

En el extremo norte de esta punta, se expone el contacto entre las Formaciones Millonhue y Ranquil, a nivel de las olas, en forma de una sucesión estratificada compuesta principalmente por areniscas medias bioturbadas, con un notorio manteo hacia el norte. Limitando la línea de costa y formando una pequeña pared erosionada por el mar, aparecen sedimentos correspondientes a la Formación Ranquil. Ésta se encuentra parcialmente expuesta (como la mayoría de los afloramientos de la Formación Ranquil a lo largo de la costa), presentando de base a techo 1,5 m de capas finamente estratificadas de areniscas finas y muy finas y estratos oxidados de entre 10 y 30 cms de espesor. Los anteriores, se en-



**Figura D.1.** Ubicación de los puntos de estudio en la cuenca del Golfo de Arauco. De fondo imagen satelital Landsat bandas 731.



**Figura D.2.** Estratificación cruzada artesa y laminación tipo *flaser* en areniscas silíceas medias de la Formación Millonhue, hacia el Norte de Punta Millonhue.

cuentran intercalados con capas bien cementadas de areniscas calcáreas finas a muy finas, blanquecinas, finamente laminadas, con abundante fauna fósil vegetal entre las láminas, que presentan pequeñas mamblas, formando paquetes de unos 20 cms de espesor. Aparece bioturbación del ichnofósil *Megagraption* en bloques caídos de la pared expuesta (Figura D.3).

Sobre las areniscas, en aparente contacto erosivo, se disponen cerca de 2 m de un ortoconglomerado grueso (Figura D.4), de mala selección, con intraclastos de areniscas finas y limolitas grises de hasta 1 metro de largo, algunos presentando moldes de bivalvos. Presenta aproximadamente un 20 % de matriz compuesto de arena fina.

### **D.1.2. Caleta la Poza**

Dos kilómetros al norte de Punta Millongue y 1,5 kilómetros al sur de la desembocadura del estero Ranquil, se ubica una pequeña caleta, cuyo acceso es difícil, a través de senderos forestales en un bosque de pinos. En este sector se expone un corte donde queda en



**Figura D.3.** Bloque caído mostrando bioturbación del icnofósil *Megagraptus* en sectores basales de la Formación Ranquil.



**Figura D.4.** Vista del conglomerado basal de la Formación Ranquil expuesto en el contacto con la Formación Millonhue, en la Pta. del mismo nombre. Nótese el tamaño extraordinario de algunos bloques caídos de lutitas probablemente arrancados del sustrato (*rip-up clasts*) por un flujo turbulento.



**Figura D.5.** Corte mostrando la disposición de la Formación Ranquil en el sector de La Poza, con un fuerte manteo hacia el norte. Se puede observar la intercalación de lutitas masivas (muy meteorizadas) y areniscas calcáreas (más claras)

evidencia la disposición de la Formación Ranquil, con un notorio manteo hacia el norte (figura D.5).

La tendencia de los afloramientos es similar a la encontrada en el sector de Millonhue, se exponen “planchones” al nivel de la marea, compuestos principalmente de una intercalación de paquetes de lutitas grises masivas con estratos más delgados (no más de 40 cms) de areniscas finas calcáreas , (ver Figura D.6) laminadas paralelamente, con capas exhibiendo ondulitas de olas y estratificación cruzada mamblada (*hummocky cross stratification*). Las lutitas se encuentran poco consolidadas, además presentan abundantes chimeneas de escapes de fluidos, y pequeños estratos clásticos, con clastos bien redondeados y de mala esfericidad compuestos de areniscas calcáreas. El contacto entre los estratos de areniscas y las lutitas parece ser irregular. La sucesión se encuentra atravesada esporádicamente por delgados diques clásticos, compuestos de inyecciones de areniscas medias, verdosas y silíceas, que alcanzan pocos cm de espesor.



**Figura D.6.** Detalle de la intercalación entre las lutitas grises masivas y los estratos de areniscas finas laminadas y calcáreas en momentos de baja marea.

Otro aspecto interesante de este lugar, es la presencia de numerosas concreciones en areniscas (Figura D.7), con morfologías muy particulares, que podrían asemejarse a la de restos de vertebrados.

Por último, se estima un espesor mínimo aproximado de 50 m para la sucesión expuesta de la Fm. Ranquil en La Poza, con una disposición homoclinal, manteo hacia el norte, y un rumbo aproximado de EW.

### **D.1.3. Caleta Ranquil**

Ingresando por una amplia vega ubicada en el valle del estero Ranquil, se accede a la desembocadura de este mismo en una amplia playa de arenas claras. Caminando hacia al norte desde la desembocadura, aparece una pared expuesta que presenta una serie de relaciones estratigráficas importantes.

- En la base aparece, lo que corresponde a la continuación de la sucesión que aflora en



**Figura D.7.** Concreciones de areniscas calcáreas inmersas en lutitas, probablemente restos vertebrados de mamíferos marinos.

La Poza, pocos kilómetros más al sur, con lutitas y limolitas grises, masivas, con un notorio aumento en la densidad y espesor de diques clásticos, a veces brechizados (Figura D.8). Se observa un leve aumento en el tamaño del grano en comparación con el sector de Millonhue y La Poza, pasando a formar limolitas y areniscas muy finas.

- En contacto erosivo con el paquete de lutitas y limolitas se dispone un grueso cuerpo de areniscas medias y gruesas, con capas restringidas de gravas finas en la base, altamente silíceas, color amarillo, con abundantes concreciones de tonalidades rojizas sin contenido de macrofauna, que siguen la forma de los contactos y aparentes canales rellenos. Presenta gradación normal y un espesor variable con un máximo cercano a los 10 m. Otro hecho notable es que esta arenisca es la fuente responsable de la inyección de los diques hacia las lutitas subyacentes y areniscas suprayacentes (Figura D.9).
- En contacto erosivo sobre las areniscas medias masivas y en sectores se hasta las



**Figura D.8.** Brechización de las limolitas producto de la intrusión de un dique de arenisca media de tonalidad verdosa en Caleta Ranquil.



**Figura D.9.** Vista del contacto erosivo entre el cuerpo de areniscas medias y las limolitas en el sector de Caleta Ranquil. Notar la presencia de un dique clástico que se forma producto de la inyección de las areniscas.



**Figura D.10.** Contacto entre la brecha con matriz de areniscas medias, y las limolitas grises de la Formación Ranquil. Notar la disposición alineada de los clastos elongados, paralela a la superficie del contacto

lutitas grises subyacentes (ver Figura D.10), aparecen brechas gruesas, con clastos que alcanzan un metro de longitud hacia el eje del canal alimentador, y disminuyendo paulatinamente hacia los flancos. Presenta intraclastos de lutitas y limolitas, 40 % de matriz de arena gruesa y media, color amarillo, rica en sílice. Hacia el eje aumenta la angularidad de los clastos, se incorporan bloques métricos del paquete de areniscas masivas subyacentes, además de grandes clastos de lutitas desde la brecha hacia la arenisca subyacente. En la base de la brecha aparece un delgado nivel de arenisca, formando una delgada «alfombra» sobre la cual se dispone la brecha.

#### **D.1.4. Punta Huentehuapi**

Inmediatamente al norte de Caleta Ranquil, se ubica el sector de Huentehuapi. Corresponde a una pequeña caleta accesible a través de senderos forestales. Hacia al norte y desde



**Figura D.11.** Areniscas finas oxidadas y capas bioturbadas (verdes) en el sector de Punta Huentehuapi. Notar al dique sedimentario suavemente deformado en la zona de las capas bioturbadas.

la punta del mismo nombre, aflora lo que es probablemente la continuación hacia el techo de la sucesión que aflora al norte de Caleta Ranquil. En la base, y como la mayoría de los afloramientos costeros de la Formación Ranquil, se exponen a nivel mareal, capas de areniscas finas grisáceas, con presencia de abundante fauna fósil y bioturbación (Figura D.11). Se encuentran especímenes de *Turritella*, gastrópodos y bivalvos. Aparece también, una capa de areniscas muy gruesas a conglomerado muy fino, compuesto en su totalidad de clastos bien redondeados y esféricos de cuarzo, muy oxidados, en contacto erosivo con las areniscas finas subyacentes.

Hacia sectores medios de la pared expuesta, se disponen en contacto nítido 3 capas de areniscas medias, separadas por sucesivos estratos de areniscas finas grises. Estas areniscas medias toman una notoria tonalidad verdosa y concentran una intensa bioturbación (Figura D.12), además clastos de estas capas son incorporados a las areniscas finas subyacentes.

En el límite norte de la pequeña playa, se expone un empinado bloque, controlado por una



**Figura D.12.** Detalle de la intensa bioturbación en las capas de areniscas verdes en el sector de Punta Huentehuapi.

falla que lo pone en contacto con la sucesión antes descrita. En éste, dominan las facies arenosas con abundantes concreciones. Aparentemente, hacia el techo se intercalan niveles limosos y arcillosos con disposición subhorizontal. Se encuentran abundantes rodados de *Chlamys sp.* y vértebras de cetáceos, alojados en una matriz de arenisca fina, calcárea, muy similar a las descritas más al sur y encontradas también más hacia el norte. Finalmente, la inclinación de los estratos parece seguir hacia el norte, aunque por la naturaleza de los afloramientos es difícil de determinar con exactitud.

#### **D.1.5. Playa el Cuco**

Los afloramientos costeros correspondientes a la Formación Ranquil se interrumpen desde Huentehuapi por el sur hasta el sector este de Punta Lavapié y Llico. En este intervalo, se exponen de buena forma sucesiones eocenas correspondientes a la Formación Trihueco (Le Roux y Elgueta, 1997). A diferencia de Pineda (1983), las areniscas medias de tonali-

dades amarillas, bien consolidadas que presentan abundante estratificación cruzada, que se exponen en los extremos de la playa de Caleta Yani, son consideradas como pertenecientes a la Formación Millonhue, tal como sugiriesen Ferraris y Bonilla (1981); Muñoz-Cristi (1946).

El acceso a playa el Cuco es directo desde el camino que une Arauco y Llico, unos 6 kilómetros más al este de Llico. En este sector, la Formación Ranquil aparece nuevamente como un embaldosado a nivel de baja marea, y en una pequeña pared muy disgregada y erosionada. A lo largo de la playa y hasta el sector de Punta Fraile hacia el este, continúa la presencia de lutitas grises masivas, pero la intercalación de areniscas calcáreas se hace muy escasa hasta casi desaparecer. Las lutitas contienen particulares estructuras fósiles (Figura D.13), aún no determinadas con exactitud, que se presentan como delgados y elongados cilindros, con singulares extremos, que parecen estar asociados a concreciones amorfas mayores. Además, aparecen gruesas estructuras cónicas y curvas con secciones muy similares a los escapes de fluidos encontrados en La Poza. Aparecen también, en menor proporción que en La Poza, delgados diques clásticos con areniscas.

El límite este de la playa lo constituye un notorio bloque de 30 m de altura, con claro control tectónico, denominado Punta Fraile (Figura D.14). Este bloque se diferencia de los depósitos recién descritos por su granulometría, contenido de fauna fósil, edad y naturaleza del sedimento. Está compuesto principalmente por areniscas medias, micáceas, claras, que presentan variado grado de oxidación. Aparecen masivas, con estratos menores, abundante fauna fósil y concreciones. Contiene pelecípodos, especies disueltas y bioturbación (*Skolithos*). El bloque se dispone en contacto por falla con los depósitos finos expuestos a lo largo de la playa. Esta falla presenta un rumbo de N27°W y mantea con 78° al este. Fue denominada «Falla Pta. Fraile» por Pineda (1983), quien la asocia a un set de fallas normales mayores relacionadas a la fase tectónica Plio-Pleistocena que habrían generado una



**Figura D.13.** Detalle de estructura biológica inmersa en las lutitas de la Formación Ranquil en el sector de Playa el Cuco.



**Figura D.14.** Contacto por falla entre el bloque de areniscas de Punta Fraile y las lutitas de la playa el Cuco.

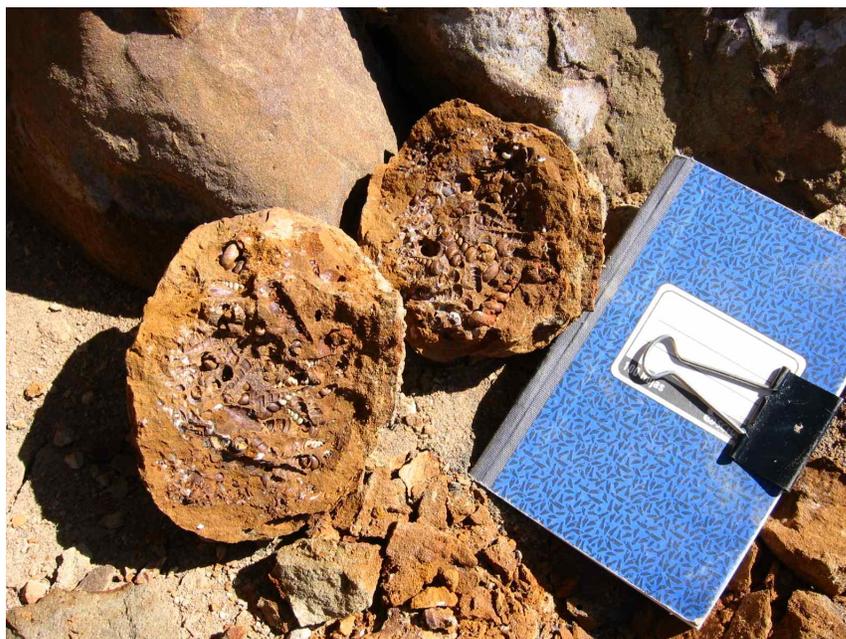
tectónica de bloques con estructuras tipo *horst* y *graben*. Basados en esta conclusión, este bloque expondría sedimentos ubicados más hacia la base de la Formación Ranquil que las lutitas masivas que afloran a nivel de las olas, lo que no concuerda con las dataciones de foraminíferos obtenidas por Finger *et al.* (2003).

#### **D.1.6. Playa el Fraile**

Ingresando a través de una amplia vega por el sector llamado “Hacienda Tubul”, se logra acceder a la Playa el Fraile, cuyo extremo oeste lo constituye el bloque de Punta Fraile, y el extremo este la denominada Punta Pichicui. La playa tiene un poco menos de tres kilómetros de largo siendo de interés los extremos recién mencionados y un pequeño afloramiento aislado en el sector medio de la playa. El extremo este de la Punta Fraile presenta características similares a las descritas en Playa el Cuco. Las concreciones rojizas se hacen más intensas, y se encuentran al interior de ellas densos bancos de *Turritella* (Figura D.15).

Aparecen sucesivos diques clásticos, brechizados, rellenos con areniscas medias-gruesas, de tonalidades verdosas con disposición predominante N20W/75S. Además este sector se encuentra afectado por un set de fallas de dirección principal N45W/50NE posterior a la inyección de los diques (Figura D.16).

En el centro de la playa, se encuentra un pequeño afloramiento que indica la desaparición de las areniscas micáceas características de Pta. Fraile, para dar paso nuevamente a limolitas y areniscas finas grises y masivas características de la Fm. Ranquil. Aquí además, en un afloramiento muy limitado y erosionado, aparece una delgada brecha fina, con matriz de arcilla color gris claro, e intraclastos de limolitas grises de tamaños no mayores a 3 cms, en un porcentaje menor al 20 %. Este pequeño afloramiento marca el final de la exposición



**Figura D.15.** Detalle de las concreciones de areniscas oxidadas y bancos de *Turritella* en el extremo oeste de la playa el Fraile.



**Figura D.16.** Inyección de areniscas en las lutitas y areniscas finas del límite oeste de playa el Fraile.

hacia el norte de la Fm. Ranquil en la costa.

A partir de Punta Pichicui, y hasta por lo menos la localidad de Arauco, comienza la exposición de los farellones costeros correspondientes a la Formación Tubul. El contacto entre ambas formaciones se encuentra cubierto, y dada la disposición subhorizontal de los estratos de la Formación Tubul, es muy probable que se trate de una discordancia angular con un fuerte hiatus depositacional que separaría la Formación Ranquil de la transgresión ocurrida en el Plioceno (Tavera, 1991). La Punta Pichicui se caracteriza por presentar una alternancia de areniscas finas y muy finas, color café oscuro, dispuestas subhorizontalmente, con leve manteo hacia el norte. En su base aparece abundante bioturbación. El bloque de Punta Pichicui tiene una altura aproximada de 20 m, la estratificación principal tiene alrededor de 2,5 a 3 m de espesor, separados por estratos menores de 1 metro. Al interior de los estratos las areniscas aparecen masivas y aparentemente hacia el techo aparecen algunas capas fuertemente bioturbadas, como lo reflejarían algunos rodados encontrados en la playa.

#### **D.1.7. Quebrada Rari, Punta Liles, Punta Tubul y Las Peñas**

Hacia el sureste de Punta Pichicui, en dirección a la desembocadura de los ríos Tubul y Raqui, afloran una serie de “puntas” en forma de abruptos farellones que limitan directamente al mar, y ocasionalmente pequeñas playas en momentos de baja marea. Producto de esta situación se hizo muy difícil la descripción detallada de la columna representativa, por lo que se entregará una descripción general que abarque las características más notorias de ésta, ayudado por la buena continuidad lateral que presentan estos afloramientos. En general, éstos constan de hasta 30 m de areniscas finas y muy finas poco consolidadas, estratificadas horizontalmente, con restringido contenido bioclástico, en delgadas capas que habitualmente se acuñan lateralmente. Presenta un color café oscuro en la base y sectores

medios, para dar paso a niveles más claros, amarillentos y masivos hacia el techo (Figura D.17). En la base de los afloramientos, aparece un grueso estrato con bioturbación cau-



**Figura D.17.** **Izquierda**, vista general de la Formación Tubul desde el sector de Punta Tubul. Se puede apreciar el marcado quiebre en la estratificación que domina en los sectores bajos y medios de la sección. **Derecha**, estrato fuertemente bioturbado en la base de la sección expuesta cerca de la caleta Tubul.

sada por bivalvos (Figura D.17), algunos deformados, como se puede apreciar en el lado este de Punta Tubul y Punta Pichicui más al oeste. Un poco más al oeste de Punta Tubul, en una pequeña playa, se puede observar que las secciones basales presentan una fina y penetrativa bioturbación, denominada *Macaronichnus* (Figura D.18), además de suaves plegamientos paralelos a una falla que forma una pequeña quebrada que desemboca en la playa.

En la desembocadura de Quebrada Rari (Figura D.19), se tiene una buena perspectiva de la sección tanto hacia el este como hacia Punta Águila (oeste). Desde este punto se observa un ligero acuñaamiento hacia el oeste de la sección basal y media de la columna, conformada por las areniscas finas café oscuro. Se hace notorio el quiebre en la naturaleza



**Figura D.18.** Vista en detalle de bioturbación diseminada (*Macaronichnus*) en sectores bajos y medios de la sección expuesta de la Formación Tubul.



**Figura D.19.** Vista general de la sección hacia el este de Quebrada Rari.

del sedimento que componen las capas inferiores medias y superiores de las secciones expuestas, evidenciado en un brusco cambio en el color de las areniscas haciéndose además menos notoria la estratificación.

En Las Peñas, límite sureste de la zona de estudio, se encuentra abundante fauna fósil en niveles bajos de la sección, los que pueden seguirse a través de una pequeña terraza fluvial que se interna por la ladera este del río Raqui. Estos constan mayoritariamente de *Chlamys sp.*, en capas delgadas y de poca extensión lateral. Los bivalvos conservan ambas valvas y no acusan mayor transporte. Aparecen además bloques caídos de niveles superiores exponiendo densos bancos de bivalvos.

Los niveles superiores de la sección, quedan mejor expuestos entre Punta Liles y Quebrada Rari. Estos están formados de areniscas finas y muy finas, blanquecinas y tonalidades amarillentas, que presentan capas aisladas de estratificación ondulada, con restringido contenido de fauna fósil consistente en pequeñas conchas reemplazadas. En estos sedimentos, no se encontró la presencia de *Macaronichnus*, característica dominante en los niveles medios e inferiores de la sección.