



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
Facultad De Ciencias Químicas
Departamento Ciencias de la Tierra



**EVIDENCIAS SEDIMENTOLÓGICAS DE
TRANSGRESIONES MARINAS DEL HOLOCENO
MEDIO, EN LA LOCALIDAD DE CONCEPCIÓN Y EN
EL LITORAL AL SUR DEL GOLFO DE ARAUCO.
REGIÓN DEL BIOBÍO, CHILE.**

Memoria para optar al Título de Geóloga

Francisca Carolina Maragaño Carmona

Profesor Patrocinante:	Dr. Jorge Andrés Quezada Flory
Profesional Guía:	Dr. Claudio Andrés Tapia Orellana
Profesores Comisión:	Sr. Ramiro Ulises Bonilla Parra
	Dr. Luis Arturo Héctor Quinzio Sinn

Concepción, 2024

*Dedicada al tiempo.
Aquí y ahora, es el momento.*

ÍNDICE

	Página
RESUMEN	
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Objetivos	2
1.1.1. Objetivo general	2
1.1.2. Objetivos específicos	2
1.2. Ubicación y accesos	2
1.3. Metodología de trabajo	4
1.3.1. Etapa de gabinete I	4
1.3.2. Etapa de terreno	4
1.3.3. Etapa de gabinete II	5
1.4. Clima	11
1.5. Trabajos anteriores	12
1.6. Agradecimientos	18
2. MARCO GEOLÓGICO	20
2.1. Rocas metamórficas	21
2.1.1. Basamento Metamórfico	21
2.2. Rocas intrusivas	22
2.2.1. Batolito Costero del Sur	22
2.2.2. Plutón Hualpén	23
2.3. Rocas estratificadas	23
2.3.1. Unidad Patagual-El Venado	23
2.3.2. Formación Santa Juana	24
2.3.3. Formación Quiriquina	26
2.3.4. Formación Pilpilco	27
2.3.5. Formación Curanilahue	27
2.3.6. Formación Boca Lebu	29
2.3.7. Formación Trihueco	30
2.3.8. Formación Millongue	30
2.3.9. Formación Ranquil	31
2.3.10. Formación Tubul	31
2.4. Depósitos no consolidados	32
2.4.1. Depósitos de Arenas Litorales del río Biobío	32
2.4.2. Depósitos de Dunas y Playas/Depósitos Litorales y Aluviales Recientes	33
2.5. Marco tectónico	33
2.6. Marco estructural	36
3. GEOMORFOLOGÍA	40
3.1. Geomorfología regional	40
3.2. Geomorfología local área Concepción	42
3.3. Geomorfología local área Tubul	44
4. SEDIMENTOLOGÍA Y MECÁNICA DE SUELOS	49

4.1. Generalidades	51
4.2. Sondaje Concepción	51
4.2.1. Análisis granulométrico	51
4.2.2. Método Gráfico de Folk y Ward (1957)	55
4.2.3. Función Discriminante Lineal de Sahu (1962)	44
4.2.4. Análisis composicional.	60
4.2.5. Clasificación de suelos USCS	62
4.2.6. Proveniencia de los sedimentos	67
4.2.7. Definición e interpretación de litofacies.....	68
4.3. Sondaje localidad Tubul	72
4.3.1. Análisis granulométrico	72
4.3.2. Método Gráfico de Folk y Ward (1957)	76
4.3.3. Función Discriminante Lineal de Sahu (1962)	78
4.3.4. Análisis composicional	79
4.3.5. Clasificación de suelos USCS	80
4.3.6. Proveniencia de los sedimentos	82
4.3.7. Definición e interpretación de litofacies	83
4.4. Sedimentos de playa	86
4.4.1. Muestra ARR-LT	86
4.4.2. Muestra ARF-01	87
4.4.3. Muestra AR19	87
4.4.4. Muestra DESTB	88
4.4.5. Muestra HUMTB	88
4.4.6. Análisis granulométrico y clasificación textural	89
4.4.7. Método Gráfico de Folk y Ward (1957)	92
4.4.8. Función Discriminante Lineal de Sahu (1962)	94
4.4.9. Clasificación de suelos USCS	95
4.4.10. Proveniencia de los sedimentos	96
5. EVIDENCIAS BIOCLÁSTICAS	97
5.1. Antecedentes arqueológicos	97
5.2. Cerro La Isla, sitio arqueológico “El Trigo”	98
5.2.1. Sistemática taxonómica de restos bioclásticos	100
5.2.2. Interpretación	102
5.3. Evidencias bioclásticas en sondajes	105
5.3.1. Bioclastos sondaje Concepción	105
5.3.2. Bioclastos sondaje localidad Tubul	108
5.4. Nivel relativo del mar	110
6. DISCUSIÓN	114
6.1. Evolución sedimentológica y relación con el clima	114
6.2. Alzamiento tectónico e incidencia de terremotos de subducción	122
6.3. Ocupación humana temprana y humedales.....	126
7. CONCLUSIONES.....	128
8. REFERENCIAS	134

ANEXOS	151
Anexo 1. Descripción macroscópica de sedimentos	153
1.1. Muestras sondaje Concepción	153
1.2. Muestras sondaje Tubul	178
1.3. Muestras de sedimentos de playa	187
Anexo 2. Descripción rocas intrusivas	192
Anexo 3. Descripción de perforaciones y columnas estratigráficas	195
3.1. Descripción sondaje Concepción	196
3.2. Descripción sondaje Tubul	200
Anexo 4. Descripción macroscópica de bioclastos	203
4.1. Bioclastos sondaje Tubul	204
4.2. Bioclastos conchal	208
Anexo 5. Anexo de tablas	215
Anexo 6. Anexo de figuras complementarias	219

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
1. 1. Mapa de ubicación del área de estudio	3
1. 2. Curvas de distribución gráfica en modelo de curva de asimetría	7
1. 3. Distribución gráfica del modelo de curvas de curtosis	9
2. 1. Mapa geológico área de estudio	20
2. 2. Geología y principales rasgos estructurales de la zona centro-sur de Chile	37
3. 1. Mapa geomorfológico de la Región del Biobío	40
3. 2. Imagen satelital de la desembocadura del río Biobío	43
3. 3. Imagen satelital de la desembocadura de los ríos Tubul y Raquí	44
3. 4. Acantilado costero activo en el sector Punta Pichicui	45
3. 5. Terrazas al sur de la desembocadura de los ríos Tubul y Raquí	46
3. 6. Facetas triangulares en el acantilado inactivo en Tubul	47
3. 7. Playa sector desembocadura ríos Tubul y Raquí	47
3. 8. Bivalvos fósiles de la Formación Tubul	48
4. 1. Curva granulométrica sondaje Concepción	53
4. 2. Diagrama de clasificación textural de Nichols (1999)	55
4. 3. Gráficos de parámetros estadísticos de acuerdo al Método Gráfico de Folk y Ward (1957).	57
4. 4. Gráfico de relación de parámetros de selección y curtosis normalizada. (modificado de Varela y otros, 1979)	59
4. 5. Diagrama de clasificación composicional de Folk y otros (1970)	61
4. 6. Diagrama de clasificación composicional de wackas (Folk, 1968)	62
4. 7. Carta de Casagrande. Muestras sondaje Concepción	65
4. 8. Núcleos de roca extraídos de 70 a 81 metros de profundidad, sondaje Concepción	66
4. 9. Facies en columna estratigráfica del sondaje de Concepción	69
4. 10. Curva granulométrica sondaje Tubul	74

4.	11.	Diagrama de clasificación textural de Nichols (1999)	75
4.	12.	Gráficos de parámetros estadísticos de acuerdo al Método Gráfico de Folk y Ward (1957)	77
4.	13.	Diagrama de clasificación composicional de Folk y otros (1970)	79
4.	14.	Diagrama de clasificación composicional de wackas (Folk, 1968)	80
4.	15.	Carta de Casagrande. Muestras sondaje Tubul	82
4.	16.	Facies en columna estratigráfica del sondaje de Tubul	84
4.	17.	Curva granulométrica muestras de playas en las cercanías de Tubul.....	89
4.	18.	Diagrama de Clasificación textural de Nichols (1999)	90
4.	19.	Diagrama de clasificación composicional de Folk y otros (1970)	90
4.	20.	Diagrama de clasificación composicional de wackas (Folk, 1968)	91
4.	21.	Gráficos de parámetros estadísticos de acuerdo al Método Gráfico de Folk y Ward (1957)	92
5.	1.	Columna bioestratigráfica elaborada por Campana (1973)	99
5.	2.	Depósito de tipo conchal del sitio “El Trigal”	100
5.	3.	Conchuelas más representativas del sitio “El Trigal”.....	101
5.	4.	Secciones del Conchal del sitio “El Trigal”.....	104
5.	5.	Fotografía obtenida en el tamizaje de la muestra MSF-16	106
5.	6.	Columna estratigráfica resumida de sondaje en la localidad de Concepción..	107
5.	7.	Columna estratigráfica resumida de sondaje en la localidad de Tubul	109
5.	8.	Gráfico de evolución del nivel del mar Holoceno en Arauco e Isla Santa María (Garrett y otros, 2020)	111
5.	9.	Curva Global del nivel del mar durante el Pleistoceno y Holoceno	113
6.	1.	Mapas geográficos que indican las zonas de inundación de sismos tsunamigénicos de 1835 y 2010 en área Tubul	125

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla	Página
1. 1. Clasificación del tamaño de grano de acuerdo a valores numéricos asociados a la selección o desviación estándar	7
1. 2. Clasificación del tamaño de grano de acuerdo a valores numéricos asociados a la asimetría	8
1. 3. Clasificación del tamaño de grano de acuerdo a valores numéricos asociados a la curtosis	9
4. 1. Escala de tamaños de grano adoptada en <i>Gradistat</i> v.8	50
4. 2. Ambiente deposicional según la Función Discriminante Lineal de Sahu (1964)	60
4. 3. Nomenclatura simplificada según USCS	62
4. 4. Diámetros de abertura y coeficientes de uniformidad y curvatura para muestras del sondaje de Concepción	63
4. 5. Límite líquido, límite sólido e índice de plasticidad para muestras representativas del sondaje de Concepción	64
4. 6. Estimación del RQD en función de las muestras, evaluadas cada 2 metros de testigo, sondaje Concepción	66

4.	7.	Ambiente deposicional según la Función Discriminante Lineal de Sahu (1964)	78
4.	8.	Diámetros de abertura y coeficientes de uniformidad y curvatura para muestras del sondaje de Tubul	81
4.	9.	Límite líquido, límite sólido e índice de plasticidad para muestras representativas del sondaje de Tubul	81
4.	10.	Ambiente deposicional según la Función Discriminante Lineal de Sahu (1964)	94
4.	11.	Diámetros de abertura y coeficientes de uniformidad y curvatura para muestras de playas en las cercanías de Tubul	95

RESUMEN

Las variaciones del nivel del mar en la región del Biobío son identificables a través de líneas de paleocosta, cambios geomorfológicos, estudios sísmicos, entre otros. En Concepción y sus alrededores se han estudiado registros de transgresiones marinas a partir de su interdigitación con los sedimentos provenientes del río Biobío, mientras que, en la provincia de Arauco, específicamente en Tubul, se han identificado terrazas marinas tanto en la costa como hacia el continente. Estas fluctuaciones se atribuyen a cambios eustáticos del nivel del mar y a alzamientos tectónicos asociados a terremotos, comunes en el activo margen continental chileno.

En la localidad de Concepción y Tubul se analizan sedimentos obtenidos de sondeos. En Concepción, situado en una cuenca dominada por relleno de arenas líticas se identifica la exhumación del Batolito Costero del Sur y secuencias de sedimentos fluviales del río Biobío que se han aportado desde el río Laja desde hace aproximadamente 7.100 años, a partir del colapso del volcán Antuco I, descrito en el estudio de Romero y otros (2022). A su vez, se ha identificado al menos un nivel transgresivo con evidencias de retrabajo, restos de bioclastos de moluscos y de foraminíferos bentónicos de la especie *Nonionella auris*, asociado a aguas más frías comparadas con las temperaturas actuales. La mecánica de suelos indica que el suelo no es apropiado para la ocupación urbana, debido a la susceptibilidad a licuefacción al ocurrir eventos sísmicos.

En Tubul, localidad rodeada de terrazas marinas, acantilados costeros y ríos con desembocaduras estuarinas, la componente sedimentaria proviene principalmente de la Cordillera de Nahuelbuta y se interpreta como un sistema mixto entre aportes marinos y fluviales. Se identifican al menos 3 pulsos transgresivos-regresivos, que en su exposición a la superficie evidencian un aumento de aportes fluviales y variaciones en el componente bioclástico marino. Particularmente en Carampangue, autores reconocen evidencias de la Transgresión Flandriense, datada en 7.610 ± 90 años A.P, por lo que las dataciones obtenidas en este estudio corresponden a eventos transgresivos posteriores, cuyas edades rondan entre 3.180 años y 2.100 años. El análisis de los fragmentos de fauna marina permite estimar las condiciones paleoambientales en las que vivieron. Evidencia de lo anterior es la interacción de fauna intermareal típica de suelos fangosos, como los moluscos bivalvos *Ostrea chilensis* y *Mulinia edulis*, con fauna intermareal del límite superior asociada a suelos más consolidados a rocosos, como el crustáceo cirrípedo *Elminius kingii*. Además, es importante mencionar la identificación de restos del bivalvo *Tagelus dombeii*, típico de zonas de mezcla de aguas.

Se estudia el depósito antrópico de tipo conchal ubicado en cerro La Isla, denominado “Sitio El Trigal”, interpretado como un período inicial de exploración y conocimiento precario del valor alimentario de la recolección, por lo que esta ocupación podría haber sido breve. Los hallazgos datan de aproximadamente 810 años, con una dominancia del bivalvo *Ostrea chilensis* sobreyaciendo a un escaso registro del bivalvo *Argopecten purpuratus*, sumada una matriz fangosa que habría sido arrastrada por el mar desde la zona submareal a intermareal. La última presencia del bivalvo *Argopecten purpuratus* y primera aparición del bivalvo *Ostrea chilensis* en la localidad de Tubul indica un cambio de aguas cálidas a aguas más frías. Estas capas son continuas en profundidad (Campana, 1973). Sobre este nivel, ocurre un cambio a *Tagelus dombeii*, molusco que refleja un posible embahiamiento del humedal Tubul-Raqui, producto de una consecuente regresión. Esta representación puede asociarse a una zona marginal somera. En la sección superior del sitio, se aprecia una relación bionómica de *Tagelus dombeii* con *Mulinia edulis*, que representa un último pulso transgresivo de menor envergadura que el anterior, el cual retrabaja algunos restos de *Tagelus*, variando la matriz a granos más arenosos.

La importancia del humedal Tubul-Raqui en relación con eventos sísmicos y tsunamis es significativa para la defensa costera y la mitigación del peligro geológico. Es fundamental favorecer el crecimiento demográfico en función de los intereses de las personas que habitan los territorios, pero priorizando la seguridad frente a desastres naturales y proporcionando tecnología, educación y planificación territorial adecuada.

1. INTRODUCCIÓN

Las fluctuaciones del nivel del mar han sido reconocidas a partir de distintos indicadores en la región del Biobío: en la ciudad de Concepción y alrededores, con evidencias de niveles marinos elevados en un contexto de planicie aluvial y fluvial, y en la localidad de Tubul, debido a la presencia de terrazas marinas encontradas tanto en la costa, como en las terrazas ubicadas hacia el continente.

Evidencias geológicas y biológicas holocenas en el litoral de la Región del Biobío permiten dimensionar las variaciones geomorfológicas y sedimentológicas que ha sufrido el área de estudio durante los últimos miles de años. Debido a que Chile se encuentra en un contexto de margen continental activo, la ocurrencia de niveles elevados con sedimento de origen marino ha sido interpretada de diversas formas: a cambios eustáticos del nivel del mar, o bien, por alzamientos tectónicos asociados a terremotos, fenómenos que caracterizan al borde litoral nacional.

Este trabajo recopila evidencias estudiadas en la provincia de Concepción y en la provincia de Arauco. En la provincia de Concepción se analizan registros provenientes de Concepción centro; en la localidad de Tubul se realizan excavaciones, específicamente en las cercanías de la desembocadura de los ríos Tubul y Raquí. Además, se utiliza la información de sondeos y estudios anteriores.

En la ciudad de Concepción los sondeos contienen sedimentos con restos faunísticos de origen marino, lo que indica un punto transgresivo de edad Holoceno. Lo anterior está enmarcado en un contexto de cuenca con influencia de la costa, que además es alimentada por sedimentos volcánicos transportados por el río Biobío hasta su desembocadura en el océano Pacífico.

Las terrazas marinas ubicadas al sur del golfo de Arauco evidencian actividad biológica reciente, que se diferencia en su disposición a los depósitos de tipo “conchal” dejados por antiguos asentamientos humanos.

La realización de esta Memoria cuenta con financiamiento entregado por dos proyectos de investigación:

- 1) Proyecto FONDECYT Regular N° 1151367, titulado “Evolución costera, morfodinámica y factores de cambio de la línea litoral en una costa de influencia tectónica: orientaciones al manejo integrado de la costa”, a cargo de la Dra. Carolina Martínez (2015-2019).
- 2) Proyecto FONDEQUIP EQM160015, titulado “Observatorio de Respuesta de Sitio en Cuencas Aluviales”, a cargo del Dr. Gonzalo Montalva Alvarado (2017-2019).

1.1. Objetivos

1.1.1. Objetivo general

Caracterizar la sedimentología de transgresiones marinas del Holoceno medio en el borde litoral de la Región del Biobío, específicamente en la localidad de Concepción y al sur del golfo de Arauco.

1.1.2. Objetivos específicos

- Caracterizar el contenido mineral y faunístico de los sondeos y muestras de playa, diferenciándolos de los restos presentes en los depósitos antropogénicos holocenos.
- Corroborar edades absolutas del material faunísticos mediante dataciones de ^{14}C .
- Determinar el ambiente de sedimentación y proveniencia de los sedimentos analizados.
- Correlacionar la información obtenida de los sondeos con estudios anteriores.

1.2. Ubicación y accesos

En la ciudad de Concepción, el estudio se enfoca en un sondeo realizado en la cuenca del río Biobío, cuyas coordenadas son: sondeo localidad Concepción centro, calle Freire: $36^{\circ}49'07''\text{S}$ - $73^{\circ}02'06''\text{O}$. S. La vía de acceso principal al punto estudiado es la ruta 146 con dirección a Concepción centro (Figura 1.1.A).

El estudio en el sur del golfo de Arauco fue realizado en las cercanías de la desembocadura de los ríos Tubul y Raqui, en las coordenadas $37^{\circ}14'27''\text{S}$ - $73^{\circ}26'45''\text{O}$. La ruta de acceso a Arauco es la ruta 160, que conecta Concepción con el sector oriental del golfo de Arauco. Para llegar a la localidad de Tubul, se debe continuar al oeste por la ruta P-20 desde Carampangue hacia Arauco, luego tomar la ruta P-22 hasta el sector “La Isla”, a 3 km de distancia de Tubul (Figura 1.1.B).

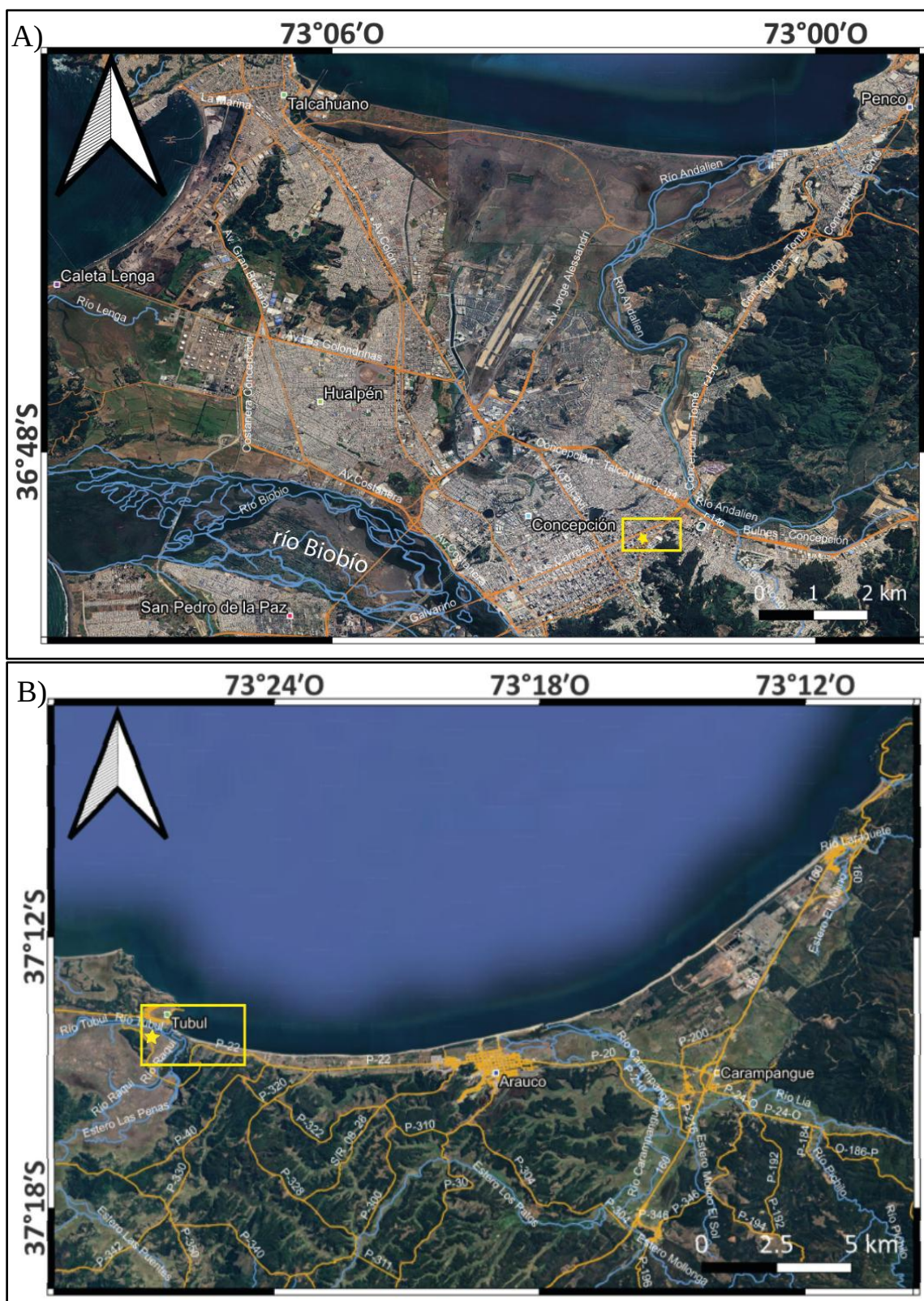


Figura 1.1. Mapa de ubicación del área de estudio. A) Cuenca de Concepción; B) Cuenca de Arauco.
En amarillo: localizaciones respectivas de las perforaciones de este estudio.

1.3. Metodología de trabajo

1.3.1. Etapa gabinete I

Se recopila información bibliográfica relacionada con sedimentología, evolución del litoral y tectónica de las localidades de Arauco y Concepción.

La perforación de Concepción fue realizada en el marco del proyecto FONDEQUIP EQM160015, titulado “Observatorio de Respuesta de Sitio en Cuencas Aluviales”, a cargo del Dr. Gonzalo Montalva Alvarado. Se investigan principalmente aspectos sedimentológicos y relacionados con la mecánica de suelos.

La perforación en la localidad de Tubul, se desarrolla en el marco del proyecto FONDECYT Regular N° 1151367 a cargo de la Dra. Carolina Martínez, titulado “Evolución costera, morfodinámica y factores de cambio de la línea litoral en una costa de influencia tectónica: orientaciones al manejo integrado de la costa”. El enfoque asociado a este estudio requiere de información geomorfológica y ambiental del área.

Con estas perforaciones se espera obtener los materiales necesarios para este estudio.

1.3.2. Etapa de Terreno

Con respecto a la localidad de Concepción, el proyecto del Dr. Gonzalo Montalva Alvarado financia la perforación de Concepción centro.

El terreno tuvo una duración de un día, en que se estima el punto para concretar la perforación en la localidad de Tubul a partir de la geomorfología litoral y el límite de las terrazas marinas con la plataforma actual. Ya en el litoral, se reconocen elementos geomorfológicos que predominan y evidencias de actividad biológica. Con respecto a lo anterior, es posible diferenciar el registro faunístico de deposición natural del acumulado por ocupación humana temprana.

La perforación es efectuada por una empresa externa, y alcanza una longitud de 7,12 metros constituídos principalmente de niveles de sedimentos con bioclastos.

Se fotografían los depósitos dejados por la ocupación antrópica (conchales) y se describen parcialmente los constituyentes faunísticos, con el fin de diferenciarlos de los bioclastos presentes en la perforación. A esta campaña de terreno asiste el profesor patrocinante de esta Memoria de Título, Dr Jorge Quezada, y colabora el Dr. Arturo Belmonte Villanueva.

1.3.3. Etapa de Gabinete II

En esta etapa se llevan a cabo distintos pasos para estudiar las perforaciones:

1. Preparación de muestras para análisis sedimentológico y granulométrico: Las muestras obtenidas de las perforaciones y de las playas se secan en el Laboratorio de Sedimentología del Departamento Ciencias de la Tierra, de la Universidad de Concepción.

Se tamizan para poder clasificar estos sedimentos según tamaño de grano y texturas. Se utiliza el *software* de análisis granulométrico *Gradistat* v.8 (Blott y Pye, 2001), ejecutado en Microsoft Excel, para calcular las estadísticas de tamaño de partículas. Corresponde al proceso mecánico cuyo objetivo es describir las características físicas de las partículas del material estudiado, en este caso, sedimento. Este procedimiento determina posibles características cinéticas del medio de transporte y del ambiente sedimentario.

A partir de los parámetros estadísticos de las muestras graficadas se pueden estimar las características texturales de los sedimentos. Se utilizan las ecuaciones del Método Gráfico propuesto por Folk y Ward (1957).

En este método se utilizan algunos de los percentiles más representativos de la distribución de las muestras, mientras que en el Método de los Momentos (Krumbein y Pettijohn, 1938), se basa en toda la distribución de las poblaciones de muestras. A pesar de ello, desde la década del 80 se propone igual validez para ambos métodos (McManus, 1988).

Los parámetros mencionados para el Método gráfico son los siguientes:

Media (*M: mean size*): Corresponde al tamaño promedio del total de la muestra. Con base a este parámetro se puede explicar la naturaleza y condiciones de la deposición de sedimentos. Los aspectos que influyen están relacionados con la velocidad del medio de transporte, la forma y composición de los sedimentos, la durabilidad y la naturaleza de la resistencia de los sedimentos durante el transporte. A medida que la velocidad del agente de transporte disminuye, los sedimentos transportados tendrán menor tamaño ya que pueden transportarse por saltación y suspensión.

La media se puede calcular con la siguiente ecuación:

$$M = \frac{\varphi_{16} + \varphi_{50} + \varphi_{84}}{3}$$

Donde *M*: media, φN° : diámetro correspondiente al porcentaje asignado para el número. El valor 3 es constante, porque la media corresponde al promedio simple de los 3 porcentajes solicitados en la ecuación.

Selección (*sorting*) o desviación estándar (*standard deviation*): Indica la tendencia de distribución de las poblaciones de datos alrededor de la muestra central. Este parámetro depende del tamaño de sedimentos y es útil para aportar información sobre la energía del ambiente del depósito, así como también entrega información sobre la abundancia o ausencia de materiales de distintos tamaños, como grava, arena y finos. Se influencia por el grado de turbulencia del medio, la velocidad del medio, propiedades hidrodinámicas, naturaleza de los sedimentos y el índice de materiales detríticos (McKinney y Friedman, 1970, en Estrada, 2007). Este parámetro se calcula con la siguiente ecuación:

$$\sigma = \frac{\varphi_{84} + \varphi_{16}}{4} + \frac{\varphi_{95} + \varphi_5}{6,6}$$

Donde σ : desviación estándar; φN° : diámetro correspondiente al porcentaje asignado para el número. Valores 4 y 6,6 son constantes.

Folk y Ward (1957) establecen una clasificación para este parámetro, de acuerdo al rango numérico de la muestra (Tabla 1.1).

Tabla 1.1. Clasificación del tamaño de grano de acuerdo a valores numéricos asociados a la selección o desviación estándar. (Folk y Ward, 1957).

Rango	Clasificación de la selección
$< 0,35 \phi$	Muy bien seleccionado
$0,35 \text{ a } 0,50 \phi$	Bien seleccionado
$0,50 \text{ a } 0,70 \phi$	Moderadamente bien seleccionado
$0,7 \text{ a } 1,00 \phi$	Moderadamente seleccionado
$1,00 \text{ a } 2,00 \phi$	Mal seleccionado
$2,00 \text{ a } 4,00 \phi$	Muy mal seleccionado
$>4,00 \phi$	Extremadamente mal seleccionado

Asimetría (Sk: skewness): Definida como una medida independiente de los parámetros anteriores, que indica predominio de una población respecto de otra. Relaciona la simetría de la muestra promedio con los extremos de la curva. Tiene valores negativos para muestras más gruesas y valores positivos para las muestras finas (Figura 1.2). La asimetría en una distribución entrega información sobre el ambiente de sedimentación.

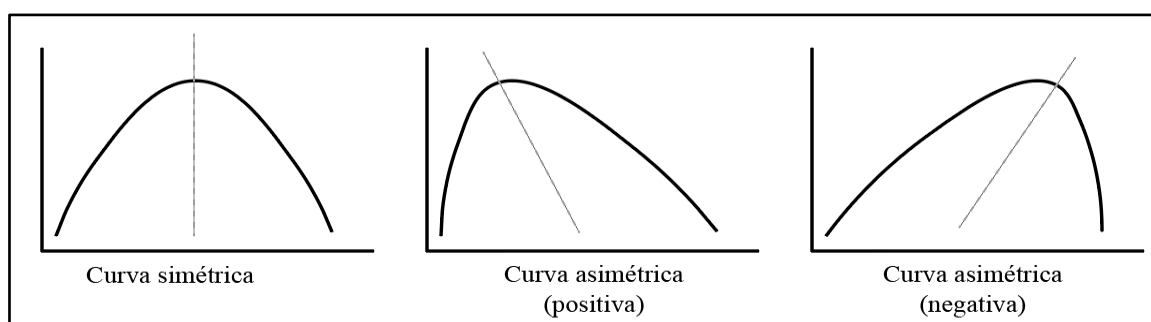


Figura 1.3. Curvas de distribución gráfica en modelo de curva de asimetría. (Modificado de Le Roux, 2012).

Para la obtención de resultados numéricos se debe considerar el diámetro de abertura para ciertos datos, tal que al aplicar matemática se obtiene un resultado categorizado por Folk y Ward (1957), de acuerdo al rango numérico de la muestra (Tabla 1.2).

Tabla 1.2. Clasificación del tamaño de grano de acuerdo a valores numéricos asociados a la Asimetría. (Folk y Ward, 1957).

Rango	Clasificación de la selección	
	Matemático	Gráfico
+1,0 a +0,3 ϕ	Muy asimétrica positiva	Muy negativa
+0,3 a +0,1 ϕ	Asimétrica positiva	Negativa
+0,1 a -0,1 ϕ	Simétrica	Simétrica
-0,1 a -0,3 ϕ	Asimétrica negativa	Positiva
-0,3 a -1,0 ϕ	Muy asimétrica negativa	Muy positiva

La expresión matemática para este parámetro es el siguiente:

$$Sk = \frac{(\phi_{84} + \phi_{16} - 2\phi_{50})}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{(\phi_{95} + \phi_5 - 2\phi_{50})}{2(\phi_{95} - \phi_5)}$$

Donde Sk : Asimetría; ϕN° : diámetro correspondiente al porcentaje asignado para el número.

Agudeza o curtosis (K : kurtosis): Corresponde a un tipo de desviación de la normalidad o apuntamiento de la curva. Caracteriza la forma de la elevación o aplanamiento de la curva relativo de una distribución, comparada con la distribución normal. También se describe como la comparación del cociente entre la dispersión de las poblaciones en la parte central y la dispersión de los extremos de la distribución de la curva de frecuencia. Si la porción de la parte central se clasifica mejor que los extremos de la curva, se dice que la forma de la curva de frecuencia está muy pronunciada, se denomina leptocúrtica; si los extremos de la curva de frecuencia se clasifican mejor que la parte central, se denomina platicúrtica (Figura 1.3).

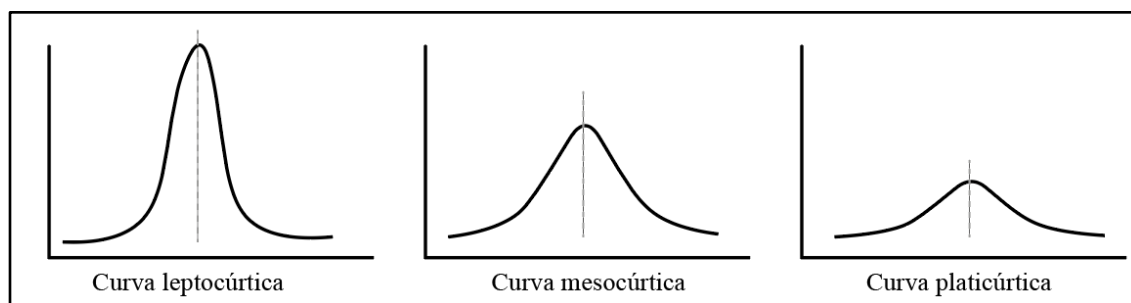


Figura 1.3. Distribución gráfica del Modelo de curvas de curtosis. (Modificado de Le Roux, 2012).

De acuerdo a Folk y Ward (1957), este parámetro es útil para comparar los sedimentos clasificados en sedimentación por alta energía, con el posterior transporte y modificación por otro tipo de transporte.

La expresión matemática para este parámetro es el siguiente:

$$K = \frac{(\varphi_{95} + \varphi_5)}{2,44(\varphi_{75} - \varphi_{25})}$$

Donde K : Curtosis; φN° : diámetro correspondiente al porcentaje asignado para el número.

Folk y Ward (1957) establecen una clasificación para describir la tendencia de la curtosis, de acuerdo al rango numérico de la muestra (Tabla 1.3).

Tabla 1.3. Clasificación del tamaño de grano de acuerdo a valores numéricos asociados a la Curtosis (Folk y Ward, 1957).

Rango	Clasificación según curtosis
< 0,67 φ	Muy platicúrtica
0,67 a 0,90 φ	Platicúrtica
0,90 a 1,11 φ	Mesocúrtica
1,11 a 1,50 φ	Leptocúrtica
1,50 a 3,00 φ	Muy leptocúrtica
>3,00 φ	Extremadamente leptocúrtica

Además, se utiliza la clasificación de ambientes planteada por Friedman (1962), que se basa en la selección y asimetría de una muestra. Estos parámetros se grafican tal que a partir de estos dos parámetros se puede discriminar entre ambiente eólico, fluvial, turbidítico y playa.

Se complementa lo anterior con el método cuantitativo de discriminación, conocido como Función Discriminante Lineal (Sahu, 1964). En este método se menciona que la distribución de los granos según tamaño, refleja la viscosidad del medio y la energía del ambiente de sedimentación. A su vez, discrimina diferentes mecanismos y ambientes sedimentarios, mediante cuatro ecuaciones que permiten discriminar si una muestra se depositó en un ambiente (a) Eólico o de Playa; (b) Playa o en Aguas Marinas poco Profundas (90 m de profundidad); (c) Aguas Marinas poco profundas o en un Ambiente Fluvial; y (d) Fluvial o Turbidítico.

Las ecuaciones y sus valores límites o discriminantes son detallados a continuación, donde M : Media; σ : Selección o desviación estándar; Sk : Asimetría; K : Curtosis.

$$Y_1 (\text{Eólico-Playa}) = -3,5688M + 3,7016\sigma^2 - 2,7066Sk + 3,1135K$$

Si Y es $> -2,7411$, corresponde a un ambiente de playa. Si Y es $< -2,7411$ es un ambiente eólico.

$$Y_2 (\text{Playa-Aguas agitadas poco profundas}) = 15,6534M + 65,709\sigma^2 + 18,1071Sk + 3,1135K$$

Si Y es $< 63,3650$, corresponde a un ambiente de playa. Si Y es $> 63,3650$ es un ambiente de aguas agitadas poco profundas.

$$Y_3 (\text{Aguas marinas poco profundas-fluvial}) = 0,2852M - 8,7604\sigma^2 - 4,8932Sk + 0,0482K$$

Si Y es $> -7,4190$, corresponde a un ambiente de aguas marinas poco profundas. Si Y es $< -7,4190$ es un ambiente fluvial.

$$Y_4 (\text{Fluvial-turbiditas}) = 0,7215M + 0,403\sigma^2 + 6,7322Sk + 5,2927K$$

Si Y es $> 10,000$, corresponde a un ambiente fluvial. Si Y es $< 10,000$ es un ambiente de turbiditas.

2. Análisis mineralógico y textural: Con las muestras secadas y tamizadas se utiliza lupa de mano y lupa binocular disponible en el Departamento Ciencias de la Tierra, de la Universidad de Concepción, para describir en detalle tanto la composición como características físicas de los granos. Con estos resultados se puede determinar posible procedencia, mecanismo de transporte dominante y retrabajo de los sedimentos.

3. Análisis geotécnico: Con los fragmentos rocosos de la perforación de Concepción, se analizan mediante el ensayo SPT (Ensayo de penetración estándar o *Standar Penetration Test*), en el Laboratorio de Suelos de la Facultad de Ingeniería, Universidad de Concepción. Con los

resultados es posible estimar la calidad de la roca, designando un valor mediante el índice RQD (Designación de Calidad de la Roca o *Rock Quality Designation*).

4. Análisis de los bioclastos: Se clasifican los restos de moluscos y crustáceos a partir de su anatomía comparada con especies actuales y trabajos relacionados con fauna marina fósil local. Se enfatiza en el estado de preservación y morfológicas para diferenciarlas de especies encontradas en depósitos antropogénicos de tipo conchal.

5. Dataciones radiocarbónicas: Se separan muestras de entre 50 a 100 gramos de restos de conchillas de bivalvos y se envían para ser procesadas por el Dr. Federico Isla en el Laboratorio de Radiocarbono, ubicado en el Centro de Investigaciones Geológicas (CIG), Universidad Nacional de la Plata, Argentina. La información resultante incluye la corrección por reservorio global.

6. Interpretación de datos: A partir de los resultados se aporta información sobre geomorfología y evolución de la línea de costa, y se discuten las evidencias de eventos transgresivos en el litoral costero de Tubul y Concepción.

1.4. Clima

La Región del Biobío tiene una zonificación climática asociada principalmente a las unidades geomorfológicas que la caracterizan, cuyas variaciones más claras se deben a la Cordillera de Nahuelbuta. Según la Dirección Meteorológica de Chile, en el área de estudio se caracteriza principalmente por un clima templado lluvioso con influencia mediterránea, evidenciándose plenamente en las costas del sur de la región, desde la ribera del río Biobío hasta la provincia de Arauco.

La estación meteorológica más cercana a la capital regional es Carriel Sur. De acuerdo a los datos publicados en el Anuario Meteorológico 2019 de la Dirección Meteorológica de Chile (2020), la temperatura promedio anual fue de 12,9°C, identificándose una temperatura promedio máxima de 22,9°C en febrero y una mínima de 5,8°C en agosto.

En 2019, las precipitaciones registradas alcanzan valores de 715,6 mm. El promedio anual de humedad relativa tuvo un rango de variación entre 64% y 85%.

1.5. Trabajos anteriores

En el margen litoral de la región del Biobío afloran rocas metamórficas, intrusivas y sedimentarias, por lo que es posible encontrar vestigios de transgresiones marinas sobre estos tres grupos de rocas. A continuación, se mencionan trabajos que caracterizan el área de estudio y entregan datos importantes para dar contexto al enfoque de esta Memoria de Título.

Muñoz-Cristi (1960) menciona que el Basamento Metamórfico aflora casi exclusivamente en la Cordillera de la Costa, constituyendo una franja que se extiende desde Pichilemu hasta Puerto Montt.

Chotin (1969) desarrolla un estudio en la localidad de Tomé, diferenciando las rocas del Batolito Costero del Sur, Basamento Metamórfico y las secuencias sedimentarias.

González-Bonorino y Aguirre (1970) describen el Basamento Metamórfico de la Cordillera de la Costa entre las latitudes 34°S y 41°S, definiendo tres series a partir de su grado de metamorfismo, formadas principalmente por procesos metamórficos que ocurren a presiones medias a altas, medias a bajas y bajas.

Aguirre y otros (1972) dividen el Basamento en dos series: Serie Occidental, de alta razón presión/temperatura, y Serie Oriental, de razón intermedia de presión/temperatura.

Hervé (1974) concluye que las rocas de la Serie Oriental se forman a partir de un protolito pelítico afectado por un metamorfismo polifásico. Describe los granitoides que intruyen a estas rocas, observando que en los contactos se formaron migmatitas. Hervé (1988) realiza una síntesis litológica, estructural y geocronológica del Basamento Metamórfico en la zona sur de Chile e interpreta su génesis y emplazamiento.

Hervé y otros (1984) estima edades para la Zona de Andalucita (299 ± 10 Ma) y para la Zona de Sillimanita (278 ± 7 Ma) a partir del método de datación K-Ar.

Vásquez (2001) estudia estructuras bien preservadas, como es el caso de la estratificación del protolito (S_0), distinguiendo metarenitas de filitas y pizarras. La zonación mineral causada por el evento termal se dispone en orientación paralela al Batolito, diferenciando las zonas de biotita, andalucita y sillimanita.

Cartes (2004) identifica trazas fósiles encontradas en las rocas metamórficas que afloran en Bellavista y Lirquén, permitiendo establecer un ambiente marino profundo para el protolito del Basamento Metamórfico. A su vez, propone una zonación mineralógica y caracterización geoquímica.

Willner (2005) establece que el *peak* de metamorfismo ocurre a temperaturas entre 400 y 720°C, y presiones de $3 \pm 0,5$ Kbar. A partir del método de datación Ar-Ar en muscovitas presentes en rocas metamórficas, indica la ocurrencia de un evento termal de corta duración ocurrida durante el emplazamiento del Batolito costero del Sur. Las dataciones estiman edades de 299 ± 10 Ma. y 296 ± 2 Ma.

Vargas (2005) establece un análisis morfoestructural, sedimentológico y geoquímico del margen continental chileno entre los 36°S y 37°S.

Hervé y otros (2007) menciona que el grado de metamorfismo localmente alcanza rangos asociados a la facie transicional de anfibolita-granulito.

El Batolito Costero del Sur es definido formalmente por Hervé y otros (1987). En este estudio estiman que estas rocas se formaron durante la Era Paleozoico, cuyas rocas han sido datadas entre 295 y 305 Ma. (Hervé y otros, 1976; Lucassen y otros, 2004; Glodny y otros, 2008a).

Creixell (2001) estudia las rocas intrusivas del Batolito Costero del Sur y distingue tres subunidades para la región del Biobío: Granitoides de Nahuelbuta, Tonalitas de Santa Juana y Granitoides de Concepción. También describe al Plutón Hualpén, asignando una edad Triásico y ubicación sólo en la Península de Hualpén.

Las edades absolutas del Batolito Costero del Sur son obtenidas en las dataciones realizadas por de Hervé y otros (1987).

En el estudio de Deckart y otros (2014) obtienen edades entre 300 y 320 Ma, a partir del método U-Pb y Hf-Os en circones.

Con respecto a la estratigrafía y paleontología, los trabajos de investigación en la provincia de Arauco comienzan formalmente con las definiciones de Tavera (1942).

Tavera (1960) define tres miembros para estas unidades: Quilacoya (continental), Unihue (marino) y Talcamávida-Gomero (límnico). En la Memoria de Título de Cucurella (1978), establece la subdivisión informal de las sedimentitas triásicas en cuatro miembros, describiendo las características estructurales generales de la zona. Nielsen (2005) describe 8 facies e interpreta que la unidad se constituye a partir de depósitos aluviales, fluviales, lacustres y marinos.

Ferraris y Bonilla (1981), define informalmente a la Formación Santa Juana, integrando la información de las sedimentitas triásicas estratificadas del valle inferior del río Biobío, asignando una edad Triásico Superior (Cárnico Inferior al Rético).

Mardonez y otros (2012) definen la Unidad Patagual-El Venado, con base en estudios litológicos y condiciones de metamorfismo de muy bajo grado.

En el Norte del río Biobío, Biró (1982) define formalmente la Formación Quiriquina, como una unidad marina de Edad Campaniano-Maastrichtiano, con base a su contenido fosilífero. Stinnesbeck (1986), acota la edad a Maastrichtiano. Salazar (2004) la acota a Maastrichtiano superior.

Muñoz-Cristi (1946) identifica el horizonte Pilpilco y lo agrupa en el piso de la Formación Curanilahue. En 1968, definen este horizonte como Formación Pilpilco, y las describe en detalle. Actualmente, se acepta la propuesta de Palma-Heldt y Quinzio (2006), que indica un contacto gradacional a partir de evidencias palinológicas.

En 1960, Tavera estudia las secuencias estratigráficas que afloran en el valle inferior del río Biobío, distinguiendo 3 unidades: sección continental inferior, marina y límnic superior.

Steinmann (1895 en Pineda, 1983) nombra el Piso Navidad, con edades entre el Oligoceno-Mioceno Superior. Brüggen (1913) mantiene el *hiatus* entre el Paleoceno y Eoceno Superior, y lo divide en tres secciones: inferior marina, continental intermedia y superior marina, con un rango entre el Eoceno Superior y el Mioceno Medio. También define el Piso Concepción (Eoceno Inferior a Medio) caracterizando la sección marina inferior y continental superior. Tavera (1942), define la sección continental de Curanilahue y la marina como piso Boca Lebu. Muñoz-Cristi (1946), identifica niveles lignitíferos en el piso Concepción y separa el piso Curanilahue en cuatro horizontes: Pilpilco, Lota, Intercalación y Colico.

Muñoz-Cristi (1956) divide la Formación Curanilahue en tres miembros: Miembro Lota (continental), Miembro Intercalación (marino) y Miembro Colico (continental). Cecioni y otros (1997) identifica 9 mantos de carbón en el Miembro Lota, y cinco en el Miembro Colico.

Muñoz-Cristi (1968) define la Formación Boca-Lebu, que previamente fue estudiada por Tavera (1942) y Muñoz-Cristi (1946). Pineda (1983) menciona que sobreyace concordante a la Formación Quiriquina. Tavera (1942) asigna una edad Eoceno Inferior.

La Formación Trihueco es definida por Muñoz-Cristi (1956), como una secuencia constituida por areniscas que varían de conglomerádicas a arcillosas, con mantos de carbón.

La Formación Millongue es descrita por Muñoz-Cristi (1946) como depósitos transgresivos. García (1968), define la Formación Ranquil y Formación Tubul. Ferraris y Bonilla (1981), elaboraron un mapa geológico preliminar de la Hoja Arauco Lebu, describiendo con ello las unidades presentes en el área.

En el trabajo de Pineda (1983), recopila dicha información y presenta la evolución paleogeográfica de Arauco. Desarrolla un modelo basado en las relaciones de contacto de las unidades en Arauco.

Arcos y Elgueta (1993) proponen un modelo de sedimentación de la secuencia de rocas estratificadas de la cuenca de Arauco.

Moreno (2004) menciona la influencia tectónica en el alzamiento de terrazas marinas holocenas. Kuhn y otros (2010) plantean un modelo termal para la Cuenca de Arauco. Melnick y otros (2009) se han enfocado en estudiar indicadores tectónicos más recientes, cuya cinemática e influencia sobre la cuenca es profundizada por Becerra y otros (2013).

En la provincia de Concepción destacan trabajos como el de Galli (1967, 1968), que caracterizan las unidades estratificadas y, además, la geología urbana de la ciudad de Concepción y alrededores. Biró (1982), define formalmente la Formación Quiriquina, que luego es estudiada en profundidad por Stinnesbeck (1986) y Salazar, (2004). En los últimos años, estos autores han ido actualizando trabajos relacionados con la bioestratigrafía cretácica del área norte de Concepción.

Quezada (1996), estudia la geología urbana y ambiental en la ciudad de Concepción. Analiza la estabilidad de taludes, y las características de los materiales mediante ensayos triaxiales a rocas y suelos, En el año 2000, desarrolla un estudio histórico de los tsunamis ocurridos en las costas de la región del Biobío.

Bonilla (1990) indica que el peligro de subsidencia amenaza a faenas de carbón producto del método de explotación, debido a la inestabilidad de las galerías excavadas. Ilabaca (1994) analiza los factores que han influido al sur del río Biobío, principalmente en la Llanura de San Pedro, siendo profundizados en 2016 por Martínez y otros autores. Martínez y Belmonte (2012) ampliaron el área de estudio a todo el borde litoral de la Región del Biobío.

La carrera de Geología de la Universidad de Concepción ha desarrollado trabajos de campo desde 1998 hasta la actualidad, abarcando desde el río Itata hasta Lebu. En estos trabajos se han entregado las bases para el mapeo de las unidades geológicas representadas en la Hoja Concepción.

Estudios enfocados en variaciones eustáticas y su relación con el alzamiento comenzaron a desarrollarse con Kaizuka y otros (1973), quienes analizan los movimientos cuaternarios en la

Península de Arauco a través de la geomorfología y de la estratigrafía cuaternaria. Henríquez (2006) correlaciona la influencia relativa de los cambios del nivel del mar y las tasas de alzamiento tectónicas de la cuenca costera de Arauco.

En trabajos de Quezada y otros (2009; 2010; 2012) y de Isla y otros (2012), se relacionan movimientos verticales pleistocenos y holocenos con los terremotos de subducción, concluyendo su influencia positiva al alzamiento Holoceno, y que este es decreciente desde la fosa al arco.

Mendoza (2001) define que las arenas silíceas semiconsolidadas que afloran en la costa de la región corresponden a una nueva unidad, que define informalmente como Estratos Molino El Sol. Asigna una edad de 5,3-4,2 Ma, discordantes sobre la Formación Ranquil.

Fuentes (2016) postula que las rocas de la Formación Santa Juana se depositaron en una cuenca de intraarco, concluyendo que en el Triásico ya se habría reactivado la zona de subducción.

Vivero (2016) estudia el alzamiento tectónico de la planicie litoral durante el Holoceno al sur del río Biobío.

En la Memoria de Título de Ramírez (2017), se analiza la geomorfología y sedimentología del litoral del golfo de Arauco y su relación con la tectónica holocena. Isla y otros (2019), plantean los cambios naturales que ha presentado la cuenca de drenaje del río Biobío, tanto por efectos sísmicos como volcánicos.

Inostroza (2018) discute la estratigrafía de las unidades sedimentarias que afloran tanto en la provincia de Concepción como al norte de la provincia de Arauco.

1.6. Agradecimientos

Primero que todo me gustaría agradecer al Dr. Jorge Quezada Flory, quien confió en mí desde mucho antes de egresar de la carrera y es un profesional excelente con quien me gustaría volver a colaborar. Su entrega y dedicación son valores que admiro profundamente. Mención honrosa a la paciencia que me ha tenido en este viaje. También agradezco la visión y apoyo de Dra. Carolina

Martínez y del Dr. Gonzalo Montalva, ya que, a partir de sus proyectos, pude ir a terreno y adquirir las muestras para realizar esta Memoria. Al Dr. Arturo Belmonte, por acompañarnos en la campaña a terreno y entregar sus conocimientos al estudio interdisciplinario de las geociencias.

Quiero dar las gracias a cada funcionaria y funcionario del Departamento Ciencias de la Tierra de la Universidad de Concepción, ya que formaron parte importantísima en mi desarrollo de personaje y profesional.

Quiero hacer mención a mi colega de la Universidad Católica de Temuco, Dr. Claudio Tapia Orellana, por tantas conversaciones profundas sobre la sedimentología, por el apañe en las buenas y en las malas, por tantas risas y por todas las lágrimas también. Sin su apoyo habría demorado aún más.

Por sobre todas las cosas, quiero agradecer a cada miembro de mi familia, que confiaron y me cuidaron a la distancia, y me dieron las herramientas para ser una vieja chica peleadora y luchadora. A mi madre Carolina, por mostrarme que la batalla no se acaba hasta la victoria. A mi papá Eduardo, por rezar por mí y cuidarme de cerca. A mi viejo Walter Cea, por ser el más mañoso pero confiado en mis capacidades. A mis hermanos, Gonzalo, Javiera, Sebastián y Felipe por siempre recibirme con una sonrisa y un insulto gracioso y gratuito. Comentario extra a mi hermano Gonzalo: ¡lo logramos! Muchas gracias colega.

Un gracias adicional, a todos los que se den el tiempo de leer estas palabras.

Finalmente, quiero valorar a mis amigos/as, a “las indecencias”, y a “PDA”, por darme tantas risas y por nunca renunciar a la amistad. Son poquitos, pero los quiero con todo el corazón.

Mencionar especialmente a mi negro y a mi gorda, los mejores compañeros de la vida. A ellos y a su legado, les dedico esta cumbia.

Siento que este apartado es innecesario, porque los agradecimientos se valoran más con nuestras acciones, y me voy a tomar una cerveza con cada uno/a de ustedes para celebrar.

2. MARCO GEOLÓGICO

El área de estudio se extiende entre la cuenca de Concepción y la zona sur del golfo de Arauco (Figura 2.1). Afloran rocas del Basamento Metamórfico, Batolito Costero del Sur y secuencias sedimentarias del Mesozoico y Cenozoico. Las rocas están cubiertas por los depósitos no consolidados de origen marino, fluvial y aluvial.

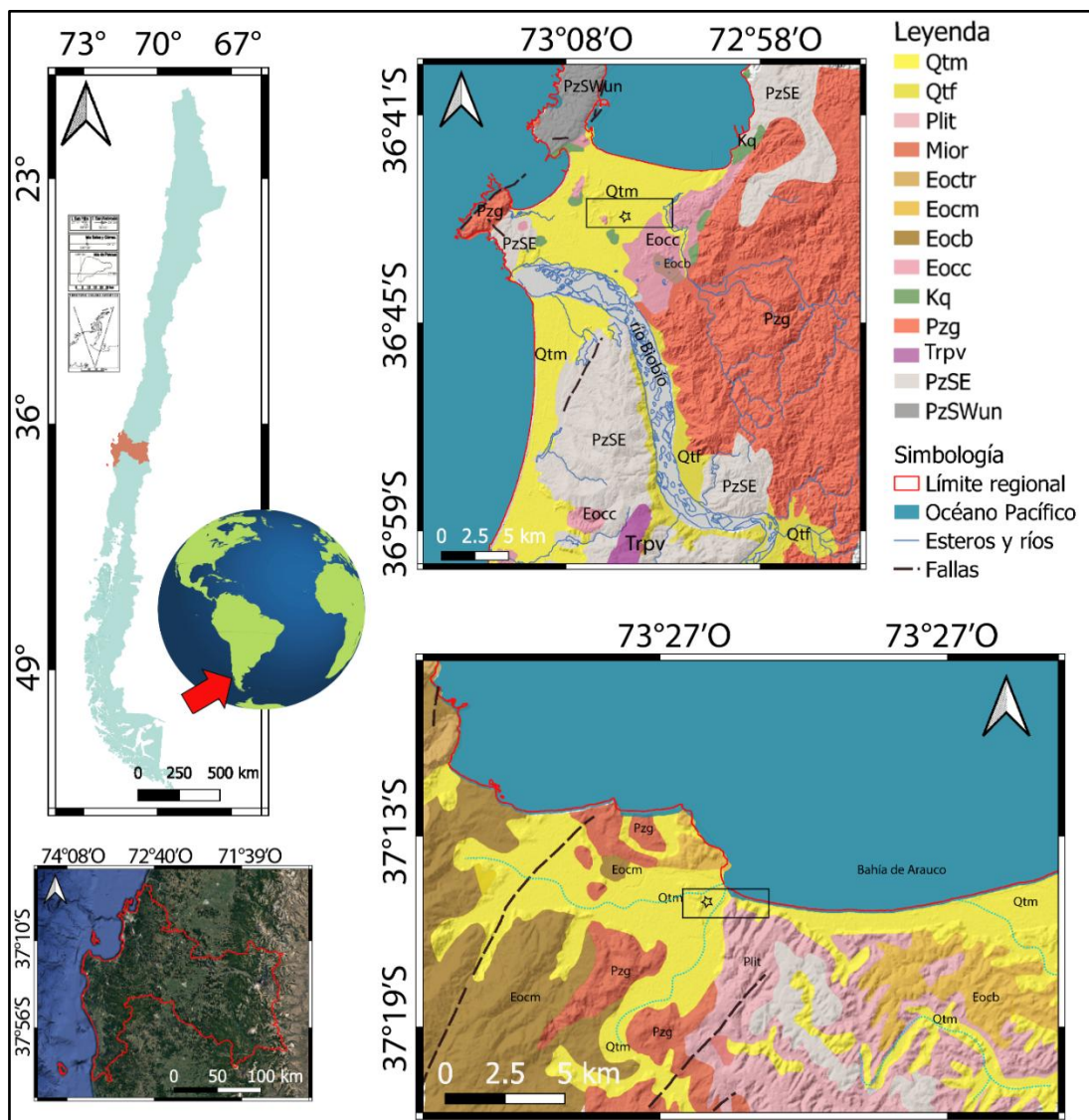


Figura 2.1. Mapa geológico área de estudio. Modificado de Quinzio y otros, 2001. Se agrega Unidad Patagual-El Venado Trpv (Mardonez y otros, 2012).

2.1. Rocas metamórficas

2.1.1. Basamento Metamórfico

Localmente forma parte de la Cordillera de Nahuelbuta, y está constituida por rocas metamórficas de Edad Paleozoico, descrita originalmente por González-Bonorino y Aguirre (1970). En esta descripción caracterizan litologías y asociaciones de minerales. proponen 3 series para el basamento, en función del grado de metamorfismo (condiciones de presiones bajas, bajas a medias y medias a altas).

Aguirre y otros (1972) dividen al basamento en dos series: Serie oriental (de media presión/temperatura) y Serie Occidental (de alta razón presión/temperatura).

-Serie Oriental: Compuesta por metagrauvacas y metapelitas, gneises y migmatitas, deformadas bajo condiciones metamórficas de baja presión y alta temperatura (Gana y Hervé, 1983), producto de metamorfismo regional de contacto por la intrusión del Batolito Costero del Sur (Hervé, 1977). Además, menciona que se destaca por la presencia de 3 zonas mineralógicas originadas por la intrusión: Zona de Biotita, Zona de Andalucita y Zona de Sillimanita (Hervé, 1977). Afloran en el litoral costero del área de estudio, y fue reconocida constituyendo líticos en los Depósitos Litorales y Aluviales Recientes.

-Serie Occidental: Constituida por micaesquistos, metabasitas, metachert y serpentinitas, con predominancia de esquistos verdes y en menor medida esquistos azules, y se encuentran deformados en condiciones de alta presión y baja temperatura (Hervé, 1977).

Las series representan el modelo de cinturón metamórfico pareado de orientación NNE-SSO (Miyashiro, 1961; Gajardo, 1981), y distintos ambientes de antearco (Willner, 2005). Su edad relativa está atribuida a la Era Paleozoico (Kato, 1985; Glodny y otros, 2002, en Burón y otros, 2003).

Cartes (2004) identifica trazas fósiles encontradas en las rocas metamórficas que afloran en Bellavista y Lirquén, permitiendo establecer un ambiente marino profundo para el protolito del Basamento Metamórfico. El cese de la sedimentación del protolito sedimentario del basamento fue

determinada por Hervé y otros (2013) a partir de dataciones radiométricas, resultando en 345 Ma para la Serie Oriental, y 307 Ma para la Serie Occidental. Duhart y otros (2001) determina que hay ingreso de sedimentos al prisma de acreción entre los 388 y 274 Ma, en las cercanías de Valdivia.

Munizaga (1967), mediante análisis geocronológicos por el método Rb-Sr (roca total), da una edad que coincide con la isócrona 342 ± 5 Ma, mientras que por el método K-Ar en muscovita, la edad obtenida corresponda a 245 Ma. González Bonorino y Aguirre (1970) obtienen una edad de 210 Ma, con análisis K-Ar en muscovita. Munizaga y otros (1972 en Hervé, 1988), determinan edades absolutas mediante dataciones radiométricas para el basamento entre los 34°S y 48°S , estimando un rango de edad de 342 y 275 Ma. Hervé y otros (1974 en Hervé, 1988) determinan edades K-Ar en crossita que sugieren que la subducción fue activa durante el Paleozoico superior. Willner (2005) obtiene edades del metamorfismo de alta temperatura (Ar-Ar en muscovitas), entre 301 ± 1 Ma y 296 ± 2 Ma. El metamorfismo de contacto prógrado estaría asociado al emplazamiento del Batolito Costero del Sur, de acuerdo a dataciones de Ar-Ar. La ocurrencia de metamorfismo retrógrado estaría relacionada con la exhumación del Cinturón pareado (Glodny y otros, 2005).

La disposición de estas rocas es infrayacente en inconformidad a todas las secuencias sedimentarias en la cuenca de Concepción y en la cuenca de Arauco (Hervé, 1977). Con respecto al Batolito Costero del Sur y el Plutón Hualpén, están principalmente en contacto por intrusión con el basamento.

2.2. Rocas intrusivas

2.2.1. Batolito Costero del Sur

Esta unidad fue definida por Hervé y otros (1987), como un cuerpo de rocas plutónicas calcoalcalinas con una distribución NNE-SSO, comprendido entre los 32°S y los 38°S , y que tiene una distribución continua solamente en los alrededores de Concepción, particularmente en los faldeos occidentales del dorso de la Cordillera de la Costa (Galli, 1968). Intruye al Basamento Metamórfico, particularmente a la Serie Oriental, formando el metamorfismo de contacto y las aureolas de contacto (Hervé, 1977) y ha sido dividida por Creixell (2001) en 3 subunidades: Granitoides de Nahuelbuta, Tonalitas de Santa Juana y Granitoides de Concepción.

-Granitoides de Nahuelbuta: Subunidad caracterizada por granodioritas de anfíbol y biotita, y tonalitas. Se distribuye a lo largo de las localidades de Curanilahue y Cañete, zona central de la Cordillera de Nahuelbuta.

-Tonalitas de Santa Juana: Subunidad caracterizada por tonalitas y dioritas de anfíbol con texturas faneríticas con granos medios a gruesos y con evidencias de deformación dúctil.

-Granitoides de Concepción: Constituido por rocas intrusivas félsicas, identificadas como Tonalitas, Granodioritas y Granitos. Aflora en el sector urbano de la ciudad de Concepción. Infrayace en inconformidad a las rocas sedimentarias mesozoicas y cenozoicas y se emplaza cortando el Basamento Metamórfico.

Deckart y otros (2014) establecieron mediante dataciones U-Pb, una edad Pensilvaniano (~300-320 Ma) para el Batolito Costero del Sur.

2.2.2. Plutón Hualpén

Las rocas plutónicas de Edad Triásico Superior que afloran en las franjas occidental y oriental de la Cordillera de la Costa entre los 34°S y 37°S. Este Plutón corresponde a monzogranitos ubicados en la desembocadura del río Biobío que se encuentran en inconformidad con el Basamento Metamórfico, formando una aureola de contacto reducida en este (Creixell, 2001).

Este plutón tiene una edad de intrusión de 222 Ma, obtenida de análisis Rb-Sr, formando parte del primer pulso magmático en el Mesozoico temprano (225-220 Ma) (Vásquez y otros, 2011).

2.3. Rocas estratificadas

2.3.1. Unidad Patagual-El Venado

Definida por Mardonez y otros (2013), como una unidad constituida por rocas metasedimentarias, desde metapelitas a metapsamitas, cuyo metamorfismo es de muy bajo grado, con cuarzo de segregación y alteración a arcillas. Afloran en los cerros Andalué, El Venado, camino a El Patagual hasta camino a Las Corrientes.

Sobreyace en inconformidad sobre el Basamento Metamórfico e infrayace a la Formación Santa Juana en discordancia angular y erosiva, descrito por el curso de Geología de Campo II (2018). También se describe el contacto por falla con el Batolito Costero del Sur.

Según Mardonez y otros (2013), el comienzo del funcionamiento de la cuenca Patagual está relacionada con la edad en que los sedimentos de la Serie Occidental se acrecionan en la base de la Serie Oriental, produciendo un alzamiento del Basamento Metamórfico y formación de la cuenca. Definen una edad máxima post-Pérmico Inferior, asociada al comienzo de la acreción basal junto con los últimos pulsos magmáticos. La edad mínima corresponde a pre-Noriano, dada por la relación de contacto con la Formación Santa Juana.

2.3.2. Formación Santa Juana

Unidad definida por Ferraris y Bonilla (1981), localizada en el área del valle inferior del río Biobío. Describas como secuencias sedimentarias constituidas por litologías de ambientes continentales, una intercalación marina y algunas evidencias de ambiente lagunar.

Aflora a ambos costados del río Biobío, en los alrededores de Santa Juana, Quilacoya y Talcamávida (Brüggen, 1950; Muñoz-Cristi, 1953; Tavera, 1960; Cucurella, 1978).

Tavera (1960) subdivide esta formación en 3 miembros:

-Sección Continental Inferior o Miembro Quilacoya: Con 1500 metros de espesor estimado, posee capas de carbón y no posee intercalaciones marinas.

-Sección Marina o Miembro Unihue: Posee un espesor de 2500 a 3000 metros y posee fósiles de *Halobia neumayri* y restos vegetales.

-Sección Límnic Superior o Miembro Talvamávida-Gomero: Con una potencia de 3000-3500 m y con presencia de fósiles indicativos de ambientes de agua dulce (*Estheria* sp. y *Unio* sp.)

Cucurella (1978) redefine el estudio de Tavera, dividiéndola en 4 miembros:

-Miembro I (basal): unidad disconforme sobre granito. Está compuesto por conglomerado de cuarzo y arcosas continentales. Posee un espesor de ~200 m, depositados en un ambiente de llanura aluvial.

-Miembro II: conformado por areniscas conglomerádicas, finas y lutitas. Posee pequeños niveles de carbón y flora fósil. Posee un espesor de ~250 m, depositado en un ambiente pantanoso o ciénaga de baja energía.

-Miembro III: secuencia marina de areniscas gruesas y arcillolitas con fósiles de *Halobia* sp. y *Estheria* sp. Su espesor es de ~400 m, depositado en un ambiente litoral marino.

-Miembro IV (superior): constituido por lutitas negras, carbonosas, areniscas con intercalaciones conglomerádicas y brechas de origen continental. Contiene fósiles vegetales e invertebrados de agua dulce. Su espesor es de ~500 m, depositado en un ambiente de transición deltaico.

Nielsen (2005) identifica 8 facies, describiendo esta formación como un conjunto de depósitos de abanicos aluviales, fluviales, lacustres y en menor medida, con aportes costeros.

Abad y Figueroa (2003) identifican rocas volcánicas En cerro Calquinhue, extendidas en una franja de orientación NO-SE. Éstas corresponden a andesitas ± dacitas y lavas vítreas. Los depósitos volcanoclásticos se constituyen por tobas, lapillitas y brechas volcánicas.

Fuentes (2016) propone una caracterización petrográfica de estas litologías, atribuyendo una concordancia con el miembro continental de esta formación, y proponiendo un nombre para las rocas volcánicas: Miembro Volcánico de la Formación Santa Juana.

Steinmann (1921 en Tavera, 1960), asigna la Edad Triásico Superior a partir de flora fósil característica de la Edad Rético, como *Dicroidium* (*Thinnfeldia odontopteroides*), *Lingüifolium* sp., *Pecopteris* (*Asterotheca* sp.). Tavera (1960) identifica *Taeniopteris* (*Yabeiella*) *marayesiaca*, junto

con moluscos reconocidos como *Halobia neumayri*. Pérez-Barría (2004) reconoce el nautiloídeo *Proclydonautillus mandevillei* (?) y el bivalvo *Triaphorus zealandicus*, definiendo la Edad Noriano Inferior a partir de este último fósil. A partir de la elaboración de biozonas de intervalo, Nielsen (2005) determina una edad Triásico Superior, y Leppe (2005), una Edad Carniano-Noriano.

En el curso de Geología de Campo II (2022), describen abundantes fósiles de plantas (*Asterotheca rigbyana*, *Linguifolium*. cf. *L. ilineanum*, *Linguifolium steinmanii* y *Kurtziana cachautensis*) que permiten definir la edad Triásico Superior para el miembro continental. La presencia del bivalvo *Ryderia* sp. en el miembro marino, permite acotar la edad del miembro marino al Nórico medio-Rético inferior.

Sobreyace en inconformidad al Batolito Costero del Sur (Lépez, 2002), en discordancia planiangular a la Unidad Patagual-El Venado. El límite superior correspondería a una superficie erosiva según Gajardo (1981).

2.3.3. Formación Quiriquina

Formalmente definida por Biró (1982) en la Bahía Las Tablas, Isla Quiriquina, con paratipo en la caleta Cochohgüe. Descrita como secuencias siliciclásticas marinas que incluyen un conglomerado basal, areniscas verdes fosilíferas, areniscas verdosas con abundantes concreciones y escasos fósiles, y a techo areniscas verdosas sin concreciones calcáreas y con escaso contenido faunístico. Si bien aflora principalmente en localidades ubicadas al norte del río Biobío, en la provincia de Arauco se ha reconocido en los sectores de Colico, Curanilahue y Lebu, a partir de sondajes.

Biró (1982) la asocia a un ambiente costero intermareal, se habría desarrollado a partir de una transgresión marina evidenciada en las secuencias basales de la formación (conglomerados y areniscas verdosas fosilíferas). Salazar y otros (2010) documentan fósiles marinos bivalvos, ammonoideos, gastrópodos y vertebrados marinos, que en conjunto con los estudios de palinomorfos realizados por Palma-Heldt y otros (1998), relacionan el ambiente de sedimentación a un contexto marino con un clima subtropical.

La edad de la Formación Quiriquina ha sido determinada a partir del contenido fósil. En primera instancia Biró (1982) la asigna al Campaniano-Maastrichtiano. Luego, Stinnesbeck (1986) la acota al Maastrichtiano y, finalmente, Salazar (2004) la restringe al Maastrichtiano superior.

Se dispone en inconformidad sobre la Serie Oriental y los Granitoides de Concepción, e infrayace concordantemente a la Formación Curanilahue, y en paraconformidad a los depósitos no consolidados (Salazar, 2004).

2.3.4. Formación Pilpilco

Definida formalmente por Muñoz-Cristi (1968), a partir de su definición de “Horizonte Pilpilco”, realizada en 1946. Establecida como unidad sedimentaria constituida principalmente por areniscas verdosas de grano medio a grueso, intercaladas con capas de arcillas. En su base presenta rocas de grano grueso, conglomerádicas con intercalaciones carbonosas (Pineda, 1983). Su localidad tipo se encuentra en el río Pilpilco, posee una potencia máxima de 180 m y se asocia a un ambiente marino litoral producto de una transgresión marina sobre una plataforma peniplanizada (García, 2004).

Muñoz-Ramírez (2008) asigna una Edad Paleoceno a esta formación a partir de los fósiles de *Palaeohypotodus* sp. y *Rhinoptera* sp. Su edad mínima se asocia a la relación de contacto con la Formación Curanilahue, por lo que se infiere un rango de edades Paleoceno (?)–Eoceno Inferior. Grez (1979) menciona que estas unidades sobreyacen concordantes a la Formación Quiriquina, de acuerdo a estudios anteriores realizados en Mina Schwager. Este contacto es uniforme en las algunas localidades representativas en el estudio de Salazar (2004).

2.3.5. Formación Curanilahue

Muñoz-Cristi (1956) define esta unidad en la localidad de Curanilahue, y menciona que se extiende a lo largo de la parte oriental de la meseta de Arauco, caracterizada como una secuencia principalmente continental con contenido lignitífero (Pineda, 1983).

Muñoz-Cristi subdivide esta unidad en 3 miembros: Miembro Lota, Miembro Intercalación y Miembro Colico, y señala que se constituye principalmente por areniscas conglomerádicas a

arcillosas asociadas a mantos de carbón, que se intercalan con secuencias de areniscas verdes fosilíferas.

-Miembro Lota (Continental): Constituido por areniscas, conglomerados matriz soportados y finos, intercalaciones de fangolitas fisibles y presencia de mantos de carbón. Su paleoambiente es parállico, es decir, dominado por un sistema lagunar y pantanoso entre una superficie peniplanizada y una barra arenosa que detiene el avance del mar (Stach y otros, 1975 en Grez, 1979).

Este miembro tiene registros importantes e históricos de la explotación carbonífera, contenidos en 9 mantos de carbón en el Miembro Lota, explotados en minas de Lota y Schwager (Muñoz-Cristi, 1946; Pineda, 1983).

-Miembro Intercalación: Descrito como secuencias marinas transgresivas de areniscas verdes con algunas presencias de fósiles, que se intercalan en ritmicidad con conglomerados mal seleccionados y matriz soportados.

Tavera (1946) menciona que este miembro contiene principalmente fósiles de *Turritella augusta*, *Tellina subfalcata* y *Tellina carbonaria*, asignándole una Edad Eoceno Inferior.

-Miembro Colico (Continental): Secuencia superior de conglomerados, areniscas mal seleccionadas y fangolitas con niveles de carbón, que representan la regresión marina y su paso al ambiente continental. De acuerdo con Grez (1979), contiene hasta 5 mantos de carbón de escasa potencia. Su estudio más completo se obtuvo de un sondaje en la Mina Santa María, al este de la mina Schwager.

La Formación Curanilahue sobreyace en concordancia a las secuencias marinas de la Formación Pilpilco, en contacto concordante pero erosivo sobre la Formación Quiriquina (Chotin, 1969), y en inconformidad sobre el Basamento Metamórfico (Pineda, 1983). Localmente infrayace en concordancia a la Formación Boca Lebu. A partir de estudios palinológicos, Palma-Heldt y Quinzio (2006) proponen un contacto gradacional entre estas formaciones.

Se mencionan los registros fosilíferos florísticos en el Miembro Lota y Miembro Colico, al sur del golfo de Arauco (Muñoz-Cristi, 1968). Estudios micropaleontológicos realizados en los carbones del Miembro Lota, obtenidos de sondajes estiman una Edad de Paleoceno Inferior-Eoceno Inferior (Céspedes, 1977). Martínez-Pardo y otros (1977) estimaron edades de entre 60 y 58,5 Ma para los carbones del Miembro Lota.

Galli (1967) y García (2004) describieron los depósitos sedimentarios del Eoceno a 5 km al norte de Concepción y en Talcahuano, denominándola Formación Cosmito, y Salazar (2004) correlacionándola con la Formación Curanilahue (Arauco).

Frutos y otros (1982) describieron secuencias sedimentarias del Eoceno en otras localidades de la región del Biobío, particularmente desde Concepción hacia el norte, como la Formación Cerro Alto que sobreyace a la Formación Quiriquina en la Isla Quiriquina. Fue considerada un equivalente a la Formación Curanilahue (Salazar, 2004).

2.3.6. Formación Boca Lebu

Definida por Muñoz-Cristi (1956), como una unidad constituida por bancos de fangos que varían su granulometría de limolitas arcillosas, limolitas calcáreas y niveles con concreciones calcáreas planas, con secciones de fangolitas fisibles e intercalaciones arenosas con glauconita (Muñoz-Cristi, 1946). Distribuida en Arauco, su localidad tipo se ubica al sur de la desembocadura del río Lebu en Punta Boca-Lebu, aflorando su sección superior (Pineda, 1983).

Sobreyace concordante a la Formación Curanilahue, engranando lateralmente en la cuenca (Vieytes y otros, 1993 en Moreno, 2004). Infrayace concordante a la Formación Trihueco (Pineda, 1983).

A partir de la asociación fosilífera de *Nassa araucana*, *Tellina carbonaria* var. *complanata*, *Turritella landbecki* y *Mytilos striatus*, se le asignó una edad de Eoceno Inferior (Tavera, 1942; García, 1968).

Esta unidad corresponde a una secuencia transgresiva, que en su sección superior presenta influencias más continentales, indicativas del comienzo de una regresión (Pineda, 1983).

2.3.7. Formación Trihueco

Definida por Muñoz-Cristi (1956) como una secuencia regresiva constituida por areniscas arcillosas de grano fino a grueso, con niveles conglomerádicos. Presenta intercalaciones de algunos niveles marinos, lutitas carbonosas y mantos de carbón (Pineda, 1983). Su localidad tipo se ubica cercana a las minas carboníferas de Trihueco, actualmente inundadas.

Sobreyace a la Formación Boca-Lebu en concordancia e infrayace concordante a la Formación Millongüe (Pineda, 1983). En los alrededores de Lebu, la Formación Ranquil sobreyace a la Formación Trihueco, en contacto erosivo (Pineda, 1983).

Arcos y Elgueta (1993) asigna una Edad Eoceno Inferior y asocia los registros fósiles a un ambiente litoral a nerítico. Posteriormente, se determina la Edad Eoceno Medio a partir del contenido fósil en las intercalaciones marinas: *Turritella landbecki*, *Hercoglossa* cf. *peruviana*, *Pseudoliva retusa*, *Eucrassatella ponderosa*, *Mytilus striatus*, *Leda oxyrrhinchia*, *Leda darwini* y *Macra* sp. (Tavera, 1942 en Pineda, 1983).

2.3.8. Formación Millongue

Descrita como Piso Millongue por Tavera (1942) y Muñoz-Cristi (1946), y formalizada por este último autor como formación en 1956. García (1968) la describe como una secuencia transgresiva constituida por conglomerados, areniscas verdes micáceas de grano fino a grueso y fangolitas con tamaño de grano arcilla, que contienen fósiles marinos (Pineda, 1983). Su localidad tipo es Punta Millongue, en la costa de la provincia de Arauco (García, 1968). Además, menciona que las rocas en Caleta Viel presentan niveles con diques de arena, preliminarmente definidas como parte de la Formación homónima. Posteriormente fueron consideradas como parte del techo de la Formación Millongue.

Su edad preliminar correspondió al Eoceno, a partir de estudios micropaleontológicos (Severin, sf. en García, 1968). Posteriormente, se asigna la Edad Eoceno Medio a Superior por su contenido faunístico de *Turritella landbecki* cf. *peruviana*, *Pinna wenzeli* y *Fusus foncki* (Tavera, 1942 en Pineda, 1983; Martínez, 1968; García, 1968).

La Formación Millongue sobreyace concordante a la Formación Trihueco. Infrayace en contacto discordante erosivo desarrollado sobre una superficie irregular de bloques fallados con la Formación Ranquil (García, 1968). En Punta Millongue, Pineda (1983) describe un contacto por falla con la misma formación. Además, infrayace en discordancia angular y erosiva a la Formación Tubul.

2.3.9. Formación Ranquil

Definida por García (1968), como una secuencia transgresiva constituida por bancos de conglomerado, areniscas y arcillolitas, litologías que contienen fósiles (Pineda, 1983). Adicionalmente, contiene lutitas tobáceas, que contienen niveles fosilíferos. Localidad tipo es caleta Ranquil, ubicada en el borde costero de Arauco.

Inicialmente, se definió que la Formación Ranquil se disponía en discordancia angular sobre todas las unidades eocenas que afloran en Arauco (Muñoz-Cristi, 1956; Pineda, 1983; Padilla, 1990 en Arcos, 1993). Posteriormente, se aclara que esta unidad sobreyace en paraconformidad con las formaciones del Eoceno (Bonilla, comunicación oral, en Inostroza, 2018), e infrayace en discordancia angular a la Formación Tubul.

Su edad ha sido asignada al Mioceno por Tavera (1942), a partir de restos fósiles de moluscos marinos como *Malletia volckmanni*, *Micraster valdivianum*, *Lucina Promaucana* y foraminíferos como *Polistomella* (?) *promaucana*. Adicionalmente, se confirma la edad por estudios de microfósiles (Severín, sf., en García, 1968). Los foraminíferos bentónicos presentes en las capas de la Formación Ranquil indican un ambiente marino profundo, y los foraminíferos plantónicos revelan una Edad Mioceno Superior-Plioceno Inferior (Finger, 2007). En 1968, Martínez acota la edad a Mioceno Medio. Nielsen y otros (2003) acotan la edad al Tortoniano.

2.3.10. Formación Tubul

Descrita por Feruglio (1949) y formalizada por García (1968), como una formación constituída por secuencias de fangolitas con tamaño de grano limo y areniscas, que contienen niveles conchíferos reconocibles en las cercanías de los acantilados de Tubul. Se interpreta como una secuencia marina transgresiva, colindante con la desembocadura del río Tubul, donde constituyen las terrazas

marinas costeras que caen abruptamente al mar (Pineda, 1983). Henríquez (2006) plantea que aflora entre Punta Pichicui y Las Peñas, en el camino que una Las Peñas y Arauco.

Su disposición es subhorizontal, sobreyaciendo en discordancia angular y erosiva a las unidades eocenas y miocenas, y se encuentra sobreyacida por depósitos no consolidados de Edad Holoceno (Arcos, 1993; Henríquez, 2006).

Su edad está acotada al Plioceno Medio a partir de estudios de foraminíferos planctónicos (Martínez-Pardo y otros, 1968). Además, ha sido corroborada con estudios de macrofauna (Tavera, 1942; Biró, 1979) y otros de microfauna contenida en pozos perforados por ENAP. Valdovinos y Nielsen (*inédito*, 2006) mencionan dataciones de isótopos de Sr en conchas de *Zygochlamys patagónica*, con un rango de Edad Calabriano-Gelasiano.

2.4. Depósitos No Consolidados

2.4.1. Depósitos de Arenas Litorales del río Biobío (informal)

Descritas por Molina (2017) a partir de García (1967), como arenas de playa con bajo a nulo grado de consolidación, de composición basáltica, ricos en material piroclástico proveniente de la actividad eruptiva holocena del volcán Antuco (Romero y otros, 2022), distribuidas principalmente por el río Laja, que alimenta al río Biobío y se sedimentan en la cuenca homónima.

Su transporte se debe principalmente a sistemas fluviales que recorren en valle central y adopta la morfología de terrazas que se modelan por acción de la escorrentía superficial.

Unidad definida informalmente por Galli (1967), como sedimentos distribuidos la planicie costera entre el puerto de San Vicente, el río Biobío, el puerto de Talcahuano, el escarpe occidental de la Cordillera de la Costa y la península de Tumbes. Galli (1973) describe los depósitos de playa del área de Concepción, planteando su posible correlación con las arenas de Coronel, a partir de su origen y composiciones.

El sedimento del curso inferior y estuario del río Biobío se compone por detritos de lavas basálticas de los volcanes cordilleranos (Biro, 1979 en Bertrán, 2001). Este agrega que el tipo de sedimento

de este estuario se compone principalmente por arenas, a diferencia de otros estuarios, donde se observan facies texturales mixtas entre arena y fango con abundante materia orgánica (Molina, 2017).

2.4.2. Depósitos de Dunas y Playas/ Depósitos Litorales y Aluviales Recientes (informales)

Definidas por Ferraris y Bonilla (1981) como arenas poco cementadas del Pleistoceno-Holoceno. Sobreyacen a todas las unidades más antiguas. Los depósitos litorales corresponden a los materiales clásticos acumulados por las playas; los depósitos aluviales corresponden a los sedimentados por acción eólica y fluvial sobre las rocas preexistentes, formando las terrazas aluviales y fluviales que atraviesan los acantilados costeros, cortando las líneas de paleocostas formadas por las últimas regresiones marinas. A pesar de lo anterior, no hay consenso del nombre formal de los depósitos, por lo que se integran ambas para el desarrollo de esta Memoria (detallados en los estudios de Galli, 1967; Ferraris y Bonilla, 1981; Gajardo, 1981; Quezada, 1996; Molina, 2017; Erices, 2018).

Existen evidencias de alzamiento tectónico Pleistoceno y Holoceno evidenciado mediante plataformas de abrasión marina emergidas y líneas de paleocostas regresivas paralelas al litoral (Quezada y otros, 2009).

2.5. Marco Tectónico

La Región del Biobío se encuentra en la zona sur de Chile y el área de estudio está ubicado en el borde litoral de esta, caracterizado por su cercanía al margen activo, que presenta una subducción oblicua de la placa de Nazca con respecto a la placa Sudamericana, con una velocidad promedio de 6,6 cm/año (Angermann y otros, 1999; Kendrick y otros, 2003; Ruegg y otros, 2009). Datos geodésicos evidencian que la placa de Nazca es subducida bajo la placa Sudamericana a una velocidad de unos 8 cm/año (DeMets y otros, 1994 en Fustos, 2017).

El borde costero chileno se encuentra fuertemente controlado por la tectónica (Galli, 1967; Quezada, 1996; Melnick y otros, 2003; Melnick y otros, 2005). El tipo de subducción andina se caracteriza por una placa oceánica subductada con un ángulo bajo y con un régimen tectónico principalmente compresivo (Lavenue, 2006). Este ángulo no es continuo a lo largo de toda la costa, ya que, en la zona sur la placa oceánica subducta con un ángulo de 30°.

En la cuenca de Arauco, estructuras son identificadas y descritas a partir de las perforaciones hechas para la exploración y explotación de los mantos de carbón presente en las rocas cenozoicas (ENACAR, 1985 en Jara, 2007).

Diversos autores mencionan que estilo estructural predominante en la costa de la región del Biobío es del tipo extensional, y las fallas transcurrentes sinestrales son ubicadas en la Cordillera de la Costa, con estrecha relación en el modelamiento del valle del río Biobío y en la plataforma continental asociadas al cañón submarino del Biobío (Lépez, 2002; Echtler y otros, 2003; Melnick y otros, 2003; Vargas, 2005).

Durante el Silúrico Devónico se forman secuencias turbidíticas que se intercalan con basaltos almohadillados (Mpodozis y Ramos, 1989). Estos sedimentos formaron un prisma de acreción enmarcado en un contexto interpretado como un margen pasivo, con ausencia de intrusiones (Mpodozis y Ramos, 1989 en Lépez, 2002). De acuerdo con Hervé (2013), la subducción habría tenido su inicio entre los 350 y 330 Ma, en la que los sedimentos en la zona de acreción son sometidos a una fuerte compresión y acoplamiento mecánico, seguido de un enterramiento en la base del prisma, siendo deformadas en condiciones de baja presión/temperatura, correspondiente a la formación de la Serie Oriental, que se extiende entre los 320 a 224 Ma (Willner y otros, 2005; Willner y otros, 2011). La parte frontal del prisma se ve afectada por condiciones de alta presión/temperatura (Serie Occidental), entre los 319 y 292 Ma. La acreción basal tiene dataciones de 300 a 245 Ma, a partir del método Rb/Sr (Glodny y otros, 2008a), dando lugar a acortamiento vertical y al desarrollo de la foliación transposicional subhorizontal penetrativa (Richter y otros, 2007).

La formación del Batolito Costero del Sur sería evidencia de un arco magmático Paleozoico formado en el contexto del amalgamamiento de Euramérica con Gondwana y consecuente formación de Pangea entre los 320 y 300 Ma, caracterizado por la presencia de rocas intrusivas calcoalcalinas de variadas composiciones (Deckart y otros, 2014). Este cuerpo magmático intruye a la Serie Oriental, gatillando su zonación por metamorfismo de contacto, elevando el basamento y exponiéndolo a erosión (Mpodozis y Ramos, 1989).

La Unidad Patagual-El Venado se depositó en una cuenca de retrocuña formada por una subsidencia flexural, la cual permitió la acumulación de sedimentos en el Pérmico superior y Triásico Inferior. Contemporáneo a esto, Charrier propone un margen comprensivo que deformaría la unidad (Mardónez y otros, 2012). El contacto aparentemente discordante entre la Unidad Patagual-El Venado, sugiere que ésta última debió deformarse y erosionarse para constituir parte de los clastos de la Formación Santa Juana (Geología de Campo II, 2018).

En el Pérmico-Triásico ocurre una disminución en la subducción, permitiendo el desarrollo de un régimen tectónico extensional que controla la formación de cuencas de orientación NO-SE (Franzese y Spatelli, 2001; Echtler y otros, 2003; Charrier, 1979 en Leppe y otros, 2006). Esta cuenca de *rift*, está representada en el sur del golfo de Arauco por la Formación Santa Juana (Triásico Superior), una unidad sedimentaria depositada en un contexto continental, lacustre, fluvial y costero en la cuenca NO-SE (Nielsen, 2005). A medida que esta región se extiende, se reactivan fallas paleozoicas gatillando volcanismo, representado en la ribera este del río Biobío (Leppe y otros, 2006). La presencia de carbón antracítico en las sedimentitas de la Formación Santa Juana (González, comunicación oral, 2018), reflejan un bajo grado de metamorfismo asociado con presiones litostáticas de alrededor de 5 km de profundidad, asociado a enterramiento de las rocas formadas posteriormente, asociadas a la epizona (Geología de Campo II, 2018).

Durante el Jurásico Inferior comienza la tectónica del ciclo andino (Franzese y Spalletti, 2001), y en el área de estudio se reconoce *hiatus* depositacional y/o erosivo asociado a la fase Araucana (Frutos y Tobar, 1975). Sin embargo, debido a la presencia de carbón antracítico y grafito en la Formación Santa Juana y Unidad Patagual-El Venado respectivamente, la secuencia completa debió estar a profundidades de 5 km aproximadamente. En este periodo de enterramiento profundo, se genera el primer plegamiento y foliación subhorizontal de la Unidad Patagual-El Venado.

A partir del Cretácico, se produce el primer plegamiento de la Formación Santa Juana y el segundo de la Unidad Patagual-El Venado con orientaciones NE-SO y ENE-OSO, respectivamente. Se genera fallamiento inverso y normal asociado a la actividad de la Falla Patagual-Pileo, donde la orientación de σ_1 es aproximadamente NO-SE. La fase tectónica relacionada a este evento de deformación corresponde a la fase Sub-Hercínica de edad 113 a 105 Ma (Frutos y Tobar, 1975;

Camus, 2003; Margirier y otros, 2017). Posteriormente, se produce un nuevo evento de plegamiento en las rocas señaladas anteriormente: el plegamiento de la Formación Santa Juana y Unidad Patagual-El Venado tiene una orientación NNO-SSE. A su vez, se genera fallamiento normal e inverso asociado a la actividad de la Zona de Falla Biobío, con orientación de σ_1 aproximado NNE-OSO. Este evento se asocia a la fase tectónica Peruana o Sub-Hercínica, ocurrida entre 86,3 a 70,6 Ma (Camus, 2003; Margirier y otros, 2017).

En el Cretácico Superior (Maastrichtiano) se depositan los sedimentos de la Formación Quiriquina, desarrollada en un ambiente de plataforma continental en contexto extensional, caracterizada por la presencia de fallas normales de alto ángulo, con rumbo NNE-SSO (Wenzel, 1972 en Kuhn y otros, 2010), asociado a la erosión tectónica ocurrida en el contacto interplaca debido al escaso aporte de sedimentos.

Durante el Paleoceno este régimen se mantiene, pero lentamente comienza una somerización, acentuando el fallamiento NNE-SSO. Lo anterior implica una transición a ambientes marinos someros caracterizados por la sedimentación de la Formación Pilpilco, que luego son sobreyacidas por las unidades forman parte del Grupo Lebu (Tavera, 1942; Wenzel, 1974), las cuales se formaron en un contexto de tectónica relativamente estable y en concordancia hasta el Eoceno Superior. La unidad basal corresponde a la Formación Curanilahue, particularmente el Miembro Lota, que se caracteriza por representar secuencias continentales que contienen 9 mantos de carbón (Muñoz-Cristi, 1946; Pineda, 1983). En concordancia, se deposita el Miembro Intercalación debido a pulsos transgresivos y regresivos que culminan en la sedimentación del Miembro Colico, de origen continental y que presenta 5 mantos de carbón (Greß, 1979). Estos depósitos son cubiertos por una transgresión marina que avanza hasta la localidad de Arauco-Curanilahue, permitiendo la sedimentación de facies litorales pertenecientes a la Formación Boca Lebu.

Durante el Eoceno Medio, hay un retiro parcial del mar que permite la formación de secuencias continentales costeras y fluviales deltaicas con mantos de carbón, que representan a la Formación Trihueco (Pineda, 1983). Durante el Eoceno Medio-Superior, vuelve a ocurrir episodios transgresivos que culminan en la Formación Millongue.

Durante el Oligoceno no hay registros geológicos, lo que ha sido explicado a partir de la ocurrencia de la Fase Incaica, que conlleva un sollevamiento de la cuenca de Arauco. Esta fase se origina a partir de la fragmentación de la Placa Farellón en las placas Cocos y Nazca, y la caracteriza una tectónica extensional de dirección aproximada NE-SO (Camus, 2003; Rojas-Vera y otros, 2014). Esta extensión genera un alzamiento en la costa, permitiendo una erosión y no deposición de sedimento durante esa época,

En el Mioceno ocurre una apertura de la cuenca por extensión y luego una transgresión marina, permitiendo la formación de unidades marinas como la Formación Ranquil, del Mioceno Superior. Lavenu y Encinas (2005) mencionan la presencia de foraminíferos bentónicos que indican subsidencia de alrededor de 1.500 m. En el Mioceno tardío ocurre basculamiento de todas las unidades previas al Plioceno, asociado a la fase Quechua (Camus, 2003), evidenciado por la discordancia angular entre las unidades del Mioceno y el Plioceno.

La Formación Tubul se forma durante el Plioceno Medio al Pleistoceno (?) a partir de acumulación del sedimento en un contexto marino producto de subsidencia regional. Una fase ocurrida durante el Plio-Pleistoceno habría desarrollado una tectónica extensiva con un sistema de fallas que modelan la cuenca (Pineda, 1983). Las fallas con dirección NNE-SSO afectan mayoritariamente a rocas de la cubierta sedimentaria de edad Cretácico-Terciario, debido a una extensión E-O (Lavenu y Cembrano, 1999).

Desde el Pleistoceno en adelante convergencia del margen continental no ha evidenciado grandes cambios, por lo que se asocia la evolución de la cuenca principalmente a alzamiento-subsidencia producidos por sismotectónica local y, por otro lado, las variaciones del nivel del mar que interactúan con la costa, modelando el relieve y permitiendo la formación de terrazas marinas y una marcada evolución de las líneas de paleocosta. Existen fallas NNE-SSO que afectan mayormente a las rocas cenozoicas, debido a una extensión E-O (Lavenu y Cembrano, 1999).

2.6. Marco Estructural

Los esfuerzos regionales asociados a la tectónica son importantes debido a que modelan las cuencas activamente a lo largo del tiempo geológico, y permiten interpretar la geología regional.

De acuerdo a Quezada (1996), la ciudad de Concepción se ve afectada por un sistema de fallas normales de gran ángulo con dirección principal NNE-SSO, que limitan bloques basculados que provoca la formación de una estructura propuesta como “Fosa Compleja de Concepción”.

Hay estructuras regionales en la segmentación del antearco de la Cordillera de los Andes. En la Figura 2.2, se aprecia que el área de estudio está limitada al norte por el lineamiento asociado a la Zona de Falla Biobío, al Este por la Zona de Falla Liquiñe Ofqui, al sur por la Zona de Falla Lanalhue.

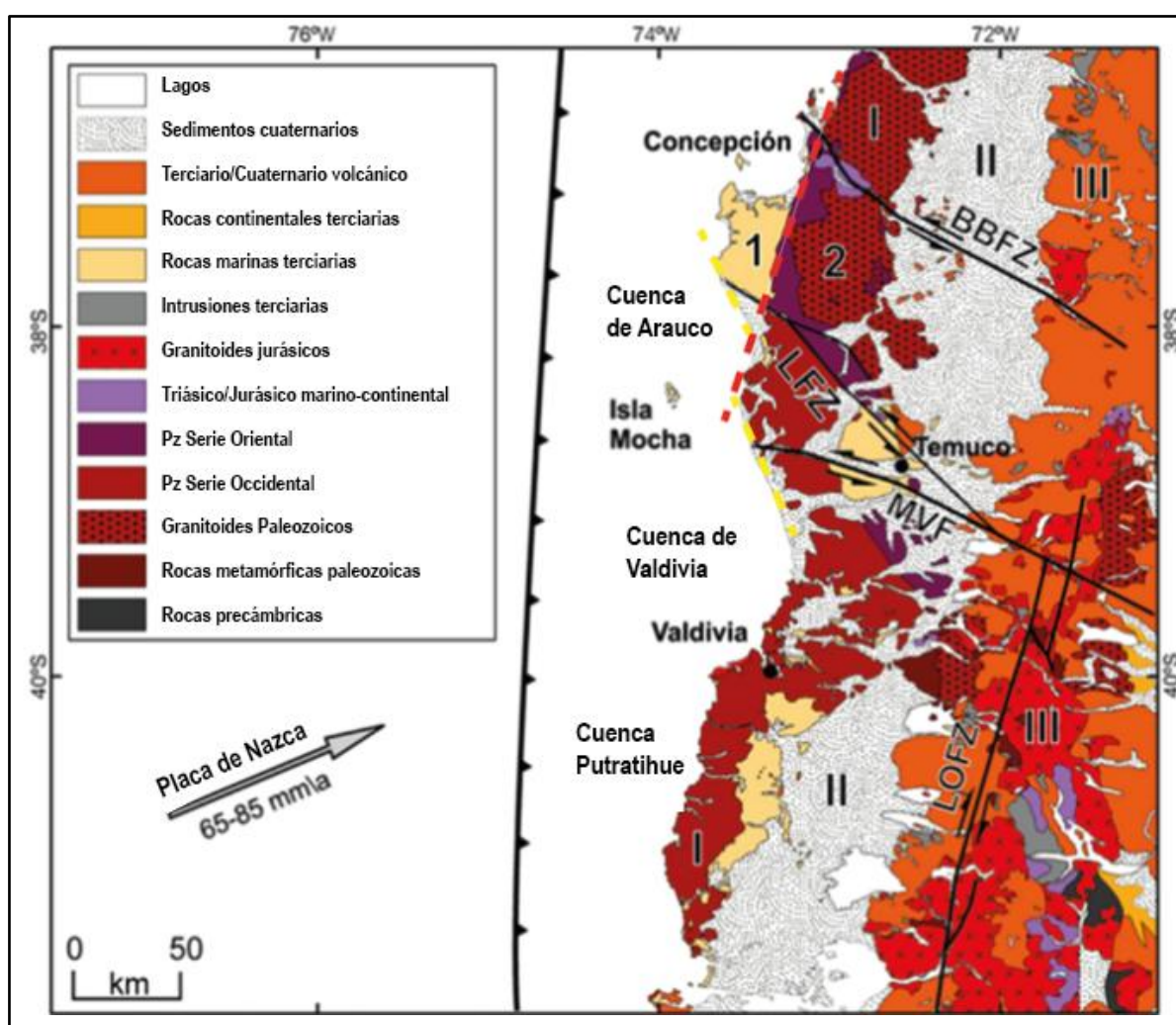


Figura 2.2. Geología y principales rasgos estructurales de la zona centro-sur de Chile (modificado de Rehak y otros, 2008). I: Cordillera de la Costa; II: Depresión intermedia; III: Cordillera Principal. 1: Arauco; 2: Cordillera de Nahuelbuta. BBFZ: Zona de Falla Biobío (inferida); LFZ: Zona de Falla Lanalhue; MVFZ: Zona de Falla Mocha-Villarrica; LOFZ: Zona de Falla Liquiñe-Ofqui. En línea amarilla segmentada GFZ: Zona de Falla Gastre; En línea roja segmentada BBL: Lineamiento Biobío.

Adicionalmente, en la costa se reconoce el lineamiento NS paralelo de la Zona de Falla Liquiñe Ofqui, y el desplazamiento dextral en dirección NO-SE.

La Zona de Falla Biobío (BBFZ) o Lineamiento Biobío se extiende desde la península de Tumbes hasta el valle central. La dirección de sus lineamientos es NO-SE e influyen la dirección principal del cauce del río Biobío (Lépez, 2002; Moreno, 2004). Echtler y otros (2003) menciona que el origen de la BBFZ está relacionado con la etapa extensional del Triásico (momento en que se depositan las rocas de la Formación Santa Juana), y que posteriormente fueron reactivadas. Moreno (2004) la propone como el límite norte del bloque sismotectónico de Arauco (Bloque de Arauco). Un análisis de paleoesfuerzos revela la naturaleza transcurrente sinistral de la falla debido a una contracción antigua E-O (Reuther y otros, 2003).

Lépez (2002) interpreta que, en el Eoceno, la fase Incaica produjo la Falla Biobío NS en un sistema de cizalle simple con desplazamiento transcurrente dextral, mientras que durante la fase Quechua, del Mioceno, una compresión ONO-ESE formó la Falla Patagual-Pileo en un sistema de cizalle convergente de transurrencia dextral.

La Zona de Falla Lanalhue (LFZ) corresponde a una estructura sinistral (Glodny y otros, 2008b; Melnick y otros, 2009), que comienza en el Valle Central, conectada con la Zona de Falla Mocha-Villarrica. De rumbo NO-SE, pone en contacto la Serie Oriental con la Serie Occidental del basamento Metamórfico (Hervé, 1977; Burón y otros, 2003). Canales y otros (2015) señalan que su origen se relaciona con el desgarre de la corteza terrestre a gran escala durante el Pérmico tardío. Melnick y otros (2003) menciona que puede estar relacionada con la actividad reciente de la Zona de Falla Gastre, y a partir de estudios sísmicos, evaluaron anomalías en el Bloque de Arauco, manifestadas por actividad sísmicas de intraplaca, evidenciando una zona de acople desde los 20 km hasta 5-3 km de profundidad.

Zona de Falla Liquiñe Ofqui (LOFZ) es un sistema de fallas de hasta 100 m de ancho, de rumbo NS, paralelo al arco volcánico de los andes del Sur y con una extensión de aproximadamente 1.100 km, desde los 37,5°S a los 47,5°S (Bookhagen y otros, 2006). Estos autores representan la LOFZ como un set de lineamientos NNE-SSO, posiblemente asociados con el volcanismo activo desde

el Plioceno. Hervé (1977) infiere un sentido dextral de cizalle desde el Cenozoico tardío, estableciendo un rol geodinámico en la acomodación del cizalle del margen paralelo, impuesto por la subducción oblicua.

Zona de Falla Mocha-Villarrica (MVFZ) descrita como una falla transpresiva de rumbo NO-SE, con desplazamiento sinistral, que controlaría el alzamiento diferenciado de la plataforma continental (Melnick y otros, 2003), y la Cordillera de Nahuelbuta, alzando los bloques hacia el norte y deprimiendo los bloques del sur (Moreno, 2004). En el sector oriental convergen con la Zona de Falla Gastre y el lineamiento de los volcanes Villarrica, Quetrupillán y Lanín. En el valle central se conecta con la Zona de Falla Lanalhue. De acuerdo a su semejanza con otras estructuras del Paleozoico-Triásico y su extensión intracontinental, se considera un rasgo de dimensiones corticales heredadas del basamento Paleozoico y reactivadas desde el Triásico hasta la actualidad (Melnick y otros, 2003).

3. GEOMORFOLOGÍA

3.1. Geomorfología Regional

La morfología de Chile ha sido caracterizada por Börgel (1983), dividiendo el territorio en 5 agrupaciones regionales a partir de sus rasgos comunes: 1. Región septentrional de las pampas desérticas y cordilleras prealtiplánicas; 2. Región de las planicies litorales y cuencas del sistema montañoso andino-costero; 3. Región central de las cuencas del llano fluvio-glacio-volcánico; 4. Región central lacustre y del llano glacio-volcánico; 5. Región patagónica y polar del inlandsis antártico.

En la región del Biobío, Börgel identifica unidades fisiográficas que modelan el relieve y que se distribuyen de este a oeste: Cordillera de los Andes (Cordillera Principal), Precordillera, Depresión Central (Depresión Intermedia o Valle Central), Cordillera de la Costa (Cordillera de Nahuelbuta, desde el río Biobío al sur) y Planicies Litorales (Planicie Fluviomarina) (Figura 3.1).

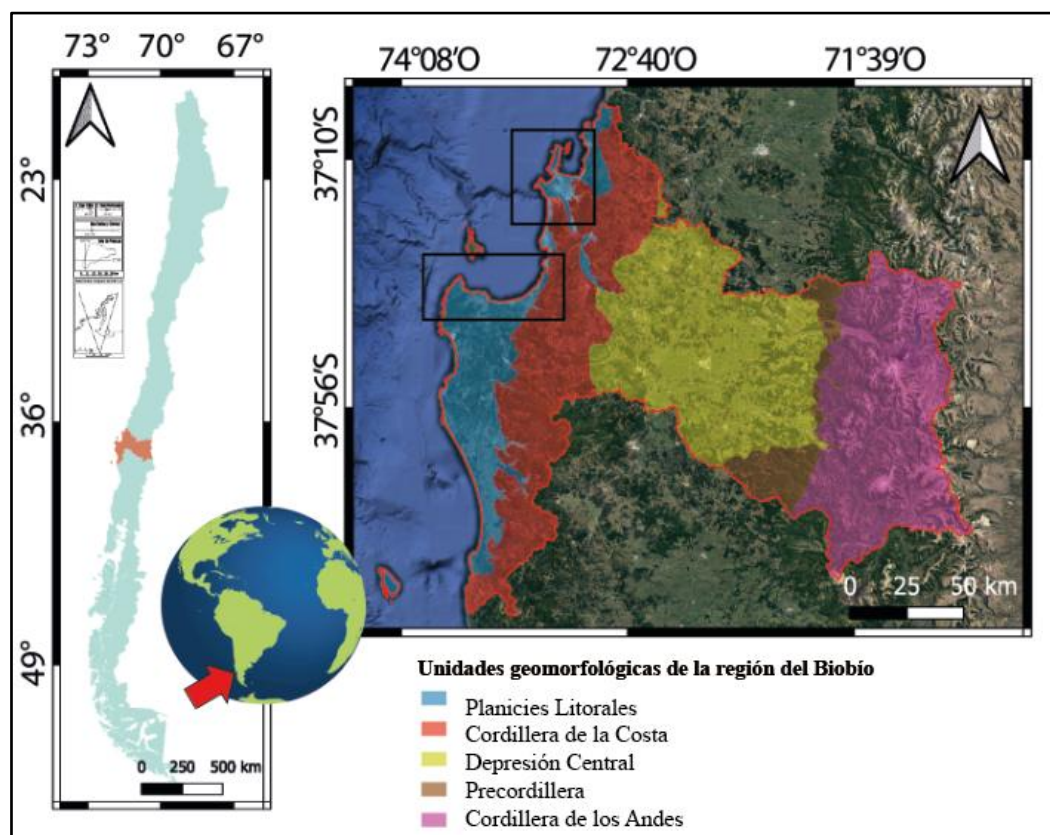


Figura 3.1. Mapa Geomorfológico de la Región del Biobío. Las unidades fisiográficas o macroformas son de este a oeste: Cordillera de los Andes, Precordillera, Valle Central, Cordillera de la Costa y Planicies Litorales (modificado de Börgel, 1983).

Estas unidades tienen una gran disminución de su altura desde la Cordillera de los Andes hasta las Planicies Litorales y líneas de costa actual. Se diferencian tanto por ubicación geográfica, como por dinámica de formación de su estructura. Las siguientes descripciones están enfocadas en la región del Biobío.

Cordillera de los Andes: Corresponde a un orógeno que marca la frontera que limita con Argentina, de longitudes sobre los 8.000 km en orientación NS. Se caracteriza por un alto relieve, con alturas medias de 3.000 a 4.000 m s.n.m. (Instituto Geográfico Nacional Argentino, s/f), que se ven representadas por montes, cerros, mesetas, quebradas y algunos de los edificios volcánicos activos del país, como el volcán Antuco (2.985 m s.n.m.). El cerro Aconcagua tiene la altura máxima (6.962 m s.n.m.). Esta unidad es modelada por incisiones fluviales que modifican los relieves y construyen extensos valles, que en algunos casos pueden formar lagos y lagunas. Las unidades geológicas que forman este cordón montañoso tienen edades que van desde el Mesozoico al Cenozoico. Estas últimas generan cobertura a partir de la actividad volcánica presente.

Precordillera: Zona ubicada al este de la Cordillera de los Andes, de menor altitud (entre 300 y 850 m s.n.m.) y que acumula los sedimentos transportados desde cotas más altas hasta el piedemonte. Puede tener laderas empinadas o suaves, lagos y ríos encajonados, y distintos componentes clásticos transportados por ríos, glaciares o por el viento. Presentan registros de rocas antiguas y recientes, principalmente cubiertos por depósitos sedimentarios.

Depresión Central: Planicie ubicada entre la Precordillera y la Cordillera de la Costa, compuesta por una cobertura de depósitos fluviales, aluviales, coluviales, glaciales y volcánicos arrastrados por acción de diversos agentes, desde la Cordillera de los Andes. En la región, se destaca, entre otros, la incisión de los ríos Biobío, Laja y Carampangue. La Depresión Central tiene una inclinación hacia el poniente, teniendo variaciones entre 400 a 1.000 m s.n.m. En la región del Maule, y al sur del río Biobío presentando lomas poco pronunciadas. Hacia el sur, la altitud disminuye hasta alcanzar los 40 m s.n.m.

Cordillera de la Costa: Es una sucesión de montañas de menor altitud (cumbre más alta, superiores a 3.000 m s.n.m.), con alturas promedio sobre 1.000 m s.n.m. en la Cordillera de

Nahuelbuta, como el cerro Alto Nahuelbuta, cerro Alto de la Cueva y cerro Lanalhue, que se caracteriza por su lomaje moderado, su cercanía con el borde litoral, y que, en la región del Biobío, se forma por la intrusión del Batolito Costero del Sur durante el Paleozoico superior, por lo que los aportes fluviales y aluviales provenientes en esta unidad y que desembocan en el litoral, suelen ser abundantes en intrusivos. Al sur del río Biobío, se le denomina Cordillera de Nahuelbuta, y se extiende por 190 km, siendo una unidad importante para este estudio.

Planicies Litorales: corresponden a zonas planas al oeste de la Cordillera de la Costa, de baja altura y que se forman por el modelamiento del relieve provocado por transgresiones y regresiones marinas, acompañadas de la tectónica activa que gatilla alzamientos y subsidencias. En el área de estudio se identifican tanto zonas de llanuras fluvio-marinas como acantilados costeros, y se identifican unidades geológicas cenozoicas y depósitos cuaternarios.

3.2 Geomorfología Local área Concepción

La ciudad de Concepción fue construida en la llanura litoral, cuyos sedimentos se transportaron a partir de los ríos del sistema Itata-Laja -aunque independientes como drenes fluviales-, que transitan y movilizan las arenas volcánicas oscuras desprendidas desde el sistema Antuco (DGA, 2004). Predominan los sedimentos transportados por el río Biobío, que desemboca hacia el Cañón Submarino del Biobío. En la Figura 3.2. se aprecia un acercamiento del área de Concepción y la desembocadura del río Biobío.

Los sedimentos que rellenan la cuenca corresponden principalmente a arenas negras volcánicas, que han sido transportadas desde el Sistema Volcánico Antuco-Sierra Velluda por acción fluvial desde el río Laja al río Biobío. Estas desembocan en el área mencionada, y se mezclan con sedimentos transportados por acción del oleaje.

La ciudad de Concepción está limitada al norte por la bahía homónima, y al sur, por el ancho curso fluvial del río Biobío. Al sur de este río se desarrolla una costa baja estrecha y arenosa, modelando dunas y cordones litorales que se alargan por más de 25 km hasta Coronel (Mardones y Brito, 1979).

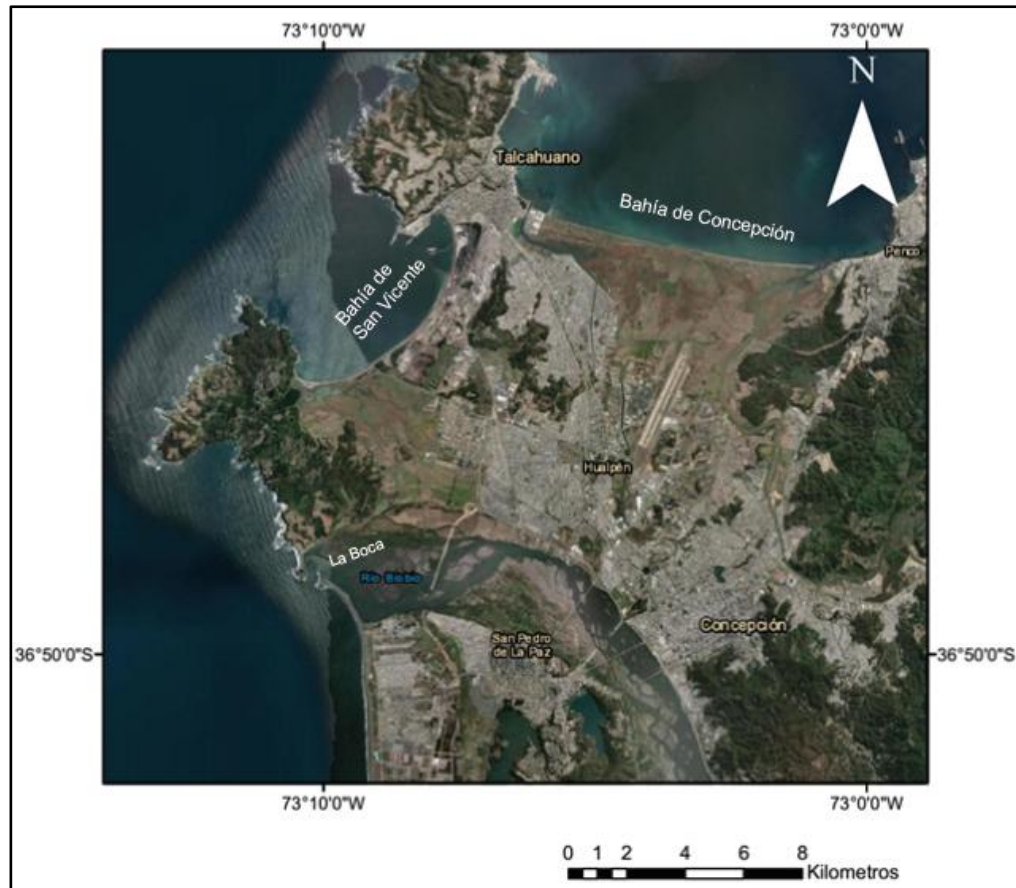


Figura 3.2. Imagen satelital de la desembocadura del río Biobío.

La desembocadura del Biobío, se encuentra sobre una planicie litoral fluviomarina generada por los cambiantes lechos fluviales del cuaternario. La sedimentación fluvial corresponde a arenas negras provenientes de la actividad volcánica del Antuco, que se depositan en las playas al norte del río por deriva litoral. Mientras al sur del río las arenas son blancas por alteración del granito intrusivo costero (DGA, 2004).

Las fallas limitaron bloques levantados de la corteza terrestre que actualmente forman los cerros entre Concepción y Talcahuano, como el cerro La Polvora, San Miguel, Chepe, Amarillo y otros. A su vez, los bloques hundidos formaron cuencas o áreas bajas rellenadas, como las de la ciudad de Concepción, la usina Huachipato, entre otras (Galli, 1968).

La cuenca de Concepción se formó producto del descenso relativo de un bloque limitado por dos fallas locales: Falla Caracol-Lo Pequeño y Falla La Pólvara, activas aún en el presente (Instituto Geográfico Militar de Chile, sf en Galli, 1968). También se debe a variaciones del nivel del mar

durante el último período glacial. Estas variaciones tienen como consecuencia, la producción de sedimento a partir de la erosión de las rocas preexistentes. El ascenso del nivel del mar trasladó la playa Concepción hasta el pie del cerro Caracol y el interior de los valles de los ríos Biobío y Andalién. La carga de sedimentos en estos ríos fue depositada en la zona marina cercana a la desembocadura, en que las aguas marinas contrarrestaron la fuerza del transporte fluvial, formando un delta, actualmente emergido. Debido al alzamiento y erosión de rocas formadas por el volcanismo activo de la cordillera de los Andes y transportados por los ríos Laja y Biobío, en su gran mayoría los sedimentos en la cuenca de Concepción y alrededores tienen composición volcánica.

3.2. Geomorfología Local área Tubul-Raqui

El borde costero del golfo de Arauco, localmente en la desembocadura de los ríos Tubul-Raqui, tiene relieves abruptos como acantilados costeros y terrazas marinas. Es en los relieves de llanuras costeras que evoluciona el humedal Tubul-Raqui.

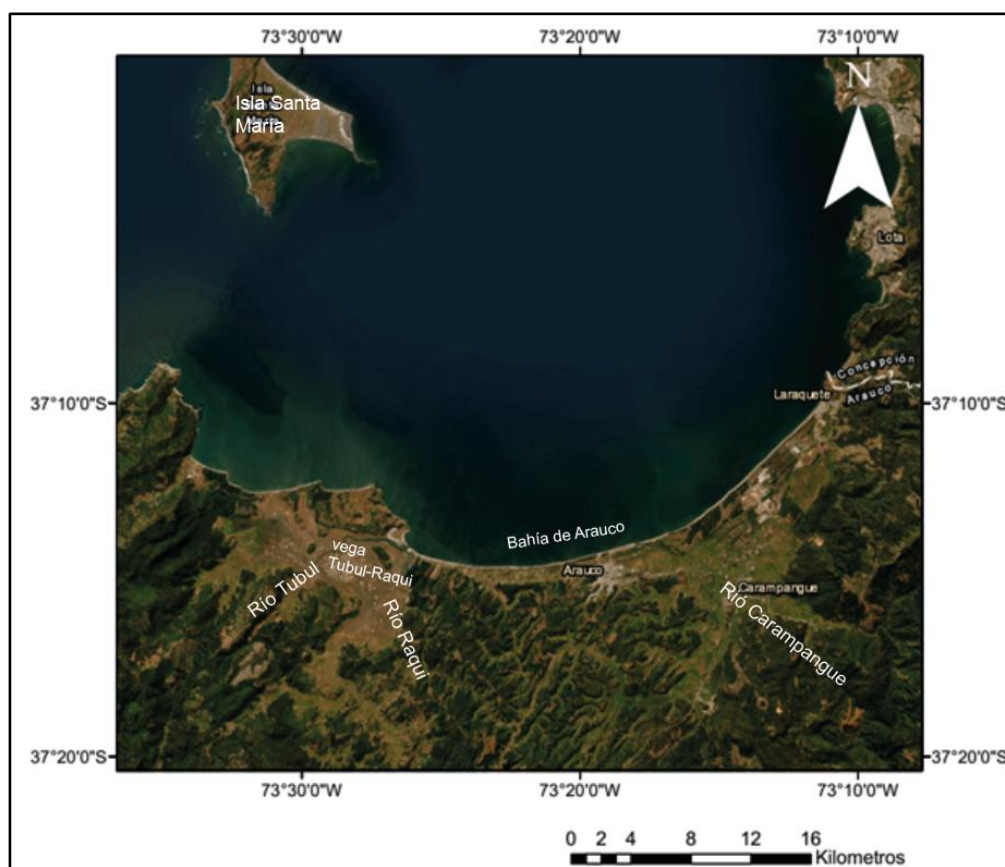


Figura 3.3. Imagen satelital de la desembocadura de los ríos Tubul-Raqui.

En el área de estudio, se identifica la Cordillera de Nahuelbuta, que abarca las zonas de relieves altos, modelados por acción marina y que se representa a partir de las terrazas pleistocenas y los acantilados que demarcan el límite entre el Pleistoceno y el Holoceno.

La Planicie litoral corresponde a las superficies que limitan con la línea de costa actual, donde se reconocen las playas, terrazas fluviales, campos de dunas, llanuras aluviales y humedales actuales.

Localmente, en la desembocadura de los ríos Tubul y Raqui, se diferencian terrazas marinas pleistocenas (Martínez y otros, 2016), de acuerdo a su altura y a su distancia desde la costa, que la primera está alzada hasta 40 m s.n.m., en localidades al interior del continente (Figura 3.4).



Figura 3.4. Acantilado costero activo en el sector Punta Pichicui. Aflora la Formación Tubul en las terrazas sobre el nivel del mar actual.

Al aumentar el nivel del mar en un periodo interglacial, se va labrando una plataforma de abrasión marina y un acantilado costero, mientras que el posterior descenso del nivel del mar deja una superficie subhorizontal emergida entre el acantilado, ahora inactivo, y el litoral. Si el alzamiento tectónico es continuo, quedan preservados distintos niveles de terrazas costeras que quedan por sobre la altura de las transgresiones sucesivas. Martínez y otros (2016).

Hacia el sur, hay otras terrazas marinas que se formaron durante el Pleistoceno, y permiten evidenciar afloramientos de la Formación Tubul, y que presentan cortes abruptos asociados al acantilado marino actual (Figura 3.5).



Figura 3.5. Terrazas al sur de la desembocadura de los ríos Tubul y Raqui. En rojo, la terraza marina formada a partir de la sedimentación de la Formación Tubul.

Hacia el norte de la desembocadura del río Tubul, se pueden apreciar en las zonas de acantilados costeros inactivos, la presencia de facetas triangulares, que se han modelado por erosión del oleaje y por incisiones fluviales y tectónica actual (Figura 3.6).

La playa ubicada en la bahía de Arauco se forma producto de la acumulación de sedimentos provenientes de los ríos Tubul, Raqui y Carampangue, con abundantes arenas blancas, ricas en monominerales de cuarzo, y líticos intrusivos.

Además, se evidencia una gran acumulación de conchillas provenientes de restos faunísticos marinos actuales y de la erosión de las rocas de la Formación Tubul, que contienen restos de bivalvos como *Zygochlamys patagónica* y *Retrotapes exalbidus* (Figura 3.7 y Figura 3.8 respectivamente).



Figura 3.5. Facetas triangulares en el acantilado inactivo en Tubul. Al sur de las facetas, se aprecia el borde litoral que limita con la desembocadura del río Tubul.



Figura 3.7. Playa sector desembocadura ríos Tubul y Raquí. En rojo (izquierda) el acantilado activo. Aflora la Formación Tubul en ambos lados del río Tubul. (Derecha) se señala la el crecimiento de la vegetación sobre la terraza plio-pleistocena.



Figura 3.8. Bivalvos fósiles de la Formación Tubul. Presencia de fósiles del bivalvo extinto *Zygochlamys patagonica* en posición de vida.

4. SEDIMENTOLOGÍA Y MECÁNICA DE SUELOS

4.1. Generalidades

La aplicación de análisis granulométricos y sedimentológicos permiten estimar dinámicas de transporte y origen del material, lo que, sumado a las composiciones de los granos, entrega información acerca de las condiciones de sedimentación y posible ambiente de formación.

Las muestras de sedimentos extraídas de los 2 sondajes estudiados deben ser secadas y tamizadas para su posterior estudio. Se clasifican a partir de la Escala Granulométrica de Udden-Wentworth (Udden, 1914; Wentworth, 1922), la Escala Phi (Krumbein, 1934), las Clasificaciones Texturales (Folk, 1968; Nichols, 1999), y las Composicionales (Folk y otros, 1970). En la Tabla 4.1, se ven las equivalencias texturales de los autores mencionados. A cada muestra se le realiza el análisis de distribución granulométrica y determinación de los parámetros a considerar por el Método Gráfico de Folk y Ward (1957), reconocido por McManus (1988), como el mejor método para interpretar datos no continuos.

Se utiliza el software Gradistat v.8 (Blott y Pye, 2001) para realizar el análisis estadístico de los sedimentos tamizados. Los resultados son los parámetros considerados por el Método Gráfico, la distribución granulométrica por tamiz y la curva de distribución.

-Tamaño medio de los granos, que relaciona escala de tamaños con energía cinética media del medio.

-Grado de selección, que relaciona la amplitud en los rangos de tamaño con las oscilaciones en la energía cinética.

-La asimetría del muestreo, que analiza la posición de la media con respecto a la mediana del muestro.

-La angulosidad o curtosis, que compara la forma de la curva de distribución granulométrica con respecto a una curva gaussiana (Alcántara y otros, 2001).

Tabla 4.1. Escala de tamaños de grano adoptada en Gradistat v.8. Comparada con las escalas de granulometría de Udden (1914), Wentworth (1922), escala phi de Krumbein (1934) y Friedman y Sanders (1978). (Modificada de Blott y Pye, 2001).

Tamaño de grano		Terminología descriptiva			
Phi	mm/ μ m	Udden (1914) y Wentworth (1922)	Friedman y Sanders (1978)	Software Gradistat v.8 (2001)	
-11	2048 mm	Bloque	Rodado muy grande	Muy grande	Bloque
-10	1024		Rodado grande	Grande	
-9	512		Rodado medio	Media	
-8	256		Rodado pequeño		
-7	128		Guijarro grande	Pequeña	
-6	64	Grava	Guijarro pequeño	Muy pequeña	Grava
-5	32		Grava muy gruesa	Muy gruesa	
-4	16		Grava gruesa	Gruesa	
-3	8		Grava media	Media	
-2	4		Grava fina	Fino muy fina	
-1	2	Gránulo	Grava muy fina	Muy fina	Arena
0	1	Arena muy gruesa	Arena muy gruesa	Muy gruesa	
1	500 μ m	Arena gruesa	Arena gruesa	Gruesa	
2	250	Arena media	Arena media	Media	
3	125	Arena fina	Arena fina	Fina	
4	63	Limo	Arena muy fina	Muy fina	Limo (desde 2 μ m)
5	31		Limo muy grueso	Muy grueso	
6	16		Limo grueso	Grueso	
7	8		Limo medio	Medio	
8	4	Arcilla	Limo fino	Fino	
9	2		Limo muy fino	Muy fino	
			Arcilla	Arcilla	

De acuerdo a lo mencionado por Visser (1969), se requiere de un estudio exhaustivo de las características texturales de los depósitos sedimentarios, pero adicionalmente se plantea la importancia de la obtención de información biológica, química, estructural, y sobre el ordenamiento de la secuencia para interpretar de forma precisa los modelos usados para el transporte de sedimento y para determinar los posibles ambientes sedimentarios.

A pesar de que los datos entregan información fundamental para el estudio, no es posible interpretar el ambiente de sedimentación solo con éstos, ya que los parámetros no son únicos y determinantes para cada ambiente, sino que resultan en una herramienta para complementar otros fundamentos como análisis geomorfológico y estratigrafía secuencial. Con base a lo anterior, es que se complementa estos resultados con la geomorfología de las distintas zonas del estudio.

4.2. Sondaje localidad Concepción

4.2.1. Análisis granulométrico

La perforación desarrollada en el área de Concepción centro alcanzó una profundidad de 81 metros, extrayendo un total de 29 muestras representativas. Las muestras tienen distintos grados de saturación de agua y se disponen en inconformidad sobre el Batolito Costero del Sur, de Edad Pensilvaniano (Aguirre y otros, 1972; Hervé y otros, 1987). La descripción se realiza desde la sección más profunda hacia la superficie. Las muestras son agrupadas en secciones.

En la sección 1 (81 a 68 m de profundidad) las muestras son clasificadas como roca intrusiva félsica, específicamente tonalita de biotita (Anexo 2). Éstas presentan grietas con relleno de calcita, probablemente formada a partir de fluidos hidrotermales.

La sección 2 (68 y 45 m), caracterizada se reconoce la misma composición de la roca infrayacente, pero fuertemente afectada por la percolación de fluidos, constituyendo el regolito.

La sección 3 (45 a 34 m) constituye un relleno y se describe como sedimento rico en máficos, mezclado con el regolito proveniente de la alteración y meteorización del granitoide infrayacente. Se categoriza como una muestra “sucía”, por lo que no constituye objetivo de interés para este estudio. En términos geológicos, implica una exhumación prolongada en el tiempo, que permitió su meteorización y erosión.

La sección 4 (34 a 28,27 m) presenta una granulometría de wacka lítica (0 % grava; 82 % arena; 18 % finos) (Anexo 1, muestra MSF-34), sin presencia de fragmentos de conchillas. Sobre los 33 metros, la granulometría corresponde a wacka lítica con escasa grava.

En la sección 5 (28,27 y 21,65 m) la granulometría tiene variaciones de texturas granocrecientes desde wacka a arena fina, con contenido escaso de fragmentos de conchillas de bivalvos.

En la sección 6 (21,65 a 16 m), la granulometría varía desde limo arenoso (0 % grava; 13,6 % arena; 86,4 % finos). Dicha variación gradúa a arena con bajo porcentaje de fino hacia los 16 metros de profundidad.

En la sección 7 (16 a 14 m) la clasificación textural de arena se mantiene, siendo destacable la alta presencia de fragmentos de conchillas de bivalvos y escasos gastrópodos en las muestras de arena fangosa, y en la muestra de arena fina a los 14 m.

Particularmente en la sección 8 (14 a 11 m) desaparecen los fragmentos de conchillas, por lo que las arenas están constituidas solo por granos monominerales y líticos.

Sección 9 (11 y 3 m) tiene un ligero aumento de la grava y escasa presencia de finos (6,0 % grava; 93,2 % arena; 0,8 % finos). La tendencia de la granulometría en la perforación es predominantemente de tamaño arena, siendo los primeros 3 metros de profundidad, principalmente arenas finas con escaso porcentaje de grava (0-0,1 % grava; 94,6-87,7 % arena; 5,4-12,1 % finos).

Sección 10 (3 m hasta la superficie) corresponde al relleno del suelo de Concepción, asociado al suelo orgánico y enriquecido en vegetación y ripio.

Las curvas de frecuencia acumulativa permiten aportar información al estudio sedimentológico de los sondeos realizados, ya que estos corresponden principalmente a material no consolidado. Además, entregan información sobre el tipo de transporte dominante de las muestras y, por consiguiente, de la energía del medio de sedimentación.

En la Figura 4.1, se presenta la curva de granulométrica del sondeo de Concepción, desde los 34 metros de profundidad hacia la superficie, considerando las muestras más representativas de esta. La gráfica presenta en la abscisa al factor denominado *phi* (ϕ), propuesto por Krumbein (1934) para estimar una transformación logarítmica con base dos de las escalas Udden-Wentworth (1922),

representando así los valores milimétricos de los granos; en la ordenada, se considera la frecuencia acumulativa de la muestra.

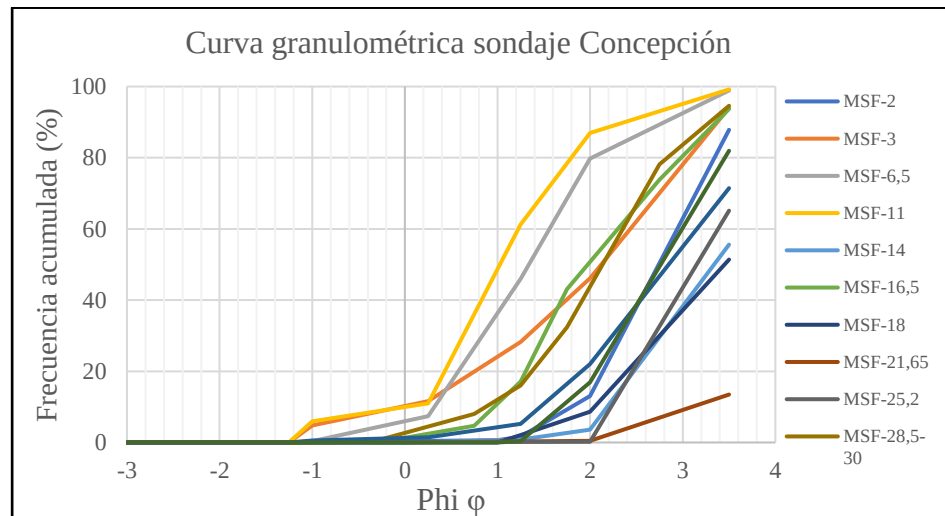


Figura 4.1. Curva granulométrica sondeo Concepción. Muestras representativas de la perforación entre los 2 metros de profundidad y los 34 metros de profundidad. Se aprecia una pendiente positiva en función del ϕ , cuyo valor aumenta en función de la disminución de la granulometría del sedimento.

En el sondeo de Concepción se pueden clasificar las muestras de acuerdo a su granulometría, en que se destaca que sólo en la muestra de los 3 y 11 metros de profundidad, el contenido de gravas supera el 2% de abundancia (Anexo 1). Estos serían los materiales transportados principalmente por tracción.

El mecanismo de transporte principal del material obtenido de la perforación corresponde a saltación, lo que está fundamentado principalmente en que, a lo largo del sondeo los porcentajes de arena (1/16 mm a 2 mm de diámetro) promedian un ~84,6%. Sin embargo, cabe señalar que en depósitos del tipo fluvial no existe una clara distinción entre sedimentos transportados por tracción y saltación. Lo anterior está fundamentado en que dicho ambiente depende tanto de la corriente continua de flujo como del fuerte cambio en la sedimentación que tiene (Visher, 1969).

Por lo tanto, si bien la dinámica de abundancia se mantiene por sobre los 80% de granos tamaño arena, también hay muestras anómalas en que los porcentajes son inferiores al mencionado: a los 18 metros de profundidad (Anexo 1, muestra MSF-18), el porcentaje de arena es de 51,5% y de

finos 48,5%; en la muestra de 21,65 metros de profundidad, los porcentajes de arenas son muy inferiores, alcanzando sólo un 13,6% versus la abundancia de finos de un 86,4%.

En segundo orden de abundancia se clasifican los materiales de grano más fino (limo y arcilla), agrupados para este estudio, con un promedio de ~14,6%. Para este caso, se destacan de igual forma los datos anómalos mencionados anteriormente.

En términos generales se puede establecer que la tendencia de gravas se mantiene bajo ~5%, la presencia de arenas sobre un ~80% y el de finos con una tendencia de ~13%. Esto tiene directa relación con los mecanismos de transporte y del retrabajo de los ambientes sedimentarios relacionados.

Para la cuenca del río Biobío durante el Holoceno se menciona la principal fuente de aporte sedimentario asociado al desarrollo y evolución del río Biobío y a pulsos transgresivos del mar a lo largo de los últimos miles de años, explicados por tectónica y eustatismo.

La presencia de material bioclástico procedente de restos de conchillas de moluscos desde los 14 metros de profundidad, con un *peak* de abundancia a los 15 metros de profundidad y disminuyendo progresivamente a medida que aumenta la profundidad.

Se grafican los porcentajes de grava, arena y fango en el Diagrama de Clasificación Textural de Nichols (1999), obteniendo que las muestras corresponden principalmente a arenas y arenas fangosas (Figura 4.2). Se puede agregar que, si bien predominan los sedimentos de grano fino, hay muestras que tienen sobre un 5% de grava, siendo consideradas ligeramente gravosas (muestras MSF-11 y MSF-3).

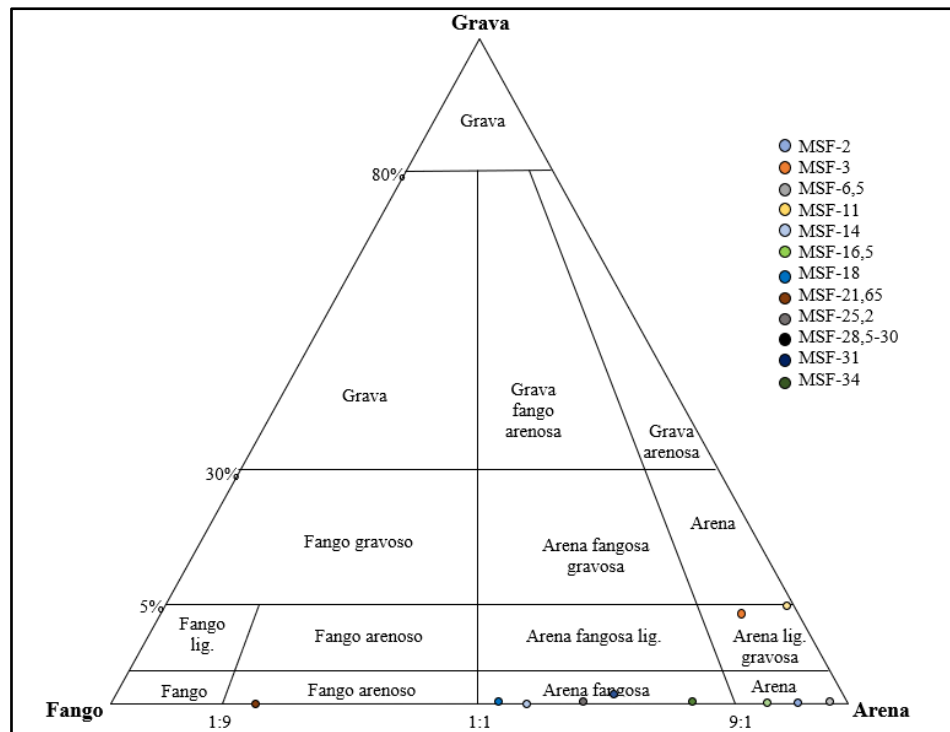


Figura 4.2. Diagrama de clasificación textural de Nichols (1999). Muestras representativas pertenecen al sondaje de Concepción (Elaboración propia).

4.2.2. Método Gráfico de Folk y Ward (1957)

A partir de los parámetros estadísticos de las muestras graficadas se puede determinar algunas de las características texturales de los sedimentos. En este método se utilizan algunos de los percentiles más representativos de la distribución de las muestras. Los parámetros mencionados para el Método gráfico son: media, selección o desviación estándar, asimetría y curtosis.

En la Tabla 1 (Anexo 5), se señala el valor numérico y clasificación asociada a los parámetros mencionados. Se aprecia que algunos parámetros fluctúan de forma cíclica, por ejemplo: en la media los extremos del sondaje son más gruesos que en el punto de 18 a 21 metros de profundidad.

De acuerdo al método utilizado, el límite de clases para la media de las muestras corresponde principalmente a arenas; lo que indica un transporte dominado por saltación, y una distribución relativamente homogénea de los sedimentos a lo largo de la cuenca.

Para la selección fluctúa entre 0,795 y 1,413, interpretándose así una selección moderada a mala. Esto tiene directa relación a la interacción de ambientes sedimentarios, en este caso la interacción

directa de los sedimentos provenientes de los alimentadores del río Biobío (principalmente aportes volcánicos transportados desde Antuco a través del río Laja, que alimenta a este en la localidad de Laja), y las sucesivas transgresiones y regresiones del mar en la zona norte de Concepción (al NE de la bahía de Talcahuano).

Con respecto a la asimetría, posee tanto valores positivos como negativos, interpretándose como una dispersión en las granulometrías de los sedimentos; tal que los valores negativos se asocian a mayor presencia de granos gruesos, siendo la tendencia a presentar valores más positivos, asociados a la presencia de finos. Por último, está la curtosis, cuya tendencia no es clara, debido a la misma dispersión de los datos de las muestras.

A partir de lo mencionado anteriormente se plantean gráficos (Figura 4.3), para evaluar la relación directa entre los parámetros utilizados para evaluar posible ambiente sedimentario, o régimen de flujo de los agentes que transportaron dichos sedimentos.

Para el gráfico que relaciona la media con la selección (Figura 4.3.a), se plantea que los rangos de media con mayor concentración de datos fluctúan entre $2,0 \phi$ y $3,0 \phi$, que corresponde a arenas finas a muy finas, y la selección que fluctúa entre $1,0 \phi$ y $1,4 \phi$, que corresponde a mal seleccionado, pero que para este caso aplica al contenido de finos. En general, la selección puede mejorar en las zonas de desembocadura de los ríos, pero no es determinante. Adicionalmente, predominan muestras bimodales.

El gráfico de la media con la curtosis (Figura 4.3.b), los datos de media concentrados entre arenas finas a muy finas responden a una curtosis muy platicúrtica ($<0,67 \phi$) a mesocúrtica ($0,90$ a $1,11 \phi$). Lo anterior permite explicar que, si bien los materiales predominantes son arenas finas a muy finas, en estas muestras hay una dispersión menor de granos más finos. Cabe señalar que no todas las muestras presentan estas características texturales, ya que muestras como MSF-14, MSF-18 y MSF-21,65, son mal seleccionadas y presentan dispersión mayor, siendo esta última la que presenta mayor % de finos por sobre arenas. Aunque no es concluyente, la granulometría de las muestras permite asociar a un contexto fluvial que transporta materiales finos y medios.

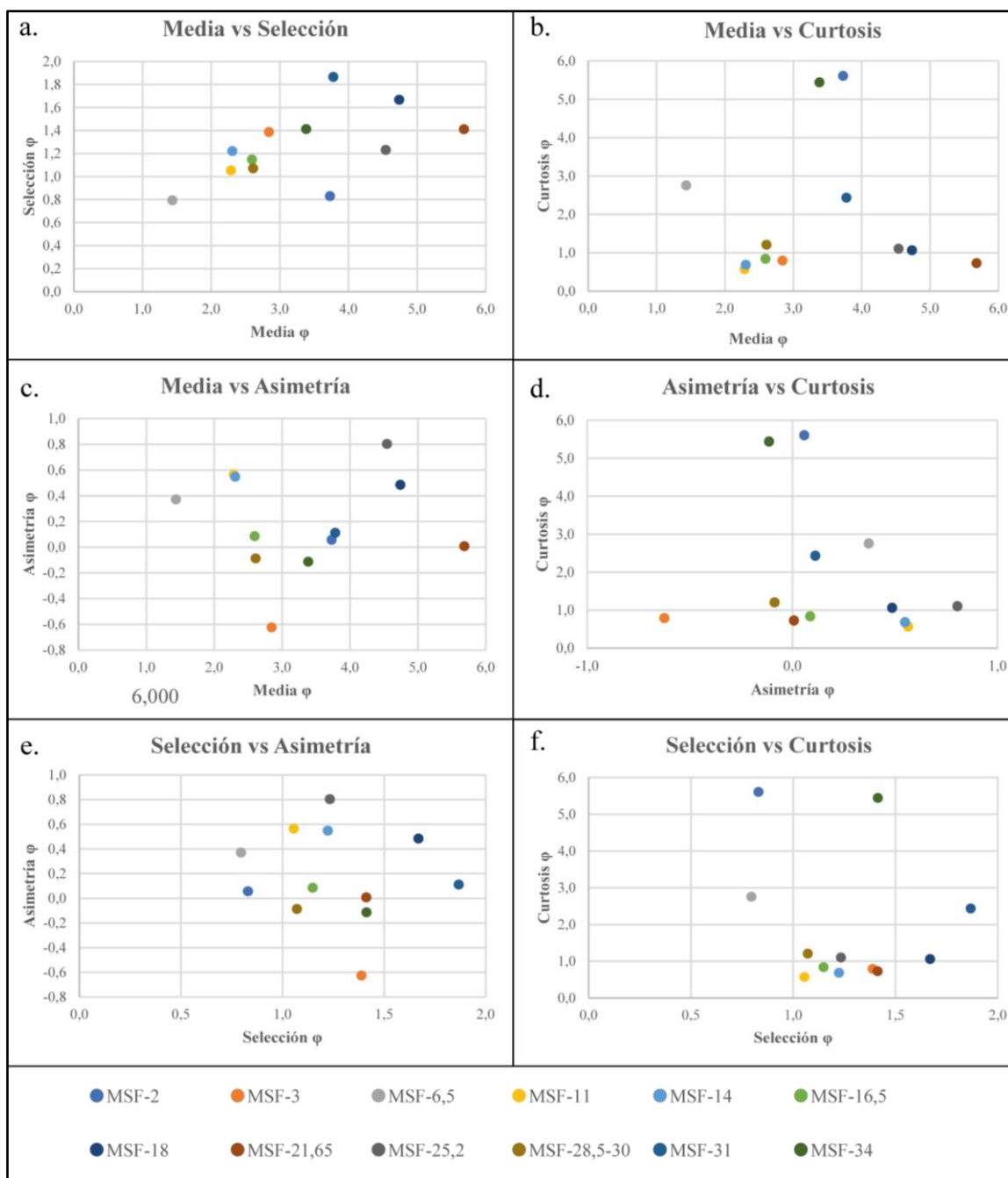


Figura 4.3. Gráficos de parámetros estadísticos de acuerdo al Método Gráfico de Folk y Ward (1957), Sondaje Concepción. a: Gráfico Media vs Selección; b: Media vs Curtosis; c: Media vs Asimetría; d: Asimetría vs Curtosis; e: Selección vs Asimetría; f: Selección vs Curtosis.

Respecto de la media vs simetría (Figura 4.3.c), se aprecia que los datos que presentan mayormente granos tamaño arena media a muy fina no tienen una constante sobre la asimetría, lo que se debe principalmente a que están moderadas a mal seleccionadas. La muestra MSF-3 tiene mala selección y es muy asimétrica, con valores negativos, que indica dispersión de los %. En contraste, la muestra

MSF-21,65 (visualizada al extremo derecho del gráfico), presenta gran simetría, pero su mala selección se debe principalmente al 86,4% de finos presentes (valor de la media 5,682 ϕ).

El gráfico correspondiente a asimetría vs curtosis (Figura 4.3.d), refleja la relación entre la orientación del eje de simetría de la distribución granulométrica de las muestras vs la acentuación que tienen estas con respecto a la frecuencia (curtosis). Se puede apreciar que solo dos muestras presentan una curtosis extremadamente leptocúrtica, es decir, pronunciada frecuencia en las granulometrías cercanas al eje de simetría. Tanto la muestra MSF-2, como la muestra MSF-34, tienen un porcentaje que supera el 10% de finos, y sobre 80% de arenas.

Para selección vs asimetría (Figura 4.3.e), se explica que las muestras bimodales que presentan valores más extremos de simetría son aquellas que tienen peor selección. Aquellas muestras de asimetrías más distales, muestran una moda dominante y otra subordinada, es decir, mayor contraste entre los datos granulométricos. Este es el caso de MSF-25,2, que presenta 34,8% de finos y 65,1% de arenas. De acuerdo a Friedman (1962), estos materiales se concentran principalmente en el campo eólico-fluvial.

Por último, el gráfico de selección y curtosis (Figura 4.3.f). En general las muestras son bimodales, por lo que es de esperarse que la acentuación de la curtosis sea más baja (platicúrtica). La mayor parte de las muestras se encuentran en la sección inferior del gráfico, y en el caso de MSF-11, la selección es moderada y su curtosis muy platicúrtica.

A partir de estudios de Varela y otros (1979), se extrapola un gráfico de distribución de los parámetros de selección y curtosis normalizada, tal que la mayor parte de los datos representados en este se interpretan como provenientes de un contexto fluvial (Figura 4.4).

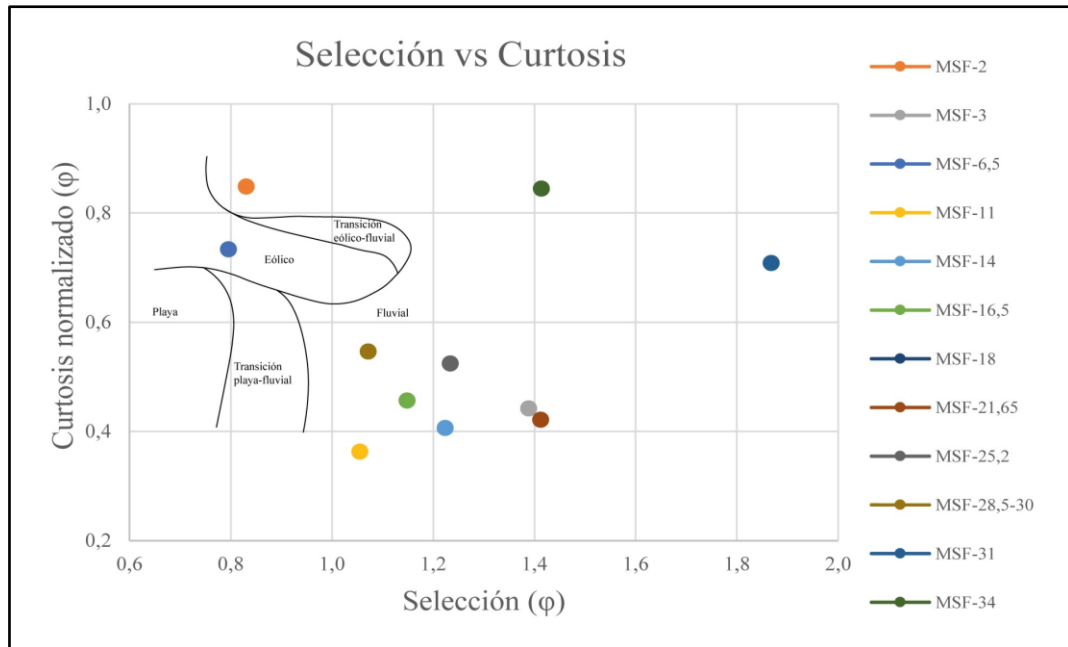


Figura 4.4. Gráfico de relación de parámetros de selección y curtosis normalizada (modificado de Varela y otros, 1979). Muestras representativas pertenecen al sondaje de Concepción y campo predominante corresponde a fluvial.

4.2.3. Función Discriminante Lineal de Sahu (1964)

Este método aporta información de la distribución de los granos según tamaño, refleja la viscosidad del medio y la energía del ambiente de sedimentación. A su vez, discrimina diferentes mecanismos y ambientes sedimentarios, mediante cuatro ecuaciones que permiten discriminar si una muestra se depositó en un ambiente (a) Eólico o de Playa; (b) Playa o en Aguas Marinas poco Profundas (90 m de profundidad); (c) Aguas Marinas poco profundas o en un Ambiente Fluvial; y (d) Fluvial o Turbidítico.

En la Tabla 4.2, se presentan los resultados de los cálculos de cada fórmula asociada a los posibles ambientes de sedimentación, que complementan a los análisis de los parámetros estadísticos propuestos por Folk y Ward (1957).

A partir de los resultados, se consideran los posibles ambientes deposicionales principales: eólico, aguas poco profundas y fluvial. Lo anterior permite inferir una predominancia de aportes fluviales que rellenan la cuenca debido a una crecida del río alimentador, sumado a algunos pulsos transgresivos que aportan sedimento, retrabajo y cambio del régimen de flujo en la cuenca.

Tabla 4.2. Ambiente deposicional según la Función Discriminante Lineal de Sahu (1964). Los datos utilizados corresponden a los parámetros estadísticos de las muestras de la perforación Concepción.

Muestras perforación Concepción	Y1	I1	Y2	I2	Y3	I3	Y4	I4
MSF-2	6,554	Playa	122,119	Aguas poco profundas	-4,980	Aguas poco profundas	33,038	Fluvial
MSF-3	1,148	Playa	162,230	Aguas poco profundas	-12,970	Fluvial	2,816	-
MSF-6,5	4,802	Playa	79,300	Aguas poco profundas	-6,815	Aguas poco profundas	18,391	Fluvial
MSF-11	-3,798	Eólico	120,938	Aguas poco profundas	-11,830	Fluvial	8,913	-
MSF-14	-2,048	Playa	146,451	Aguas poco profundas	-15,094	-	9,582	-
MSF-16,5	-1,994	Playa	131,360	Aguas poco profundas	-11,186	Fluvial	7,427	-
MSF-18	-4,606	Playa	269,291	Aguas poco profundas	-25,373	Fluvial	13,427	Fluvial
MSF-21,65	-10,651	Eólico	222,343	Aguas poco profundas	-15,845	Fluvial	8,803	-
MSF-25,2	-9,322	Eólico	188,990	Aguas poco profundas	-15,904	Fluvial	15,146	Fluvial
MSF-28,5-30	-1,079	Playa	118,387	Aguas poco profundas	-8,821	Fluvial	8,137	-
MSF-31	6,692	Playa	297,765	Aguas poco profundas	-29,884	Fluvial	17,755	Fluvial
MSF-34	12,574	Playa	199,034	Aguas poco profundas	-15,706	Fluvial	31,291	Fluvial

4.2.4. Análisis composicional

La determinación de las composiciones mineralógicas y de las características físicas de los granos de una muestra es fundamental para determinar proveniencia de los sedimentos, origen y transporte que estos han tenido desde la fuente.

De acuerdo al análisis mineralógico y litológico de las muestras de la perforación, es posible utilizar la Clasificación Composicional de Folk y otros (1970), normalizando los porcentajes de líticos, cuarzo y feldespatos (Figura 4.5).

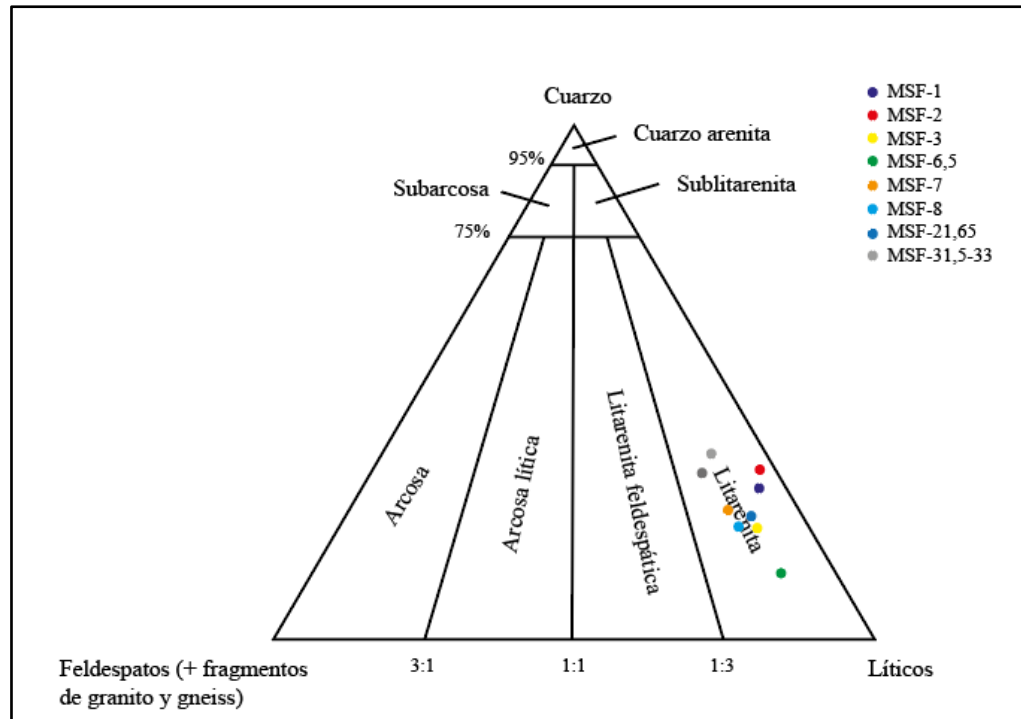


Figura 4.5. Diagrama de clasificación composicional de Folk y otros (1970). Muestras representativas pertenecen a perforación de Concepción.

Las muestras analizadas corresponden principalmente a litarenitas, debido a su alto contenido de líticos volcánicos y máficos (30 a 45%). La tonalidad de estas arenas es grisácea a negruzca, y se presentan moderada a mala selección y superficies subredondeadas a subangulosas. Estos líticos evidencian marcas en su superficie, asociadas a la saltación o golpeteo producto del transporte fluvial. Tienen magnetismo, el cual no se ha obliterado por las condiciones húmedas del medio.

También se reconoce una alta concentración de cuarzo monomineral (en promedio ~22%), de aspecto ahumado, brillo vítreo, con mayor selección y redondeamiento que los otros componentes. A lo largo del río Biobío es posible reconocer restos pumicíticos, pero en el tamizaje no se preservan, probablemente por la alta exposición a la presión del agua debido a la perforación.

Para el caso de las muestras que presentan más del 15% de finos, se utiliza la Clasificación de wackas de Folk (1968), obteniendo los resultados graficados en la Figura 4.6.

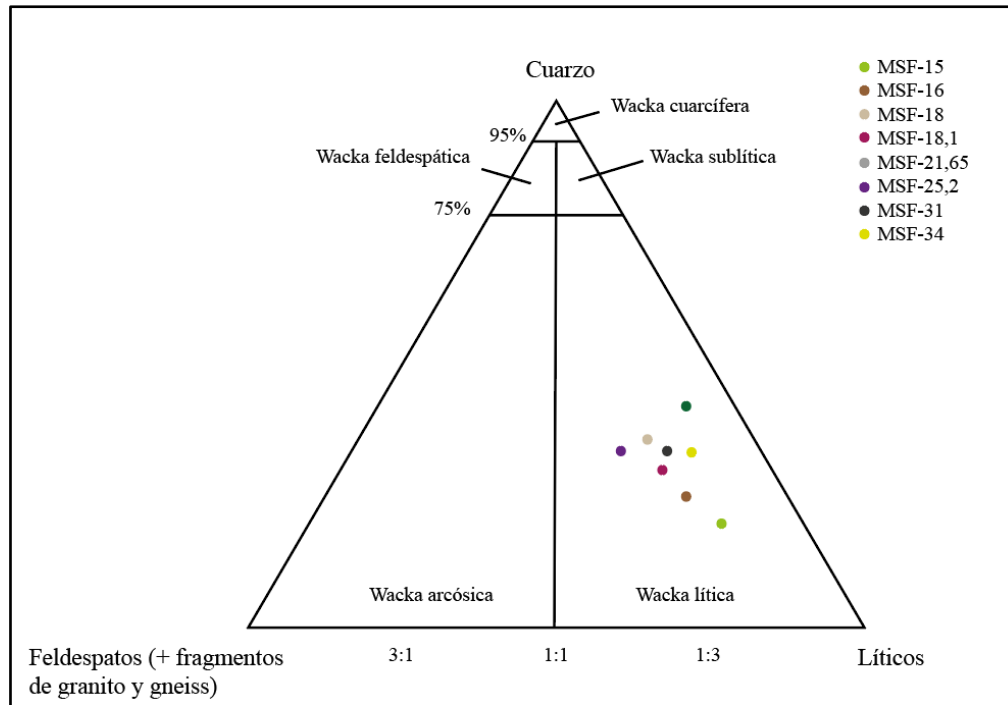


Figura 4.6. Diagrama de clasificación composicional de wackas (Folk, 1968). Muestras representativas pertenecen a perforación de Concepción.

4.2.5. Clasificación de suelos USCS

A partir del estudio realizado en laboratorio se pudo caracterizar los sedimentos del sondaje. Se utiliza el Sistema Unificado de Clasificación de Suelos (USCS), propuesto por Casagrande en 1948, y luego revisado por *Bureau of Reclamation* de EEUU. Fue adoptada por *American Society for Testing and Materials* (ASTM), como método normalizado (Bañón y Beviá, 2000). En función de lo planteado en la Figura a (Anexo 6), se plantea que los nombres de los suelos dependen de la fracción granulométrica dominante, y de alguna propiedad que tenga este al hacer el análisis (como graduación, límites de Atterberg, entre otros).

En la Tabla 4.3 se simplifica la nomenclatura para la clasificación de los suelos a partir del estudio.

El detalle de la descripción se encuentra en anexos (Anexo 3.1, Descripción Sondaje Concepción), y se indica la predominancia de sedimento de características arenosas a wackas, como fue descrito anteriormente.

Tabla 4.3. Nomenclatura simplificada según USCS. Considera granulometría dominante y símbolos por grupos (Manual de carreteras, modificado de Bañón y Beviá, 2000).

Tipo de suelo	Prefijo	Subgrupo	Sufijo
Grava	G	Bien graduado	W
Arena	S	Pobremente graduado	P
Limo	M	Limoso	M
Arcilla	C	Arcilloso	C
Orgánico	O	$W_L < 50$	L
Turba	Pt	$W_L > 50$	H

Tanto las muestras que poseen principalmente arenas, en menor medida gravas y escasos limos se denominan SP, que corresponde a arenas pobremente graduadas, como las muestras entre los 3 y 13 metros de profundidad. Por otro lado, aquellas que poseen arenas con un gran porcentaje de finos se denominan SM, o arenas limosas, como las muestras entre los 14 y 20 metros de profundidad, y aquellas entre los 54 y 64 metros de profundidad, que se encuentran cerca de la superficie meteorizada del intrusivo.

Por último, hay escasas muestras caracterizadas como ML, o Limo con límite líquido menor a 50. Lo anterior indica que corresponden a muestras limosas inorgánicas, ligeramente arenosas, con ligera plasticidad. Para esta clasificación aplican muestras como la muestra a 21,65 metros de profundidad, y las muestras entre los 45 y 50 metros de profundidad.

Respecto de los coeficientes, es necesario analizar los diámetros D10, D30 y D60, tal que sea posible evaluar el grado de curvatura de la granulometría (C_c), y la uniformidad con que se constituye el suelo (C_u). Estos valores se presentan en la Tabla 4.4.

De acuerdo con González de Vallejo y otros (2002), si el C_u es menor a 5, el suelo tiene una granulometría uniforme, lo que se cumple en MSF-3, MSF-7, MSF-12, MSF-16,5 y MSF-21,1. Cuando el C_u tiene valores entre 5 y 20, las muestras son poco uniformes, como es en el caso de MSF-2, MSF-25,2, MSF-31 y MSF-34. Para las muestras con valores sobre 20, los suelos están bien graduados, cumpliéndose para MSF-15, MSF-17 y MSF-21,65, siendo esta última la que presenta mayores concentraciones de finos (aproximadamente 86,4%).

Tabla 4.4. Diámetros de abertura y coeficientes de uniformidad y curvatura para muestras del sondaje de Concepción. D10: Diámetro en que pasa el 10% del material final; D30: diámetro en que pasa el 30% del material final; D60: diámetro en que pasa el 60% del material final; *Cu*: coeficiente de uniformidad; *Cc*: coeficiente de curvatura.

MSF-2		MSF-3		MSF-7		MSF-12	
D10	0,018	D10	0,120	D10	0,209	D10	0,234
D30	0,158	D30	0,205	D30	0,318	D30	0,380
D60	0,218	D60	0,314	D60	0,502	D60	0,641
<i>Cu</i>	12,140	<i>Cu</i>	2,616	<i>Cu</i>	2,402	<i>Cu</i>	2,741
<i>Cc</i>	6,383	<i>Cc</i>	1,114	<i>Cc</i>	0,965	<i>Cc</i>	0,964
MSF-15		MSF-16,5		MSF-17		MSF-21,65	
D10	0,006	D10	0,102	D10	0,004	D10	0,001
D30	0,023	D30	0,175	D30	0,016	D30	0,005
D60	0,146	D60	0,314	D60	0,137	D60	0,071
<i>Cu</i>	22,888	<i>Cu</i>	3,071	<i>Cu</i>	34,581	<i>Cu</i>	84,953
<i>Cc</i>	0,586	<i>Cc</i>	0,952	<i>Cc</i>	0,449	<i>Cc</i>	0,411
MSF-25,2		MSF-21,1		MSF-31		MSF-34	
D10	0,017	D10	0,110	D10	0,017	D10	0,012
D30	0,054	D30	0,191	D30	0,088	D30	0,137
D60	0,168	D60	0,281	D60	0,206	D60	0,214
<i>Cu</i>	10,034	<i>Cu</i>	2,548	<i>Cu</i>	11,980	<i>Cu</i>	18,543
<i>Cc</i>	1,049	<i>Cc</i>	1,169	<i>Cc</i>	2,212	<i>Cc</i>	7,576

Respecto del coeficiente de curvatura, está relacionado con el grado de retención de agua del suelo, por lo que mientras mayor sea el valor del *Cc*, más difícil será expulsar el agua. Las muestras de mayor profundidad poseen valores de *Cc* más altos. Estas muestras se encontraron saturadas en agua y el tratamiento para extraer el agua previo al ensayo de tamizaje fue más prolongado.

La plasticidad es una característica que se evalúa principalmente en suelos finos, y define la consistencia del suelo en función del contenido de agua a través de la determinación de la humedad. Para obtener este dato se deben analizar los límites de Atterberg: Consistencia o retracción, límite plástico (W_P) y límite líquido (W_L). Para este estudio se contemplan los dos últimos. La importancia de obtener estos datos radica en su capacidad de retención de agua y en la predominancia de granulometrías limosas por sobre las arcillosas, y viceversa.

Al evaluar estos factores, es posible caracterizar con mayor detalle la calidad del suelo, siendo importante a la hora de utilizarlos para obras de construcción. Para las muestras del sondaje Concepción se analiza la plasticidad de 3 muestras, presentadas en la Tabla 4.5. En esta es posible analizar que la fracción más fina tiene clasificación de limos a arcillas. Los suelos que presentan alto límite plástico, como la muestra MSF-45, tienden a presentar deformaciones plásticas grandes y son capaces de retener abundante agua.

Tabla 4.5. Límite líquido, límite sólido e índice de plasticidad para muestras representativas del sondaje de Concepción.

MSF-14		MSF-45		MSF-48	
W_L	29%	W_L	55%	W_L	48%
W_P	23%	W_P	31%	W_P	28%
I_P	6%	I_P	24%	I_P	17%
Clasificación	CL-ML	Clasificación	MH	Clasificación	ML

En el caso de las muestras con bajo límite líquido, la plasticidad es baja y, por lo tanto, no presentan grandes deformaciones plásticas, algo predominante en las muestras del sondaje de Concepción. Los valores de W_L e I_P son graficados en la carta de Plasticidad de Casagrande, tal que se representa su clasificación para cada una de las muestras (Figura 4.7).

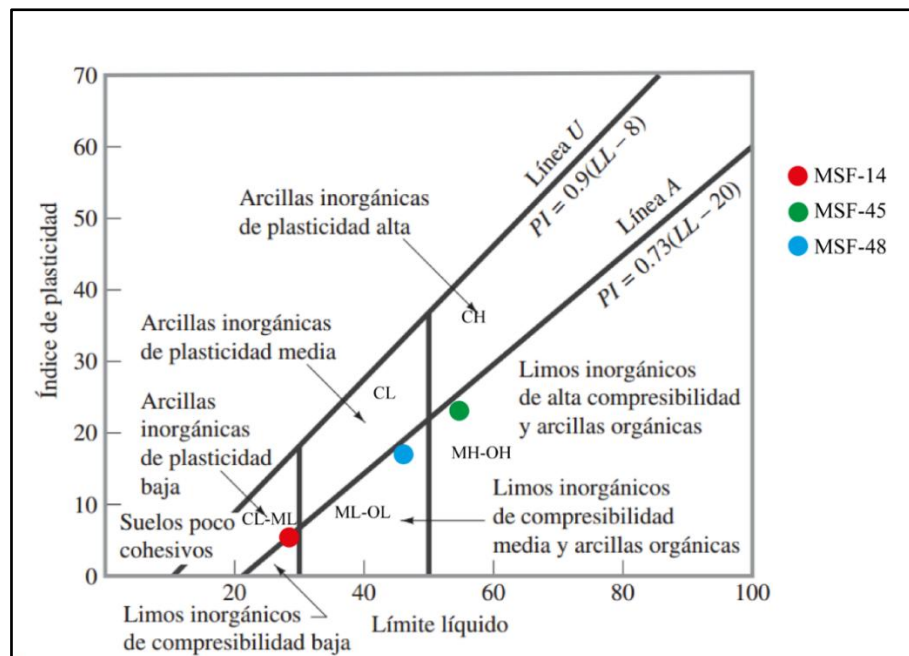


Figura 4.7. Carta de Casagrande. Se grafican los datos obtenidos de muestras del sondaje Concepción.

Lo anterior indica que la Muestra MSF-14 corresponde a un suelo limo-arcilloso inorgánico de compresibilidad baja, con plasticidad baja (CL-ML). La muestra MSF-45 corresponde a una sección limosa inorgánica de compresibilidad alta. Por último, MSF-48 corresponde a una muestra limosa inorgánica de compresibilidad media.

Además, se hizo un ensayo de *RQD* (*Rock Quality Designation*), desarrollado por Deere y otros en 1967, para las muestras rocosas del plutón perforado, que corresponden principalmente a tonalitas de biotita.

Este indicador entrega una estimación cuantitativa de la calidad del macizo rocoso en testigos de sondajes, y corresponde al porcentaje de fragmentos de roca intacta de mayor longitud que 100 mm en el largo complejo del sondaje. Esto se obtiene calculando la longitud de las piezas mayores a 100 mm sobre el total de longitud del testigo analizado, siguiendo la siguiente ecuación:

$$RQD = \sum \frac{\text{Longitud piezas} > 100\text{mm}}{\text{Longitud total testigo}} * 100$$

Este parámetro depende de la orientación del testigo, y su valor es variable. En la Figura 4.8 se muestra la condición en la que se encuentra el testigo al momento de analizarlo.

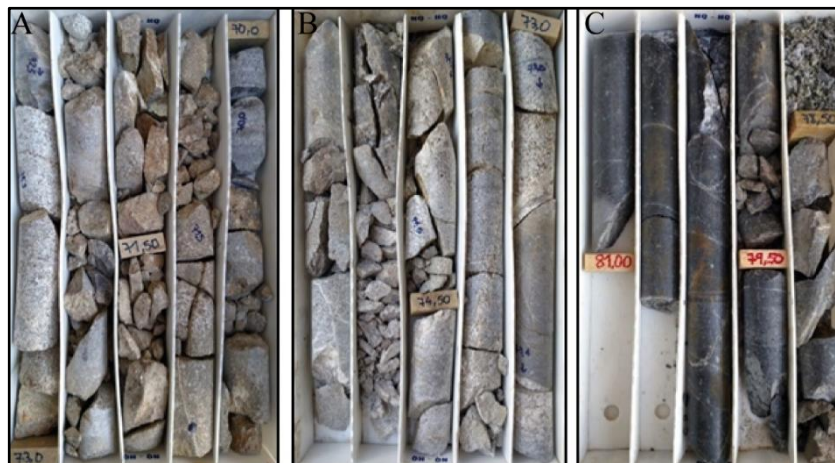


Figura 4.8. Núcleos de roca extraídos de 70 a 81 metros de profundidad, perforación de Concepción. Granitoides de Concepción.

Al analizar las muestras rocosas, se mide la longitud de cada fragmento sin meteorizar y se define el RQD para la sección más profunda alcanzada por la perforación (Tabla 4.6).

Tabla 4.6. Estimación del RQD en función de las muestras, evaluadas cada 2 metros de testigo, perforación Concepción.

Profundidad de la muestra	RQD	Profundidad de la muestra	RQD
69,0-71,0m	10,75	75,0-77,0m	66,0
71,0-73,0m	32,25	77,0-79,0m	32,25
73,0-75,0m	37,5	79,0-81,0m	67,25

De acuerdo a los datos obtenidos, se puede establecer que la calidad de la roca en general, es mala a muy mala, exceptuando los resultados de 75 a 77 metros de profundidad, y por sobre los 79 metros. Lo anterior, permite asociar esta pérdida de la calidad del macizo rocoso debido a diversos factores como la tectónica, el tiempo de exhumación, clima, entre otros.

En el área de estudio se reconocen los depósitos no consolidados asociados al delta Biobío, provenientes de la Cordillera de los Andes y constituidos principalmente por arenas basálticas y limos-arcillas con baja plasticidad. Estos son de la Época Holoceno, por lo que hubo tiempo suficiente para meteorizar, disgregar y alterar la superficie expuesta de los Granitoides de Concepción.

4.2.6. Proveniencia de los sedimentos

A partir de la integración de la descripción del sondaje con la caracterización geológica del área de Concepción, es posible proponer el origen de los sedimentos que rellenan la cuenca.

En primer lugar, se debe identificar el origen de los granos con mayor porcentaje de presencia, que son los líticos volcánicos. Estos fragmentos corresponden principalmente a lavas basálticas y escasos fragmentos de pómez que habrían sido transportados por el río Biobío desde la Cordillera de los Andes, resultantes de la erosión de los depósitos formados por la erupción del volcán Antuco I, calibrado hace 9.700 ± 600 años (MacPhail, 1966 en Moreno y otros, 1986).

Romero y otros (2022), interpretan que el colapso lateral catastrófico del volcán Antuco I ocurrió hace aproximadamente 7.100 años. y que habría generado un depósito de avalancha de escombros volcánicos de gran volumen. Esta avalancha habría comenzado como un deslizamiento traslacional y luego se habría confinado dentro del valle del río Laja. La erupción habría tenido una componente freatomagmática.

Estos materiales han sido transportados hacia el río Biobío principalmente por aportes del río Laja, y se han sedimentado a lo largo del lecho fluvial hasta la desembocadura del río Biobío en el océano Pacífico.

Al entrar en contacto con el litoral, éstas son depositadas a lo largo de la costa, distribuyéndose en una orientación NW-SE, hacia el sur de Concepción, específicamente hacia el golfo de Arauco, hasta las cercanías de playa Blanca.

Por último, hay ciertos niveles transgresivos que quedaron representados por finas capas de arenas más diferenciadas, con restos de moluscos bivalvos y foraminíferos, que representa el ingreso del mar hacia el continente, explicado por eustatismo y tectónica. Martínez (2014) menciona que las costas del Biobío corresponden a un sistema conjugado de bahías abiertas al norte.

4.2.7. Definición e interpretación de litofacies

En la perforación de Concepción, se identifican 6 litofacies, que permiten diferenciar contextos deposicionales continentales costeros y marinos someros (Figura 4.9).

Lg: Limo con alta presencia de líticos graníticos

Definida a partir del nivel sobreyacente al intrusivo meteorizado por exposición a la superficie. Esta litofacies se caracteriza por la presencia de limos bien seleccionados, con laminación fina y coloración grisácea. Presenta alta saturación en agua y algunos granos de tamaño arena. Si bien es difícil identificar la composición, es posible determinar la alta presencia de micas y restos disgregados del granitoide basal. Estos fragmentos líticos son angulosos, presentan una meteorización de la fracción feldespática, y presencia de arcillas blanquecinas y anaranjadas, producto de su interacción con fluidos. Algunas plagioclasas están alteradas a clorita, por lo que se

puede aseverar la interacción de fluidos superficiales y profundos con las fracturas del granitoide, que facilitan la filtración de estos. Se interpreta como una llanura de inundación, asociada principalmente al aporte fluvial fino a la cuenca.

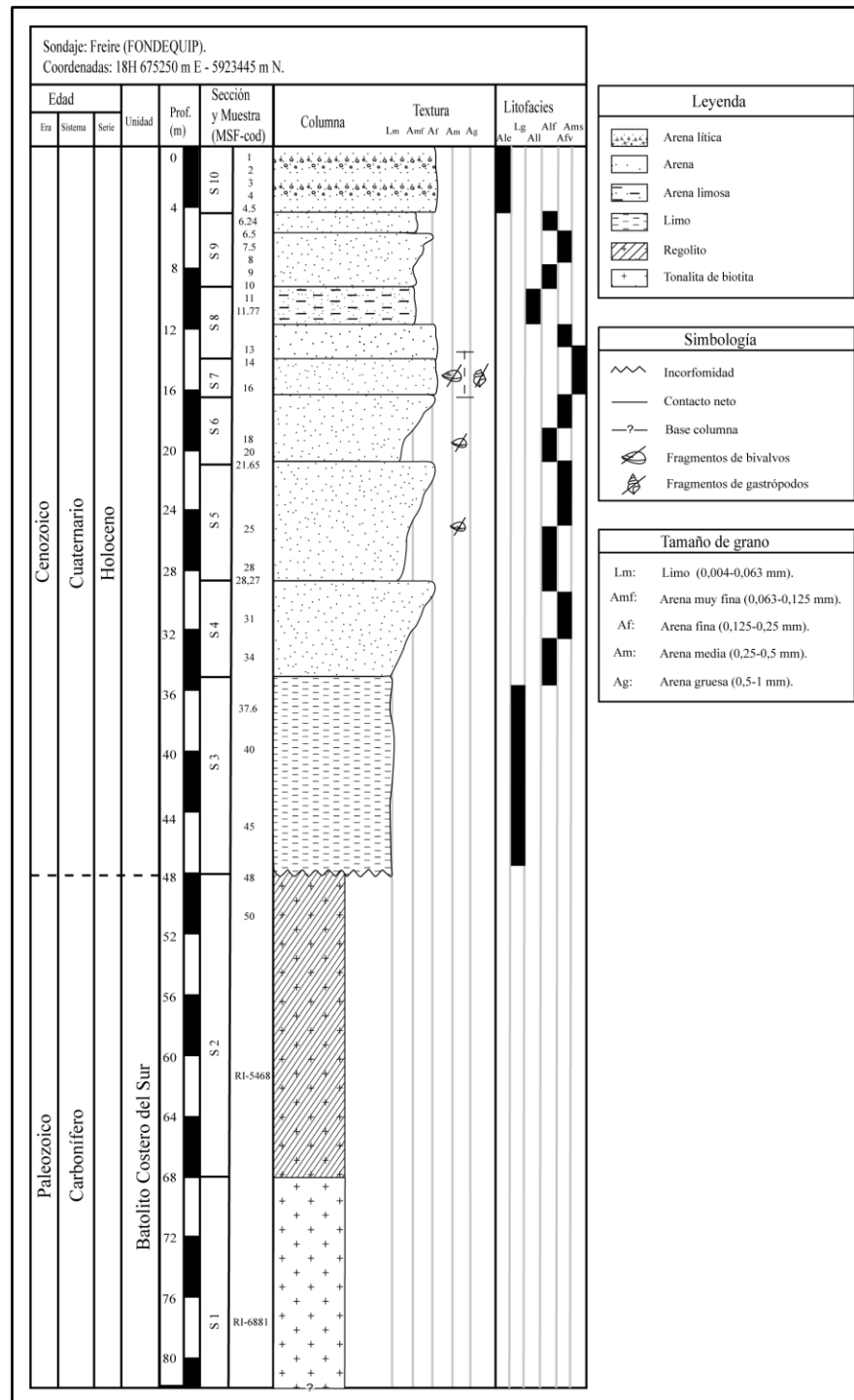


Figura 4.9. Facies en columna estratigráfica del sondaje de Concepción.

Alf: Arena fangosa con presencia de líticos polimícticos

Definida como un nivel no consolidado de arena fangosa, pobremente seleccionada, con predominancia de arena por sobre fango y grava (esta última escasa), con alto porcentaje de líticos volcánicos y graníticos, y monominerales de cuarzo, máficos, feldespatos y micas. Los líticos volcánicos presentan estriaciones en “v”, correspondiente a la saltación provocada durante el transporte fluvial. Los componentes graníticos están fracturados, presentan meteorización producto de su exposición a agentes exógenos asociados al aire y agua. Los granos son angulosos a subredondeados y ligeramente subdiscoidales.

Afv: Arena fina con alta presencia de líticos volcánicos

Clasificada como arenas finas ligeramente fangosas, bien seleccionadas, con bajo porcentaje de líticos graníticos y alto porcentaje de líticos volcánicos, monominerales de cuarzo, feldespatos, máficos indiferenciados y micas. Los líticos volcánicos presentan mala selección y estriaciones en “v”, y los líticos graníticos están fuertemente meteorizados. Granos monominerales de cuarzo, redondeados e incoloros; máficos con tonalidades rojizas a negruzcas, con evidencias de meteorización; y muscovitas y biotitas, de menor dimensión y laminares. Esta litofacies corresponde a un contexto fluvial de alta energía, asociado a un aumento del caudal del río Biobío, que se da en relación con la estacionalidad y los deshielos.

Ams: Arena fina con contenido de moluscos marinos

Corresponde a una arena fangosa de tonalidades grisáceas verdosas, con una marcada presencia de monominerales de cuarzo y micas. Se identifica una disminución en los líticos volcánicos, que están presentes en la porción fangosa y arena muy fina, tal que se reconoce mayormente por el magnetismo. Se aprecia una alta concentración de fragmentos angulosos y mal seleccionados de moluscos bivalvos del Orden Veneroida, y de gastrópodos indeterminados, tal que corresponden a un ambiente marino somero. Adicionalmente, se reconocen foraminíferos de la especie *Nonionella auris*, típico de aguas templadas, asociado a transgresiones del Holoceno medio.

All: Arenas gravosas ligeramente fangosas

Las arenas de esta litofacies presentan gravilla muy fina, mal seleccionada y polimíctica, cuya predominancia corresponde mayormente a líticos volcánicos, y en menor medida granos de cuarzo,

micas y máficos. La matriz de estas arenas corresponde a un bajo porcentaje de fango, constituido por máficos y cuarzo, de menor tamaño, subdiscoidales, pero angulosos. Esta litofacies puede representar un aumento del aporte fluvial, asociado a su cercanía a una desembocadura antigua.

Ale: Arena fina con fuerte concentración de líticos polimícticos

Esta litofacies se caracteriza por la presencia de arenas finas con variable % de grava y fango, constituido principalmente por líticos volcánicos marrones a negruzcos, de granulometría variable y con fuerte magnetismo. A su vez, otros componentes como micas y cuarzo presentan mala selección y de forma angulosa. La matriz de esta litofacies es arcillosa, con alta plasticidad y humedad, asociado a su cercanía con la superficie. En general, hay una pequeña laminación de este nivel, por lo que se reconocen agentes eólicos interactuando con los aportes fluviales provenientes del río Biobío.

De acuerdo a las litofacies y a la presencia de bioclastos en ciertos niveles, se puede interpretar la evolución geológica del área de perforación. Se establece la sucesión de eventos que inicia con la intrusión de los Granitoides de Concepción, seguido por un episodio de exhumación que permitió la meteorización de al menos 20 metros de este cuerpo magmático. La edad del intrusivo es Pensilvaniense (Deckart y otros, 2014), y si bien no se reconocen unidades litológicas posteriores a la intrusión, a partir de estudios realizados en la periferia de Concepción se definen unidades maastrichtianas como la Formación Quiriquina, y unidades paleógenas y neógenas que sobreyacen en discordancia angular y erosiva.

En el área de estudio se reconocen depósitos no consolidados provenientes de aportes fluvio-glaciales asociados al río Biobío, denominada como Depósitos de Arenas litorales del río Biobío, que sobreyacen en inconformidad a los Granitoides de Concepción. En esta unidad predominan los materiales de origen volcánico y se pueden distinguir distintas litofacies a partir de la textura, color, estructuras sedimentarias, contenido orgánico y composición.

En la base del depósito, hay limos bien seleccionados, correspondiente a la litofacies Lg: Limo con alta presencia de líticos graníticos. Esta litofacies representa un primer aporte fluvial, pero predomina el contexto eólico y la alta saturación del agua superficial y subterránea, que modifica

la mineralogía y estructuras sedimentarias de la capa. Sobre los limos, se repite una secuencia de 2 facies, asociadas al depósito de sedimentos aportados por el río Biobío a la cuenca. Se deposita la litofacies Alf: Arena fangosa con presencia de líticos polimícticos, que representa un aumento en el régimen de energía asociado a la textura de los granos, así como su laminación y estriaciones. Sobre esta, se deposita Afv: Arena fina con alta presencia de líticos volcánicos, que no solo tiene una variación en el tamaño del grano, sino que las composiciones varían a predominancia de líticos volcánicos. Estas litofacies se repiten al menos 3 veces.

La variación más notable de la perforación se da con la deposición de la litofacies Ams: Arena fina con contenido de moluscos marinos, ya que hay una variación textural de los granos, con aporte del basamento por acción del oleaje, y presencia de moluscos bivalvos y gastrópodos que sólo pueden existir en la costa. Estos organismos tienen conchillas blanquecinas constituidas mayormente por carbonato de calcio, y están situadas en mayor concentración entre los 14 y 16 metros de profundidad. Sobre este nivel es posible evidenciar la repetición de las litofacies All: Arenas gravosas ligeramente fangosas, que representan un retorno al ambiente de sedimentación fluvial, particularmente asociado a cambios en el régimen de flujo, permitiendo el desarrollo de una llanura de inundación, con sedimentos con alto % de finos y laminaciones finas. Sobre esta, se repiten Alf y Afv, representando un aumento en la energía.

Hacia la superficie, es posible ver que hay una variación en las granulometrías, tal que cerca de la superficie se deposita una litofacies principalmente eólica, denominada Ale: Arena fina con fuerte concentración de líticos polimícticos. Esta última se puede asociar a una migración del cauce del río Biobío hacia el sur, hacia la posición actual. Al ocurrir lo anterior, los agentes eólicos son los principales modeladores de los depósitos superficiales.

4.3. Sondaje localidad desembocadura río Tubul

4.3.1. Análisis granulométrico

La perforación desarrollada en la desembocadura de los ríos Tubul y Raqui está constituido por un testigo de 7,12 metros de profundidad, y se caracterizaron un total de 7 muestras a lo largo de este. El total de las muestras están saturadas en agua y presentan abundantes fragmentos de conchillas de animales marinos. La tendencia de la granulometría en la perforación es decreciente a medida

que aumenta la profundidad, predominando la arena, y variando principalmente el contenido de finos en las muestras. La muestra se describe desde la profundidad hacia la superficie. El detalle del análisis y la columna estratigráfica correspondiente se encuentra en anexos (Anexo 3.2, Figura A.1.2).

En la muestra TRM-6 (Anexo 1), la clasificación textural corresponde a fango arenoso, debido a que los porcentajes de finos son de 76,3% y arena corresponde al 22,2%. Importante es mencionar que se reconocen fragmentos de conchillas y exoesqueletos de organismos bivalvos y crustáceos balánidos, y que los diámetros superan los 2 centímetros.

Sobre los 5,6 metros de profundidad, la clasificación de la muestra TRM-5 corresponde a arena fangosa ligeramente gravosa, debido a los bioclastos que presentan alta fragmentación y a su vez, un diámetro de hasta 1,7 cm.

En la muestra TRM-4 (Anexo 1), hay un ligero cambio en los porcentajes granulométricos, aumentando el limo hasta un 27,1%, y disminuyendo la fracción arenosa a un 72,3%. Es importante mencionar que la fracción bioclástica tienen tamaños de grava, superando el diámetro de 1,5 cm.

Los bioclastos predominantes son conchillas de bivalvos, fragmentados y de bordes relativamente erosionados. En la muestra TRM-3 (Anexo 1), el porcentaje de limo disminuye hasta el 20,5%, constituyendo una muestra de arena fangosa. La fracción bioclástica comienza su diversificación en distintas especies correspondientes a bivalvos, gastrópodos y crustáceos balánidos (Anexo 1). Respecto de la arena presente en un 66,1%, corresponde principalmente a minerales de cuarzo, feldespatos y en mínimo porcentaje, carbón.

Sobre los 2 metros de profundidad, la arena alcanza un porcentaje de 77,9%, destacándose la presencia de monominerales por sobre líticos y bioclastos (Anexo 1, muestra TRM-2).

De forma gradual, a medida que disminuye la profundidad va aumentando el contenido arcilloso y a su vez, disminuye el contenido limoso y arenoso, siendo este último el predominante a lo largo del sondeo. El material de mayor tamaño corresponde principalmente a líticos polimícticos, siendo

los predominantes de tonos oscuros, abundantes fragmentos negros y rojizos, alcanzando un 13,8% de la muestra TRM-1 (Anexo 1).

Bajo la cobertura vegetal correspondiente al relleno del humedal, se reconoce un material principalmente arcilloso y saturado en agua, con un bajo porcentaje de gravilla de composición principalmente metamórfico, asociado al basamento cercano al área de estudio (Anexo 1, muestra TRM-0x).

En la Figura 4.10, se presenta la curva de granulometría de la perforación de Tubul, en que se presentan los datos de todas las muestras tomadas.

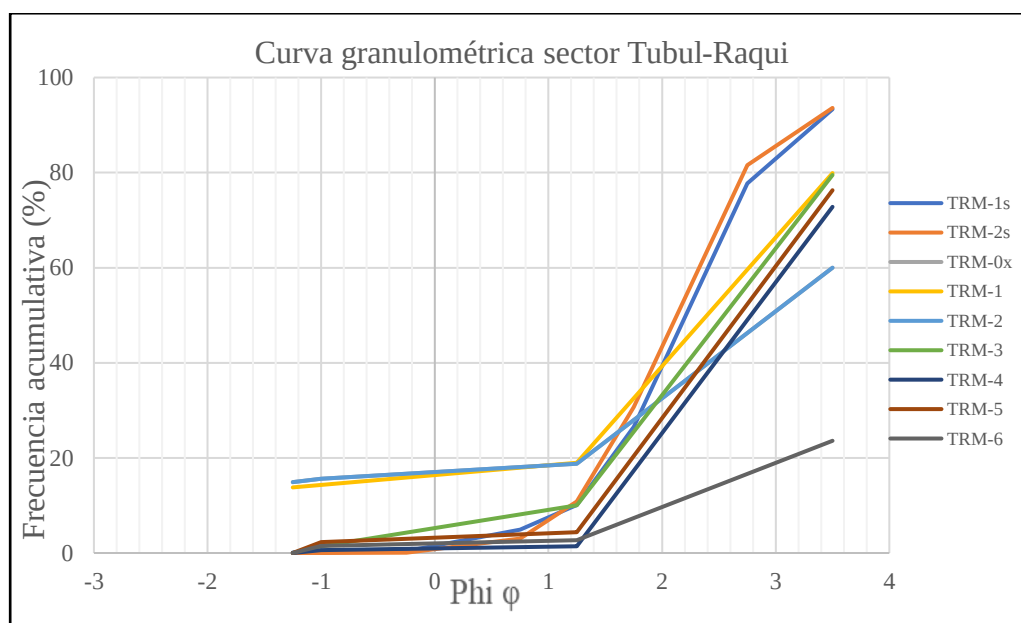


Figura 4.10. Curva granulométrica sondaje Tubul.

A partir de las curvas es posible estimar que los sedimentos fueron transportados principalmente por saltación y suspensión, debido a que las curvas se acentúan sobre 2ϕ .

Se destaca que las muestras van disminuyendo su granulometría a mayor profundidad, siendo la muestra TRM-6, la que tiene mayormente granos finos.

Estas muestras han sido graficadas en el Diagrama de Clasificación Textural de Nichols (1999), tal que la moda corresponde a Arena y Arena fangosa, siendo las muestras más superficiales, las que contienen gravas.

Se clasifican las muestras de acuerdo a su granulometría, en que se destaca que sólo en la muestra TRM-0x y TRM-1 la presencia de gravas supera el 13% de abundancia (Anexo 1). Estos serían los materiales transportados principalmente por tracción. El mecanismo de transporte principal en esta perforación corresponde a saltación y suspensión, fundamentado principalmente en que, a lo largo de la perforación los porcentajes de abundancia de arena (1/16 mm a 2 mm de diámetro), promedia 69,1%, y el de finos 27%.

Con base en la Figura 4.11, se menciona que la muestra que destaca es TRM-6 (6,67-7,12 metros de profundidad), corresponde a la única muestra en que el porcentaje de finos supera con creces al de arenas (76,3% de finos, 22,2% de arenas), siendo esta la muestra que representa la llanura de inundación del humedal Tubul-Raqui. Finalmente, es importante mencionar que la perforación fue realizada en la zona del humedal mencionado, cercana a la confluencia de los ríos Tubul y Raqui, que poseen una desembocadura del tipo estuarino.

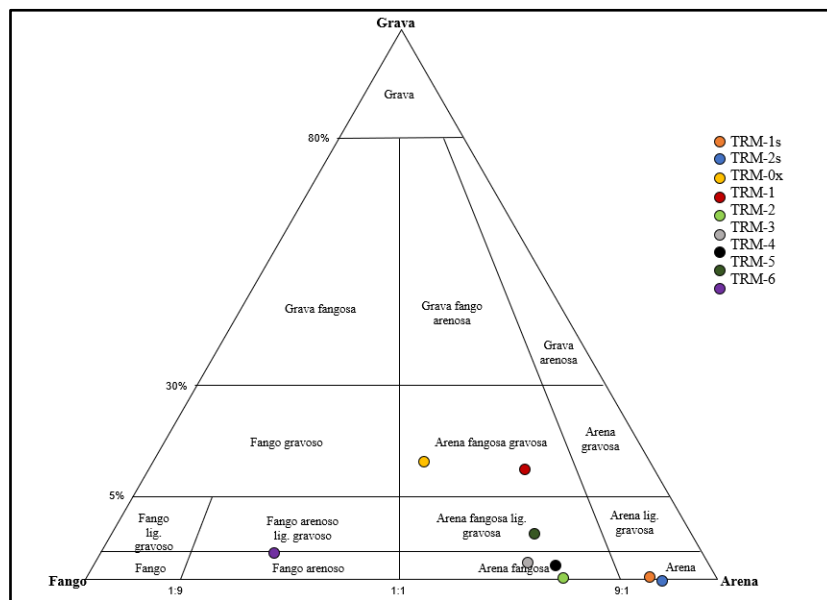


Figura 4.11. Diagrama de clasificación textural de Nichols (1999). Muestras representativas pertenecen a perforación de Tubul (Elaboración propia).

4.3.2. Método Gráfico de Folk y Ward (1957)

Se utilizan algunos de los percentiles más representativos de la distribución de las muestras. Los parámetros mencionados para el Método gráfico son: media, selección o desviación estándar, asimetría y curtosis. En la Tabla 2 (Anexo 5), se señala el valor numérico y clasificación asociada a los parámetros mencionados.

El límite de clases para la media de las muestras corresponde principalmente a arenas finas en la superficie, y a medida que profundiza la perforación, la media varía a tamaños de granos más finos; para la selección tiene valores por sobre los 0,991, interpretándose así una selección pobre y muy pobre; con respecto a la asimetría, posee tanto valores positivos como negativos; y por último, la curtosis cuya tendencia es principalmente leptocúrtica, predominando en la mayoría, el % de finos. La relación entre los distintos parámetros estadísticos se refleja en los gráficos de la Figura 4.12, con el objetivo de evaluar un posible ambiente sedimentario de formación. Para este caso, como el sondaje se realizó en las proximidades de la desembocadura del río Tubul, se requiere determinar si sus características texturales lo asemejan a un ambiente fluvial o a transgresiones marinas.

Para el gráfico que relaciona la media con la selección (Figura 4.12.a), se plantea que los rangos de media con mayor concentración de datos fluctúan entre 4,0 ϕ y 5,0 ϕ , que corresponde a finos, y la selección que fluctúa entre 1,0 ϕ y 1,5 ϕ , que corresponde a mal seleccionado, que se explica en este muestreo debido a que se reconocen arenas y finos a lo largo del sondaje.

En general, la selección puede mejorar en las zonas de desembocadura de los ríos, pero no es determinante. Predominan muestras unimodales, a excepción de TRM-0x y TRM-1.

El gráfico de la media con la curtosis (Figura 4.12.b), los datos de media concentrados entre 2,5 – 4,5 ϕ , correspondiente a arenas muy finas y limos, y una curtosis leptocúrtica, destacando el alto contenido de finos.

En la Figura 4.12.c, respecto de la media vs simetría, se aprecia que los datos que presentan mayormente granos tamaño arena muy fina a limos tienen una constante sobre la asimetría, lo que se debe principalmente a que predominan los sedimentos finos por sobre las arenas.

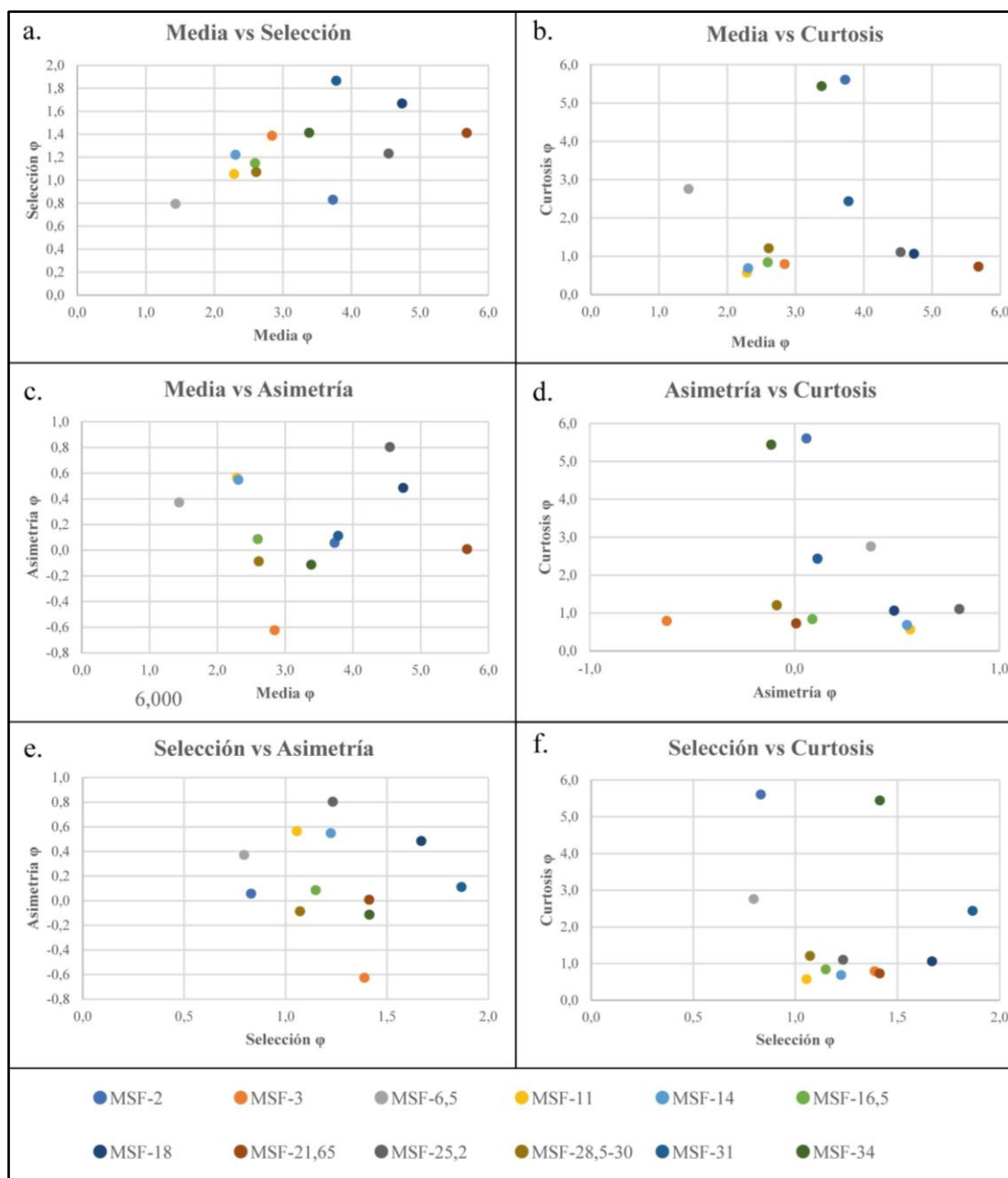


Figura 4.12. Gráficos de parámetros estadísticos de acuerdo al Método Gráfico de Folk y Ward (1957), Sondaje Tubul. a: Gráfico Media vs Selección; b: Media vs Curtosis; c: Media vs Asimetría; d: Asimetría vs Curtosis; e: Selección vs Asimetría; f: Selección vs Curtosis.

El gráfico correspondiente a asimetría vs curtosis (Figura 4.12.d), refleja la relación entre la orientación del eje de simetría de la distribución granulométrica de las muestras vs la acentuación que tienen estas con respecto a la frecuencia (curtosis). La asimetría tiene su peak asociado a los finos y su acentuación lo avala como granulometría predominante.

Para selección vs asimetría (Figura 4.12.e), se explica que las muestras unimodales que presentan valores más extremos de simetría son aquellas que tienen peor selección. Aquellas muestras de asimetrías más distales, lo que según Friedman (1962), representa principalmente un modelo fluvial, asociado en este caso a la llanura de inundación del sistema estuarino Tubul-Raqui.

En el gráfico de selección y curtosis (Figura 4.12.f) las muestras son unimodales, por lo que es de esperarse que la acentuación de la curtosis sea más pronunciada (leptocúrtica).

4.3.3. Función Discriminante Lineal de Sahu (1962)

En la Tabla 4.7, se presentan los resultados de los cálculos de cada fórmula asociada a los posibles ambientes de sedimentación, que complementan a los análisis de los parámetros estadísticos propuestos por Folk y Ward (1957). A partir de los resultados, se consideran los posibles ambientes deposicionales principales: playa, aguas poco profundas y fluvial. Lo anterior permite inferir una predominancia de aportes fluviales estuarinos asociados a la llanura de inundación del sistema Tubul-Raqui, con una influencia costera hacia la superficie, debido a pulsos transgresivos tienen como evidencia, los restos bioclásticos fragmentados concentrados en los niveles más superficiales de la perforación.

Tabla 4.7. Ambiente deposicional según la Función Discriminante Lineal de Sahu (1964). Los datos utilizados corresponden a los parámetros estadísticos de las muestras de la perforación Tubul.

Muestras perforación Tubul	Y1	I1	Y2	I2	Y3	I3	Y4	I4
TRM-1s	2,879	Playa	131,423	Aguas poco profundas	-10,063	Aguas poco profundas	16,573	Fluvial
TRM-2s	-0,959	Playa	119,405	Aguas poco profundas	-9,155	Fluvial	10,203	Fluvial
TRM-0x	31,028	Playa	699,431	Aguas poco profundas	-83,042	Fluvial	17,197	Fluvial
TRM-1	51,666	Playa	562,747	Aguas poco profundas	-61,550	Fluvial	59,896	Fluvial
TRM-2	12,747	Playa	209,368	Aguas poco profundas	-15,750	Fluvial	43,582	Fluvial
TRM-3	12,624	Playa	201,348	Aguas poco profundas	-14,803	Fluvial	42,815	Fluvial
TRM-4	-6,135	Eólico	166,987	Aguas poco profundas	-12,852	Fluvial	21,163	Fluvial
TRM-5	-0,393	Playa	157,613	Aguas poco profundas	-10,976	Fluvial	30,917	Fluvial
TRM-6	-9,564	Eólico	232,308	Aguas poco profundas	-17,982	Fluvial	8,911	-

Estos pulsos son posteriores a los eventos glacioeustáticos que ocurrieron a inicios del Holoceno, y pueden deberse a la influencia tectónica presente en el área de estudio.

4.3.4. Análisis Composicional

Para el caso de la perforación de Tubul, la granulometría mayormente fina a mayores profundidades dificulta el análisis mineralógico, por lo que hay un sesgo asociado a la textura.

Si bien a mayor profundidad (7,12 metros) se puede reconocer líticos volcánicos (8,5%) y cuarzo monomineral (9,2%), sobre el 46% de la muestra corresponde a una fracción fangosa de composiciones variadas, donde la tonalidad de este sedimento es gris claro y presenta alta plasticidad y humedad. Otro factor importante es la gran cantidad de bioclastos, lo que implica una asociación faunística típica de borde costero con fuerte influencia marina.

A partir del análisis composicional de las arenas y fangos arenosos se determinó que las muestras tienen un aporte de líticos indiferenciados y sedimentarios por sobre otros componentes, permitiendo la clasificación composicional principalmente de litarenitas y en menor medida litarenitas feldespáticas (Figura 4.13).

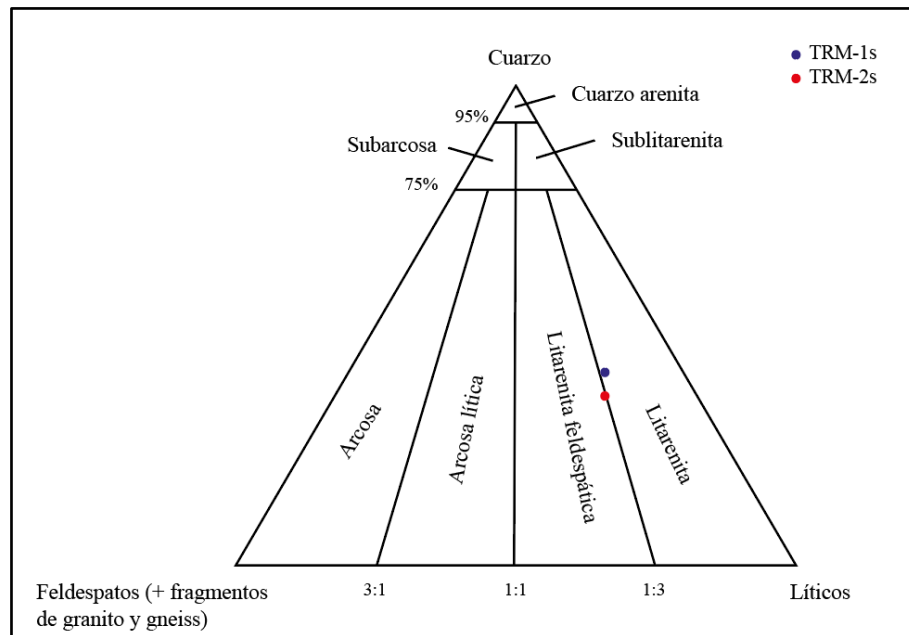


Figura 4.13. Diagrama de clasificación composicional de Folk y otros (1970).
Muestras representativas pertenecen a perforación de Tubul.

Para el caso de las muestras que presentan más del 15% de finos, se utiliza la Clasificación de wackas de Folk (1968), obteniendo los resultados graficados en la Figura 4.14.

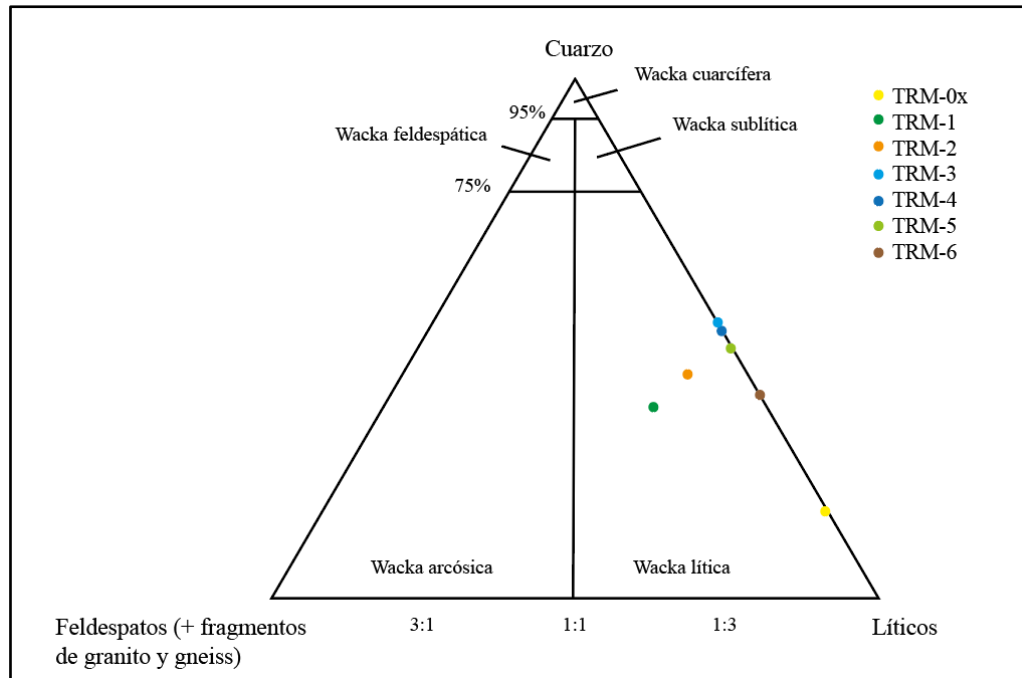


Figura 4.14. Diagrama de clasificación composicional de wackas (Folk, 1968). Muestras representativas pertenecen a perforación de Tubul.

No hay una clara relación de abundancia entre cuarzo y líticos indiferenciados, debido a que sus porcentajes varían considerablemente en todas las muestras, pero si es posible asociar el porcentaje normalizado de feldespatos al aporte de una fuente plutónica. Lo anterior hace referencia a la lejanía de afloramientos de origen magmático con el área de la perforación, y al bajo transporte de estos a través de los caudales estudiados.

Como información adicional, el porcentaje de fragmentos bioclásticos aumenta conforme aumenta la profundidad, lo que está asociado a una reciente regresión marina, que se ha sustentado en la influencia que tiene la tectónica del área de estudio posterior al terremoto del 27F.

4.3.5. Clasificación de suelos USCS

El detalle de la descripción se encuentra en anexos (Anexo 3.2, Descripción Sondaje Tubul), y se indica la predominancia de sedimento de características fangosas y arenosas finas, que han sido descritas en el subcapítulo 4.3.1.

Las muestras que poseen principalmente arenas y en menor medida limos se denominan SM, debido a su contenido mal graduado, lo que domina a lo largo del sondaje. Por otro lado, aquellas

muestras que contienen principalmente limos y que poseen un límite líquido mayor a 50, se denominan MH, como la muestra TRM-6.

Respecto de los coeficientes, es necesario analizar los diámetros D10, D30 y D60, tal que sea posible evaluar el grado de curvatura de la granulometría (C_c), y la uniformidad con que se constituye el suelo (C_u). Estos valores se presentan en la Tabla 4.8.

Tabla 4.8. Diámetros de abertura y coeficientes de uniformidad y curvatura para muestras del sondaje de Tubul. D10: Diámetro en que pasa el 10% del material final; D30: diámetro en que pasa el 30% del material final; D60: diámetro en que pasa el 60% del material final; C_u : coeficiente de uniformidad; C_c : coeficiente de curvatura.

TRM-0x		TRM-1		TRM-2		TRM-3	
D10	0,018	D10	0,120	D10	0,209	D10	0,234
D30	0,158	D30	0,205	D30	0,318	D30	0,380
D60	0,218	D60	0,314	D60	0,502	D60	0,641
C_u	12,140	C_u	2,616	C_u	2,402	C_u	2,741
C_c	6,383	C_c	1,114	C_c	0,965	C_c	0,964
TRM-4		TRM-5		TRM-6			
D10	0,006	D10	0,102	D10	0,004		
D30	0,023	D30	0,175	D30	0,016		
D60	0,146	D60	0,314	D60	0,137		
C_u	22,888	C_u	3,071	C_u	34,581		
C_c	0,586	C_c	0,952	C_c	0,449		

Con respecto a la plasticidad, solo las muestras TRM-1 y TRM-6 aplican para el análisis. Esto fue realizado por la empresa encargada de la perforación. Se tabulan los datos (Tabla 4.9) y se interpreta la información. La humedad natural de todas las muestras supera el 20%, por lo que se encuentran saturadas en agua.

Tabla 4.9. Límite líquido, límite sólido e índice de plasticidad para muestras representativas del sondaje de Tubul.

TRM-1		TRM-6	
W_L	24,9%	W_L	53,4%
W_P	22,8%	W_P	31,8%
I_P	2,1%	I_P	21,6%
Clasificación	SM	Clasificación	MH

Los valores de W_L e I_P son graficados en la Carta de Casagrande (Figura 4.15), y permite obtener más detalle sobre la deformabilidad de los suelos. En el caso de TRM-1, el suelo es poco cohesivo, sin embargo, tiene fango en su constitución y es posible establecer su plasticidad, que se considera baja. Por otro lado, para TRM-6 corresponde a un suelo limoso inorgánico de compresibilidad alta. No se consideran los restos bioclásticos, debido a su separación previa al análisis.

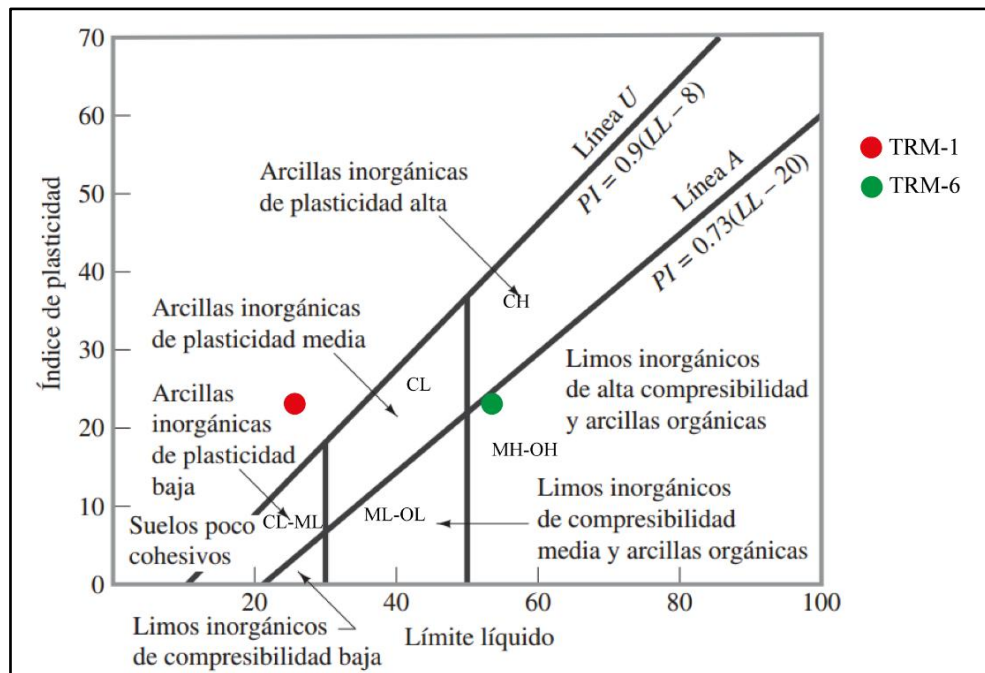


Figura 4.15. Carta de Casagrande. Se grafican los datos obtenidos de muestras del sondaje Tubul.

4.3.6. Proveniencia de los sedimentos

Desde playa Blanca hacia el sur del golfo de Arauco los sedimentos cambian de composición y procedencia, con respecto a las arenas descritas para Concepción.

Predominan granos de cuarzo y feldespatos, y líticos indiferenciados e intrusivos, tal que se asocian principalmente a la erosión de la Cordillera de Nahuelbuta, que es incida por principalmente por los ríos Tubul, Raqui, Carampangue y Laraquete.

Se ha comprobado la incidencia del oleaje en la erosión de la plataforma marina, y la incidencia de los vientos en el transporte de los sedimentos superficiales, por lo que hay retrabajo continuo a medida que los ríos transportan los sedimentos a la costa.

Los ríos Tubul y Raqui tienen un régimen pluvial dominante, por lo que se forma un gran estuario en la costa, con gran influencia marina. Esto último explica la homogeneidad vertical del humedal que se forma (Varela, 1979).

4.3.7. Definición e interpretación de facies

Las características de cada nivel reconocido en la perforación de la localidad de Tubul, permite la identificación de 5 litofacies esquematizados en la Figura 4.16.

Als: Arena limosa con laminación y escasos restos bioclásticos

Definida a partir de un nivel con predominio de arenas con matriz fangosa. Estos granos poseen buena selección y redondeamiento, por lo que se asocian a un retrabajo marcado por el arrastre del sedimento por acción del oleaje, desde el río Carampangue hacia el oeste.

La composición de esta litofacies tiene principalmente minerales provenientes de los granitoides aledaños, como cuarzo y micas. Por otro lado, hay gran abundancia de líticos sedimentarios e intrusivos bien redondeados y subdiscoidales. Además, estas capas tienen un abundante contenido de bioclastos asociados a aguas frías. Se reconoce la especie de crustáceo cirrípedo *Elminius kingii*, bivalvos de las especies *Ostrea chilensis* y *Mulinia edulis*. Con base a lo anterior, se relaciona con el límite superior de la zona intermareal, debido a la presencia de *Elminius kingii*, que predomina en suelos más consolidados o con contenido rocoso, cercanos a la playa.

Af: Arena fina con escasos restos bioclásticos

Definida como una gradación de arenas muy finas a finas, con alta plasticidad debido a la saturación en agua. Presenta monominerales de cuarzo subredondeados a redondeados, líticos sedimentarios e indeferenciados con buena selección y redondeamiento. Adicionalmente, presenta bioclastos escasos de *Ostrea chilensis*, y restos de *Elminius kingii* y gastrópodos asociados a zonas rocosas o con mayor tamaño de grano. La presencia de *Ostrea chilensis* indica aguas frías. Esta litofacies se asocia a una zona intermareal con mayor actividad fluvial, o retrabajo de los sedimentos transportados por el río Carampangue.

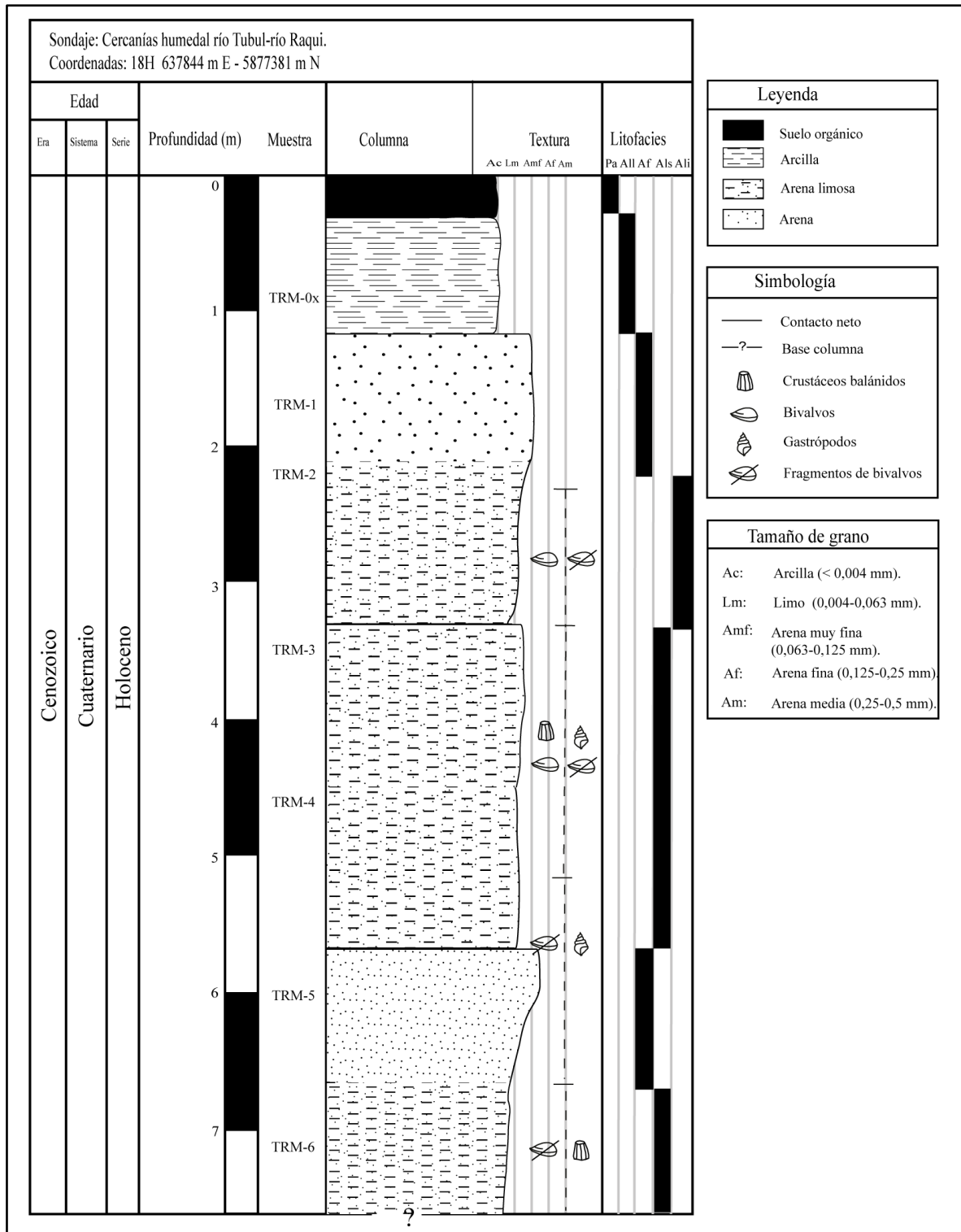


Figura 4.16. Facies en columna estratigráfica del sondaje de Tubul.

Ali: Arena limosa con abundantes restos bioclásticos

Caracterizada por su alta proporción de arenas y gravas finas con matriz de limo, de pobre selección y con una media de limos muy gruesos. Predominan granos de cuarzo, líticos polimícticos y escasos restos de carbón. Es el nivel con mayor contenido de bioclastos de las especies *Ostrea chilensis*, *Mulinia edulis*, y crustáceos de la especie *Elminius kingii*. Si bien se asocian a contextos más rocosos, en este nivel hay una menor selección y fragmentación de los clastos y bioclastos. Lo anterior permite indicar una mayor actividad marina producto del aumento del nivel del mar.

All: Arena fango-gravosa con abundantes líticos polimícticos

Descrita como un nivel arenoso con alta plasticidad debido a su porcentaje de arcillas, cercano al 40%. Adicionalmente contiene aproximadamente un 15% de gravillas. De coloraciones grises oscuras a negruzcas, se caracteriza por presentar una gran concentración de líticos indiferenciados, probablemente intrusivos, granate, líticos indiferenciados, con evidentes marcas de transporte fluvial (marcas en “v”). No contiene bioclastos, por lo que se asocia a un nivel más superficial, relacionado con crecidas en el río Carampangue, tal que por acción marina distribuye los granos polimícticos a lo largo de la berma entre este río y la desembocadura del río Tubul y Raqui, que también aporta sedimento a la berma.

Pa: Paleosuelo mixto

Corresponde a la cobertura actual de material orgánico y clástico obtenido bajo la superficie de la zona de la perforación. Esta litofacies está asociada a la llanura de inundación ubicada sobre el nivel de la playa, o asociado al humedal. Es importante mencionar que esta litofacies contiene gran porcentaje de cuarzo y arcillas, que están mezcladas con barro y restos de vegetación.

De acuerdo a las litofacies y a la presencia de bioclastos en ciertos niveles, se puede interpretar la evolución geológica del área de perforación.

En la Figura 4.14, el nivel basal de la perforación corresponde a la litofacies Als: Arena limosa con laminación y escasos restos bioclásticos, que representa un nivel superior de la zona intermareal. A medida que disminuye la profundidad, hay una variación en la profundidad del mar, sustentado en la ausencia de *Elminius kingii* en las capas de la litofacies Af: Arena fina con escasos restos

bioclásticos. Lo anterior puede significar que aumenta el régimen fluvial y su incidencia en la costa producto del retrabajo de los sedimentos, o una variación tectónica asociado a eventos sísmicos, que culmina con un alzamiento en esta zona.

Posteriormente, se repite la litofacies Als, por lo que se asocia a un aumento del nivel del mar, hasta el nivel superior del intermareal, o una acomodación de la cuenca posterior a un evento sísmico. Sobre esta capa, se reconoce la litofacies Ali: Arena limosa con abundantes restos bioclásticos. Esta litofacies está asociada a la zona intermareal pero más profunda que Als. Sobre esta capa, se deposita Af, por lo que nuevamente se evidencia la incidencia de los ríos en los aportes a la costa.

Hacia la superficie se define la litofacies All: Arena fango-gravosa con abundantes líticos polimícticos. Carece de bioclastos, por lo que este contraste con las otras capas puede representar una somerización de la cuenca. Esta capa también puede estar asociada a la zona supramareal, con crecimiento de vegetación y que puede verse afectada principalmente por tormentas o mareas altas. Sobre esta capa, se forma el paleosuelo, que está fuertemente enriquecido con material orgánico mezclado con sedimento, y crecimiento vegetal y algáceo típico de humedales costeros.

4.4. Sedimentos de Playa

Las muestras de playa son tomadas a lo largo del sistema Tubul-Raqui, considerando indispensable disponer de muestras de ambas riberas del río Tubul, que desemboca al oeste del punto de perforación Tubul. En total se tomaron 5 muestras.

4.4.1. Muestra ARR-LT

La muestra ARR-LT se extrae de las cercanías del río Tubul, en la ribera occidental de este. Corresponde a sedimentos de playa, cuyos agentes transportadores y erosivos son los vientos costeros y el oleaje.

Esta muestra constituye principalmente 0,6% de grava, 99,3% de arena y 0,2% de finos, de comportamiento bimodal, moderada a buena selección, granos redondeados a subredondeados de cuarzo (32%), aproximadamente 30% de líticos de distintas composiciones (intrusivos y

sedimentarios), feldespatos provenientes de la Cordillera de Nahuelbuta, micas y conchuelas (Anexo 1.3, ficha ARR-LT). Hay presencia de pequeños granos rojizos, probablemente granates provenientes del intrusivo. Está clasificada texturalmente como arena, su media es arena fina, y presenta una curtosis leptocúrtica. Composicionalmente está clasificada como litarenita feldespática.

4.4.2. Muestra ARF-01

Esta muestra fue extraída de la playa frontal del río Raqui, en el sector Punta Las Peñas. Presenta moderada a buena selección, con granos predominantes de arena (99,8%), y casi nula presencia de gravas (0,2%). Carece de finos. Su media corresponde a arenas finas, con curtosis Platicúrtica. La muestra ARF-01 está constituida principalmente por cuarzo (37%), subredondeados y de coloración blanquecina amarillenta a translúcido.

Además, posee abundancia de líticos indiferenciados, subredondeados y subdiscoidales, cuya proveniencia es probablemente el basamento circundante.

Posee líticos indiferenciados de color negruzca (12%) y escasa presencia de feldespatos. Está clasificada texturalmente como arena (Anexo 1.3, ficha ARF-01). Composicionalmente está clasificada como litarenita feldespática.

4.4.3. Muestra AR19

Esta muestra fue extraída de la playa cercana al río Raqui y constituye principalmente arenas medias (98,1%) y escasas gravas (1,9%). Tiene carácter bimodal, moderada selección y asimetría fina, asociada principalmente al contenido de arenas.

Estos sedimentos poseen principalmente monominerales de cuarzo (39%), líticos polimícticos y mayor contenido de feldespatos que ARF-01. Las micas corresponden a biotitas y muscovitas de grano fino, evidenciables en el análisis con lupa (Anexo 1.3, ficha AR19). Composicionalmente está clasificada como litarenita feldespática.

4.4.4. Muestra DESTB

La muestra DESTB fue extraída en la ribera occidental del río Tubul, y corresponde a material procedente de la desembocadura del río. Estos sedimentos son más oscuros que los de otras muestras, solo siendo superadas en el % de materiales oscuros por la muestra HUMTB.

Presenta 37% de monominerales de cuarzo translúcidos a amarillentos, con muy buena selección, a excepción de un poco porcentaje de granos que superan los 2 mm (0,5% grava). Los líticos indiferenciados posiblemente están constituidos por cúmulos de finos que no pudieron ser separados en la preparación de la muestra.

Hay presencia de pequeños granos rojizos, probablemente granates provenientes del intrusivo. Además, posee feldespatos potásicos y calco-sódicos en menor proporción (7%). Los líticos de coloración negruzca disminuyen su proporción (5%), pero los indiferenciados y sedimentarios provenientes de las unidades neógenas son más abundantes (sumando aproximadamente 30%). Los granos de tamaño arena son polimícticos y bien seleccionados, por lo que se pueden asociar a un buen transporte (Anexo 1.3, ficha DESTB). Composicionalmente está clasificada como litarenita feldespática.

4.4.5. Muestra HUMTB

Esta muestra fue extraída de las proximidades de la desembocadura del río Tubul, por lo que su selección es mala y tiene comportamiento trimodal. Posee escasas gravas (0,6%), arenas mal seleccionadas (60,4%) y 39% de finos. Si bien predominan las arenas, la muestra presentaba una alta saturación de agua, humedad y comportamiento plástico asociado a la presencia de los finos.

El porcentaje de cuarzo aumenta a diferencia de las otras muestras (42%), y presentan bordes irregulares, pero subredondeados. Los colores del cuarzo varían de translúcido a amarillento y se diferencian con facilidad. El porcentaje de líticos negruzcos es aproximadamente 12%, los líticos sedimentarios alcanzan el 9%, los fragmentos feldespáticos, mal seleccionados y prismáticos se encuentran con menor frecuencia (3%). Presenta principalmente muscovita como componente micáceo, y escasas conchuelas (Anexo 1.3, ficha HUMTB).

4.4.6. Análisis granulométrico y Clasificación Textural

En la Figura 4.17, se puede apreciar la tendencia de las curvas granulométricas para todas las muestras de playa, destacándose la tendencia de la muestra HUMTB, que posee una curva con menor pendiente, debido a los porcentajes de arenas y finos presentes (60,4% y 39,0% respectivamente).

Esto se debe a que la ubicación de extracción corresponde a una llanura de inundación con aportes principalmente fluviales, que son retrabajadas cuando el nivel del mar aumenta o cuando hay transporte eólico. La geomorfología de planicie fluvio-litoral es particular en esta zona, lo que facilita la entrada del mar a través del estuario que se forma en la desembocadura.

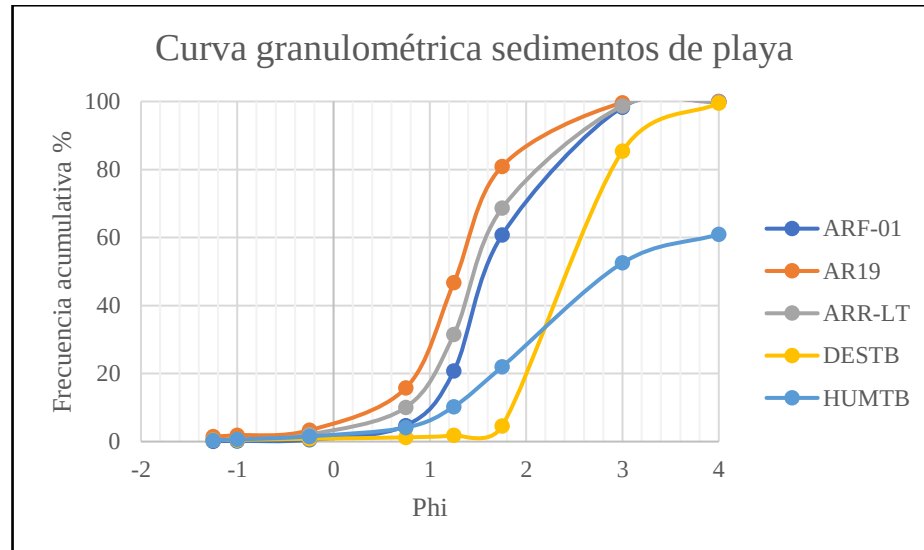


Figura 4.17. Curva granulométrica muestras de playas en las cercanías de Tubul.

Al clasificar texturas de los granos de las muestras, se obtiene la predominancia de arenas por sobre finos. Esto permite entender que el transporte de los sedimentos es principalmente por saltación, siendo aquellos más finos, transportados por suspensión (Figura 4.18).

La buena selección de casi todas las muestras a excepción de HUMTB, radica en que hay un largo transporte de carácter fluvial-eólico y un posible retrabajo de las muestras por acción del oleaje. Esto es interpretado a partir de la ubicación de las muestras, del contexto actual de la zona de estudio y de las características texturales de los granos.

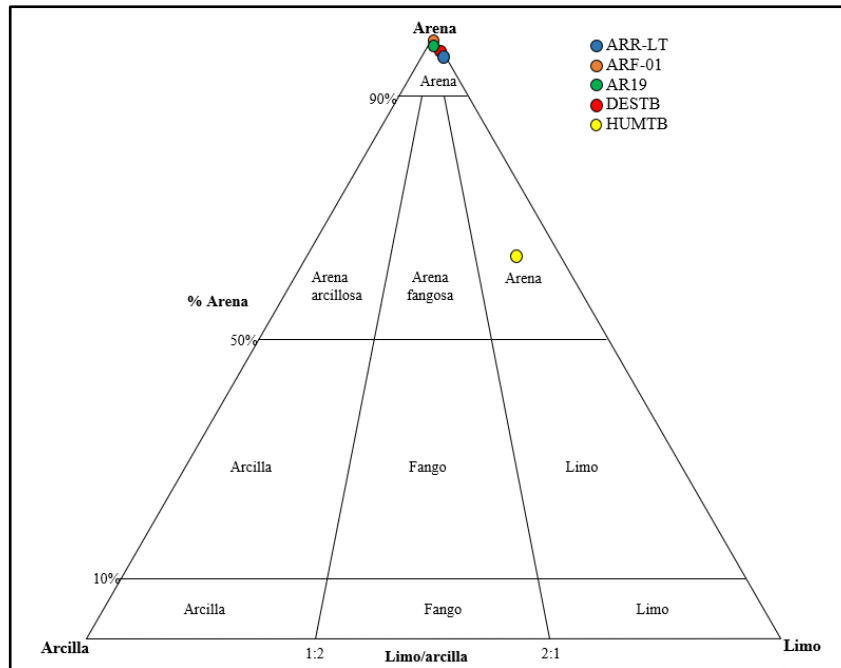


Figura 4.18. Diagrama de clasificación textural de Nichols (1999).
Muestras representativas pertenecen a zonas de playa en las cercanías del río Tubul.

Por otra parte, la clasificación composicional está dada por el contenido de cuarzo, líticos y feldespatos. Para las muestras de las playas, el contenido principal corresponde a cuarzo (entre 35 y 42%) y líticos polimícticos (alrededor de 30%), por lo que estas muestras están graficadas en el campo de las litarenitas feldespáticas, a excepción de la muestra DESTB, que tiene menor contenido de feldespatos, por lo que es clasificada como litarenita.

Esta pequeña variación puede deberse al muestreo en sí, o a los agentes que actúan en cada área del litoral costero de Arauco, donde por una parte se tienen las arenas que provienen del sistema Tubul-Raqui, aquellas que son transportadas desde el norte de Arauco por acción marina, y de los aportes provenientes del río Carampangue, al este del área de muestreo (Figura 4.19).

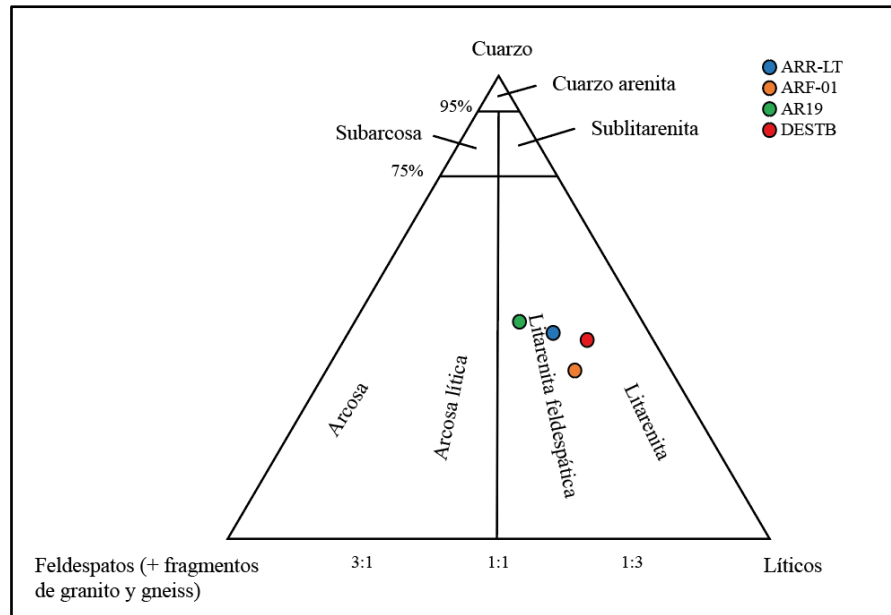


Figura 4.19. Diagrama de clasificación composicional de Folk y otros (1970).
Muestras representativas corresponden a playas en las cercanías de Tubul

Para el caso de las muestras que presentan más del 15% de finos, se utiliza la Clasificación de wackas de Folk (1968), obteniendo los resultados graficados en la Figura 4.20.

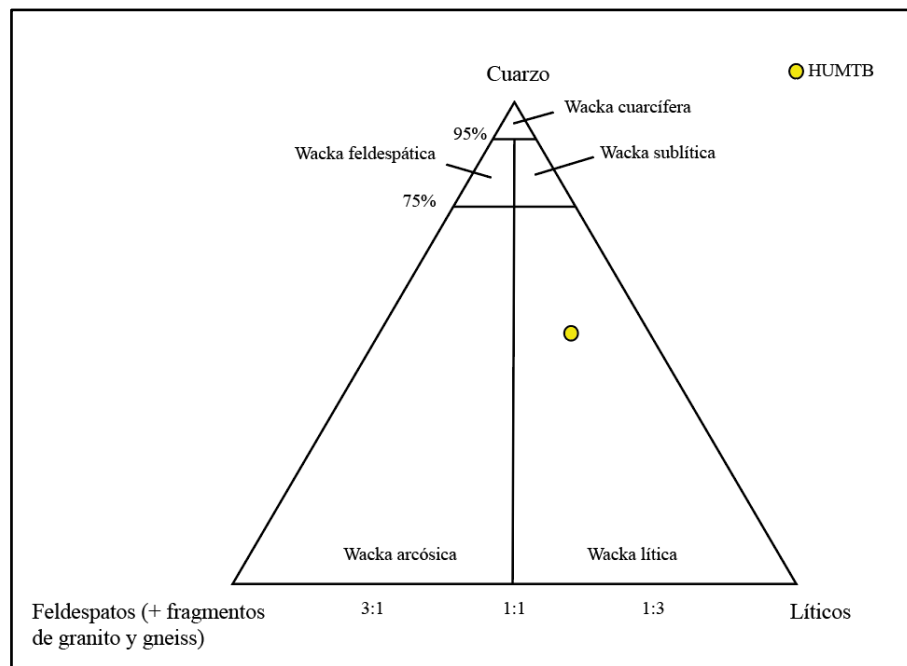


Figura 4.20. Diagrama de clasificación composicional de wackas (Folk, 1968).
Muestras representativas pertenecen a playas en las cercanías de Tubul.

4.4.7. Método Gráfico de Folk y Ward (1957)

Los parámetros mencionados para el Método gráfico son: media, selección o desviación estándar, asimetría y curtosis. Se aprecia que el límite de clases para la media de las muestras corresponde principalmente a arenas finas, aunque en la muestra HUMTB hay mayor porcentaje de finos. La selección tiene valores por sobre los 0,3 (muestra DESTB), hasta 2,126 (HUMTB), mostrando una variante que va desde moderada a muy mala selección. La asimetría es escasa, ya que las muestras se presentan principalmente como simétricas y su curtosis no es tan clara, por lo que es necesario interpretar la relación entre los parámetros estadísticos (Figura 4.21).

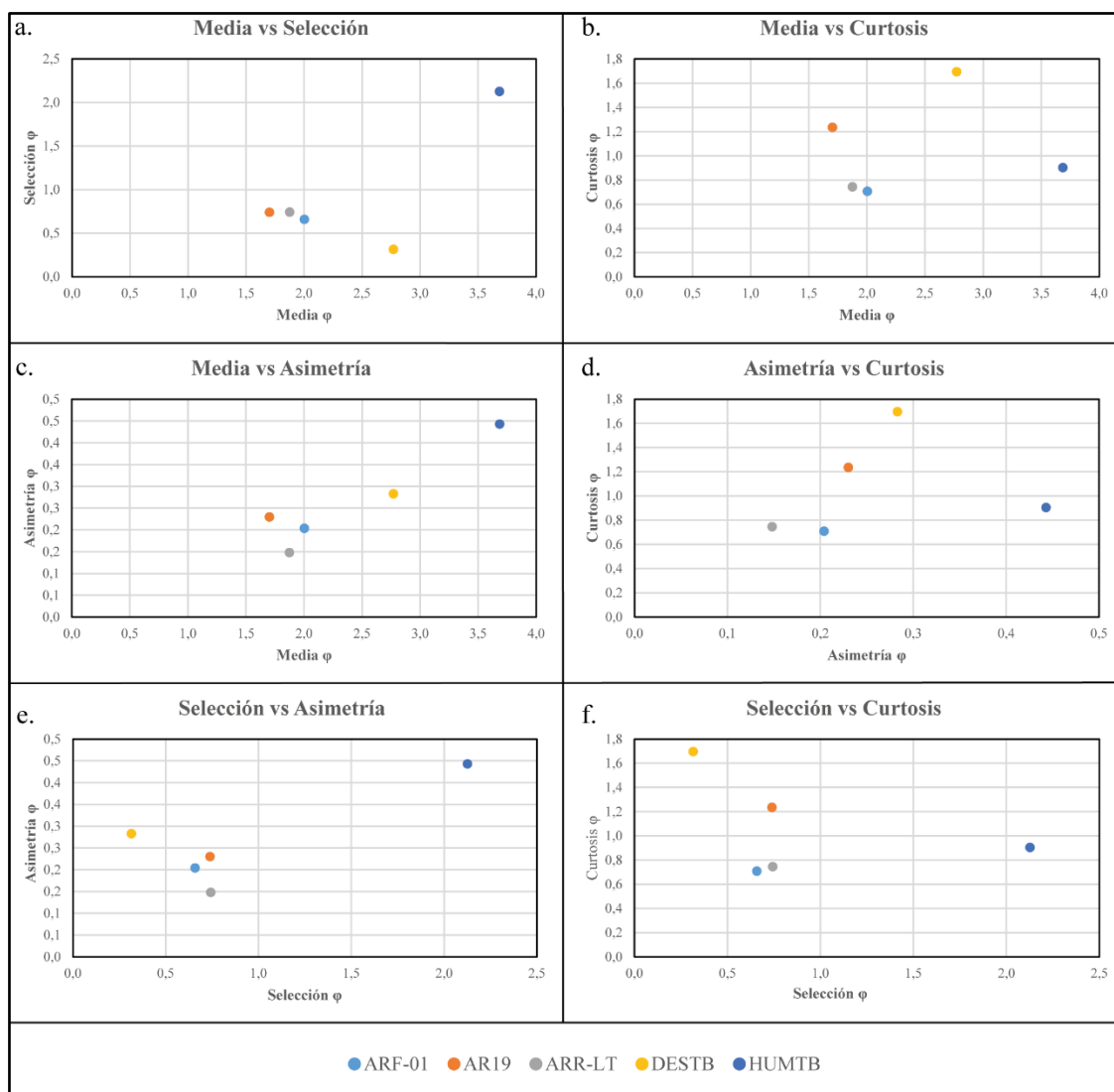


Figura 4.21. Gráficos de parámetros estadísticos de acuerdo al Método Gráfico de Folk y Ward (1957), Muestras de playa cercana a Tubul. a: Gráfico Media vs Selección; b: Media vs Curtosis; c: Media vs Asimetría; d: Asimetría vs Curtosis; e: Selección vs Asimetría; f: Selección vs Curtosis.

Para el gráfico que relaciona la media con la selección (Figura 4.21.a), se plantea que los rangos de media con mayor concentración de datos fluctúan entre $1,0 \phi$ y $2,0 \phi$, que corresponde a arenas finas, con excepción de la muestra HUMTB, cuyo contenido de finos ya ha sido mencionado. La selección que fluctúa entre $0,5$ y $1,0 \phi$, que corresponde a moderada selección, y se explica por las variaciones de las morfologías de los granos al pasar por el tamiz. En general, la selección puede mejorar en las zonas de desembocadura de los ríos, pero no es determinante. La selección se ve afectada, además, por la influencia de la costa y sus variaciones en el oleaje.

El gráfico de la media con la curtosis (Figura 4.21.b), los datos de media concentrados entre $1,5$ y $2,0 \phi$, correspondiente a arenas muy finas, presentan variaciones en la curtosis, siendo esta muy pronunciada para las muestras DESTB y AR19, y poco pronunciadas para ARF-01 y ARR-LT. La muestra HUMTB tiene curtosis mesocúrtica.

En la Figura 4.21.c, respecto de la media vs simetría, se aprecia que los datos que presentan mayormente granos tamaño arena muy fina tienen una constante sobre la asimetría, lo que se debe principalmente a que predominan los sedimentos arenosos con una asimetría muy leve.

Para selección vs asimetría (Figura 4.21.e), se explica que las muestras bimodales que presentan valores más extremos de simetría son aquellas que tienen peor selección. Según Friedman (1962), representa principalmente un modelo de playa predominante en transporte eólico (por su exposición a los vientos litorales). En el caso de la muestra HUMTB, se asocia a la llanura de inundación del sistema estuarino Tubul-Raqui.

El gráfico correspondiente a asimetría vs curtosis (Figura 4.21.d), refleja la relación entre la orientación del eje de simetría de la distribución granulométrica de las muestras vs la acentuación que tienen estas con respecto a la frecuencia (curtosis). La asimetría tiene su peak asociada a las arenas y su acentuación lo avala como granulometría predominante.

Por último, el gráfico de selección y curtosis (Figura 4.21.f). En general las muestras son bimodales, por lo que es de esperarse que la acentuación de la curtosis sea más pronunciada

(leptocúrtica). Este último criterio no se cumple para todas las muestras, por lo que no se puede interpretar de manera absoluta.

4.4.8. Función Discriminante Lineal de Sahu (1962)

En la Tabla 4.10, se presentan los resultados de los cálculos de cada fórmula asociada a los posibles ambientes de sedimentación, que complementan a los análisis de los parámetros estadísticos propuestos por Folk y Ward (1957).

Tabla 4.10. Ambiente deposicional según la Función Discriminante Lineal de Sahu (1964). Los datos utilizados corresponden a los parámetros estadísticos de las muestras de playa.

Muestras sedimento playas	Y1	I1	Y2	I2	Y3	I3
ARF-01	- 3,894	Eólico	65,702	Aguas poco profundas	-4,186	Aguas poco profundas
AR19	- 0,827	Playa	70,540	Aguas poco profundas	-5,365	Aguas poco profundas
ARR-LT	- 2,729	Playa	70,624	Aguas poco profundas	-4,990	Aguas poco profundas
DESTB	- 5,004	Eólico	60,285	Playa	-1,382	Aguas poco profundas
HUMTB	5,193	Playa	365,515	Aguas poco profundas	-40,669	Fluvial

A partir de los resultados, se consideran los posibles ambientes deposicionales principales: playa, eólico, aguas poco profundas y fluvial. Lo anterior permite inferir una predominancia de aportes fluviales estuarinos asociados a la llanura de inundación del sistema Tubul-Raqui, con una influencia costera hacia la superficie debido a pulsos transgresivos, y los restos bioclásticos fragmentados concentrados en los niveles más superficiales de la perforación.

En el caso de la muestra DESTB, el comportamiento de la muestra tiene su mayor interacción con el contexto eólico, evolucionando a un sistema costero debido a sus aportes marinos poco profundos.

Las muestras AR19 y ARR-LT están asociadas mayormente a un ambiente de playa, debido a su proximidad con esta y a su moderada selección.

4.4.9. Mecánica de suelos USCS

Para las muestras de playas se analizan los valores de los coeficientes de uniformidad y curvatura, para caracterizar de mejor forma cada uno de los suelos. Adicionalmente, se agrega la clasificación (USCS), en la Tabla 4.11, ya que no se profundiza en los índices de plasticidad, por el alto contenido de arenas consideradas bien graduadas, a partir de la observación macroscópica.

Tabla 4.11. Diámetros de abertura y coeficientes de uniformidad y curvatura para muestras de playas en las cercanías de Tubul. D10: Diámetro en que pasa el 10% del material final; D30: diámetro en que pasa el 30% del material final; D60: diámetro en que pasa el 60% del material final; *Cu*: coeficiente de uniformidad; *Cc*: coeficiente de curvatura. C: Clasificación USCS.

ARF-01		AR19		ARR-LT		DESTB		HUMTB	
D10	0,488	D10	0,447	D10	0,486	D10	0,619	D10	0,029
D30	0,549	D30	0,931	D30	0,720	D30	0,720	D30	0,068
D60	1,290	D60	2,353	D60	0,783	D60	0,783	D60	2,134
<i>Cu</i>	2,639	<i>Cu</i>	5,261	<i>Cu</i>	1,265	<i>Cu</i>	1,265	<i>Cu</i>	72,847
<i>Cc</i>	0,477	<i>Cc</i>	0,824	<i>Cc</i>	1,068	<i>Cc</i>	1,068	<i>Cc</i>	0,074
C	SW	C	SW	C	SP	C	SP	C	SM-ML

Las muestras ARF-01 y AR19 se caracterizan por poseer nula presencia de finos, por lo que se consideran bien lavadas, sumado a su buena selección que indica buena graduación. Se clasifican como SW, que indica arenas lavadas que han tenido transporte de los más finos y sedimentación de los materiales arenosos y gravosos.

La muestra ARR-LT y DESTB se diferencian de las anteriores por poseer un mínimo de contenido fangoso (0,2% y 0,5% respectivamente), que implica una sedimentación muy baja de estas, que se acumulan con los sedimentos arenosos y gravosos. A pesar de lo anterior, se consideran pobremente graduadas y relativamente bien lavadas, por lo que han sido clasificadas como SP.

La muestra HUMTB es la muestra con mayor contraste que las anteriores, puesto que su % de finos se eleva hasta 39%, indicando un mal lavado y una mala graduación, ya que el resto corresponde a sedimentos arenosos.

A partir de lo analizado, se clasifica como SM-ML, ya que hay un contraste textural de arenas y finos, y podría establecerse un índice de plasticidad que indicaría potencialmente una fracción limosa inorgánica de compresibilidad media.

4.4.10. Proveniencia de los sedimentos

Estos sedimentos fueron extraídos muy cerca del sondaje de Tubul-Raqui, por lo que comparten interpretación de la proveniencia de los sedimentos. Estos habrían provenido de la erosión de la Cordillera de Nahuelbuta, que son transportados por los ríos Tubul, Raqui, Carampangue y Laraquete hacia la costa. Estos sedimentos son re TRABAJADOS por la fuerte interacción que tiene el mar con la costa.

5. EVIDENCIAS BIOCLÁSTICAS

5.1. Antecedentes arqueológicos

El litoral de la región del Biobío ha sido reconocido por su extensa ocupación humana, manifestada en más de cuarenta sitios arqueológicos con datas desde los 4350 ± 70 años (Figura b, Anexo 6), hasta el momento del contacto hispánico (Bustos y Vergara, 2001). La ocupación humana prehispánica tuvo su interés en estas localidades debido a sus recursos naturales, específicamente los marinos. Durante el Cuaternario, los niveles del mar han fluctuado continuamente, lo que ha condicionado la extensa cobertura de vegetación que permite el desarrollo de flora y fauna que coexiste a través de los diversos recursos hídricos asociados a aportes fluvioestuarinos y costeros.

Particularmente al sur del golfo de Arauco, se desarrolla un sistema humedal denominado “Humedal Tubul-Raqui”, que cuenta con una superficie de aproximadamente 2.338 hectáreas que conecta la desembocadura de los ríos homónimos con el mar. Se estima que actualmente el 12% de su área corresponde a propiedad fiscal, administrada por el Ministerio de Bienes Nacionales, y el resto se encuentra en propiedad privada.

El Humedal Tubul-Raqui es uno de los humedales costeros más grandes de la zona centro-sur andina chilena, y posee una gran variedad de aves migratorias, peces, moluscos y otros organismos, sumado a los yacimientos fosilíferos y sitios arqueológicos.

Debido a su riqueza y abundancia de avifauna, el humedal Tubul-Raqui fue catalogado como Sitio Prioritario para la Conservación de la Biodiversidad en la “Estrategia Regional de Biodiversidad”. El Gobierno Regional del Biobío, por su parte, declaró al humedal Tubul-Raqui como un lugar de protección de áreas de valor natural y cultural, así como un área apta para la acuicultura (Plan de Zonificación del Borde Costero - GORE Biobío, 2006) y declarada como zona libre de caza (SAG, 2006).

De acuerdo a Vásquez (2013), el humedal Tubul-Raqui corresponde a un sistema de marismas salobres con inundación periódica, de tipo mediterráneo. Este es importante por distintos factores: controla las inundaciones, retiene sedimentos y contaminantes, permite la purificación de las aguas,

el desarrollo de gran diversidad de flora y fauna, y constituye un beneficio económico importante para la comunidad aledaña.

La creciente urbanización de las zonas costeras afecta a los humedales, tal que estos quedan confinados en urbes o conurbaciones, como lo es el caso de aquellos ubicados en las cercanías de Concepción.

Desde el año 2020, Chile cuenta con una Ley de protección de Humedales Urbanos (Ley 21.202), que modifica la legislación vigente con el objetivo de proteger humedales urbanos. Esta ley indica que un humedal se delimita cuando cumpla alguno de los siguientes criterios (que el humedal Tubul-Raqui si cumple):

- i) Presencia de vegetación hidrófita.
- ii) Presencia de suelos hídricos con mal drenaje o sin drenaje.
- iii) Régimen hidrológico de saturación, ya sea permanente o temporal, que gatilla periodos de inundación.

La localidad llamada “La Isla” está ubicada entre los ríos Tubul y Raqui, en el margen sur del curso inferior del río Tubul. Corresponde a una terraza marina homónima, que alza 3 m s.n.m, y se reconocen depósitos antrópicos de tipo “conchal”. Particularmente, en este estudio se analiza el sitio “La Isla”, que corresponde a un conchal de 4 metros de altura, constituido principalmente por conchillas de bivalvos y gastrópodos. Predominan restos de los géneros *Tagelus dombeii*, *Protothaca thaca*, *Ameghinomya antiqua*, *Ostrea chilensis* y *Argopecten purpuratus* (Anexo 4.2).

5.2. Cerro La Isla, Sitio arqueológico “El Trigal”

El Cerro La Isla está ubicado frente a la caleta de pescadores de Tubul, y se formó por terrazas marinas que subsisten actualmente en el humedal Tubul-Raqui, entre los ríos Tubul y Raqui. Como se menciona anteriormente, esta localidad está fuertemente modelada por acción de transgresiones y regresiones marinas, que durante el Plio-Pleistoceno formaron niveles escalonados de terrazas marinas (Campana, 1973). Este mismo autor, relaciona niveles faunísticos reconocidos en el cerro

La Isla con transgresiones marinas del Holoceno, que sobreyacen horizontalmente a los niveles plio-pleistocenos, asociados a la Formación Tubul.

Estos registros son ilustrados por Campana, a partir de la elaboración de una columna bioestratigráfica (Figura 5.1).

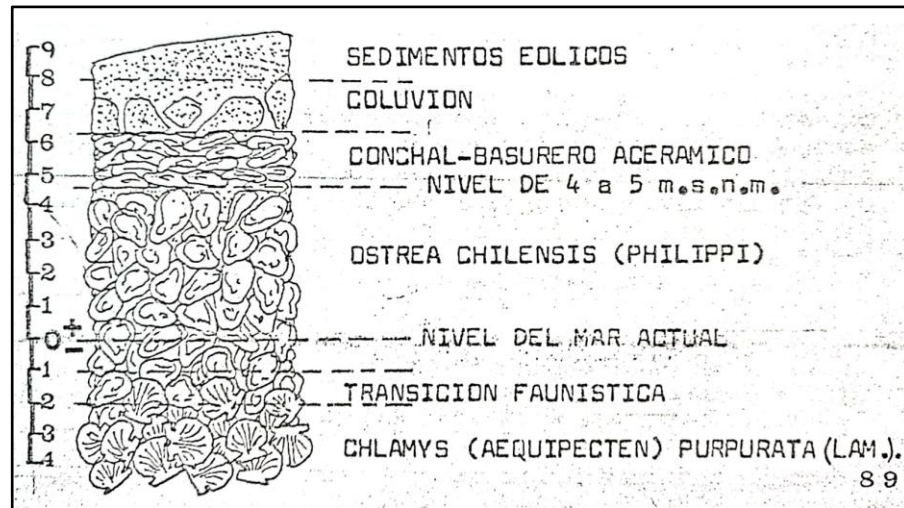


Figura 5.1. Columna bioestratigráfica elaborada por Campana (1973).
Representa los niveles fosilíferos ubicados en el cerro La Isla.

Durante el Holoceno, el modelamiento del relieve adquiere su relevancia debido a la tectónica y a la continuidad de dichas transgresiones, por lo que las terrazas marinas están siendo erosionadas y dejan al descubierto sitios de ocupación antrópica como la del sitio “El Trigal”, descrita como un conchal antrópico y acerámico (Figura b, Anexo 6).

Este conchal es un depósito que posee distintos niveles de restos de conchillas de moluscos que fueron base de alimentación para los recolectores.

En la Figura 5.2, se aprecia del sitio “El Trigal”, en la ladera sur de una terraza marina inactiva en las cercanías del río Raquí. La fauna asociada al depósito procede de la zona intermareal, por lo que se asocian directamente a una cercanía inmediata con la línea de costa holocena. En contraste, la línea de costa actual se encuentra a 1.17 km al norte del sitio.

De acuerdo con Campana (1973), la terraza marina que conforma el cerro La Isla se constituye durante el nivel marino máximo del Holoceno, por lo que los depósitos dejados por las transgresiones posteriores se depositan en los laterales de este cerro.

Al estudiar el sitio arqueológico, se puede evidenciar la diversidad de especies dentro del conchal, lo que refleja un período inicial de exploración y conocimiento precario del valor alimentario de la recolección, por lo que esta ocupación podría haber sido breve.



Figura 5.2. Depósito de tipo conchal del sitio “El Trigal”. Su formación es antrópica, y acumula sólo restos calcáreos de moluscos. Carece de cerámicas e instrumentos artesanales.

5.2.1. Sistemática taxonómica de los restos bioclásticos

La temperatura es uno de los factores ambientales más importantes que controlan la distribución latitudinal de la fauna marina bentónica (Urban, 1994). El autor señala que diversos estudios indican que la tolerancia a la temperatura superior (o más alta), disminuye con el aumento de la distancia a la costa y con la profundidad. La mortalidad varía en una función sigmoideal con la temperatura (Wolcott 1973, Hinea y otros, 1980 en Urban, 1994), por lo que una variación menor en la temperatura incrementa la mortalidad desde unos pocos individuos hasta un 100%, en el caso de algunas especies. Además, se supone que el ciclo anual de temperaturas del agua juega un rol menor en el desarrollo y distribución exitosa de los organismos sublitorales de la costa pacífica sur, pero es importante considerar eventos como El Niño, que aumenta la temperatura en intervalos de

tiempos relativamente regulares, y que en las últimas décadas (años 80), registró variaciones de hasta 10°C por sobre la temperatura normal. A lo largo del Pleistoceno y el Holoceno temprano, la ocupación faunística del humedal Tubul-Raqui fue dominada por moluscos bivalvos como *Argopecten purpuratus* y *Ostrea chilensis*, que actualmente se ausentan a esta latitud. Por otro lado, la especie dominante durante el Holoceno medio corresponde a *Tagelus dombeii*. Lo anterior se debe a las condiciones climáticas, eustáticas y sus variaciones hasta la actualidad (Figura 5.3).



Figura 5.3. Conchuelas más representativas del sitio “El Trigal”. 5.a: *Argopecten purpuratus* (Lamarck, 1819); 5.b: *Ostrea chilensis* (Philippi, 1844); c: *Tagelus dombeii* (Lamarck, 1818); d: *Mulinia edulis* (King, 1832).

El bivalvo *Argopecten purpuratus* (Anexo 4.2) representa condiciones de clima templado a cálido, por lo que se reconoce como una especie particularmente sensible a pequeños cambios en las condiciones de T° y profundidad del mar. Durante la década de los 80, en el norte de Chile y en Perú aumentó su abundancia debido al aumento de temperatura (Arntz y Fahrbach, 1991, en Urban, 1994).

En las últimas décadas, *Argopecten purpuratus* se ha restringido a la costa pacífica entre Paita (5°S, 81°O), y Valparaíso (33°S, 71°O), pero hay registros antiguos que alcanzan los 37°S, en la región del Biobío (Wolff y Mendo, 2000 en Avendaño y Cantillánez, 2008), y corresponde a un registro

importante de fauna tropical a subtropical colonizadora desde el Mioceno. Su disminución en el pasado se debe principalmente a las oscilaciones de temperatura y a la ocupación humana arcaica. De acuerdo a estos autores, el desarrollo, distribución, actividad sexual y preservación dependen principalmente de la temperatura del agua, viéndose favorecidos durante el fenómeno “el Niño”, y predominando en aguas tropicales a subtropicales en la zona submareal, no superando los 25 metros de profundidad (Mendo y otros, 1987; Guzmán y otros, 1998).

El bivalvo *Ostrea chilensis* (Anexo 4.2) predomina en fondos rocosos y fangos duros, en la zona intermareal hasta los 8 metros de profundidad. En la actualidad se distribuye en la zona sur de Chile, desde Chiloé hasta el canal de Chacao, por lo que su presencia en los registros arqueológicos y paleontológicos de edad Pleistoceno-Holoceno indica presencia de aguas frías, asociadas a una fase de disminución de temperatura y salinidad, denominada Hipsotermal o Hipsotérmico.

Tagelus dombeii (Anexo 4.2) se distribuye desde Perú hasta la zona sur de Chile (Reid y Osorio, 2000), aunque se ha reportado hasta Panamá. Se encuentra en zonas intermareales hasta los 16 metros de profundidad y en sustratos arenosos y fangosos, aunque pueden reconocerse antiguos cultivos antropogénicos en zonas de marismas como en el Humedal Tubul-Raqui (Valdovinos y otros, 2017).

Representa una competencia del espacio trófico de importancia para especies como *Argopecten purpuratus* en la zona centro de Chile, aunque especies de crustáceos decápodos y balánidos también representan una amenaza de depredación ante la exposición de las larvas de *A. purpuratus* (Avendaño y Cantillánez, 2008). En estudios en la zona (Campana, 1973), se han representado como fauna macrobentónica asociada al Holoceno superior o Hipotermal, momento en que las aguas comienzan a asimilarse a las condiciones actuales (T° promedio de 14°C y salinidades actuales).

Mulinia edulis (Anexo 4.2) corresponde a un bivalvo intermareal excavador, que se adapta a contextos superficiales ricos en nutrientes y con resistencia en ambientes estuarinos y planicies mareales (Navarro y otros, 2003 en Rabassa y otros, 2009). Suele permanecer en suelos blandos de costas protegidas con salinidades de hasta 20% (Osorio, 2002).

Respecto de otras clases de bioclastos encontradas en el área de estudio, se puede mencionar al crustáceo cirrípedo *Elminius kingii* (Anexo 4.1), que se caracteriza por ser un cirrípedo bentónico constituido por 4 placas calcáreas que protegen al organismo, y cuya distribución se extiende desde Valparaíso a Cabo de Hornos. Predomina en sustratos intermareales, cercanos a estuarios y costas protegidas con mezcla de aguas continentales y marinas. Resiste una amplia variación de salinidad (Zagal y Hermosilla, 2001).

Es importante mencionar que viven fijos a la plataforma marina, en fijación a la conchilla de moluscos como *Ostrea chilensis*, y actualmente también es reconocible en pilares de puentes y en roqueríos cubiertos por la marea. Para el terremoto de 27F de 2010, luego del tsunami, se apreció una desecación del humedal Tubul-Raqui, tal que estos organismos perecieron y dejaron un nivel guía de abandono del mar con respecto al continente, reconocido como el límite superior de la zona intermareal (Valdovinos y otros, 2017).

Las dimensiones de las muestras presentes en el conchal, permite asociar que los individuos recolectados corresponden a individuos juveniles e infantiles, tal que no hubo selección al momento de la recolección. En general, es importante mencionar que la zona intermareal es más accesible para la captura de moluscos y crustáceos, pero que en etapas adultas estos organismos se desplazan a zonas más profundas.

Particularmente, la especie *Tagelus dombeii* se desarrolla en sus primeras etapas en zonas poco profundas, disponiéndose en bancos más someros, propicios para la captura de estos por grupos humanos (Osorio, 2002). Esto se refleja en la parte basal del conchal, en que predominan restos calcáreos de esta especie por sobre *Ostrea chilensis* y *Argopecten purpuratus* (Figura 5.4).



Figura 5.4. Secciones del Conchal del sitio “El Trigal”. a: sección basal: *Ostrea chilensis* bajo *Tagelus dombeii* en matriz fangosa; b: sección media: Predomina *Tagelus dombeii*; c: sección superior: *Tagelus dombeii* bajo *Mulinia edulis* en matriz fango arenosa; d: sección superior: Predominio de *Mulinia edulis* en matriz fango arenosa.

5.2.2. Interpretación

La ubicación geográfica del cerro La Isla sitúa al sitio arqueológico homónimo en la terraza marina inactiva más próxima a la costa, considerando las inmediaciones del humedal Tubul-Raqui. El sitio arqueológico se caracteriza por una marcada abundancia de *Ostrea chilensis* sobreyaciendo a una escasez de *Argopecten purpuratus*, sumado a una matriz fangosa que habría sido arrastrada por el mar desde la zona submareal a intermareal. La transición faunística entre *Argopecten* y *Ostreas* indican cambios de aguas cálidas a aguas más frías.

Sobre este nivel, ocurre un cambio abrupto de *Ostrea chilensis* a *Tagelus dombeii*, molusco que refleja un posible embahiamiento de el humedal Tubul-Raqui, producto de una consecuente regresión. Esta representación puede asociarse a una zona marginal somera.

En la sección superior del sitio, se aprecia una relación bionómica de *Tagelus dombeii* con *Mulinia edulis*, que representa un último pulso transgresivo de menor envergadura que el anterior, el cual retrabaja algunos restos de *Tagelus*, varía la matriz a granos más arenosos y erosiona lo depositado. La profundidad del mar es importante al momento de señalar el alcance que tiene la ocupación humana prehispánica, puesto que, en contextos transgresivos máximos, las zonas llanas del humedal y sus alrededores se vuelven fangosos y difíciles de habitar, lo que explica el hallazgo incipiente de sitios arqueológicos acerámicos del Holoceno Medio-Superior posteriores a la transgresión, y finalmente sitios cerámicos formados durante los últimos cientos de años.

La alta concentración de *Tagelus dombeii*, en la sección media del sitio arqueológico, indica la accesibilidad a playas más arenosas, y permite inferir que hay un mayor conocimiento sobre el medio y sus recursos. La escasa presencia de *Argopecten purpuratus* se debe a su hábitat submareal, lo que hace necesario sumergirse en las aguas para recolectarlo. Se infiere que su consumo fue ocasional, a diferencia de los otros moluscos encontrados.

5.3. Evidencias bioclásticas en sondajes

5.3.1. Bioclastos sondaje localidad Concepción

En Concepción, las rocas del Batolito Costero del Sur infrayace en inconformidad con los depósitos fluviales de las arenas basálticas del río Biobío. Si bien predominan estas arenas, se identifica un cambio local de sedimentos más diferenciados con restos de conchillas de moluscos bivalvos y gastrópodos indeferenciados, que se asocian a un evento transgresivo, que se puede apreciar en la Figura 5.5. Además, es importante mencionar que esta teoría se sustenta en el contenido de foraminíferos bentónicos en muestras desde los 14 a 18 metros de profundidad, el cual se clasifica preliminarmente como *Nonionella auris*.

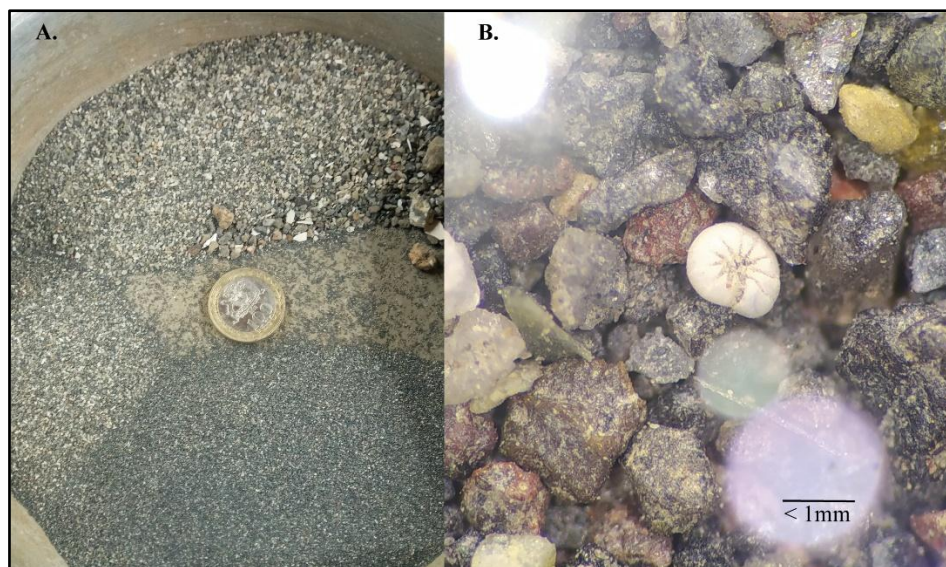


Figura 5.5. Fotografía obtenida en el tamizaje de la muestra MSF-16. Conchuelas de bivalvos fracturadas en la fracción arenosa. Corresponde a una muestra obtenida aproximadamente a los 15 metros de profundidad. En A: Muestra tamizada. En B: presencia de *Nonionella auris* (?) en muestra.

En la Figura 5.6, se puede interpretar secuencias repetitivas en las arenas basálticas, tomando como factores determinantes: tectónica y eustatismo.

Hay dataciones radiométricas con ^{14}C en restos orgánicos de distinta procedencia. Martínez (1968), realiza varios sondeos en los alrededores de Talcahuano, Concepción, en los alrededores del río Biobío y Penco, y además de establecer 3 biofacies a partir de la datación de foraminíferos se obtienen edades entre 8.000 a 6.400 años A.P. Esto concuerda con la etapa del Holoceno asociada al Óptimo Climático. Esta edad es concordante con una datación mencionada por Galli (1968), obtenida de un sondeo en calle Castellón, en Concepción cercano a la ribera del río Biobío. A 88 metros de profundidad obtiene un resto de madera que, al datar entrega una edad de 8.605 ± 115 años A.P. Este registro implica un arrastre del tronco desde el río Biobío hacia la cuenca donde está asentado Concepción. La teoría que estos autores presentan, asocia a estas dataciones con un evento transgresivo mayor que se denomina “Transgresión Flandriense”. Lo anterior también es apoyado por Ramírez (2017).

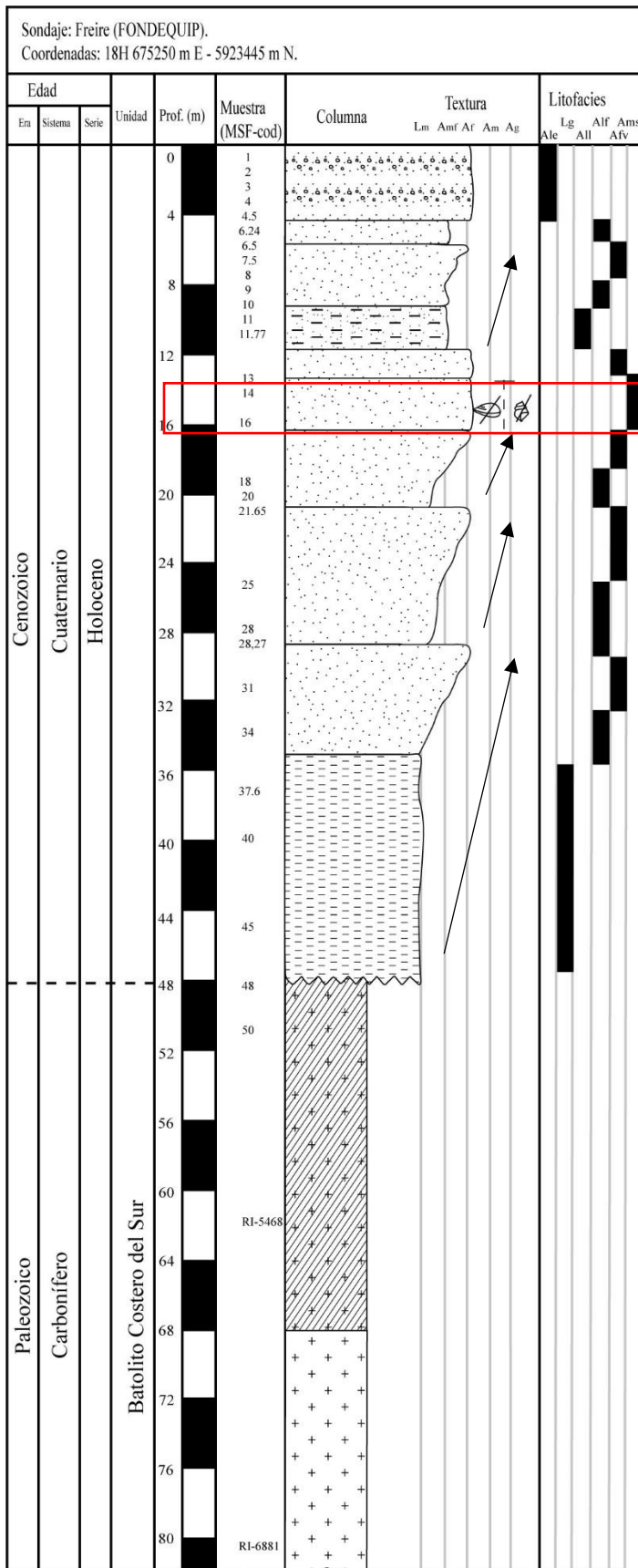


Figura 5.6. Columna estratigráfica resumida de sondaje en la localidad de Concepción. En el recuadro en color rojo, están las capas que tienen una componente marina, asociada al cambio de las características de los sedimentos y fragmentos de bivalvos y gastrópodos. Las flechas reflejan aumento del transporte fluvial en concordancia con el aumento del tamaño de grano.

Finalmente, debido a la diferencia de profundidad entre los datos de Galli (1968) y Martínez (1968), se establece que los registros marinos presentados en este trabajo corresponden a una transgresión más reciente, y que se habría desencadenado desde el norte de Concepción hacia la cuenca.

5.3.2. Bioclastos sondaje localidad Tubul-Raqui

Se reconocen sedimentos de tamaños de grano arena a limos, se establece la relación de estas variaciones con transgresiones y regresiones que modifican el frente de la línea de costa actual.

A partir del sondaje realizado en la costa cercana a Tubul (Figura 5.7), es posible reconocer distintos restos de conchillas de moluscos bivalvos, gastrópodos y placas de crustáceos balánidos cuya existencia se acota a la zona intermareal.

Los bivalvos reconocidos son: *Aulacomya atra* (Anexo 4.1, ficha T-4Fa), *Tagelus dombeii* (Anexo 4.1, ficha T-5Ft), *Mulinia edulis* (Anexo 4.1, ficha T-6Fm) y *Ostrea chilensis* (Anexo 4.1, ficha T-7Fo), son característicos de la zona intermareal, como organismos bentónicos y algunos excavadores de sedimento blando. También son característicos de aguas frías (Torres y otros, 2007). Lo anterior ha sido sustentado por estudios de fauna bentónica actual (Valdovinos y otros, 2010; Valdovinos y otros, 2017).

En particular, el bivalvo *Tagelus dombeii* representa mezcla de aguas, por lo que se comprueba la incidencia de los ríos Tubul y Raqui en la costa, distribuyendo los sedimentos transportados al litoral, y facilitando la formación de playas (Isla, 1989).

Por otro lado, el crustáceo *Elminius kingii* (Anexo 4.1, ficha T-1Fe), y los gastrópodos *Crepidula dilatata* (Anexo 4.1, ficha T-2Fc) y *Nassarius gayi* (Anexo 4.1, ficha T-3Fn), son característicos de la zona intermareal, con la diferencia de que tienen preferencia por zonas más rocosas o consolidadas, y por vivir fijos al sustrato y con capacidad variable para perforar el nicho. Es importante mencionar que estos organismos suelen vivir más cercanos a la superficie del agua, ya que, al ocurrir regresiones, estos son bioindicadores de antiguos niveles del mar. Esto está

fundamentado en el estudio de Valdovinos y otros (2017), en que mencionan que la muerte de *Elminius kingii* representa el límite superior de la zona intermareal.

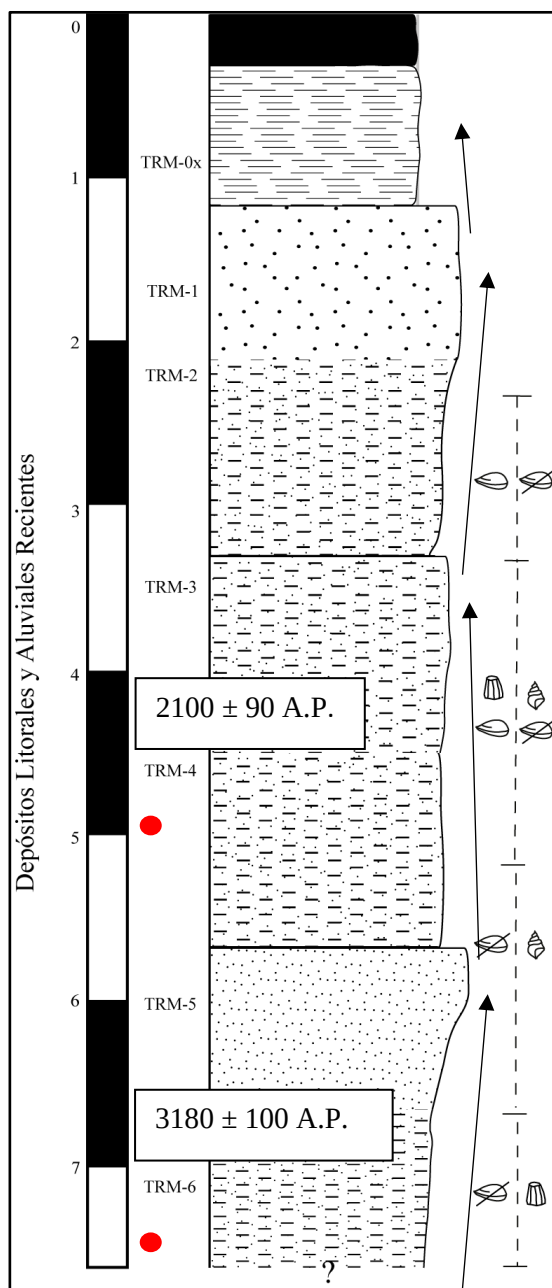


Figura 5.7. Columna estratigráfica resumida de sondaje en la localidad de Tubul. Las flechas reflejan variaciones del nivel del mar (regresión: flecha hacia la derecha; transgresión: flecha hacia la izquierda), en concordancia con el aumento y disminución del tamaño de grano. En los recuadros, se presentan las dataciones obtenidas para este trabajo.

Se realizan dos dataciones radiocarbónicas en los bioclastos de esta perforación, tal que entre los 6,67 a 7,12 metros de profundidad la edad es de 3.180 ± 100 años. De acuerdo a la relación faunística y a la granulometría, se puede asociar el aumento del tamaño de grano con un retroceso

del nivel del mar, y, por el contrario, la disminución del tamaño de grano o acumulación de finos a un ingreso del mar hacia el continente, consistente con una transgresión.

La segunda datación se realiza entre los 3,34 y 4,32 metros de profundidad, entrega una edad de 2.100 ± 90 años, lo cual se relaciona con un aumento progresivo del nivel del mar. en la Figura 5.7 se puede apreciar que en la muestra TRM-3 se reconoce la relación faunística asociada con un cambio en el nivel del mar, reflejando el límite superior a la presencia de *Elminius kingii*.

En estudios anteriores se tienen dataciones radiocarbónicas asociadas a restos de conchillas encontradas en las cercanías del sondaje. En el trabajo de Ramírez (2017), se tiene una datación calibrada de 2.800 ± 70 años, en restos de conchillas de *Mulinia edulis*, obtenida a 5,5 metros de profundidad, lo que es concordante con un nivel medio entre las dataciones de este estudio. En el sector de Calabozo (Coronel), Isla y otros (2012) obtienen edades corregidas de 3.970 ± 90 años A.P, similares a las obtenidas por Campana (1973) en el Sitio Arqueológico Bellavista, en la base de 3.870 ± 30 años, y en el techo de 3.300 ± 80 años (Figura b, Anexo 6).

Bookhagen y otros (2006), obtienen dataciones en paleobermas de la playa en la Isla Santa María, indicando una antigüedad de 1.800 y 2.400 ± 20 años, para zonas bajas de la isla. Lo anterior es concordante con transgresiones marinas más recientes, y ocurridas de manera sincrónica con las dataciones realizadas en el sondaje de Tubul. Todas estas evidencias son posteriores a la Transgresión Flandriense, que tendría su evidencia local en Carampangue, de edades corregidas de 7.610 ± 90 años, obtenida por Isla y otros (2012).

5.4. Nivel relativo del mar

En las últimas décadas, se han realizado recopilaciones sobre las dataciones y análisis del litoral costero con el objetivo de evaluar y sistematizar la información histórica de los niveles del mar. Dado lo anterior, se ha establecido la incidencia que tienen los ciclos glaciales e interglaciales y, a su vez, la importancia de la tectónica en el alzamiento o subsidencia de la superficie continental con respecto al borde de placa y el océano.

Estas evidencias han permitido reconocer que luego de la última glaciación (determinado hace aproximadamente 12.000 años), ha ocurrido un evento de calentamiento global denominado “Óptimo Climático” o “Máximo Térmico”, hace aproximadamente 8.000 a 6.400 años (Martínez, 1968). Posteriormente, las condiciones climáticas han ido estabilizándose hasta las condiciones actuales, caracterizadas por una disminución paulatina de las temperaturas. De acuerdo a lo obtenido por Garrett y otros (2020), los resultados entregan un aumento del nivel del mar de hasta 4 a 5 metros sobre el nivel del mar actual, lo que registran en la Figura 5.8.

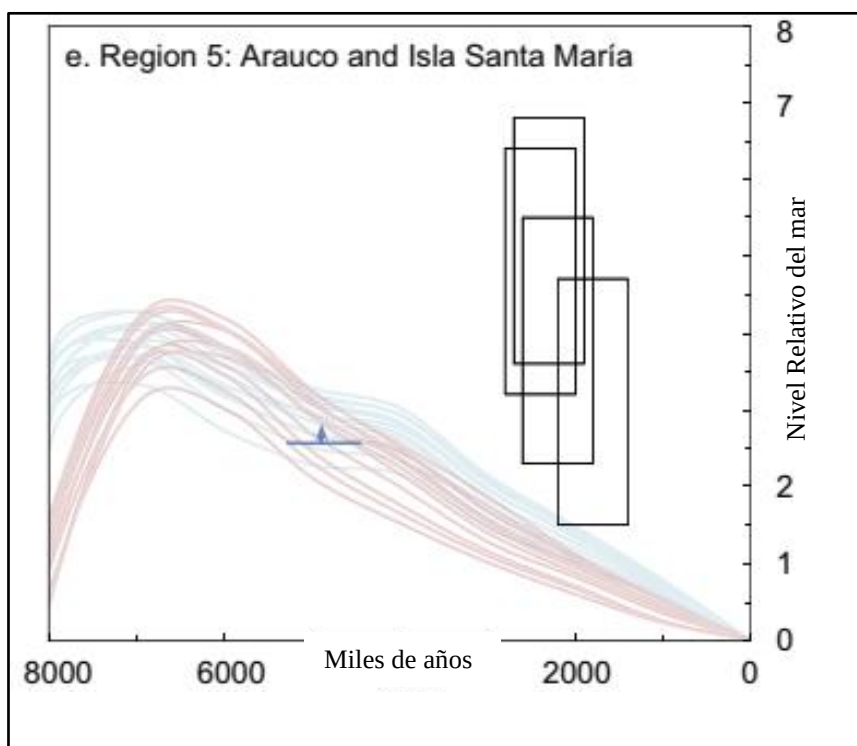


Figura 5.8. Gráfico de evolución del nivel del mar Holoceno en Arauco e Isla Santa María (Garrett y otros, 2020). En azul: punto límite marino validado por los autores (4780 AP, 2,57 m s.n.m.). Líneas de predicciones del modelo de ajuste isostático glacial: azul (Peltier, 2004); rojo (Peltier y otros, 2015).

Respecto de los estudios más cercanos al área de la perforación, es posible mencionar que Martínez (1968), Campana (1973) e Isla y otros (2012) han realizado dataciones que hacen referencia a niveles transgresivos durante el Holoceno medio en el golfo de Arauco.

De acuerdo a Garrett y otros (2020), durante el Holoceno medio el nivel del mar fue superior al actual en todo el borde costero, siendo representado por puntos límites validados en el estudio. Esta

información se validaría al confirmar el registro de las conchillas, límites asociados a cordones litorales antiguos y sus respectivas dataciones.

Sus resultados se comparan con modelos de ajuste isostático glacial y esto proporcionaría restricciones sobre la influencia de la tectónica a lo largo del Holoceno. Entonces, la datación del estudio se ratifica a partir de restos del molusco *Petricola rugosa*, obtenido en una terraza marina, que entrega una información de 4.780 ± 40 años ($5.302-4.421$ años calibrada), con una elevación del nivel del mar de $2,57$ m ($2,72 \pm 0,13$ años), por lo que representaría un punto límite marino para Arauco.

Teniendo en cuenta todo lo anterior, hay evidencias sobre la Transgresión Flandriense en Arauco, pero no evidenciable en este estudio, pero si está caracterizado en estudios anteriores. Los resultados de este estudio hablan de un punto transgresivo reflejada en la datación basal (3.180 años), y un retroceso paulatino del mar hacia los 2.100 años.

Jackson y otros (2013) sugiere que durante el Holoceno tardío y hasta la actualidad, el contexto climático ha ido evolucionando a condiciones más húmedas. Este estudio se realizó en Isla Mocha, y está sustentado en evidencias de fayba terrestre y dulceacuícola, y palinomorfos. Existen evidencias de similitudes de la flora y fauna de Isla Mocha con la biota valdiviana y de la localidad de Tubul, por lo que el aislamiento no habría sido total y sería posible el desarrollo de un flujo migratorio entre ambas zonas.

Lo anteriormente mencionado concuerda con los estudios de Fleming y otros (1998); Fleming y Lambeck (2004) y Milne y otros (2005), sobre los niveles relativos del mar holocénico a nivel global (Figura 5.9).

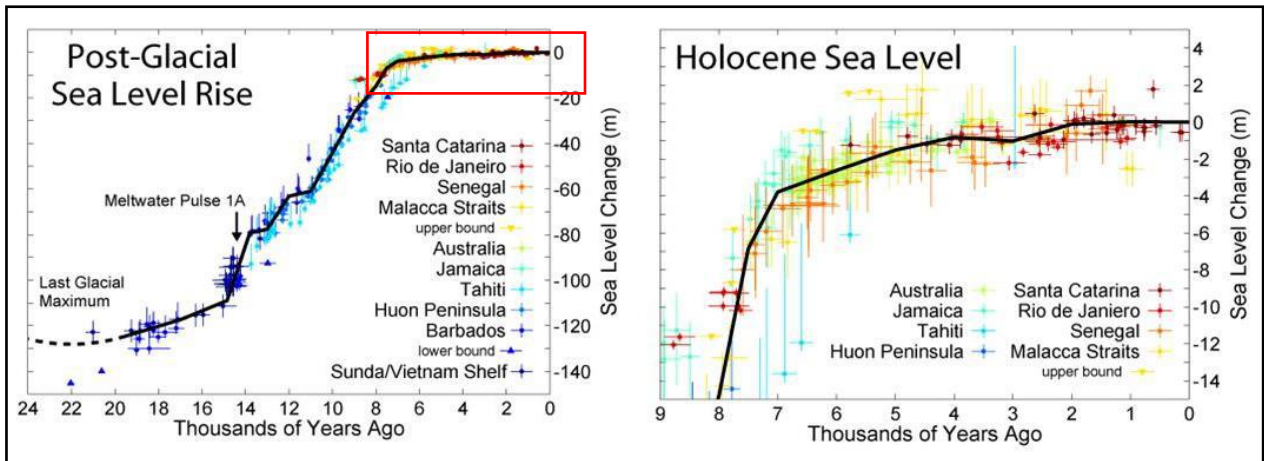


Figura 5.9. Curva Global del nivel del mar durante el Pleistoceno y Holoceno (compilación de datos de Fleming, 1998; Fleming y otros, 2004, y Milne y otros, 2005). A la izquierda, curva global de los últimos 24 mil años AP.; A la derecha, sección de la curva global de los últimos 8 mil años A.P.

6. DISCUSIÓN

6.1. Evolución sedimentológica y relación con el clima

La región del Biobío está configurada a partir de procesos geológicos que datan desde el Devónico hasta el presente. Se reconocen relieves abruptos a lo largo del litoral de esta región, y en este estudio se analizan dos áreas específicas: 1) la localidad de Concepción centro, y 2) las cercanías de la desembocadura del río Tubul, Arauco. Los factores climáticos asociados a glaciaciones y deglaciaciones inciden directamente sobre la esorrentía superficial y el nivel del mar modelando el relieve, por lo que es importante su consideración al momento de evaluar los cambios paleoambientales.

Zech y otros (2008), mencionan que el conocimiento de la historia glacial cuaternaria es limitado, pero que a partir de numerosos estudios y dataciones es posible compararlos con un control de edad independiente en cronologías glaciares y con información sobre las condiciones paleohidrológicas. En el límite Pleistoceno-Holoceno temprano finaliza el último período Glacial, reconocido en la zona sur de Chile como “Glaciación de Llanquihue” (Moreno y otros, 2015). De acuerdo a Isla (1989), las fluctuaciones del nivel del mar predominan en el hemisferio sur, y la transgresión del Holoceno habría tenido su máximo transgresivo en latitudes altas antes que en los trópicos. Lo anterior se explica a partir de las mezclas de salinidad oceánica.

Los eventos transgresivos y regresivos tienen sus evidencias en las líneas de paleocosta, siendo niveles de referencia para medir los movimientos del nivel del mar y el alzamiento o subsidencia propios de eventos tectónicos, comunes en la zona de subducción chilena. Por ende, se establece que la última glaciación habría terminado hace aproximadamente 12.000 años, con una altura máxima del nivel base marino entre 27 y 30 metros bajo el nivel del mar actual (Campana, 1973). El máximo glacial habría ocurrido hace 15.000 años, con un nivel marino aproximado de 100 metros bajo el nivel del mar actual (Isla y otros, 2012).

De acuerdo a Ilabaca (1979), la cuenca del río Biobío se origina a partir del retroceso de la última glaciación, con una edad aproximada que coincide con los inicios de la Transgresión Flandriense (Laugenie, 1969 en Ilabaca, 1979). Este retroceso de los glaciares se da sincrónico al extenso transporte de arenas volcánicas del volcán Antuco I, ocurrido a expensas de grandes volúmenes de

agua proveniente del derretimiento de hielos andinos con las continuas descargas de la laguna del Laja. Este aporte de arenas habría sobrepasado la erosión marina, y se habría dado entre el Pleistoceno y el Holoceno temprano (Ilabaca, 1979). De acuerdo a Isla y otros (2012), se asume que los ríos Biobío y Andalién fluían juntos hacia el norte, hasta la zona que hoy se reconoce como bahía de Concepción. A su vez, los ríos de la cuenca de Arauco también fluían hacia el norte, conectándose con el cañón del Biobío.

Para la región del Biobío, las edades obtenidas para el Óptimo Climático son entre 8.600 y 6.400 años (Martínez, 1968), determinado a partir de dataciones en foraminíferos, obtenidos en la sección media de perforaciones de 35 metros de profundidad en las localidades entre el río Biobío, Talcahuano y Penco, cuya interpretación daría un aproximado de 7 a 11 metros bajo el nivel del mar actual, por lo cual esto coincide con un punto transgresivo importante. El organismo predominante es el foraminífero *Ammonia becarrii* y habita la zona intermareal de marismas salobres, a profundidades entre 0 y 50 metros, y sugiere temperaturas entre 16 a 17°C, por lo que estaría asociado a un evento transgresivo en la cuenca del río Biobío, ya que presentan distribuciones horizontales que están en directa relación con las fluctuaciones mareales (Horton y Edwards, 2005).

Galli (1968), dató un fragmento de madera encontrado en una perforación a 88,1 metros de profundidad, y obtuvo una edad de 8.650 ± 115 años. Dicha datación permite evidenciar la edad del fragmento de madera, pero no explica un hallazgo *in situ*, pues probablemente fue transportado por el río Biobío. Por otro lado, se puede inferir que estos sedimentos ya estaban depositándose en la cuenca del río Biobío cuando este nivel se formó.

En el sondeo de Concepción, se reconocen principalmente arenas provenientes del relleno fluvial natural del río Biobío hacia la bahía de Concepción, teniendo fluctuaciones en la granulometría a medida que el río varía en su caudal y transporte de material provenientes de la Cordillera de los Andes. Desde los 48 a los 28 metros de profundidad, se reconoce un primer aporte granocreciente debido al aporte del río, luego disminuye abruptamente, causado por variaciones en la deglaciación y en la escorrentía superficial, repitiendo el ciclo sedimentario al menos dos veces, entre los 28 y 20 metros y desde los 20 y 16 metros de profundidad. Desde los 16 metros de profundidad, se

identifican restos bioclásticos de moluscos bivalvos y gastrópodos marinos, y la presencia escasa de *Nonionella auris*. Este último indica aguas marinas ligeramente templadas, por lo que este pulso transgresivo podría corresponder a una evidencia tardía de la Transgresión Flandriense en la cuenca. A pesar de lo anterior, su escasa presencia y falta de dataciones limita el alcance de la interpretación.

Respecto del análisis granulométrico y parámetros estadísticos se interpreta la evolución de ambientes y subambientes, definiendo las siguientes tendencias:

- 1) Desde la muestra obtenida a 81 metros de profundidad hasta los 68 metros de profundidad se reconocen tonalitas de biotita, producto del magmatismo asociado a la formación del Batolito Costero del Sur. A partir del ensayo RQD, se determina que el macizo rocoso del que provienen estas muestras tiene mala a muy mala calidad.
- 2) Entre los 68 y 48 metros de profundidad, la roca intrusiva se presenta como regolito, asociada a una meteorización del intrusivo anteriormente descrito, por posible exhumación o exposición en la superficie, y no se descarta erosión. De acuerdo al análisis del suelo, la caracterización es SM: arenas con gran porcentaje de finos, de composición predominante de cuarzo y arcillas, y SM(ML): arenas finas y limos inorgánicos de baja plasticidad.
- 3) Desde los 48 metros hasta los 36 metros de profundidad, la granulometría predominante es limo, variando constantemente en su porcentaje de arenas moderadas a mal seleccionadas, con fuerte magnetismo, asociadas a aportes fluviales de baja energía del río Biobío hacia el litoral. En general son clasificados como MH: limo inorgánico de compresibilidad media, cuya uniformidad depende de los granos de arena. La asimetría positiva permite asociar esta predominancia de finos a ambientes de baja energía, siendo el caso de la zona distal fluvial, en que la mayor parte de los sedimentos es transportada por suspensión.
- 4) A los 34 metros de profundidad el cambio es abrupto, presentando arenas fangosas pobremente seleccionadas, con curva de distribución bimodal y dos subpoblaciones principales: arenas muy finas, asociadas al aumento del transporte por saltación, y finos que están asociados al

transporte por suspensión. En ambos casos se relacionan con un contexto fluvial. La predominancia de líticos volcánicos y minerales ferromagnesianos apoya la interpretación. De acuerdo al análisis del suelo, es clasificado como SM: arenas limosas, que presentan gran capacidad para retener agua. A partir del método FDL de Sahu (1964), se determina que el ambiente puede corresponder a aguas poco profundas o fluvial, siendo este último el más aceptable a partir de la información disponible.

5) Entre los 32 y 28 metros de profundidad la secuencia es granocreciente, tal que predominan arenas por sobre finos, siendo estos últimos menores al 10% de abundancia. A pesar de lo anterior, presentan mala selección y curvas de distribución variables. En la base de la secuencia, la clasificación USCS corresponde a SP(SM): arenas pobremente graduadas a arenas limosas, a los 30 metros corresponde a SM: arenas limosas, y en el límite de secuencia corresponde a SP: arenas pobremente graduadas. Lo anterior se explica por variaciones en el régimen de flujo del río Biobío y su aporte de sedimentos, que tiende al alza. La mala graduación es una característica de ambiente fluvial, debido a su fluctuación de energía del medio (Sahu, 1964).

6) Entre los 28 y 21,65 metros de profundidad, las variaciones se acotan a la gradación granocreciente a medida que disminuye la profundidad y la clasificación USCS para las muestras, corresponde a SM: arenas limosas. Al analizar la muestra MSF-21,65 (21,65 metros de profundidad) se identifica un cambio abrupto, siendo clasificada como SM(ML): arenas finas y limos inorgánicos de baja plasticidad. Esta muestra marca el comienzo de un nuevo ciclo, debido a su predominancia de finos (86,4%) por sobre arenas (13,6%). Adicionalmente, esta muestra es unimodal, pobremente seleccionada y fuertemente magnética. Estas muestras pueden asociarse a ambiente fluvial, por la fluctuación en la graduación, debido al cambio en la energía del medio.

Los granos más finos pueden ser asociados a un contexto eólico, pero esto se discute debido a la mala selección de la muestra. Este segundo ciclo predomina hasta los 16 metros de profundidad, presentando ligera aparición y aumento de restos de conchillas de moluscos, principalmente bivalvos, marcando una “contaminación” del ambiente, debido a posibles transgresiones marinas. Esto se sustenta, además, en la presencia de foraminíferos del género *Nonionella*.

7) Entre los 16 a los 14,5 metros de profundidad, se destaca la mayor presencia de restos bioclásticos de moluscos y foraminíferos bentónicos, que plantean una interacción del borde

costero con el continente. La clasificación USCS corresponde a SP(SM): arenas pobremente graduadas a arenas limosas, que estarían representando la mala graduación típica de ambiente fluvial y un retrabajo producto del oleaje marcado por la transgresión marina. Las composiciones también varían, pero esto se explica por la presencia de ambos contextos, granos retrabajados y presencia de cuarzo y micas de menor diámetro. Clasificada como arena fangosa, muy permeable y con media de limo grueso.

8) Entre los 13 y 11 metros de profundidad, se presentan arenas con baja proporción de fango y gravilla (hasta 6% de abundancia), en ausencia de restos orgánicos, de comportamiento bimodal y pobremente seleccionadas. Su clasificación es principalmente SP: arenas mal graduadas, debido a la mala selección y a su marcado contraste composicional. Estos sedimentos son interpretados como procedentes de una regresión marina con abundante actividad fluvial, favoreciendo el retrabajo de los granos, principalmente arenosos y finos.

9) Entre los 11 y 6,5 metros de profundidad, los granos predominantes corresponden a arenas mal graduadas (clasificación USCS: SM), con abundantes líticos volcánicos de mala selección. Su comportamiento es trimodal a bimodal, con predominancia de arenas muy finas a finas hacia la superficie.

10) Desde los 6,5 a 4 metros de profundidad, las arenas fangosas tienen un comportamiento trimodal y pobremente seleccionado, tal que predominan arenas por sobre fangos y gravillas, teniendo una moda de arena fina y una clasificación de SP: Arenas mal graduadas.

11) Entre los 4 metros de profundidad y la superficie, las arenas fango-gravosas tienen pobre selección y comportamiento principalmente bimodal. Las arenas son finas a medias y tienen niveles laminares de líticos volcánicos mal seleccionados y con fuerte magnetismo. Lo anterior tiene directa relación con la migración de la zona distal fluvial del río Biobío hacia el sur.

En general, los indicadores mencionados permiten inferir una predominancia de aportes fluviales a la cuenca del río Biobío, que tenían una orientación norte hacia la bahía de Concepción (Martínez,

2014). La transgresión identificada estaría relacionada principalmente con los ciclos de deglaciación.

De acuerdo con Fonseca (2018), que realiza un estudio paleoecológico de foraminíferos bentónicos holocenos en la región de Coquimbo (30°S), es posible inferir los cambios climáticos significativos planteando la presencia de ciertos microorganismos bentónicos como *Nonionella auris* y otros, que también fueron encontrados en la perforación de Concepción analizada en este estudio. Este autor asocia la presencia de foraminíferos bentónicos del orden Rotaliina con la influencia del Anticiclón Subtropical del Pacífico Suroriental y con las condiciones más frías de la corriente de Humboldt, que tiene directa relación con: el fenómeno de El Niño, climas costeros, productividad biológica y diversidad marina.

En el sur de Chile, las corrientes de Humboldt tienen mayor influencia sobre la costa, ya que transportan aguas frías desde latitudes más altas hacia el Ecuador. Hacia el norte, el Anticiclón Subtropical del Pacífico Suroriental es el principal centro de alta presión atmosférica que desplazan vientos desde el sur al norte, siendo el principal causante del clima árido del norte de Chile.

Por otro lado, en la localidad de Tubul, específicamente en la desembocadura del río Carampangue, las edades corregidas obtenidas por Isla y otros (2012), corresponden a 7.610 ± 90 años, lo que evidenciaría el máximo transgresivo. Los organismos analizados por estos autores son los siguientes: *Argopecten purpuratus*, *Kinkaidella chilensis*, *Tagelus dombeii*, *Bankia martensi*, *Petricola rugosa*, *Aulocomya ater*, *Mulinia edulis* y *Choromytilus chorus*. Dicha transgresión evidencia un nivel medio del mar de 4 a 5 metros sobre el nivel del mar actual (Campana, 1973, Isla y otros 2012), e inunda progresivamente las ensenadas de Concepción, San Vicente y Arauco.

El molusco bivalvo *Argopecten purpuratus* habita un medio marino más cálido que en el presente, y actualmente están extintos en la región del Biobío, por lo que la presencia de sus restos junto a los otros moluscos indica una mezcla de aguas costeras y continentales, típicas de estuarios o lagunas costeras.

Sobre el nivel analizado por Isla y otros (2012) se reconocen restos de *Ostrea chilensis*, que representan el nivel máximo transgresivo posterior ocurrido a los 3.180 ± 100 años, marcando un nivel del mar de 2 a 4 metros sobre el punto cero actual (Campana, 1973). Al retroceder el nivel del mar, los bancos de *Ostrea chilensis* terminan expuestos para la posterior recolección de los grupos humanos.

Respecto del análisis granulométrico y parámetros estadísticos se interpreta la evolución de ambientes y subambientes, definiendo las siguientes tendencias:

- 1) La tendencia principal corresponde a una disminución del tamaño de grano a medida que disminuye la profundidad de la perforación realizada en las cercanías de Tubul.
- 2) La muestra TRM-6 representa un muestreo desde 6,67 a 7,12 metros de profundidad, y está caracterizado como un fango arenoso gravoso con alta plasticidad y humedad producto de la presencia de agua. La abundancia composicional corresponde a líticos polimícticos y cuarzo, y una concentración media a alta de conchuelas de bivalvos y restos de crustáceos balánidos. La clasificación USCS es MH: limos con un índice de plasticidad mayor a 50. Esto coincidiría con una alta actividad de playa con aportes fluviales provenientes del río Carampangue hacia el oeste, retrabajados y transportados por acción del oleaje, asociado a micromareas (Isla y otros, 2012). Adicionalmente, los restos de crustáceos permiten interpretar un límite superior de la zona intermareal, tal que estarían temporalmente sumergidos.
- 3) La muestra TRM-5 abarca desde 6,06 a 5,61 metros de profundidad, representando un abandono del mar en la costa producto de una regresión marina, con un posible aumento del transporte de sedimento proveniente de los ríos Tubul, Raqui y el transporte del sedimento proveniente del río Carampangue. La clasificación USCS es SM: arenas mal graduadas.
- 4) TRM-4 corresponden a arena fangosa, principalmente limosa, que va desde los 4,92 a 4,47 metros de profundidad, y con una clasificación USCS de SM: arena mal graduada. Tiene una alta concentración de bioclastos representativos del límite superior de la zona intermareal, pero con presencia de *Mulinia edulis*, típica de mezcla de aguas y zonas estuarinas. Estas características se

mantienen hacia TRM-3, obtenida entre 3,79 y 3,34 metros de profundidad, siendo distinguible la disminución de moluscos y balánidos a medida que disminuye la profundidad.

5) TRM-2 es obtenida a una profundidad entre 2,72 a 2,27 metros de profundidad, presentando una granulometría de arena limosa, de coloración grisácea oscura, pobre selección, disminución del contenido de conchillas y aumento de minerales como feldespatos potásicos y carbón. Estos componentes provienen desde el continente, por lo que se asocia a un aumento del transporte y régimen de flujo del río Carampangue, Tubul y Raqui.

6) A profundidades menores a 2 metros, TRM-1 corresponde a arenas fango-gravosas, con una media de arenas finas y pobre selección, ausencia de bioclastos y coloración parda. Se caracteriza por su clasificación SM: arenas mal graduadas, alta humedad y diversas composiciones de los líticos.

Presenta un contraste marcado con la muestra TRM-0x, que se encuentra entre 0,27 y 0,70 metros de profundidad, debido al contraste textural de ambas. A pesar de lo anterior, TRM-1 posee poca cohesión y plasticidad baja.

7) Por último, TRM-0x representa la llanura de inundación, parte del humedal formado en la desembocadura de los ríos Tubul-Raqui, que constituye una espesa capa de arcillas pardas oscuras. Esta zona se encuentra en contacto directo con la superficie, que constituye el nivel de suelo O.

La evolución de la sedimentación en zonas costeras varía entre periodos glaciales e interglaciales, de tal forma que, al aumentar la temperatura existe un descongelamiento de masas de hielo con una consecuente alza en el nivel del mar, el que transgrede hacia el continente y erosiona progresivamente el borde costero. Luego de alcanzar un máximo de temperatura, comienza a descender paulatinamente, gatillando un retroceso del nivel del mar y exponiendo la superficie a agentes erosivos eólicos y a modeladores de la topografía a partir de sistemas fluviales.

Al existir evidencias de alzamiento y subsidencia continuas en el área de estudio, también se registran terrazas marinas emergidas sobre el nivel del mar (Vivero, 2016, Ramírez, 2017).

6.2. Alzamiento tectónico e incidencia de terremotos de subducción

En el área de estudio es posible reconocer evidencias de eventos tectónicos que se deben a la convergencia de la placa de Nazca con respecto a la placa Sudamericana. Estos indicadores se reflejan a partir del estudio de las líneas de paleocostas, asociadas a terrazas marinas, acantilados costeros y la adaptación de especies faunísticas marinas reconocidas en terreno.

Diversos autores han estudiado las superficies continentales resultantes de movimientos verticales del margen costero, y han podido determinar la tasa de alzamiento litoral a partir del Método de Lajoie (1986), que evalúa alturas máximas de superficies emergidas, evidencias de niveles del mar durante los períodos de máxima transgresión, y edades determinadas en dichos niveles a partir de restos faunísticos.

De acuerdo con Saillard y otros (2011), las terrazas costeras se forman a partir de la estrecha relación entre eventos de alzamiento y fluctuaciones del nivel del mar. Adicionalmente, se reconoce que las fluctuaciones del nivel del mar están estrechamente relacionadas con los ciclos de glaciaciones y deglaciaciones (mencionado en el subcapítulo 6.1).

Isla y otros (2012) plantean que el terremoto del 27F del 2010 fue uno de los más grandes registrados en la costa chilena, cuya magnitud corresponde a 8.8 en la escala de Richter. Si bien ocurrió a 105 km al NNE de Concepción, tuvo consecuencias importantes en la interacción del mar con el continente, puesto que gatilló una ola de *tsunami* que causó graves daños en la costa, particularmente en las bahías que se abren hacia el norte, tomando como ejemplo el alzamiento de 0,4 metros en la bahía de Talcahuano, y de 0,5 metros medidos en caleta Lenga. De acuerdo a Mardones y Vidal (2001), Concepción corresponde al segundo conglomerado urbano más grande de Chile, y está asentado sobre una cuenca dominada por terrazas fluviales y llanuras con un riesgo sísmico alto, debido al gran volumen de material no consolidado utilizado como relleno de esta, y su gran cercanía al nivel freático. Lo anterior afecta directamente al potencial de licuefacción del suelo de Concepción (Montalva, comunicación oral).

Hacia el sur, afectó a la llanura costera entre Carampangue y Tubul, al sur del golfo de Arauco. El alzamiento en la costa de Arauco se elevó hasta una altura de 1,6 metros sobre el nivel del mar, y

esto pudo evidenciarse a partir de restos de algas marinas muertas que colonizaban las rocas que resultaron expuestas. Al perecer, estas se tornan de coloraciones blanquecinas. Para explicar todos estos eventos, se debe distinguir entre los cambios eustáticos y los episodios cosísmicos.

Valdovinos y otros (2017), mencionan que en las costas de la región del Biobío el alzamiento fue de alrededor de 0,5 a 1,5 metros sobre el nivel del mar, y afectó directamente a la desecación de la red de canales internos que alimentan el humedal con el que interactúan. Uno de los efectos corresponde a la disminución de la salinidad de las aguas, principal factor ecológico (Kinne, 1966). Martínez (2014), menciona que los terremotos de subducción aumentan el número de zonas de riesgo asociadas a la vulnerabilidad socioterritorial de la población que habita una localidad.

En el caso de Tubul la población presenta una alta vulnerabilidad física, socioeconómica y educativa. En términos generales, la comunidad tiene conocimiento sobre los efectos de un terremoto y de los eventos de *tsunami*, pero desconoce el impacto real que tienen en la destrucción de ambientes costeros. Además, son dependientes de la imposición de los modelos de ciudad instaurados por las autoridades, que culminan con la exposición desmedida de estos a los eventos sísmicos (Figura c, Anexo 6).

Como antecedentes históricos, se pueden mencionar algunos eventos sísmicos (Figura c, Anexo 6):

El terremoto de 1751 ocurrido en Concepción, fue un evento sísmico de magnitud 8,5, cuyo *tsunami* fue sumamente destructivo y alcanzó el archipiélago de Juan Fernández. Concepción, que en ese momento se encontraba situado en Penco, tuvo que ser refundada en su ubicación actual.

En el caso del terremoto de 1835, la ola tuvo una altura máxima de 10 metros, inundando parte de la red de canales que alimentaban al humedal Tubul-Raqui, Este terremoto, propició los primeros estudios geológicos sobre el suelo, subsuelo y terrenos sobre los cuales se emplazaba la ciudad de Concepción (Aliste y Pérez, 2013). Se establece la componente arenosa de la ribera del río Biobío como poco apropiados para la edificación, pero las autoridades priorizan desde ese entonces la componente económica por sobre el peligro geológico y la vulnerabilidad social.

El terremoto de 1939 fue particularmente destructivo, ya que afectó a la conectividad ferroviaria y vial de la octava región, y culminó con la vida de alrededor de 24.000 a 30.000 personas, de acuerdo a la prensa. El epicentro de este terremoto fue en Chillán, y si bien no implicó *tsunami*, fue suficiente para volver a destruir la ciudad de Concepción y alrededores.

Los terremotos del 21 de mayo de 1960 tuvieron sus epicentros en las cercanías de Cañete, y no se identificó eventos de *tsunami*. Los testimonios de los locales suelen asociar estos eventos como parte del ocurrido durante la jornada del 22 de mayo de 1960, reconocido como el “Gran Terremoto de Chile” por sus consecuencias en la ciudad de Valdivia. Este último ha sido considerado el más devastador en la historia de la humanidad, y desencadenó una serie de olas de gran altura, superando en muchos casos los 10 metros, e ingresando kilómetros hacia el continente. Estos eventos afectaron principalmente al sur de Chile, y el área de estudio se vio levemente protegida por la geomorfología de la península que se forma al norte de Lebu. En términos científicos, estos eventos permitieron la refundación de las ciencias de la Tierra.

El terremoto del 2010 tuvo una ola de altura máxima de 12 metros, gatillando una inundación de hasta 3 km hacia el continente a través del humedal Tubul-Raqui (Figura 6.1). Lo anterior permite inferir que los eventos sísmicos ocurridos en el margen costero al norte de Concepción, probablemente gatillen eventos de *tsunami*, siempre y cuando estos eventos tengan una magnitud considerable en la escala de Richter y una cercanía del epicentro del sismo con el margen costero, específicamente con la zona de subducción.

Respecto de los humedales costeros, el ingreso del mar hacia estos genera una desecación gradual de la red de canales alimentadores del humedal, lo que afecta directamente el desarrollo faunístico y florístico que coexiste en la planicie costera (Valdovinos y otros, 2017). La desecación de la red de canales internos del humedal Tubul-Raqui tuvo un impacto importante sobre la economía principal de las comunidades aledañas, puesto que hasta el 2010 se cultivaban y extraían especies de pelillo, un alga del género *Gracilaria*, y moluscos bivalvos como la navajuela, perteneciente a la especie *Tagelus dombeii*.

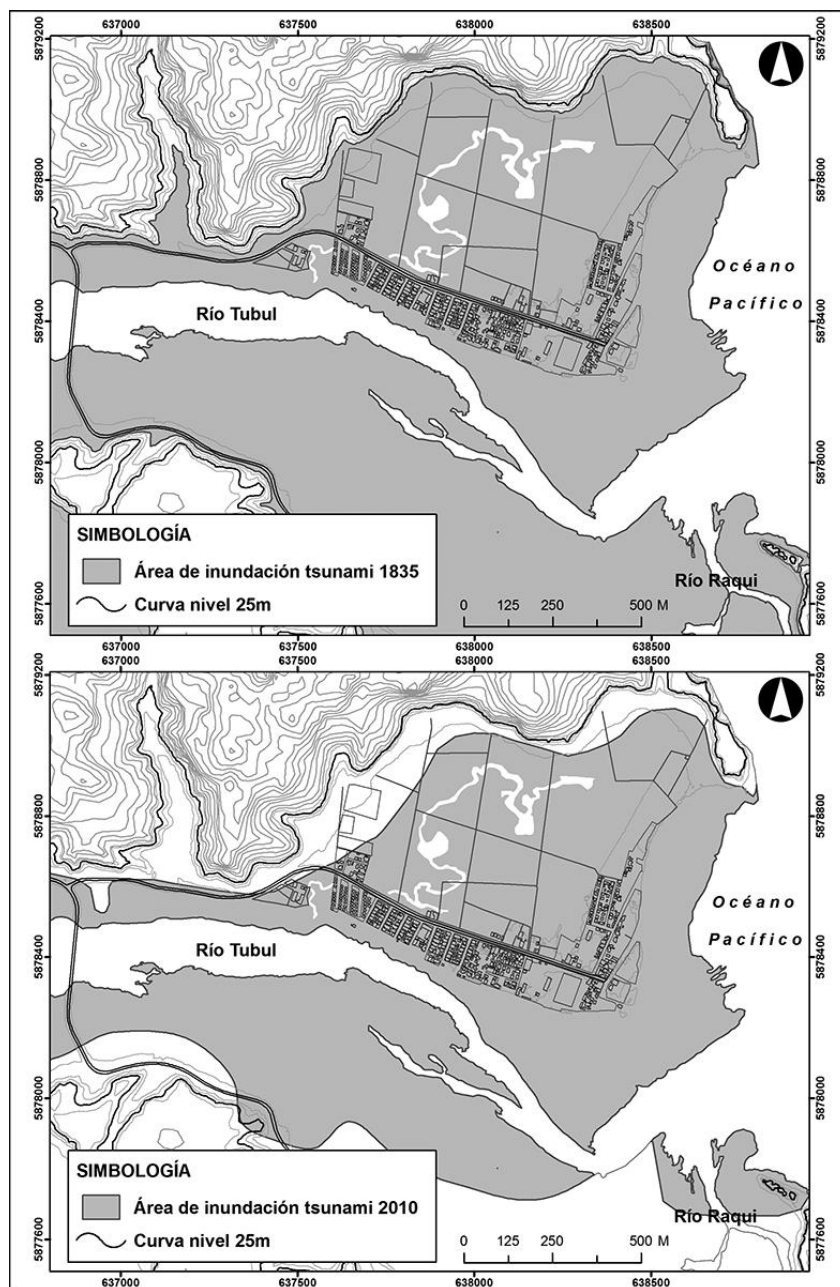


Figura 6.1. Mapas geográficos que indican las zonas de inundación de sismos tsunamigénicos de 1835 y 2010 en área Tubul (Martínez, 2014). Caso humedal Tubul-Raqui.

El evento de *tsunami* implicó oscilaciones de la marea y resuspensión del fino aportado al humedal, modificando la turbidez del agua y erosionando bancos costeros de estos organismos. Posterior al *tsunami*, se formaron barras de arenas en la costa, por lo que el humedal resultó parcialmente aislado del mar. Como consecuencia, aumentaron los nutrientes del agua y se generó hipoxia de esta. Adicionalmente, disminuyó la colonización de la planta herbácea de la especie *Spartina*

densiflora, típica de aguas templadas de Sudamérica. Esta planta cumple un rol modelador y estabilizador de riberas que interactúan con las mareas (Valdovinos y otros, 2010).

Posteriormente, el humedal Tubul-Raqui prosiguió con el proceso de recuperación, pero esto no se dio de forma natural, puesto que hay antecedentes de que, pasados 10 meses desde el *tsunami*, las autoridades tuvieron que extraer arenas a través del uso de maquinaria para acceder a las localidades al oeste del humedal y para comenzar con los proyectos de reconstrucción.

6.3. Ocupación humana temprana y humedales

Respecto de la ocupación humana temprana, es posible relacionar que los niveles del mar holocénicos son los principales agentes que limitaron la densificación poblacional en los alrededores del Micro-área de Raqui-Tubul (Campana, 1973).

Quiroz y Sánchez (2004) plantean que, en el Holoceno medio, en la costa del “Área Extremo Sur Andina” (desde el río Biobío al canal de Chacao), predominaron comunidades que utilizaban técnicas de navegación para colonizar los ambientes insulares.

La morfología de la costa se subdivide en costas con bahías cerradas como la de Coliumo y Laraquete, plataformas litorales como la de Arauco y Lebu, y llanuras costeras al sur de Lebu.

Bustos y Vergara (2001) plantean que en la localidad de Concepción existirían escasos hallazgos de instrumentos líticos utilizados para la faena y captura de fauna, por lo que durante el Arcaico tardío los grupos humanos de la zona habrían sustentado su alimentación principalmente en la recolección de alimentos (4.500 a 2.000 años). La recolección de plantas y la domesticación de animales mayores solo ocurriría desde aproximadamente 300 a 500 años.

El modelo de Seguel y Campana (1970 en Quiroz y Sánchez, 2004), plantea que el “Precerámico o Arcaico” (8.500 a 1.500 años), estaría representado por tres etapas de ocupación humana temprana posiblemente relacionada a momentos transgresivos en las oscilaciones glacioeustáticas marinas holocénicas regionales (Campana, 1973):

- 1) Etapa 1: 85.00 a 6.500 años: Conchales con estratos de ostiones, sin referencia cultural.
- 2) Etapa 2: 6.000 a 4.500 años: Conchales con estratos de ostras dispuestos sobre las capas de ostiones.
- 3) Etapa 3: 4.000 a 1.500 años: Definida a partir de un nivel mixto entre ostras y navajuelas, que infrayacen a un nivel exclusivo de navajuelas.

Interpretando los aspectos estudiados en esta Memoria de Título, se tiene que las edades de la etapa 3 son cercanas a las edades obtenidas en el sondeo de la localidad de Tubul-Raqui, pero no corresponden específicamente a los restos faunísticos mencionados, por lo que no se pueden relacionar a evidencias de la ocupación temprana. Por otro lado, el sitio “El Trigal” está constituido por una gran diversidad de especies, lo que permite inferir que se trató de un período inicial de exploración y conocimiento precario del valor alimentario de la recolección. En este conchal predominan navajuelas y bivalvos veneroídeos, que podrían asociarse a eventos transgresivos posteriores a la etapa 3. Pino y Navarro (2005) mencionan que la ocupación humana arcaica se denominó “Complejo Chanchanense”, asentándose desde la Isla Quiriquina hasta Túnel (Tierra del Fuego). Tales grupos se remontan desde milenios hasta centenios, y se caracterizaron por ser grupos costeros recolectores y cazadores que elaboraron artefactos de cerámica y armas, no reconocidas en terreno. Se puede mencionar que la estrategia económica dominante durante el Arcaico fue la recolección y caza de animales marinos (Yesner, 1980 en Pino y Navarro, 2005). A pesar de lo anterior, es necesario profundizar la investigación arqueológica y biológica en los alrededores de Arauco y Concepción, para relacionar estos sitios con los que se ubican hacia el sur de Chile, principalmente la región de Los Ríos y Los Lagos.

7. CONCLUSIONES

A partir de la información recopilada por Campana (1973), la Época Holoceno puede ser subdividida en 3 etapas:

- I. Holoceno temprano o Anatómico: posterior al último período glacial, caracterizado por un aumento gradual de T° , con un aumento progresivo del nivel del mar producto de deglaciaciones. Abarca desde los 11.000 años, hasta aproximadamente los 6.000 años.
- II. Holoceno medio o Hipsotérmico: período de tiempo en que se alcanza el máximo de T° , conocido como “Óptimo Climático” o “Máximo Térmico” (aproximadamente hace 6.000 años en el hemisferio sur). Se caracteriza por evidencias de grandes transgresiones marinas.
- III. Holoceno tardío o Hipotérmico: posterior declive de la T° hasta las condiciones actuales. Caracterizado por eventos puntuales de variaciones del nivel del mar, correspondiente a pequeños eventos transgresivos-regresivos.

Durante el Período Glacial Llanquihue los ríos formaron abanicos fluviales sobre la plataforma continental transportando material clástico desde la Cordillera de los Andes hacia el océano Pacífico (Pino y Navarro, 2005). Para el caso de los ríos Tubul-Raqui, el aporte proviene principalmente de la Cordillera de Nahuelbuta, siendo transportados principalmente por los ríos Tubul, Raqui, Carampangue y Laraquete. A partir de este estudio se ha podido comprobar la constante influencia de las variaciones del nivel del mar y sus registros en todo el borde costero de la región del Biobío.

De acuerdo con las características sedimentológicas y bioclásticas analizadas en este estudio, es posible asociar la ocupación humana de los sitios visitados a lo largo del borde de la berma de una paleoplaya, correspondiente a una transgresión holocena, que tiene una altura actual aproximada de 3 m s.n.m.

La morfología de la planicie costera entre Arauco y Tubul se ha visto afectada violentamente por eventos transgresivos y regresivos producto de los agentes tectónicos y glacioeustáticos a lo largo

del tiempo geológico, pero adicionalmente, se deben considerar eventos tsunamigénicos como el ocurrido el 27 de febrero del 2010. Debido a la evolución de la geomorfología costera, se producen efectos riesgosos como remociones en masa, que aumentan los factores de vulnerabilidad socioterritorial, fundamentales debido a la actividad económica de las comunidades aledañas, dependientes principalmente a la pesca y la recolección de productos marinos.

En este estudio se analizan evidencias sedimentológicas de dos perforaciones realizadas en la localidad de Concepción y de Tubul, particularmente asociado a la desembocadura de los ríos Biobío y Tubul, respectivamente.

Para el caso de Concepción, la perforación fue realizada en el contexto del proyecto del Dr. Gonzalo Montalva, cuyo objetivo es analizar y cuantificar el potencial de licuefacción de los suelos de Concepción y alrededores. En este análisis se evidencia la exhumación del Batolito Costero del Sur, específicamente los Granitoides de Concepción, que en su contacto con los depósitos del río Biobío presentan una superficie altamente meteorizada de las tonalitas. El Ensayo RQD realizado sobre los testigos rocosos del basamento permitieron estimar una calidad mala a muy mala, debido a su alto grado de fracturamiento y meteorización.

Sobre estas rocas se depositan sucesivas secuencias de sedimentos de origen fluvial, transportados y sedimentados por el río Biobío, y cuya procedencia se debe al material volcánico del volcán Antuco I, que tuvo un evento eruptivo importante hace aproximadamente 7.100 años A.P, y habría gatillado eventos de avalancha de escombros, que luego son transportados por el río Laja. Se evidencian al menos 4 pulsos fluviales cuyo contenido dominante son líticos volcánicos, minerales máficos y cuarzo, cuyas características texturales permiten asociarlo a un transporte por saltación, y de forma subordinada la suspensión.

Respecto de los parámetros utilizados en el Método gráfico de Folk y Ward (1957), se identifica una media de arenas finas a muy finas, por lo que el transporte dominante se da mediante saltación, una selección moderada a mala, con granos que presentan estrías provocadas por el choque de los sedimentos al tener contacto entre sí y una presencia de finos variable a lo largo del sondaje, una asimetría que describe una marcada dispersión de las distintas granulometrías, y una curtosis sin

tendencia clara, lo que puede ser explicado por la gradación vertical asociada a distintos ciclos estacionales de la escorrentía superficial.

A los 16 metros de profundidad se identifican se reconocen algunos indicadores marinos: en primer lugar, la presencia de restos de conchillas de moluscos bivalvos y gastrópodos, y restos de foraminíferos de la especie *Nonionella auris*, asociado a aguas más frías y a influencia de la Corriente de Humboldt.

Desde los 14 metros de profundidad hasta la superficie de la perforación las evidencias fluviales vuelven a ser predominantes. Si bien la media continúa siendo arenas finas a muy finas, hay un aumento de gravas y fangos, por lo que la dispersión de los resultados del muestreo es mayor.

De acuerdo a la Función Discriminante Lineal de Sahu (1969), los resultados más concluyentes asocian al ambiente deposicional con una evolución del delta del río Biobío, con ligera exposición de los sedimentos a agentes eólicos, asociados a la disminución del caudal con motivo de la estacionalidad. Lo anterior está contextualizado en que antiguamente la desembocadura del río Biobío tenía su orientación hacia el norte, y con el tiempo, fue evolucionando y distribuyendo los sedimentos de tal forma que se desplazó hacia su posición actual. Eventos puntuales transgresivos interactúan con la costa, por lo que no es extraño que se reconozcan capas asociadas a aguas poco profundas.

Composicionalmente, a lo largo de la perforación predominan las litarenitas por sobre litarenitas feldespáticas, y esto se asocia a la proveniencia de los sedimentos.

Respecto de la mecánica de suelos, los suelos son clasificados de acuerdo a la nomenclatura simplificada de la USCS, tal que predominan arenas pobremente graduadas, arenas limosas y a mayor profundidad, limos con límite líquido menor a 50. Este análisis permite apoyar estudios que plantean que los suelos de fundación de la ciudad de Concepción no son lo suficientemente aptos para las construcciones que se han realizado, por lo que carecen de las propiedades físicas y químicas para resistir ante posibles procesos de licuefacción o pérdida de la rigidez producto de la

percolación de fluidos, algo muy común en una localidad aledaña a uno de los ríos más grandes de Chile, y con una gran susceptibilidad a eventos sísmicos como el 27F.

La perforación realizada en las cercanías del río Tubul y Raqui, fue realizada en el contexto del proyecto de la Dra. Carolina Martínez, y tiene características contrastantes con la perforación de Concepción. En primer lugar, los componentes son aportados principalmente por la erosión, meteorización y transporte de sedimento provenientes de la Cordillera de Nahuelbuta a través de la red de drenaje del río Carampangue, río Tubul y Raqui. Estos componentes son principalmente ígneos intrusivos y en menor medida sedimentarios, con coloraciones claras y con clasificación composicional de litarenitas y litarenitas feldespáticas. Estos sedimentos son dispersados por acción del oleaje a lo largo de las playas y constituyen arenas mal a muy mal seleccionadas, con gran dispersión de las granulometrías y un porcentaje de finos que oscila a lo largo de la perforación.

Se interpreta un sistema mixto entre aportes marinos con influencia fluvial, debido a la desembocadura de tipo estuarina presente en el humedal Tubul-Raqui. Evidencia de lo anterior es la interacción de fauna intermareal típica de suelos fangosos (*Ostrea chilensis* y *Mulinia edulis*), con fauna intermareal del límite superior asociada a suelos más consolidados a rocosos (*Elminius kingii*). Además, es importante mencionar la presencia del bivalvo *Tagelus dombeii*, típico de zonas de mezcla de aguas.

En términos de mecánica de suelos, las capas estudiadas son TRM-1 y TRM-6, el primero es poco cohesivo, sin embargo, tiene fango en su constitución y es posible establecer su plasticidad, que se considera baja. Por otro lado, TRM-6 corresponde a un suelo limoso inorgánico de compresibilidad alta.

Se tienen dos dataciones:

- 1) TRM-6 (6,67 a 7,12 metros de profundidad): 3.180 ± 100 años. De acuerdo a la relación faunística y a la granulometría, se puede asociar el aumento del tamaño de grano con un retroceso

del nivel del mar, y, por el contrario, la disminución del tamaño de grano o acumulación de finos a un ingreso del mar hacia el continente, consistente con una transgresión.

2) La segunda datación se realiza entre los 3,34 y 4,32 metros de profundidad, entrega una edad de 2.100 ± 90 años, lo cual se relaciona con un aumento progresivo del nivel del mar.

En ambas muestras se presentan restos orgánicos de moluscos o crustáceos típicos de la zona intermareal, por lo que se verifica la influencia de la costa y se puede asociar estos niveles con peak transgresivos posteriores a la Transgresión Flandriense, datada por Isla y otros (2012) en las cercanías del punto de perforación, entregando una edad de 7.610 ± 90 años.

El análisis de los parámetros texturales y composicionales de las muestras de playa permiten caracterizar el contexto formacional y proveniencia de los sedimentos en la actualidad, y comparar con materiales de las terrazas marinas, del humedal y de las perforaciones. En función de eso, se puede aplicar principios de la estratigrafía para evaluar la proveniencia de los sedimentos. En función de lo anterior, es clara la diferencia de los materiales sedimentados en el humedal con los sedimentos de las playas formadas a lo largo del borde litoral de las localidades aledañas a los ríos analizados en este estudio.

La creciente urbanización de las zonas costeras afecta a los humedales. La ocupación humana temprana data desde los 4350 ± 70 años, pero a 300 m al sur de la perforación de Tubul se reconoce el cerro La Isla, particularmente el sitio arqueológico “El Trigal” que data de aproximadamente 810 años. El sitio arqueológico se caracteriza por un alto contenido de *Ostrea chilensis* sobreyaciendo a una capa con escasos restos de bivalvos de la especie *Argopecten purpuratus*, sumado a una matriz fangosa que habría sido arrastrada por el mar desde la zona submareal a intermareal. La última presencia de *Argopecten purpuratus* y primera aparición de *Ostrea chilensis*, que indica un cambio de aguas cálidas a aguas más frías. Estas capas son continuas en profundidad (Campana, 1973) y se conectarían lateralmente en el humedal Tubul-Raqui.

Sobre este nivel, ocurre un cambio abrupto de *Ostrea chilensis* a *Tagelus dombeii*, molusco que refleja un posible embahiamiento del humedal Tubul-Raqui, producto de una consecuente

regresión. Esta representación puede asociarse a una zona marginal somera. En la sección superior del sitio, se aprecia una relación bionómica de *Tagelus dombeii* con *Mulinia edulis*, que representa un último pulso transgresivo de menor envergadura que el anterior, el cual re TRABAJA algunos restos de *Tagelus*, varía la matriz a granos más arenosos y erosiona lo depositado.

Esta ocupación temprana ha sido asociada a un período inicial de exploración y conocimiento precario del valor alimentario de la recolección, por lo que esta ocupación podría haber sido breve. El humedal Tubul-Raqui responde como defensas ante marejadas, *tsunamis* e inundaciones frente a eventos sísmicos. Debido a los antecedentes de terremotos de subducción descritos en este estudio, se ha evidenciado la tendencia al alzamiento cuando los epicentros están ubicados hacia el norte de la península de Arauco. A su vez, si los epicentros se ubican cercanos a la fosa, suelen desencadenar eventos tsunamigénicos que desembocan en la costa del litoral chileno. Terremotos como el de 1835, 1960 y el de 2010 son claros ejemplos de ello.

Posterior a un evento sísmico-tsunamigénico, la costa se ve fuertemente afectada y la ubicación de las ciudades y poblados no favorecen la pronta recuperación de éstas, porque las autoridades anteponen lo económico frente a lo social. En función de ello, se hace énfasis en la importancia de favorecer el crecimiento demográfico en función de los intereses de los residentes de la zona y su actividad económica principal, con enfoque en la mitigación de los peligros geológicos asociados al lugar que habitan, otorgando tecnología, educación y planes de ordenamiento territorial atinentes a las necesidades de las personas.

8. REFERENCIAS

- ABAD, E. & FIGUEROA, J. 2003. Rocas Volcánicas en el Triásico del valle inferior del Biobío: Petrografía y Marco Geológico. Cerro Calquinhue. VIII región. Chile. Congreso Geológico Chileno N°10: 138 pp. Concepción.
- AGUIRRE, L.; HERVÉ, F. & GODOY, E. 1972. Distribution of Metamorphics Facies in Chile an Outline. *Kristallinikum*. Vol. **9**: 7-19. Praga.
- ALDEA, C. & VALDOVINOS, C. 2005. Moluscos del Intermareal Rocoso del Centro-Sur de Chile (36°-38°S): Taxonomía y Clave de Identificación. *Gayana*. Vol. **69** (2): 364-396. Concepción.
- ALCÁNTARA, J.; CABRERA, L.; ALONSO, I.; ALEJO, I.; REY, S. & GAGO, L. 2001. Parámetros Granulométricos: Comparación entre el Método Gráfico y el Método de los Momentos. *Geotemas*. Vol. **3** (1): 33-37.
- ALISTE, E. & PÉREZ, S. 2013. La Reconstrucción del Gran Concepción: Territorio y Catástrofe como Permanencia Histórica. *Revista Geográfica Norte Grande*. Vol. **54**: 199-218.
- AMARAL, E. & PRYOR, W. 1977. Depositional Environment of the St. Peter Sandstone deduced by Textural Analysis. *Journal of Sedimentary Petrology*. Vol. **47** (1): 32-52. Tulsa.
- ANGERMAN, D.; KLOTZ, J. & REIGBER, C. 1999. Space-Geodetic Estimation of the Nazca–South America Euler Vector. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. **171** (3): 329-334. Amsterdam.
- ARCOS, R. & ELGUETA, S. 1993. Geología y Modelo de Sedimentación de la Secuencia Cretácico Terciaria de la Cuenca de Arauco. Informe ENAP (Inédito): 33 pp. Concepción.
- ARGOLLO, J. & MOURGUIART, P. 1995. Climas Cuaternarios en América del Sur. ORSTOM Institut Français de Recherche Scientifique pour le Développement en Coopération. Proyecto PICG-281. (Argollo, J. & Mourguiart, P. Editores): 360 pp. La Paz.
- AVENDAÑO, M. & CANTILLÁNEZ, M. 2008. Aspectos biológicos y poblacionales de *Argopecten purpuratus* en la reserva marina La Rinconada: contribución para su manejo. En: Estado actual del cultivo y manejo de moluscos bivalvos y su proyección futura: factores que afectan su sustentabilidad en América Latina. (Lovatelli, A.; Farías, A. & Uriarte, I. Editores). Actas de Pesca y Acuicultura. N° 12: 249-266.
- BAÑÓN, L. & BEVIÁ, J. 2000. Manual de Carreteras: Elementos y Proyecto. Universidad de Alicante, Departamento de Ingeniería de la Construcción, Obras Públicas e Infraestructura Urbana. (Ortiz, S. e Hijos, Contratista de Obras. Editores). Vol **1**: 409 pp.
- BECERRA, J.; CONTRERAS-REYES, E. & ARRIAGADA, C. 2013. Seismic Structure and Tectonics of the Southern Arauco Basin, South-Central Chile (~38°S). *Tectonophysics*. Vol. **392**: 53-66. Amsterdam.

BIRÓ, L. 1979. Contribución al conocimiento de la Formación Tubul, Plioceno superior, Provincia de Arauco (37°14' Lat. Sur), Chile. Congreso Geológico Chileno N° 2. Actas 3: 33-44. Arica.

BIRÓ, L. 1982. Revisión y redefinición de los Estratos de Quiriquina, Campaniano-Maastrichtiano, en su localidad tipo, en la Isla Quiriquina a 36°27' Lat. Sur, Chile, Sudamérica, con su perfil complementario en Cocholgüe. Congreso Geológico Chileno N° 3. Actas 1: 29-64. Concepción.

BLOTT, S. & PYE, K. 2001. GRADISTAT: A Grain Size Distribution and Statistics Package for the Analysis of Unconsolidated Sediments. *Earth Surface Processes and Landforms*. Vol. **26**: 1237-1248.

BONILLA, R. 1990. Recursos y Reservas en la Cuenca Carbonífera Arauco-Concepción. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Congreso Nacional de Energía N°1: 41-45. Santiago.

BOOKHAGEN, B.; ECHTLER, H.; MELNICK, D.; STRECKER, M. & SPENCER, J. 2006. Using uplifted Holocene beach berms for paleoseismic analysis on the Santa María Island, south-central Chile. *Geophysical Research Letters*. Vol **3**: 1-5. Washington D.C.

BÖRGEL, J. 1983. Geomorfología y Geografía de Chile. Instituto Geográfico Militar: 373 pp. Santiago.

BRÜGGEN, J. 1913. Informe sobre Esploraciones Jeológicas de la región carbonífera del Sur de Chile: conclusión. Sociedad Nacional de Minería. *Boletín Minero*. **3** (192): 62 pp. Santiago.

BRÜGGEN, J. 1950. Fundamentos de la Geología de Chile. Instituto Geográfico Militar: 373 pp. Santiago.

BURÓN, P.; ARDILES, M.; ECHTLER, H.; FIGUEROA, O. & GLODNY, J. 2003. Análisis Estructural y Petrográfico del Contacto entre las Series Oriental y Occidental del Basamento Paleozoico, Zona de Falla Gastre 38°15' S, Cordillera de Nahuelbuta, Chile. Congreso Geológico Chileno N° 10. Actas **1**: 1-9. Concepción.

BUSTOS, V. & VERGARA, N. 2001. Evolución de las Prácticas Mortuorias en el Litoral de la Octava Región. Chungará, *Revista de Antropología Chilena*. Vol **33** (1): 73-78. Arica.

CAMPANA, O. 1973. Contribución al estudio de las oscilaciones del mar Holocénico en el medio litoral del Golfo de Arauco, y sus incidencias en la ocupación prehistórica costera. Provincias de Concepción y Arauco. Memoria para optar al Título de Antropólogo. Universidad de Concepción, Instituto de Antropología (Inédito): 200 pp. Concepción.

CAMUS, F. 2003. Geología de los Sistemas Porfíricos en los Andes de Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería: 267 pp. Santiago.

CARRASCO, P. 2004. Propuesta de Manejo para la Conservación del Humedal Tubul-Raqui, VIII Región, Chile. Memoria para optar al Título de Biólogo. Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Naturales y Oceanográficas (Inédito): 76 pp. Concepción.

CHARRIER, R.; PINTO, L. & RODRÍGUEZ, M. P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. The Geology of Chile (Moreno, T. & Gibbons, W. Editores). The Geological Society: 414 pp. Londres.

CHOTIN, P. 1969. Geología del área de Tomé. Universidad de Concepción. *Geoandes*. Vol. 3: 56 pp. Concepción.

COLLAO, S.; ALFARO, G.; CECIONI, A.; GONZÁLEZ, A. & QUINZIO, L. 2000. Evaluación de los Recursos Metálicos de la región del Biobío. Proyecto Fondo Nacional de Desarrollo Regional. Vol 1: 80 pp. Concepción

CREIXELL, C. 2001. Petrología y Geotermobarometría de las rocas intrusivas de la Cordillera de la Costa entre los 36°30' S y 38°00' S. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Químicas, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 149 pp. Concepción.

CUCURELLA, J. 1978. Estudio Geológico y Radiométrico del valle inferior del río Biobío, Provincia de Concepción, VIII Región. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 342 pp. Santiago.

DAS. B. 2015. Fundamentos de Ingeniería Geotécnica. (Cervantes, S. editor). Cengage Learning. N° 4: 658 pp. Mexico D.F.

DECKART, K.; HERVÉ, F.; FANNING, C.; RAMÍREZ, V.; CALDERÓN, M. & GODOY, E. 2014. U-Pb Geochronology and Hf-O Isotopes of zircons from the Pennsylvanian Coastal Batholith, South-Central Chile. *Andean Geology*. Vol. 41 (1): 49-82. Santiago.

DEERE, D. & DEERE, D. 1967. The Rock Quality Designation (RQD) Index in Practice. Rock Classification Systems for Engineering Purposes. ASTM STP 984. (Kirkaldie, L. Editor). American Society for Testing and Materials: 91-101. Philadelphia.

DIRECCIÓN GENERAL DE AGUAS. 2004. Diagnóstico y Clasificación de los Cursos y Cuerpos de Agua según objetivos de Calidad: Cuenca del río Biobío. Consultores en Ingeniería cade-idepe: 185 pp.

DIRECCIÓN METEOROLÓGICA DE CHILE. 2019. Anuario Climatológico. (Gutiérrez, R. Editor): 131 pp. Santiago.

DUHART, P.; MCDONOUGH, M.; MUÑOZ, J.; MARTIN, M. & VILLENEUVE, M. 2001. El Complejo Metamórfico Bahía Mansa en la Cordillera de la Costa del Centro-Sur de Chile (39°30'-42°00'S): Geocronología K/Ar, ⁴⁰Ar/³⁹Ar y U/Pb e Implicancias en la Evolución del margen sur-occidental de Gondwana. *Revista Geológica de Chile*. Vol. 28 (2): 179-208. Santiago.

ECHTLER, H.; GLODNY, J.; GRÄFE, K.; ROSENAU, M.; MELNICK, D.; SEIFERT, W. & VIETOR, T. 2003. Active Tectonics controlled by inherited structures in the longterm stationnary and non-plateau South-Central Andes. Vol. 1: 23 pp.

ENACAR. 1985. Estudio Geológico Cuenca Carbonífera de Arauco. 36 pp. Concepción.

ESTRADA, J. 2007. Características Granulométricas y Geoquímicas de arena de playa de Tecolutla, Veracruz, México: Implicaciones de Procedencia y Ambientes Sedimentarios de Depósito. Tesis para optar al Título de Licenciado en Química, Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, Instituto de Ciencias Básicas e Ingeniería. 128 pp. Pachuca de Soto.

FERRARIS, F. & BONILLA, R. 1981. Hoja Los Ángeles-Angol, Mapas Geológicos Preliminares de Chile, escala 1:250.000. Instituto de Investigaciones Geológicas de Chile (Inédito): 56 pp. Santiago.

FINGER, K.; NIELSEN, S.; DEVRIES, T.; ENCINAS, A. & PETERSON, D. 2007. Paleontologic evidence for sedimentary displacement in Neogene Forearc Basins of Central Chile. *Palaos* (22): 3-16.

FLEMING, K. & LAMBECK, K. 2004. Constraints on the Greenland Ice Sheet since the Last Glacial Maximum from sea-level observations and glacial-rebound models. *Quaternary Science Reviews*. Vol. 23 (9-10): 1.053-1.077. Ámsterdam.

FLEMING, K.; JOHNSTON, P.; ZWARTZ, D.; YOKOYAMA, Y.; LAMBECK, K. & CHAPPELL, J. 1998. Refining the eustatic sea-level curve since the Last Glacial Maximum using far- and intermediate-field sites. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. 163: 327-342. Ámsterdam.

FOLK, R. 1968. Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill Publishing Company: 182 pp. Austin.

FOLK, R. & WARD, W. 1957. Brazos River Bar: A study in the significance of grain size parameters. *Journal of Sedimentary Petrology*. Vol. 27: 3-26. Tulsa.

FOLK, R.; ANDREWS, P. & LEWIS, D. 1970. Detrital sedimentary rock classification and nomenclature for use in New Zealand: *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*. Vol 13: 937-968.

FONSECA, F. 2018. Paleoecología de Foraminíferos Bentónicos Holocenos de la Bahía de Guanaqueros, región de Coquimbo, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología (Inédito): 129 pp. Santiago.

FRANZESE, J. & SPALLETI, L. 2001. Late Triassic–early Jurassic continental extension in southwestern Gondwana: tectonic segmentation and pre–break–up rifting. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 14 (3): 257-270. Amsterdam.

FRIEDMAN, G. 1962. On sorting, sorting coefficients, and the lognormality of the grain-size 94 distribution of sandstones: *Journal of Geology*. Vol. **70**: 737-756. Chicago.

FRIEDMAN, G. & SANDERS, J. 1978. Principles of sedimentology. J. Wiley and sons: 792 pp. Nueva York.

FRUTOS, J. & TOBAR, A. 1975. Evolution of the Southwestern Continental Margin of South America. (Campbell, K. Editor). Gondwana symposium: 565-577. Canberra.

FRUTOS, J.; MENCARINI, P.; PINCHEIRA, M.; BOURRET, Y. & ALFARO, G. 1982. Geología de la Isla Quiriquina. Congreso Geológico Chileno N°3. Tomo III: 307-338 pp. Concepción.

FUENTES, S. 2016. Petrogénesis de las unidades volcanogénicas Hualqui y Milipilún. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Químicas, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 83 pp. Concepción.

FUSTOS, I. 2007. Estudio de Deformaciones Superficiales de Laderas Asociadas a Eventos Hidrometereológicos mediante Modelos Numéricos y Sensores Remotos: Caso de estudio en la ladera norte del río Biobío. Tesis para optar al Grado de Doctor en Ciencias Geológicas. Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Químicas, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 237 pp. Concepción.

GALLI, C. 1967. Geología urbana y suelo de fundación de Concepción y Talcahuano, Chile. Informe Final del Proyecto de Investigación N° 75 de la Comisión de Investigación Científica de la Universidad de Concepción: 248 pp. Concepción.

GALLI, C. 1968. Algunos aspectos de la geología del área de Concepción. Revista del IDIEM. Vol. 7: 57-61. Santiago.

GAJARDO, 1981. Hoja Concepción-Chillán. Mapas Geológicos Preliminares de Chile, escala 1:250.000. Instituto de Investigaciones Geológicas de Chile (Inédito). N° 4: 56 pp. Santiago.

GANÁ, P. & HERVÉ, F. 1983. Geología del Basamento Cristalino en la Cordillera de la Costa entre los ríos Mataquito y Maule, VII región. *Revista Geológica de Chile*. (19-20): 37-56. Santiago.

GARCÍA, F. 1968. Estratigrafía del Terciario de Chile Central. El Terciario de Chile, Zona Central (Cecioni, G. Editor). Sociedad Geológica de Chile, Editorial Andrés Bello: 25-58. Santiago.

GARCÍA, Y. 2004. Aplicación de los métodos círculo de Mohr y programa Reactiva 2.4 en el análisis del stress en las estructuras mayores del área de la ciudad Concepción, Región del BíoBío, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo, Memoria para optar al Título de Geólogo, Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Químicas, Ciencias de la Tierra, Departamento Ciencias de la Tierra (inédito): 119 pp. Concepción.

GARRETT, E.; MELNICK, D.; DURA, T.; CISTERNAS, M.; ELY, L.; WESSON, R.; JARA, J. & WHITEHOUSE, P. 2020. Holocene Relative Sea-Level Change Along the Tectonically Active Chilean Coast. *Quaternary Science Reviews*. Vol. **236**, 106281: 18 pp. Ámsterdam.

GEOLOGÍA DE CAMPO II. 2018. Geología del Sector Costero de las Provincias de Concepción y Arauco, entre los 36°16'-37°48' latitud Sur y los 73°14'-72°56' longitud Oeste, región del Biobío, Chile. Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Químicas, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 144 pp. Concepción.

GEOLOGÍA DE CAMPO II. 2022. Geología del Sector Nororiental del río Biobío entre las latitudes 37°00'-37°13' S y longitudes 72°45'-72°59' O, región del Biobío, Chile. Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Químicas, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 146 pp. Concepción.

GLODNY, J.; ECHTLER, H.; COLLAO, S.; ARDILES, M.; BURÓN, P. & FIGUEROA, O. 2008a. Differential Late Paleozoic active margin evolution in South-Central Chile (37°-40°S) The Llanhue Fault Zone. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **26**: 397-411.

GLODNY, J.; GRÄFE, K.; ECHTLER, H. Y ROSENAU, M. 2008b. Mesozoic to Quaternary continental margin dynamics in South-Central Chile (36-42°S): the apatite and zircon fission track perspective. *International Journal of Earth Sciences*. Vol. **97** (6): 1271-1291. Berlin.

GLODNY, J.; LOHRMANN, J.; ECHTLER, H.; GRÄFE, K.; SEIFERT, W.; COLLAO, S. & FIGUEROA, O. 2005. Internal Dynamics of a Paleoaccretionary Wedge: Insights from Combined Isotope Tectonochronology and Sandbox Modelling of the South-Central Chilean Forearc. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. **231** (1-2): 23-39. Ámsterdam.

GONZÁLEZ, S. 2019. Clasificación de Humedales Costeros Mediante Técnicas de Sensoramiento Remoto. Humedales de Estudio: Rocuant-Andalién, Lengua y Tubul-Raqui. Tesis para optar al Título de Geógrafo. Universidad de Concepción, Facultad de Arquitectura, Urbanismo y Geografía, Departamento de Geografía (Inédito): 184 pp. Concepción.

GONZÁLEZ-BONORINO, F. 1970. Series Metamórficas del Basamento Cristalino de la Cordillera de la Costa. Chile Central. Universidad de Chile, Departamento de Geología. (37): 68 pp. Santiago.

GONZÁLEZ-BONORINO, F. & AGUIRRE, L. 1970. Metamorphic Facies Series of the Crystalline Basement of Chile. *Geologische Rundschau*. Vol. **59** (3): 979-994.

GONZÁLEZ de VALLEJO, L.; FERRER, M.; ORTUÑO, L. & OTEO, C. 2002. Ingeniería Geológica. Pearson Prentice Hall. 744 pp. Madrid.

GREZ, E. 1979. Estratigrafía, Paleogeografía y estructura del yacimiento carbonífero submarino de Lota-Schwager. Congreso Geológico Chileno N° 2. Actas 4: 2-18. Arica.

GUZMÁN, N.; SAA, S. & ORTLIEB, L. 1998. Catálogo descriptivo de los moluscos litorales (gastropoda y pelecypoda) de la zona de Antofagasta, 23°S (Chile). *Estud. Oceanol.* Vol. **17**: 17-86.

HENRÍQUEZ, A. 2006. Variaciones locales del nivel del mar en las cuencas neógenas de Caldera, III Región y Arauco, VIII Región: deducción de tasas de alzamiento y subsidencia tectónica. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento de Geología (Inédito): 170 pp. Santiago.

HERVÉ, F. 1974. Petrology of the Crystalline Basement of the Nahuelbuta Mountains, SouthCentral Chile. Tesis para optar al Grado de Doctor, Universidad de Hokkaido, Departamento de Geología (Inédito): 53 pp. Sapporo.

HERVÉ, F. 1977. Petrology of crystalline basement of the Nahuelbuta mountains, South Central Chile. Comparative Studies on the Geology on the Circumpacific Orogenics Belts in Japan-Chile (Ishikawa, T. & Aguirre, L. Editores). Japan Society for the Promotion of Science: 1-51. Tokyo.

HERVÉ, F. 1988. Late Paleozoic subduction and accretion in Southern Chile. Episodes. Vol. **11**: 183-188. Paris.

HERVÉ, F.; THIELE, R. & PARADA, M. 1976. Observaciones geológicas en el Triásico de Chile Central entre las latitudes 35°30' y 40°00' S. Congreso Geológico Chileno, N° 1. Actas 1: 297-313. Santiago.

HERVÉ, F.; MUNIZAGA, F.; GODOY, E. & AGUIRRE, L. 1974. Late Paleozoic K/Ar ages of blueschists from Pichilemu, Central Chile. *Earth and Planetary Science Letters*. Vol. **23** (2): 261-264. Santiago.

HERVÉ, F.; CALDERÓN, M.; FANNING, C. M.; PANKHURST, R. J. & GODOY, E. 2013. Provenance variations in the Late Paleozoic accretionary complex of central Chile as indicated by detrital zircons. *Gondwana Research*. Vol. **23** (3): 1.122-1.135. Santiago.

HERVÉ, F.; FAÚNDEZ, V.; CALDERÓN, M.; MASSONNE, H. & WILLNER, A. 2007. Metamorphic and plutonic basement complexes. The Geology of Chile (Moreno, T. & Gibbons, W. editores). The Geological Society of London: Vol. **22** (3): 5-19. Londres.

HERVÉ, F.; GODOY, E.; PARADA, M.; RAMOS, V.; RAPELA, C.; MPODOZIS, C. & DAVIDSON, J. 1987. A general view on the Chilean-Argentine Andes, with emphasis on their early history. Circum-Pacific Orogenic Belts and Evolution of the Pacific Ocean Basin (Monger, J. Y Francheteau, J. Editores). *American Geophysical Union. Geodynamics Series*. Vol **18**: 97-113. Washington DC.

HORTON, B. & EDWARDS, R. 2005. The application of local and regional transfer functions to reconstruct former sea levels, north Norfolk, England. *Holocene*. Vol. **15** (2): 216-228.

HUPÉ, L. 1854. Zoología. In Gay, C. Historia física y política de Chile. Vol. **8**: 499 pp. Paris.

ILABACA, P. 1979. Transgresión marina reciente en el litoral de Concepción. Antecedentes morfológicos. Seminario sobre desarrollo e investigación de los recursos marinos de la VIII Región, Chile (Gallardo, V. Editorial): 31-45. Concepción.

ILABACA, P. 1994. Geomorfología y Riesgos Naturales en la llanura de San Pedro. *Revista Geográfica de Chile Terra Australis*. Vol. **39**: 7-17. Santiago.

INOSTROZA A. 2018. Discusión estratigráfica de las Formaciones Quiriquina, Pilpilco, Curanilahue, Cosmito y Cerro Alto de la provincia de Concepción y norte de la provincia de Arauco. Región del Biobío, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Químicas, Departamento Ciencias de la Tierra (inédito). 124 pp. Concepción.

ISLA, F. 1989. Holocene Sea-Level Fluctuation in the Southern Hemisphere. *Quaternary Science Reviews*. Vol **8**: 359-368. Ámsterdam.

ISLA, F.; QUEZADA, J.; MARTÍNEZ, C.; FERNÁNDEZ, A. & JAQUE, E. 2012. The Evolution of the Biobío Delta and the Coastal Plains of the Arauco Gulf, Biobío region: the Holocene Sea Level Curve of Chile. *Journal of Coastal Research*. Vol **279**: 102-111.

ISLA, F.; QUEZADA, J. & RAMÍREZ, C. 2019. La Zona Costera en Chile: Adaptación y Planificación para la Resiliencia. (Martínez, C.; Hidalgo, R.; Henríquez, C., Arenas, F., Rangel-Buitrago, N. Y Contreras-López, M. Editores). Instituto de Geografía, Pontificia Universidad Católica de Chile. Serie GEOlibros. Vol. **31**: 123-131. Santiago.

JACKSON, D.; CAMPBELL, R.; ROA, C. & JACKSON, D. 2013. Implicancias Paleoclimáticas y Bioestratigráficas de Moluscos Terrestres y Dulceacuícolas del Holoceno Tardío en Isla Mocha, Provincia de Arauco, Chile. *Gayana*. Vol. **77** (2): 83-88.

JARA, J. 2007. Análisis Neotectónico de Isla Santa María, Región del Biobío, Chile. Memoria para optar al Título de Geóloga. Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Químicas, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 165 pp. Concepción.

KAIZUKA, S.; MATSUDA, T.; NOGAMI, M. & YONEKURA, N. 1973. Quaternary tectonic and recent seismic crustal movements in the Arauco Peninsula and its environs, central Chile. Tokyo Metropolitan University. Vol. **8**: 1-50. Tokio.

KATO, T. 1985. Pre-Andean orogenesis in the Coast Ranges of Central Chile. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. **96** (7): 918-924.

KENDRICK, E.; BEVIS, M.; SMALLEY, R.; BROOKS, B.; VARGAS, R.; LAURÍA, E. & FORTES, L. 2003. The Nazca-South America Euler vector and its rate of change. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **16** (2): 125-131.

KING, P. 1832. Description of the Cirrhipeda, Conchifera and Mollusca, in a collection formed by the officers of H.M.S. Adventure and Beagle employed between the years 1826 and 1830 in

surveying the southern coasts of South America, including the Straits of Magallanes and the coast of Tierra del Fuego. *Zoological Journal*. Vol. **5** (125): 332-349.

KINNE, O. 1966. Physiological aspects of animal life in estuaries with special reference to salinity. *Netherlands Journal of Sea Research*. Vol. **3** (2): 222-244.

KRUMBEIN, W. 1934. Size Frequency Distribution of Sediments: *Journal Sedimentary Petrology*. Vol. **4**: 65-77.

KRUMBEIN, W. & PETTIJOHN, F. 1938. Manual of sedimentary petrography. Appleton-Century-Crofts: 549 pp. Nueva York.

KUHN, P.; ECHTLER, H.; LITTKE, R. & ALFARO, G. 2010. Thermal basin modelling of the Arauco forearc basin, south central Chile-Heat flow and active margin tectonics. *Tectonophysics*. Vol. **495** (1): 111-128. Amsterdam.

LABARCA, R.; LÓPEZ, P. & GARCÍA, C. 2005. Interacción entre hombre y fauna extinguida en la Transición Pleistoceno-Holoceno en Chile Centro-Sur: Una revisión. *Boletín del Museo de Historia Natural, Chile*. Vol. **54**: 115-127. Santiago.

LAJOIE, K. 1986. Coastal Tectonics. *In* Active Tectonics: Impact on Society (Wallace, R. editor). *National Academy Press*: 95-124. Washington.

LAVENU, A. 2006. Fallas cuaternarias en Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, *Boletín* 62: 71 pp. Santiago.

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*. Vol. **26** (1): 67-87. Santiago.

LAVENU, A. & ENCINAS, A. 2005. Deformación frágil de los Depósitos Neógenos de la cuenca de Navidad (Cordillera de la Costa, 34°S, Chile Central). *Andean Geology*. Vol. **32** (2): 229-248. Santiago.

LEPPE, M. 2005. Paleobotánica del Triásico del valle inferior del río Biobío, Región del Biobío, Chile. Tesis para optar al Grado de Doctor en Ciencias Biológicas, Área de Especialización Botánica. Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Naturales y Oceanográficas, Departamento de Botánica. (Inédito): 150 pp. Concepción.

LEPPE, M.; MOISAN, P.; ABAD, E. & PALMA-HELDT, S. 2006. Paleobotánica del Triásico Superior del valle del río Biobío, Chile: Clase Filicopsida. *Revista Geológica de Chile*. Vol. **33** (1): 82-207. Santiago.

LÉPEZ, L. 2002. Análisis Estructural del Triásico de Santa Juana al sur y occidente del Río Bío-Bío, VIII Región, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Químicas, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito). 151 pp. Concepción.

LUCASSEN, F.; TRUMBULL, R.; FRANZ, G.; CREIXELL, C.; VÁSQUEZ, P.; ROMER, R. & FIGUEROA, O. 2004. Distinguishing crustal recycling and juvenile additions at active continental margins: the Paleozoic to recent compositional evolution of the Chilean Pacific margin (36-41° S). *Journal of South American Earth Sciences*. (17): 103-119.

MAEDA, S.; FÜLLER, R.; CORVALÁN-DÍAZ, J.; TAZKE, H. & KAWABE, T. 1981. On *Pacitrignia hanetiana* from the Quiriquina Formation, Quiriquina Island, Chile. *Paleontological Studies on the Andes*, 2, Geological Laboratory, Faculty of Science, Chiba University, Chiba.

MARDONES, M. & VIDAL, C. 2001. La Zonificación y Evaluación de los Riesgos Naturales de Tipo Geomorfológico: un instrumento para la planificación urbana en la ciudad de Concepción. *EURE*. Vol. 27 (81): 97-122. Santiago.

MARDONES, M. & BRITO, M. 1979. El Sitio Geomorfológico de las ciudades de Concepción y Talcahuano. Universidad de Concepción, Instituto de Antropología, Historia y Geografía, Departamento de Geografía: 86 pp. Concepción.

MARDONEZ, D.; VELÁSQUEZ, R.; MERINO, R.; QUINZIO, L. & BONILLA, R. 2012. Caracterización y condiciones de metamorfismo de una nueva unidad dentro del Paleozoico de la Cordillera de la Costa (Unidad Patagual-El Venado), Región del Biobío, Chile. Congreso Geológico Chileno N°13. Acta 1: 371-373. Antofagasta.

MARGIRIER, A.; AUDIN, L.; ROBERT, X.; PÊCHER, A. & SCHWARTZ, S. 2017. Stress field evolution above the Peruvian flat-slab (Cordillera Blanca, northern Peru). *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. 77: 58-69.

MARTÍNEZ, C. 2014. Factores de vulnerabilidad y reconstrucción posterremoto en tres localidades costeras chilenas: ¿generación de nuevas áreas de riesgo? *Revista Bulletin de l'Institut Français d'Études Andines: Políticas de vivienda posdesastres en América Latina*. Vol. 43 (3): 529-558.

MARTÍNEZ, C. & BELMONTE, A. 2012. Identificación y análisis de riesgos naturales en la costa de la región del Biobío. Proyecto análisis de riesgos de desastres y zonificación costera, región del Biobío. Gobierno Regional del Biobío y Centro EULA, Universidad de Concepción. Capítulo 3, Informe Etapa 1 (Inédito): 87 pp. Concepción.

MARTÍNEZ, C.; ROJAS, O.; ARÁNGUIZ, R.; BELMONTE, A.; ALTAMIRANO, A. & FLORES, P. 2012. Riesgo de Tsunami en Caleta Tubul, Región del Biobío: Escenarios extremos y Transformaciones Territoriales Posterreno. *Revista de Geografía Norte Grande*. Vol. 53: 85-106.

MARTÍNEZ, C.; ROJAS, C., ROJAS, O.; QUEZADA, J.; LÓPEZ, P. & RUÍZ, V. 2016. Crecimiento Urbano sobre Geoformas Costeras de la Llanura de San Pedro, Área Metropolitana de Concepción. (Hidalgo, R.; Santana, D. & Alvarado, V. Editores): 287-312. Santiago.

MARTÍNEZ, R. 1968. Necesidad de una nueva comprensión de los esquemas clásicos sobre el Terciario de Chile Central. El Terciario de Chile, Zona Central (Cecioni, G. Editor). Sociedad Geológica de Chile. Editorial Andrés Bello: 98-103. Santiago.

MARTÍNEZ, R. 1968. Principales Fases en el Desarrollo del Conocimiento Geológico del Terciario de Arauco, Concepción. El Terciario de Chile, Zona Central (Cecioni, G. Editor). Sociedad Geológica de Chile, Editorial Andrés Bello: 19-24. Santiago.

MARTÍNEZ-PARDO, R. 1968. Necesidad de una nueva comprensión de los esquemas estratigráficos clásicos sobre el terciario de Chile central. El Terciario de Chile: zona central. Sociedad Geológica de Chile. (Andrés Bello. Editorial): 95-104. Santiago.

MCMANUS, L. 1988. Grain size determinations and interpretation. In Tucker, M. Techniques in Sedimentology (Blackwell. Editorial): 63-85. Oxford.

MELNICK, D.; BOOKHAGEN, B.; ECHTLER, H. & STRECKER, M. 2005. Active shortening, surface deformation and late Neogene coastal geomorphology of the Arauco Region, Chile, 6th International Symposium on Andean Geodynamic: IRD. 502-503. Barcelona.

MELNICK, D.; BOOKHAGEN, B.; STRECKER, M. & ECHTLER, H. 2009. Segmentation of megathrust rupture zones from fore-arc deformation patterns over hundreds to millions of years, Arauco peninsula, Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. Vol. **114** (B1): 20-29. Oxford.

MELNICK, D.; ECHTLER, H.; PINEDA, V.; BOHM, M.; MANZANARES, A. & VIETOR, T. 2003. Active faulting and northward growing of the Arauco peninsula south-central Chile (37° 30'). Congreso Geológico Chileno N° 10. 10 pp. Concepción.

MENDO, J.; VALDIVIESO, V.; YAMASHIRO, C.; JURADO, E.; MORÓN, O. & RUBIO, J. 1987. Evaluación de la Población de Concha de Abanico (*Argopecten purpuratus*) en la bahía Independencia, Pisco, Perú. *Informe del mar de Perú*. N° **91**: 64 pp. Callao.

MENDOZA, J. 2001. Distribución, caracterización, génesis y características tectónicas de las Arenas Silíceas del área costera de la VIII Región, entre Coliumo y los Álamos. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Químicas, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 181 pp. Concepción.

MILNE, G.; LONG, A. & BASSETT, S. 2005. Modelling Holocene relative sea-level observations from the Caribbean and South America, *Quaternary Science Reviews*. Vol. **24** (10-11): 1.183-1.202. Amsterdam.

MIYASHIRO, 1961. Evolution of metamorphic belts. *Journal of Petrology*. Vol **2**: 277-311.

MORENO, M. 2004. Dinámica del Antearco Externo en la zona del Bloque de Arauco, 37°–38°S, VIII Región, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Químicas, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 121 pp. Concepción.

MORENO, H.; LAHSEN, A.; VARELA, J. & VERGARA, M. 1986. Edades K-Ar de rocas volcánicas cuaternarias del Grupo Volcánico Antuco-Sierra Velluda, Andes del Sur, 37°27'S. Universidad de Chile, Departamento de Geología, Comunicaciones. (36): 27-32.

MORENO, P.; DENTON, G.; MORENO, H.; LOWEL, T.; PUTNAM, A. & KAPLAN, M. 2015. Radiocarbon Chronology of the Last Glacial Maximum and its Termination in Northwestern Patagonia. *Quaternary Science Reviews*. Vol. **122**: 233-249. Ámsterdam.

MPODOZIS, C. & RAMOS, V. 1989. The Andes of Chile and Argentina. Geology of the Andes and its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources (Ericksen, G.; Pinochet, M. & Reinemund, J. Editores). Circum Pacific Council for Energy and Mineral Resources. *Journal Earth Sciences Series*. Vol. **11** (5): 59-91. Ámsterdam.

MUNIZAGA, F. 1967. Geocronología de los esquistos del sur de Chile. *In* Jornadas de Trabajo, Resúmenes. Instituto de Investigación Geológica. 36-37. Santiago.

MUÑOZ-CRISTI, J. 1946. Estado Actual del conocimiento sobre la geología de la Provincia de Arauco. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. *Anales*. Vol. **3**: 63 p. Santiago.

MUÑOZ-CRISTI, J. 1956. Handbook of South American Geology. Geological Society of America Bulletin. Vol. **65**: 187-214. Boulder.

MUÑOZ-CRISTI, J. 1968. Contribución al conocimiento geológico de las regiones situadas al sur de Arauco y participación de material volcánico en los sedimentos eocenos. *El Terciario de Chile Central*. (Cecioni, G. Editor): 63-91. Santiago.

MUÑOZ-RAMÍREZ, C.; MOYANO, H. & PALMA-HELDT, S. 2008. Dientes fósiles de tiburones y rayas presentes en el área de la Bahía de Concepción, VIII Región, Chile Central. Simposio Paleontológico Chileno N° 1. Actas 1: 69-73. Santiago.

NICHOLS, G. 1999. Sedimentology and Stratigraphy. Blackwell Science Ltd. Edición N°2: 355 pp. Oxford.

NIELSEN, S. 2005. The Triassic Santa Juana Formation at the lower Biobio River, south central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*. Vol **19** (4): 547-562.

NIELSEN, S. & FRASSINETTI, D. 2003. New and little known species of Pseudolividae (Gastropoda) from the Tertiary of Chile. *The Nautilus*. Vol. **117**: 91-96.

OSORIO, C. 2002. Moluscos Marinos en Chile. Especies de Importancia Económica: Guía para su identificación. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias. 211 pp. Santiago.

OSORIO, C.; CIFUENTES, J. & MANN, S. 1979. Moluscos marinos de importancia económica en Chile. *Biología Pesquera de Chile*. Vol. **11**: 3-47. Santiago.

PALMA-HELDT, S.; FERNANDOY, F.; RODRÍGUEZ, M.; LEPPE, M.; QUINZIO, L. & SALAZAR, C. 2006. Registro palinológico del Cretácico Inferior de Península Byers, Isla Livingston, Shetland del Sur, Antártica. Congreso Geológico Chileno N° 11, Actas: 101-104. Antofagasta.

PALMA-HELDT, S.; RUIZ, K.; PRADO, V. & LEPPE, M. 1998. Análisis polínico de la Formación Quiriquina, Maastrichtiano, en su localidad tipo Las Tablas, isla Quiriquina. Congreso Argentino de Paleontología y Bioestratigrafía N° 7. Actas 1: 26. Bahía Blanca.

PARDO, F. & MOLNAR, P. 1987. Relative motion of the Nazca (Farallón) and South American Plates since Late Cretaceous time. *Tectonics*. Vol. **6** (3): 24-233. Washington D.C.
PÉREZ-BARRÍA, L. 2004. Estudio taxonómico de la fauna de invertebrados del Triásico del BíoBío (VIII Región, Chile): una aproximación preliminar. *Ameghiniana*. Vol. **41** (4): 224-242.

PINEDA, V. 1983. Evolución Paleogeográfica de la Península de Arauco durante el Cretácico Superior-Terciario. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Chile. Departamento de Geología y Geofísica (Inédito): 278 pp. Santiago.

PINEDA, V. 1986. Evolución Paleogeográfica de la cuenca sedimentaria Cretácica-Terciaria de Arauco. Geología y Recursos naturales de Chile (Frutos, J.; Oyarzún, R. & Pincheira, M. Editores.) Editorial de la Universidad de Concepción, Vol. **1**: 376-390. Concepción.

PINO, M. & NAVARRO, R. 2005. Geoarchaeology of the Archaic site Chan-Chan 18, coast of Valdivia: Environmental Discrimination of Human Occupation and its Relation with the Middle Holocene Marine Transgression. *Revista Geológica de Chile*. Vol. **32** (1): 59-75. Santiago.

QUEZADA, J. 1996. Geología urbana y ambiental de la ciudad de Concepción. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Químicas, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 143 pp. Concepción.

QUEZADA, J. 2000. Movimientos cosísmicos superficiales de los terremotos de 1939 y 1960 en Concepción. Congreso Geológico Chileno N° 9. Actas 2: 473-477. Puerto Varas.

QUEZADA, J.; JAQUE, E.; FERNÁNDEZ, A. & VÁSQUEZ, D. 2012. Cambios en el relieve generados como consecuencia del terremoto Mw= 8,8 del 27 de febrero de 2010 en el centro-sur de Chile. *Revista de Geografía Norte Grande*. Vol. **53**: 35-55. Antofagasta.

QUEZADA, J.; FERNÁNDEZ, A.; MARTÍNEZ, C.; PINEDA, V., JAQUE, E. & ISLA, F. 2009. Alzamiento holoceno en el litoral del Golfo de Arauco (37°S) y su relación con los terremotos de subducción. Congreso Geológico Chileno N° 12. Actas 4. Santiago.

QUEZADA, J.; GONZALEZ, G.; DUNAI, T.; JENSEN, A. & JUEZ, J. 2007. Alzamiento litoral Pleistoceno del norte de Chile: edades ^{21}Ne de la terraza costera más alta del área de Caldera-Bahía Inglesa. *Revista Geológica de Chile*. Vol. **34**, N° 1: 81-96. Santiago.

- QUEZADA, J.; JAQUE, E.; BELMONTE, A.; FERNÁNDEZ, A.; VÁSQUEZ, D. & MARTÍNEZ, C. 2010. Movimientos cosísmicos verticales y cambios geomorfológicos generados durante el terremoto Mw= 8,8 del 27 de febrero de 2010 en el centro-sur de Chile. *Revista Geográfica del Sur*. Vol. 2: 11-45. Concepción.
- QUIROZ, D. & SÁNCHEZ, M. 2004. Poblamientos iniciales en la costa septentrional de la Araucanía (6500-2000 A.P). *Revista de Antropología Chilena*. Volumen especial. 289-302.
- RABASSA, J.; CORONATO, A.; GORDILLO, S.; CANDEL, M. & MARTÍNEZ, M. 2009. Paleoambientes litorales durante el inicio de la Transgresión Marina Holocena en bahía Lapatala, Canal Beagle, Parque Nacional Tierra del Fuego. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. Vol. 65 (4): 648-659.
- RAMÍREZ, C. 2017. Análisis Geomorfológico y Sedimentológico de la Planicie Costera del Golfo de Arauco y su Relación con Procesos Tectónicos del Holoceno, Región del Biobío, Chile. Memoria para optar al Título de Geóloga. Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Químicas, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 157 pp. Concepción.
- RAMOS, V. 2009. The tectonic regime along the Andes: Present-day and Mesozoic regimes. *Geological Journal*. Vol. 45 (1): 2-25.
- REHAK, K.; STRECKER, M. & ECHTLER, H. 2008. Morphotectonic segmentation of an active forearc, 37°-41°S, Chile. *Geomorphology*. Vol. 94: 98-116. Amsterdam.
- REID, D. Y OSORIO, C. 2000. The shallow-water marine Mollusca of the Estero Elefantes and Laguna San Rafael, southern Chile. *Bull. Nat. History Museum*, Vol. 66 (2): 109-146. London.
- REUTHER, C.; POTENT, S. & BONILLA, R. 2003. Crustal stress history and geodynamic processes of a segmented active plate margin: South-Central Chile: the Arauco Bío-Bío trench arc system. Congreso Geológico Chileno N° 10: 11pp. Concepción.
- RICHTER, P.; RING, U.; WILLNER, A. & LEISS, B. 2007. Structural contacts in subduction complexes and their tectonic significance: the Late Palaeozoic coastal accretionary wedge of central Chile. *Journal of the Geological Society*. Vol. 164: 203-214. Londres.
- ROJAS-VERA, E.; FOLGUERA, A.; ZAMORA, G.; BOTTESI, G. & RAMOS, V. 2014. Structure and development of the Andean system between 36°-39°S. *Journal of Geodynamics*. Vol. 73: 34-52. Amsterdam.
- ROMERO, J.; MORENO, H.; POLACCI, M.; BURTON, M. & GUZMÁN, D. 2022. Mid-Holocene lateral collapse of Antuco volcano (Chile): debris avalanche deposit features, emplacement dynamics, and impacts. *Landslides*. 18pp.
- RUEGG, J.; RUDLOFF, A.; VIGNY, C.; MADARIAGA, R.; CHABALIER, J. de.; CAMPOS, J.; KAUSEL, E.; BARRIENTOS, S. & DIMITROV, D. 2009. Interseismic strain accumulation

measured by GPS in the seismic gap between Constitución and Concepción in Chile. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*. Vol. **175** (1-2): 78-85.

SAHU, B. 1964. Depositional mechanisms from the size analysis of clastic sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*. Vol. **34** (1): 73-83. Tulsa.

SAILLARD, M.; HALL, S.; AUDIN, L.; FARBER, D.; REGARD, V. & HÉRAIL, G. 2011. Andean coastal uplift and active tectonics in southern Peru: ^{10}Be surface exposure dating of differentially uplifted marine terrace sequences (San Juan de Marcona, W15.4S). *Geomorphology*. Vol. **128**: 178-190. Amsterdam.

SALAZAR, C. 2004. Ammonites del Maastrichtiano de la Formación Quiriquina, VIII Región del Biobío, Chile: Sistemática, Bioestratigrafía y afinidades paleobiogeográficas. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Químicas, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 184 pp. Concepción.

SALAZAR, C.; STINNESBECK, W. & QUINZIO, L. 2010. Ammonites from the Maastrichtian (Upper Cretaceous) Quiriquina Formation in Central Chile. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen*, (257): 181-236.

SEGUEL, Z. & CAMPANA, O. 1970. Las oscilaciones glacio-eustáticas marinas holocénicas y la ocupación del litoral chileno entre los ríos Andalién y Tubul en las provincias de Concepción y Arauco. Planteamiento de una cronología relativa. Manuscrito en el Archivo del Instituto de Antropología, Concepción.

STINNESBECK, W. 1986. Zu den faunistischen und palökologischen Verhältnissen in der Quiriquina Formation (Maastrichtium) Zentral-Chiles. *Palaeontographica*. Vol. **194**: 99-237. Stuttgart.

SUÁREZ, M. & BELL, C. 1992. Triassic Rift-Related Sedimentary Basins in Northern Chile (24°-29°8' S). *Journal of South American Earth Sciences*. Vol. **6**: 109-121.

TAVERA, J. 1942. Contribución al estudio de la estratigrafía y Paleontología del Terciario de Arauco. Congreso Panamericano de Ingeniería de Minas y Geología N° 1. Anales, Tomo 2: 580-632. Santiago.

TAVERA, J. 1960. El Triásico del valle inferior del río Biobío. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Anales. N°17: 321-349.

TASSARA, A. & YÁÑEZ, G. 2003. Relación entre el espesor elástico de la litósfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47°S). *Revista Geológica de Chile*. Vol. **30** (2): 159-186.

TORRES, J.; SILVA, C. & LUCERO, M. 2007. El Rol de la Pesca en la Intensificación de las Ocupaciones Costeras durante el Holoceno Medio-Tardío (Bahía de Concepción, Región del Biobío, Chile. *Magallania*. Vol. **35** (1): 71-93.

UDDEN, J. 1914. Mechanical Composition of Clastic Sediments. *Geological Society of America Bulletin*. Vol. **25**: 655-744.

URBAN, H. 1994. Upper temperatura tolerante of the bivalve species off Peru and Chile related to El Niño. *Marine Ecology Progress Series*. Vol. **107** (1): 139-145. Oldenfort.

VALDOVINOS, C. & NIELSEN, S. 2006. Mollusks of the Tubul Formation [South-Central Chile]: implications for the early Pleistocene climate of the Southeastern Pacific. Congreso Geológico Chileno N°11. Actas: 135-138. Antofagasta.

VALDOVINOS, C.; MUÑOZ, M.; SANDOVAL, N.; VÁSQUEZ, D. & OLMOS, V. 2010. Desastres Naturales y Biodiversidad: el caso del humedal costero Tubul-Raqui. *Revista Sociedad hoy*. Vol. **19**: 33-51. Concepción.

VALDOVINOS, C.; SANDOVAL, N.; VÁSQUEZ, D. & OLMOS, V. 2017. The Tubul-Raqui Coastal Wetland: A Chilean Ecosystem of High Conservation Value Severely Disturbed by the 2010 Earthquake. *The Ecology and Natural History of Chilean Saltmarshes*: 293-327.

VARELA, B.; ARÉVALO, A. & GANA, P. 1979. Análisis estadístico-granulométrico aplicado a la determinación del ambiente de depositación de arenas del Cuaternario Superior de Quebrada Quereo-Provincia de Choapa, IV región. Congreso Geológico Chileno N°2. Actas: j159-j176. Arica.

VARGAS, I. 2005. Análisis morfo-estructural, sedimentológico y geoquímico del margen continental chileno entre los 36°-37°S. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Químicas, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 121 pp. Concepción.

VÁSQUEZ, D. 2013. Metodología para la Delimitación y Zonificación de Humedales Costeros de Tipo Mediterráneo. *Revista Geográfica del Sur*. Vol. **4** (6): 13-22. Concepción.

VÁSQUEZ, P. 2001. Petrología y Geotermobarometría del Basamento Metamórfico de la Cordillera de la Costa entre los 36°30' S y 38°00' S. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Facultad de Ciencias Químicas, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 170 pp., Concepción.

VÁSQUEZ, P.; GLODNY, J.; FRANZ, G.; FREI, D. & ROMER, R 2011. Early Mesozoic Plutonism of the Cordillera de la Costa (34°-37°S), Chile: Constraints on the Onset of the Andean Orogeny. *The Journal of Geology*. Vol. **119** (2): 159-184.

VEYL, C. 1961. Los fenómenos volcánicos y sísmicos de fines de mayo de 1960 en el sur de Chile. Universidad de Concepción, Instituto Central de Química, Departamento de Geología y Mineralogía: 42 pp. Concepción.

VIVERO, C. 2016. Alzamiento tectónico de la planicie litoral durante el Holoceno al sur del Río Biobío, Región del Biobío, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad

de Concepción, Facultad de Ciencias Químicas, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 116 pp. Concepción.

VISHER, G. 1969. Grain size distributions and depositional processes. *Journal of Sedimentary Petrology*. Vol. **39** (3): 1.074-1.106. Tulsa.

WENTWORTH, C. 1922. A scale of Grade and Class Terms for Clastic Sediments. *The Journal of Geology*. Vol. **30** (5): 377-392.

WENZEL, O. 1974. Proyecto de prospección de la cuenca carbonera de Arauco. Informe ENAP (Inédito): 12 pp. Concepción.

WILLNER, A. 2005. Pressure-Temperature Evolution of a Late Palaeozoic Paired Metamorphic Belt in North-Central Chile (34°-35° 30'S). *Journal of Petrology*. Vol. **46** (9): 1.805-1.833. Oxford.

WILLNER, A.; GERDES, A.; MASSONE, H.; SCHMIDT, A.; SUDO, M.; THOMSON, S. VUJOVICH, G. 2011. G. The geodynamics of collision of a microplate (Chilenia) in Devonian times deduced by the pressure-temperature-time evolution within part of a collisional belt (Guarguaraz Complex, W-Argentina). *Contributions to Mineralogy and Petrology*. Vol. **162** (2): 303-327.

WOLCOTT, T. 1973. Physiological Ecology and Intertidal Zonation in limpets Acmaea: a critical look of limiting factors. *Biol. Bulletin*. Vol. **145**: 389-422.

WOLFF, M. & MENDO, J. 2000. Management of the Peruvian Bay Scallop (*Argopecten purpuratus*) metapopulation with regard to environmental change. *Aquatic Conservation: Marine Freshwater Ecosystems*. Vol. **10** (2): 117-126.

YESNER, D. 1980. Maritime Hunters-Gatherers: ecology and prehistory. *Current Anthropology*, Vol. **21** (6): 727-740.

ZAGAL, C. & HERMOSILLA, C. 2001. Guía de Invertebrados Marinos del Litoral Valdiviano. Edición N°1: 217 pp. Santiago.

ZECH, R.; MAY, J.; KULL, C.; ILGNER, J.; KUBIK, P. & HEINZ, V. 2008. Timing of the Late Quaternary Glaciation in the Andes from 15 to 40°S. *Journal of Quaternary Science*. Vol **23** (6-7): 635-647.

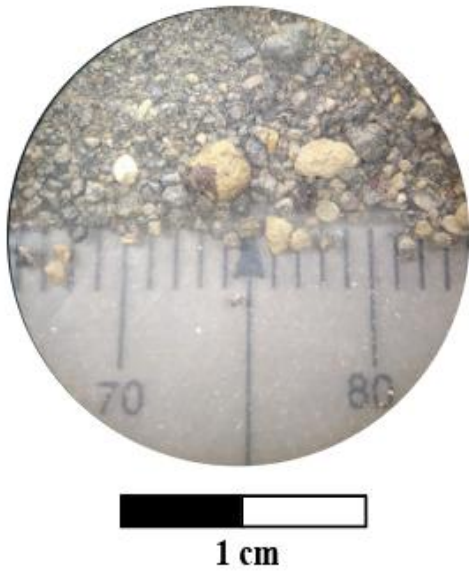
ANEXOS

ANEXO 1

Descripción macroscópica de sedimentos

1.1. Muestras Sondaje localidad Concepción

Muestra: MSF-1				
Coordenada UTM:	18H 675.250 m E – 5.923.445 m N			
Clasificación granulométrica	Arena media			
Tipo de sedimento	Bimodal, pobremente seleccionado			
Grupo textural	Arena			
Distribución granulométrica (%, Udden-Wentworth, 1922)				
Grava	0			
Arena	94,6			
Fango	5,4			
Parámetros estadísticos (Folk y Ward, 1957)				
Media (φ)	2,418		Arena media	
Selección (φ)	1,061		Pobremente seleccionado	
Simetría (φ)	0,588		Asimetría muy leve	
Curtosis (φ)	0,616		Muy Platicúrtica	
Componentes y propiedades físicas				
Composición	Redondez	Esfericidad	Observaciones	Porcentaje
Líticos intrusivos	Subredondeados	Subdiscoidal	Félsicos, alteración intensa de feldespatos	9%
Líticos volcánicos	Subredondeado	Subdiscoidal	Negros con textura afanítica y otros rojizos con magnetismo	40%
Líticos sedimentarios	Subredondeado	Subdiscoidal	Arenisca muy fina	3%
Plagioclasa	Angulosos	Prismático	Hábito tabular, color blanco	4%
Cuarzo	Subangulosos	Subdiscoidal	Incoloros a amarillentos	24%
Máficos	Subredondeado	Subprismático	Negros, presentan magnetismo	18%
Biotita	Anguloso	Prismático	Hábito laminar, coloración parda oscura.	1%
Muscovita	Anguloso	Prismático	Hábito laminar y coloración blanquecina.	1%
Q: 30%		F: 5%		L: 65%
Observaciones: Muestra obtenida a 1 metro de profundidad. Mal seleccionada, fragmentos angulosos y de distintas composiciones, presenta baja humedad. Presenta un bajo porcentaje de finos, constituidos principalmente por materiales que presentan magnetismo, probablemente provenientes de actividad volcánica transportada por el río Biobío. Clasificación composicional: litarenita.				

Muestra: MSF-2				
Coordenada UTM: 18H 675.250 m E – 5.923.445 m N				
Clasificación granulométrica	Arena			
Tipo de sedimento	Bimodal, moderadamente seleccionado			
Grupo textural	Arena fangosa levemente gravosa			
Distribución granulométrica (% , Udden-Wentworth, 1922)				
Grava	0,1			
Arena	87,7			
Fango	12,2			
Parámetros estadísticos (Folk y Ward, 1957)				
Media (ϕ)	3,728	Arena muy fina		
Selección (ϕ)	0,830	Moderadamente seleccionado		
Simetría (ϕ)	0,057	Simétrica		
Curtosis (ϕ)	5,609	Extremadamente leptocúrtico		
Componentes y propiedades físicas				
Composición	Redondez	Esfericidad	Observaciones	Porcentaje
Líticos intrusivos	Subredondeado	Subdiscoidal	Félsicos, alteración intensa de feldespatos	7%
Líticos volcánicos	Subredondeado	Subdiscoidal	Negros con textura afanítica y otros rojizos con magnetismo	44%
Líticos sedimentarios	Subredondeado	Subdiscoidal	Arenisca muy fina	3%
Plagioclasa	Anguloso	Prismático	Hábito tabular, color blanco	2%
Cuarzo	Subanguloso	Subdiscoidal	Incoloros a amarillentos	28%
Máficos	Subredondeado	Subprismático	Negros, presentan magnetismo	14%
Biotita	Anguloso	Prismático	Disgregadas del intrusivo, hábito laminar	1%
Muscovita	Anguloso	Prismático	Disgregadas del intrusivo	1%
Q: 33,3%		F: 2,38%		L: 64,28%
Observaciones: Muestra obtenida a los 2 metros de profundidad. Mal seleccionada, con fragmentos angulosos de los distintos líticos, y magnetismo en máficos y finos. Clasificación composicional: litarenita.				

Muestra: MSF-3						
Coordenada UTM: 18H 675.250 m E – 5.923.445 m N						
Clasificación granulométrica	Arena levemente gravosa					
Tipo de sedimento	Bimodal, pobremente seleccionado					
Grupo textural	Arena levemente gravosa					
Distribución granulométrica (% , Udden-Wentworth, 1922)						
Grava	4,8					
Arena	89,3					
Fango	5,9					
Parámetros estadísticos (Folk y Ward, 1957)						
Media (φ)	2,842		Arena fina			
Selección (φ)	1,388		Pobremente seleccionado			
Simetría (φ)	-0,625		Asimetría muy leve			
Curtosis (φ)	0,793		Platicúrtico			
Componentes y propiedades físicas						
Composición	Redondez	Esfericidad	Observaciones	Porcentaje		
Líticos intrusivos	Angulosos	Subdiscoidal	Meteorizados, color pardo.	5%		
Líticos volcánicos	Anguloso	Subprismático	Coloraciones rojizas-negruzcas, con magnetismo.	42%		
Líticos sedimentarios	Subredondeado	Subdiscoidal	Meteorizados, con granos tamaño arena.	3%		
Plagioclasa	Anguloso	Prismático	Prismáticos de coloración blanquecina	7%		
Cuarzo	Subredondeado	Subdiscoidal	Irregulares, tonos traslúcidos a grises	15%		
Máficos	Subanguloso	Subdiscoidal	Color negro, con magnetismo	23%		
Biotita	Anguloso	Prismático	Laminar, negro	3%		
Muscovita	Anguloso	Prismático	Laminar, blanco	2%		
Q: 20,83%		F: 9,72%		L: 69,44%		
Observaciones: Muestra obtenida a 3 metros de profundidad. Muestra mal seleccionada, con visible aumento de sedimento tamaño grava y con aumento de componentes líticos. Presenta baja esfericidad y originalmente se encontraba húmeda. Clasificación composicional: litarenita.						

Muestra: MSF-4		
Coordenada UTM: 18H 675.250 m E – 5.923.445 m N		
Clasificación granulométrica	Arena	
Tipo de sedimento	Trimodal, moderadamente seleccionado	
Grupo textural	Arena levemente gravosa	
Distribución granulométrica (%, Udden-Wentworth, 1922)		
Grava	1,1	
Arena	94	
Fango	4,9	
Parámetros estadísticos (Folk y Ward, 1957)		
Media (ϕ)	1,185	Arena media
Selección (ϕ)	0,970	Moderadamente seleccionado
Simetría (ϕ)	0,102	Asimetría leve
Curtosis (ϕ)	2,925	Muy leptocúrtico
Observaciones: Muestra obtenida a 4 metros de profundidad. Presenta contaminación debido al muestreo analizado. Porcentajes obtenidos son similares a muestra MSF-3 y originalmente presentó una humedad alta. No se considera en análisis mineralógico.		

Muestra: MSF-5		
Coordenada UTM: 18H 675.250 m E – 5.923.445 m N		
Clasificación granulométrica	Arena levemente gravosa	
Tipo de sedimento	Trimodal, pobremente seleccionado	
Grupo textural	Arena fangosa levemente gravosa	
Distribución granulométrica (%, Udden-Wentworth, 1922)		
Grava	2,4	
Arena	87,7	
Fango	9,9	
Parámetros estadísticos (Folk y Ward, 1957)		
Media (ϕ)	2,170	Arena fina
Selección (ϕ)	1,585	Pobremente seleccionado
Simetría (ϕ)	0,554	Asimetría muy leve
Curtosis (ϕ)	0,975	Mesocúrtico
Observaciones: Muestra obtenida a 4,5 metros de profundidad. Presenta mismas condiciones que muestra MSF-4.		

Muestra: MSF-6,5				
Coordenada UTM: 18H 675.250 m E – 5.923.445 m N				
Clasificación granulométrica	Arena			
Tipo de sedimento	Trimodal, moderadamente seleccionado			
Grupo textural	Arena levemente gravosa			
Distribución granulométrica (% Udden-Wentworth, 1922)				
Grava	0,2			
Arena	95			
Fango	4,8			
Parámetros estadísticos (Folk y Ward, 1957)				
Media (φ)	1,434	Arena media		
Selección (φ)	0,795	Moderadamente seleccionado		
Simetría (φ)	0,372	Asimetría muy leve		
Curtosis (φ)	2,758	Muy leptocúrtico		
Componentes y propiedades físicas				
Composición	Redondez	Esfericidad	Observaciones	Porcentaje
Líticos intrusivos	Subredondeado	Surdiscoidal	Félsicos, con alto contenido de plagioclasas.	6%
Líticos volcánicos	Anguloso	Subprismático	Coloraciones rojizas-negruzcas, con magnetismo.	48%
Lít. Sedimentarios	Subredondeado	Subdiscoidal	Meteorizados, con granos tamaño arena.	8%
Plagioclasa	Angulosos	Prismático	Prismáticos de coloración blanquecina	5%
Cuarzo	Subredondeado	Subdiscoidal	Irregulares, tonos translúcidos a grises	11%
Feldespatos potásico	Anguloso	Subprismático	Alterados a arcillas marrones y rosadas	3%
Máficos	Subanguloso	Subdiscoidal	Color negro, con magnetismo	15%
Mica verde indet.	Anguloso	Prismático	Laminar, verdoso	2%
Muscovita	Anguloso	Prismático	Laminar, blanco	1%
Biotita	Anguloso	Prismático	Laminar, negro	1%
Q: 13,58%		F: 9,87%	L: 76,54%	
Observaciones: Mineralogía de muestra 6-13m de profundidad. Muestra obtenida a los 6,24 metros de profundidad. Presenta mineralización micácea verde proveniente de alteración de otras micas por fluidos. Clasificación composicional: litarenita.				

Muestra: MSF-7						
Coordenada UTM: 18H 675.250 m E – 5.923.445 m N						
Clasificación granulométrica	Arena					
Tipo de sedimento	Trimodal, pobremente seleccionado					
Grupo textural	Arena levemente gravosa					
Distribución granulométrica (% , Udden-Wentworth, 1922)						
Grava	0,4					
Arena	98,5					
Fango	1,1					
Parámetros estadísticos (Folk y Ward, 1957)						
Media (φ)		2,084	Arena fina			
Selección (φ)		1,158	Pobremente seleccionado			
Simetría (φ)		0,476	Asimetría muy leve			
Curtosis (φ)		2,073	Muy leptocúrtico			
Componentes y propiedades físicas						
Composición	Redondez	Esfericidad	Observaciones	Porcentaje		
Líticos intrusivos	Subredondeado	Surdiscoidal	Félsicos, con alto contenido de plagioclasas.	5%		
Líticos volcánicos	Anguloso	Subprismático	Coloraciones rojizas-negruzcas, con magnetismo.	41%		
Lít. sedimentarios	Subredondeado	Subdiscoidal	Meteorizados, con granos tamaño arena.	4%		
Plagioclasa	Anguloso	Prismático	Prismáticos de coloración blanquecina	4%		
Cuarzo	Subredondeado	Subdiscoidal	Irregulares, tonos traslúcidos a grises	17%		
Feldespatos potásico	Anguloso	Subprismático	Alterados a arcillas marrones y rosadas	5%		
Máficos	Subanguloso	Subdiscoidal	Color negro, con magnetismo	24%		
Mica verde indet.	Angulosos	Prismático	Laminar, verdoso	1%		
Muscovita	Anguloso	Prismático	Laminar, blanco	3%		
Biotita	Anguloso	Prismático	Laminar, negro	3%		
Q: 22,36%		F: 11,84%		L: 65,78%		
Observaciones: Muestra obtenida a 6,5 metros de profundidad. Contrasta con muestrs MSF-6,5. Clasificación composicional: litarenita.						

Muestra: MSF-8				
Coordenada UTM: 18H 675.250 m E – 5.923.445 m N				
Clasificación granulométrica	Arena			
Tipo de sedimento	Bimodal, bien seleccionado			
Grupo textural	Arena levemente gravosa			
Distribución granulométrica (% , Udden-Wentworth, 1922)				
Grava	0,1			
Arena	99,8			
Fango	0,1			
Parámetros estadísticos (Folk y Ward, 1957)				
Media (ϕ)	1,281	Arena media		
Selección (ϕ)	0,403	Bien seleccionado		
Simetría (ϕ)	-0,068	Simétrica		
Curtosis (ϕ)	1,982	Muy leptocúrtico		
Componentes y propiedades físicas				
Composición	Redondez	Esfericidad	Observaciones	Porcentaje
Líticos intrusivos	Subredondeados	Surdiscoidal	Félsicos, con alto contenido de plagioclasas.	5%
Líticos volcánicos	Angulosos	Subprismático	Coloraciones rojizas-negruczas, con magnetismo.	38%
Lít. sedimentarios	Subredondeados	Subdiscoidal	Meteorizados, con granos tamaño arena.	4%
Plagioclasa	Angulosos	Prismáticos	Prismáticos de coloración blanquecina	5%
Cuarzo	Subredondeados	Subdiscoidal	Irregulares, tonos traslúcidos a grises	18%
Feldespato potásico	Anguloso	Subprismático	Alterados a arcillas marrones y rosadas	4%
Máficos	Subangulosos	Subdiscoidal	Color negro, con magnetismo	20%
Muscovita	Angulosos	Prismáticos	Laminar, blanco	2%
Biotita	Angulosos	Prismáticos	Laminar, negro	5%
Q: 24,32%		F: 12,16%		L: 63,51%
Observaciones: Muestra obtenida a 7,5 metros de profundidad. Similitudes composicionales con muestra MSF-7. Presenta cúmulos minúsculos de arcillas producto del secado de muestra. Clasificación composicional: litarenita.				

Muestra: MSF-9		
Coordenada UTM: 18H 675.250 m E – 5.923.445 m N		
Clasificación granulométrica	Arena	
Tipo de sedimento	Bimodal, pobremente seleccionado	
Grupo textural	Arena	
Distribución granulométrica (%, Udden-Wentworth, 1922)		
Grava	0	
Arena	94,2	
Fango	5,8	
Parámetros estadísticos (Folk y Ward, 1957)		
Media (ϕ)	2,023	Arena fina
Selección (ϕ)	1,253	Pobremente seleccionado
Simetría (ϕ)	0,613	Asimetría muy leve
Curtosis (ϕ)	2,545	Muy leptocúrtico
Observaciones: Muestra obtenida a 8 metros de profundidad. Análisis composicional realizado en la muestra representativa MSF-6,5.		

Muestra: MSF-10		
Coordenada UTM: 18H 675.250 m E – 5.923.445 m N		
Clasificación granulométrica	Arena	
Tipo de sedimento	Trimodal, pobremente seleccionado	
Grupo textural	Arena levemente gravosa	
Distribución granulométrica (%, Udden-Wentworth, 1922)		
Grava	0,3	
Arena	98,2	
Fango	1,5	
Parámetros estadísticos (Folk y Ward, 1957)		
Media (ϕ)	2,046	Arena fina
Selección (ϕ)	1,193	Pobremente seleccionado
Simetría (ϕ)	0,551	Asimetría muy leve
Curtosis (ϕ)	1,885	Muy leptocúrtico
Observaciones: Muestra obtenida a 9 metros de profundidad. Análisis composicional realizado en la muestra representativa MSF-6,5.		

Muestra: MSF-11		
Coordenada UTM: 18H 675.250 m E – 5.923.445 m N		
Clasificación granulométrica	Arena	
Tipo de sedimento	Bimodal, Pobremente seleccionado	
Grupo textural	Arena media pobremente seleccionada	
Distribución granulométrica (%, Udden-Wentworth, 1922)		
Grava	0	
Arena	95,3	
Fango	4,7	
Parámetros estadísticos (Folk y Ward, 1957)		
Media (ϕ)	2,288	Arena fina
Selección (ϕ)	1,055	Pobremente seleccionado
Simetría (ϕ)	0,564	Asimetría muy leve
Curtosis (ϕ)	0,570	Muy platicúrtico
Observaciones: Muestra obtenida a 10 metros de profundidad.		

Muestra: MSF-12				
Coordenada UTM: 18H 675.250 m E – 5.923.445 m N				
Clasificación granulométrica	Arena gravosa			
Tipo de sedimento	Bimodal, moderadamente seleccionado			
Grupo textural	Arena media con grava muy fina			
Distribución granulométrica (% , Udden-Wentworth, 1922)				
Grava	6,0			
Arena	93,2			
Fango	0,8			
Parámetros estadísticos (Folk y Ward, 1957)				
Media (φ)	1,458		Arena media	
Selección (φ)	0,964		Moderadamente seleccionado	
Simetría (φ)	0,122		Asimetría leve	
Curtosis (φ)	3,199		Extremadamente leptocúrtico	
Componentes y propiedades físicas				
Composición	Redondez	Esfericidad	Observaciones	Porcentaje
Líticos intrusivos	Subredondeados	Surdiscoidal	Félsicos, con alto contenido de plagioclasas.	3%
Líticos volcánicos	Angulosos	Subprismático	Coloraciones rojizas-negruzcas, con magnetismo.	44%
Lít. sedimentarios	Subredondeados	Subdiscoidal	Meteorizados, con granos tamaño arena.	2%
Plagioclasa	Angulosos	Prismáticos	Prismáticos de coloración blanquecina	5%
Cuarzo	Subredondeados	Subdiscoidal	Irregulares, tonos traslúcidos a grises	17%
Feldespatos potásico	Anguloso	Subprismático	Alterados a arcillas marrones y rosadas	2%
Máficos	Subangulosos	Subdiscoidal	Color negro, con magnetismo	20%
Micas	Angulosos	Prismáticos	Laminar, blanco y otras negras	7%
Q: 23,28%		F: 9,58%		L: 67,12%
Observaciones: Muestra obtenida a 11 metros. Predominan líticos volcánicos de tamaño gravilla y los más finos corresponden a disgregados máficos y cuarzo. Clasificación composicional: litarenita.				

Muestra: MSF-13		
Coordenada UTM: 18H 675.250 m E – 5.923.445 m N		
Clasificación granulométrica	Arena	
Tipo de sedimento	Bimodal, pobremente seleccionada	
Grupo textural	Arena levemente gravosa	
Distribución granulométrica (%, Udden-Wentworth, 1922)		
Grava	0,1	
Arena	93,6	
Fango	6,2	
Parámetros estadísticos (Folk y Ward, 1957)		
Media (ϕ)	2,307	Arena fina
Selección (ϕ)	1,223	Pobremente seleccionada
Simetría (ϕ)	0,548	Asimetría muy leve
Curtosis (ϕ)	0,685	Platicúrtico
Observaciones: Muestra extraída a 11,77 metros de profundidad. No se analiza composición, pero si se realiza análisis estadístico granulométrico.		

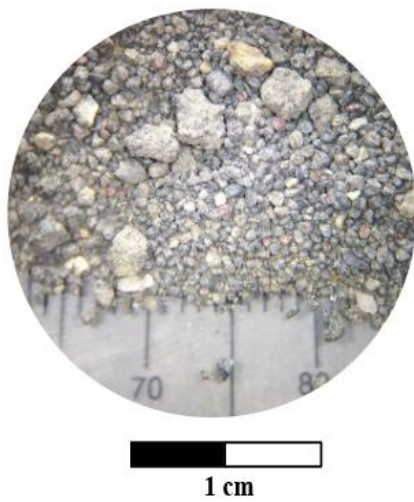
Muestra: MSF-14		
Coordenada UTM: 18H 675.250 m E – 5.923.445 m N		
Clasificación granulométrica	Arena	
Tipo de sedimento	Bimodal, pobremente seleccionado	
Grupo textural	Arena levemente gravosa	
Distribución granulométrica (%, Udden-Wentworth, 1922)		
Grava	0,1	
Arena	93,6	
Fango	6,2	
Parámetros estadísticos (Folk y Ward, 1957)		
Media (ϕ)	2,307	Arena fina
Selección (ϕ)	1,223	Pobremente seleccionado
Simetría (ϕ)	0,548	Asimetría muy leve
Curtosis (ϕ)	0,685	Platicúrtico
Observaciones: Muestra obtenida a 13 metros de profundidad. Se mantienen características composicionales de muestras más superficiales.		

Muestra: MSF-15						
Coordenada UTM: 18H 675.250 m E – 5.923.445 m N						
Clasificación granulométrica	Arena limosa					
Tipo de sedimento	Unimodal, pobremente seleccionado					
Grupo textural	Arena fangosa					
Distribución granulométrica (% , Udden-Wentworth, 1922)						
Grava	0					
Arena	55,7					
Fango	44,3					
Parámetros estadísticos (Folk y Ward, 1957)						
Media (φ)		4,695	Limo muy grueso			
Selección (φ)		1,355	Pobremente seleccionado			
Simetría (φ)		0,777	Asimetría muy leve			
Curtosis (φ)		0,810	Platicúrtico			
Componentes y propiedades físicas						
Composición	Redondez	Esfericidad	Observaciones	Porcentaje		
Líticos intrusivos	Subredondeados	Surdiscoidal	Félsicos, con alto contenido de plagioclasas.	5%		
Líticos volcánicos	Angulosos	Subprismático	Coloraciones rojizas-negruzcas, con magnetismo.	39%		
Líticos sedimentarios	Subredondeados	Subdiscoidal	Cúmulos por secado de muestra.	4%		
Plagioclasas	Angulosos	Prismáticos	Prismáticos de coloración blanquecina	6%		
Cuarzo	Subredondeados	Subdiscoidal	Irregulares, tonos traslúcidos a grises	15%		
Feldespatopotásico	Anguloso	Subprismático	Alterados a arcillas marrones y rosadas	3%		
Máficos	Subangulosos	Subdiscoidal	Color negro, con magnetismo	21%		
Muscovita	Angulosos	Prismáticos	Laminar, blanco	1%		
Biotita	Angulosos	Prismáticos	Laminar, negro	1%		
Fragmentos bivalvos	-	-	Fragmentos de conchillas de tamaño arena gruesa.	5%		
Q: 20,83		F: 12,5		L: 66,66%		
Observaciones: Mineralogía descrita a partir de muestra 14,5-16m de profundidad. Muestra 14 metros de profundidad. Presenta conchuelas de bivalvos indiferenciados. Clasificación composicional Folk (1968): Wacka lítica.						

Muestra: MSF-16		
Coordenada UTM: 18H 675.250 m E – 5.923.445 m N		
Clasificación granulométrica	Arena limosa	
Tipo de sedimento	Bimodal, pobremente seleccionado	
Grupo textural	Arena fangosa	
Distribución granulométrica (%, Udden-Wentworth, 1922)		
Grava	0	
Arena	77,2	
Fango	22,8	
Parámetros estadísticos (Folk y Ward, 1957)		
Media (ϕ)	3,594	Arena muy fina
Selección (ϕ)	1,700	Pobremente seleccionado
Simetría (ϕ)	0,027	Simétrica
Curtosis (ϕ)	5,135	Extremadamente leptocúrtico
Observaciones: Muestra obtenida a 16 metros de profundidad. No se hace análisis mineralógico por presentar mismas características que muestra MSF-15. Clasificación Folk (1968): Wacka		

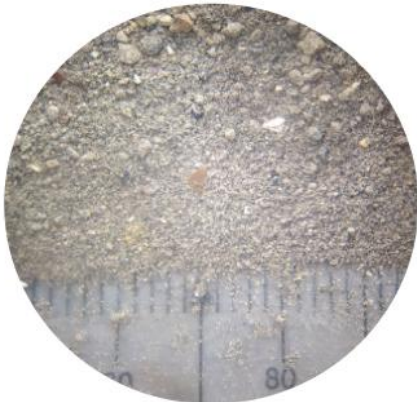
Muestra: MSF-16,5				
Coordenada UTM: 18H 675.250 m E – 5.923.445 m N			 1 cm	
Clasificación granulométrica	Arena			
Tipo de sedimento	Trimodal, pobremente seleccionado			
Grupo textural	Arena			
Distribución granulométrica (% , Udden-Wentworth, 1922)				
Grava	0			
Arena	93,7			
Fango	6,3			
Parámetros estadísticos (Folk y Ward, 1957)				
Media (φ)	2,593		Arena fina	
Selección (φ)	1,148		Pobremente seleccionado	
Simetría (φ)	0,086		Simétrica	
Curtosis (φ)	0,840		Platicúrtico	
Componentes y propiedades físicas				
Composición	Redondez	Esfericidad	Observaciones	Porcentaje
Líticos volcánicos	Angulosos	Subprismático	Coloraciones rojizas-negruzcas, con magnetismo.	37%
Plagioclasas	Angulosos	Prismáticos	Prismáticos de coloración blanquecina	7%
Cuarzo	Subredondeados	Subdiscoidal	Irregulares, tonos traslúcidos a grises	16%
Feldespatopotásico	Anguloso	Subprismático	Alterados a arcillas marrones y rosadas	3%
Máficos	Subangulosos	Subdiscoidal	Color negro, con magnetismo	21%
Muscovita	Angulosos	Prismáticos	Laminar, blanco	3%
Biotita	Angulosos	Prismáticos	Laminar, negro	2%
Fragmentos bivalvos	-	-	Fragmentos de conchillas de tamaño arena gruesa.	8%
Foraminíferos	-	-	Medio milímetro de diámetro. Bentónicos.	3%
Q: 25,39%		F: 15,87%		L: 58,73%
Observaciones: mineralogía descrita a partir de muestra 15-16,5m de profundidad. Muestra 16,5 metros de profundidad. Clasificación composicional: litarenita.				

Muestra: MSF-18		
Coordenada UTM: 18H 675.250 m E – 5.923.445 m N		
Clasificación granulométrica	Arena limosa	
Tipo de sedimento	Bimodal, pobremente seleccionado	
Grupo textural	Arena fangosa	
Distribución granulométrica (%, Udden-Wentworth, 1922)		
Grava	0	
Arena	51,5	
Fango	48,5	
Parámetros estadísticos (Folk y Ward, 1957)		
Media (ϕ)	4,738	Limo muy grueso
Selección (ϕ)	1,669	Pobremente seleccionado
Simetría (ϕ)	0,485	Asimetría muy leve
Curtosis (ϕ)	1,062	Mesocúrtico
Observaciones: Muestra obtenida a 18 metros de profundidad. Disminuye la media a limo muy grueso. Clasificación Folk (1968): Wacka		

Muestra: MSF-18.1						
Coordenada UTM: 18H 675.250 m E – 5.923.445 m N						
Clasificación granulométrica	Arena limosa					
Tipo de sedimento	Bimodal, pobremente seleccionado					
Grupo textural	Arena fangosa					
Distribución granulométrica (% , Udden-Wentworth, 1922)						
Grava	0					
Arena	82					
Fango	18					
Parámetros estadísticos (Folk y Ward, 1957)						
Media (φ)	3,383		Arena muy fina			
Selección (φ)	1,413		Pobremente seleccionado			
Simetría (φ)	-0,114		Asimetría fuerte			
Curtosis (φ)	5,444		Extremadamente leptocúrtico			
Componentes y propiedades físicas						
Composición	Redondez	Esfericidad	Observaciones	Porcentaje		
Líticos volcánicos	Angulosos	Subprismático	Coloraciones rojizas-negruzcas, con magnetismo.	32%		
Plagioclasas	Angulosos	Prismáticos	Prismáticos de coloración blanquecina	9%		
Cuarzo	Subredondeados	Subdiscoidal	Irregulares, tonos traslúcidos a grises	23%		
Feldespatos potásicos	Anguloso	Subprismático	Alterados a arcillas marrones y rosadas	3%		
Máficos	Subangulosos	Subdiscoidal	Color negro, con magnetismo	22%		
Muscovita	Angulosos	Prismáticos	Laminar, blanco	3%		
Biotita	Angulosos	Prismáticos	Laminar, negro	1%		
Fragmentos bivalvos	-	-	Fragmentos de conchillas de tamaño arena gruesa.	7%		
Q: 34,32%		F: 17,91%		L: 47,76%		
Observaciones: Muestra obtenida a 20 metros de profundidad. Existe mala selección y granos más gruesos corresponden a fragmentos volcánicos. Clasificación composicional Folk (1968): Wacka lítica.						

Muestra: MSF-21,65		
Coordenada UTM: 18H 675.250 m E – 5.923.445 m N		
Clasificación granulométrica	Limo arenoso	
Tipo de sedimento	Unimodal, pobremente seleccionado	
Grupo textural	Fango arenoso levemente gravoso	
Distribución granulométrica (% , Udden-Wentworth, 1922)		
Grava	<0,1	
Arena	13,6	
Fango	86,4	
Parámetros estadísticos (Folk y Ward, 1957)		
Media (ϕ)	5,682	Limo grueso
Selección (ϕ)	1,412	Pobremente seleccionado
Simetría (ϕ)	0,007	Simétrica
Curtosis (ϕ)	0,728	Platicúrtico
Observaciones: Muestra obtenida a 21,65 metros de profundidad. Predominan granos gruesos y no se puede identificar la composición de estos granos, pero tienen magnetismo. Clasificación composicional Folk (1968): Wacka lítica		

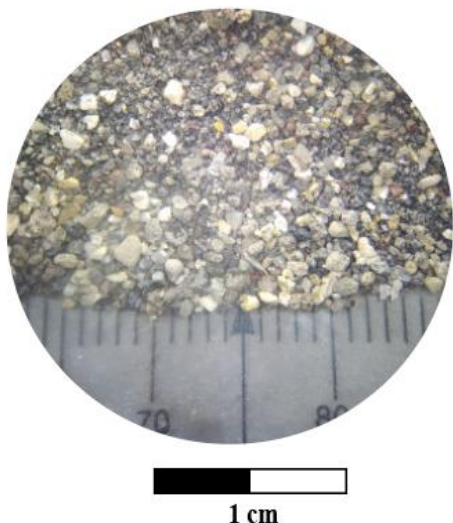
Muestra: MSF-19.1		
Coordenada UTM: 18H 675.250 m E – 5.923.445 m N		
Clasificación granulométrica	Arena limosa	
Tipo de sedimento	Polimodal, pobremente seleccionado	
Grupo textural	Arena fangosa levemente gravosa	
Distribución granulométrica (%, Udden-Wentworth, 1922)		
Grava	0	
Arena	86,6	
Fango	13,4	
Parámetros estadísticos (Folk y Ward, 1957)		
Media (φ)	2,506	Arena fina
Selección (φ)	1,800	Pobremente seleccionado
Simetría (φ)	-0,900	Simétrica
Curtosis (φ)	0,961	Mesocúrtico
Observaciones: Muestra obtenida a 24-25,5 metros de profundidad. Mineralogía es estudiada en muestra MSF-25,2. Se aprecia un aumento en el tamaño de grano con respecto a MSF-21,65.		

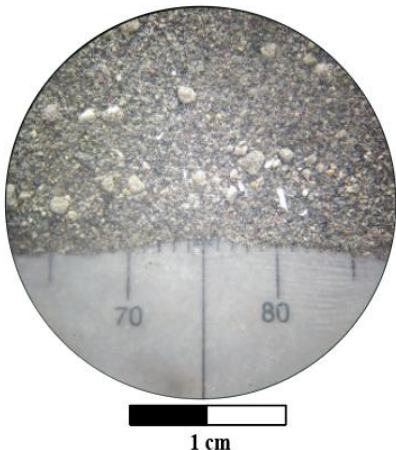
Muestra: MSF-25,2				
Coordenada UTM: 18H 675.250 m E – 5.923.445 m N			 1 cm	
Clasificación granulométrica	Arena limosa			
Tipo de sedimento	Unimodal, pobremente seleccionado			
Grupo textural	Arena fangosa levemente gravosa			
Distribución granulométrica (% , Udden-Wentworth, 1922)				
Grava	0,1			
Arena	65,1			
Fango	34,8			
Parámetros estadísticos (Folk y Ward, 1957)				
Media (φ)		4,542	Limo muy grueso	
Selección (φ)		1,233	Pobremente seleccionado	
Simetría (φ)		0,804	Asimetría muy leve	
Curtosis (φ)		1,104	Mesocúrtico	
Componentes y propiedades físicas				
Composición	Redondez	Esfericidad	Observaciones	Porcentaje
Líticos intrusivos	Subredondeados	Surdiscoidal	Félsicos, con alto contenido de plagioclasas.	4%
Líticos volcánicos	Angulosos	Subprismático	Coloraciones rojizas-negruzcas, con magnetismo.	25%
Plagioclasa	Angulosos	Prismáticos	Prismáticos de coloración blanquecina	12%
Cuarzo	Subredondeados	Subdiscoidal	Irregulares, tonos traslúcidos a grises	22%
Máficos	Anguloso	Subprismático	Color negro, con magnetismo	24%
Muscovita	Subangulosos	Subdiscoidal	Laminar, blanco	3%
Biotita	Angulosos	Prismáticos	Laminar, negro	3%
Fragmentos bivalvos	Angulosos	Prismáticos	Fragmentos de conchillas de tamaño arena gruesa.	4%
Q: 34,92%		F: 19,04%		L: 46,03%
Observaciones: Muestra obtenida a 25,2 metros de profundidad. Presenta una disminución en la concentración de bioclastos. Clasificación composicional Folk (1968): Wacka lítica.				

Muestra: MSF-20,1				
Coordenada UTM: 18H 675.250 m E – 5.923.445 m N				
Clasificación granulométrica		Arena		
Tipo de sedimento		Trimodal, pobremente seleccionada		
Grupo textural		Arena levemente gravosa		
Distribución granulométrica (%, Udden-Wentworth, 1922)				
Grava		0,9		
Arena		90,6		
Fango		8,5		
Parámetros estadísticos (Folk y Ward, 1957)				
Media (φ)		2,077		Arena fina
Selección (φ)		1,496		Pobremente seleccionado
Simetría (φ)		0,392		Asimetría muy leve
Curtosis (φ)		4,679		Extremadamente leptocúrtico
Componentes y propiedades físicas				
Composición	Redondez	Esfericidad	Observaciones	Porcentaje
Líticos intrusivos	Subredondeados	Surdiscoidal	Félsicos, con alto contenido de plagioclasas.	8%
Líticos volcánicos	Angulosos	Subprismático o	Coloraciones rojizas-negruzcas, con magnetismo.	28%
Plagioclasa	Angulosos	Prismáticos	Prismáticos de coloración blanquecina	12%
Cuarzo	Subredondeados	Subdiscoidal	Irregulares, tonos traslúcidos a grises	21%
Máficos	Anguloso	Subprismático o	Color negro, con magnetismo	23%
Muscovita	Subangulosos	Subdiscoidal	Laminar, blanco	4%
Biotita	Angulosos	Prismáticos	Laminar, negro	3%
Fragmentos bivalvos	Angulosos	Prismáticos	Fragmentos de conchillas de tamaño arena gruesa.	1%
Q: 30,43%		F: 17,39%		L: 52,17%
Observaciones: muestra extraída a 25,5-27 metros de profundidad. Clasificación composicional: litarenita feldespática.				

Muestra: MSF-21		
Coordenada UTM: 18H 675.250 m E – 5.923.445 m N		
Clasificación granulométrica	Arena	
Tipo de sedimento	Bimodal, bien seleccionado	
Grupo textural	Arena	
Distribución granulométrica (%, Udden-Wentworth, 1922)		
Grava	0	
Arena	97	
Fango	3	
Parámetros estadísticos (Folk y Ward, 1957)		
Media (ϕ)	3,693	Arena muy fina
Selección (ϕ)	0,457	Bien seleccionado
Simetría (ϕ)	-0,378	Asimetría muy fuerte
Curtosis (ϕ)	3,020	Extremadamente leptocúrtico
Observaciones: Muestra obtenida a 28,27 metros de profundidad. Si bien se clasifica como arena fina, no es posible extraer una muestra suficiente para analizar mineralogía.		

Muestra: MSF-21,1				
Coordenada UTM: 18H 675.250 m E – 5.923.445 m N		 1 cm		
Clasificación granulométrica	Arena			
Tipo de sedimento	Trimodal, pobremente seleccionada			
Grupo textural	Arena levemente gravosa			
Distribución granulométrica (% , Udden-Wentworth, 1922)				
Grava	0,1			
Arena	94,5			
Fango	5,4			
Parámetros estadísticos (Folk y Ward, 1957)				
Media (ϕ)	2,609	Arena fina		
Selección (ϕ)	1,071	Pobremente seleccionado		
Simetría (ϕ)	-0,087	Simétrica		
Curtosis (ϕ)	1,205	Leptocúrtica		
Componentes y propiedades físicas				
Composición	Redondez	Esfericidad	Observaciones	Porcentaje
Líticos intrusivos	Subredondeados	Subdiscoidal	Félsicos, alteración intensa de feldespatos	9%
Líticos volcánicos	Subredondeado	Subdiscoidal	Negros con textura afanítica y otros rojizos con magnetismo	29%
Líticos sedimentarios	Subredondeado	Subdiscoidal	Arenisca muy fina	2%
Plagioclasa	Angulosos	Prismático	Hábito tabular, color blanco	8%
Cuarzo	Subangulosos	Subdiscoidal	Incoloros a amarillentos	25%
Máficos	Subredondeado	Subprismático	Negros, presentan magnetismo	21%
Biotita	Anguloso	Prismático	Hábito laminar, coloración parda oscura.	2%
Muscovita	Anguloso	Prismático	Hábito laminar y coloración blanquecina.	1%
Fragmentos bivalvos	Angulosos	Prismáticos	Fragmentos de conchillas de tamaño arena gruesa.	3%
Q: 34,24%		F: 10,95%		L: 54,79%
Observaciones: Muestra obtenida entre 28,5-30 metros de profundidad. Clasificación composicional: litarenita.				

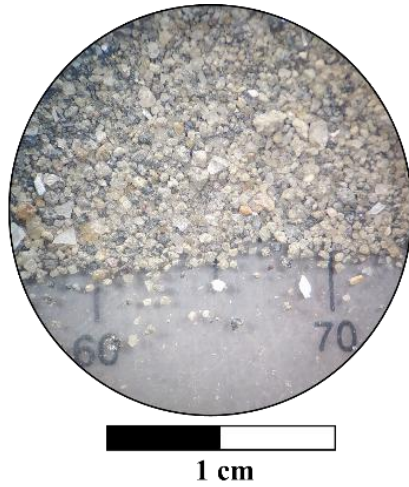
Muestra: MSF-21,2				
Coordenada UTM: 18H 675.250 m E – 5.923.445 m N				
Clasificación granulométrica	Arena limosa			
Tipo de sedimento	Trimodal, pobremente seleccionado			
Grupo textural	Arena fangosa levemente gravosa			
Distribución granulométrica (% , Udden-Wentworth, 1922)				
Grava	0,9			
Arena	86,7			
Fango	12,4			
Parámetros estadísticos (Folk y Ward, 1957)				
Media (ϕ)		2,758	Arena fina	
Selección (ϕ)		1,581	Pobremente seleccionado	
Simetría (ϕ)		-0,019	Simétrica	
Curtosis (ϕ)		2,144	Muy leptocúrtico	
Componentes y propiedades físicas				
Composición	Redondez	Esfericidad	Observaciones	Porcentaje
Líticos intrusivos	Subredondeados	Subdiscoidal	Félsicos, alteración intensa de feldespatos	8
Líticos volcánicos	Subredondeado	Subdiscoidal	Negros con textura afanítica y otros rojizos con magnetismo	23
Líticos sedimentarios	Subredondeado	Subdiscoidal	Arenisca muy fina	3
Plagioclasa	Angulosos	Prismático	Hábito tabular, color blanco	6%
Cuarzo	Subangulosos	Subdiscoidal	Incoloros a amarillentos	28%
Máficos	Subredondeado	Subprismático	Negros, presentan magnetismo	18%
Biotita	Anguloso	Prismático	Hábito laminar, coloración parda oscura.	3%
Muscovita	Anguloso	Prismático	Hábito laminar y coloración blanquecina.	4%
Fragmentos bivalvos	Angulosos	Prismáticos	Fragmentos de conchillas de tamaño arena gruesa.	7%
Q: 41,17%		F: 8,82%		L: 50%
Observaciones: Muestra obtenida a 30-31,5 metros de profundidad. Clasificación composicional: litarenita.				

Muestra: MSF-31				
Coordenada UTM: 18H 675.250 m E – 5.923.445 m N				
Clasificación granulométrica	Arena limosa			
Tipo de sedimento	Bimodal, pobremente seleccionado			
Grupo textural	Arena fangosa levemente gravosa			
Distribución granulométrica (% , Udden-Wentworth, 1922)				
Grava	0,6			
Arena	70,9			
Fango	28,5			
Parámetros estadísticos (Folk y Ward, 1957)				
Media (φ)	3,778		Arena muy fina	
Selección (φ)	1,867		Pobremente seleccionada	
Simetría (φ)	0,111		Asimetría leve	
Curtosis (φ)	2,433		Muy leptocúrtico	
Componentes y propiedades físicas				
Composición	Redondez	Esfericidad	Observaciones	Porcentaje
Líticos intrusivos	Subredondeados	Subdiscoidal	Félsicos, alteración intensa de feldespatos	6%
Líticos volcánicos	Subredondeado	Subdiscoidal	Negros con textura afanítica y otros rojizos con magnetismo	24%
Líticos sedimentarios	Subredondeado	Subdiscoidal	Arenisca muy fina	4%
Plagioclasa	Angulosos	Prismático	Hábito tabular, color blanco	5%
Cuarzo	Subangulosos	Subdiscoidal	Incoloros a amarillentos	22%
Máficos	Subredondeado	Subprismático	Negros, presentan magnetismo	24%
Biotita	Anguloso	Prismático	Hábito laminar, coloración parda oscura.	2%
Muscovita	Anguloso	Prismático	Hábito laminar y coloración blanquecina.	3%
Fragmentos bivalvos	Angulosos	Prismáticos	Fragmentos de conchillas de tamaño arena gruesa.	5%
Q: 36,06%		F: 8,19%		L: 55,73%
Observaciones: Muestra obtenida a 31 metros de profundidad. Clasificación composicional Folk (1968): Wacka lítica.				

Muestra: MSF-31,5-33				
Coordenada UTM: 18H 675.250 m E – 5.923.445 m N				
Clasificación granulométrica		Arena levemente gravosa		
Tipo de sedimento		Polimodal, pobremente seleccionada		
Grupo textural		Arena levemente gravosa		
Distribución granulométrica (%, Udden-Wentworth, 1922)				
Grava		1,9		
Arena		94,3		
Fango		3,8		
Parámetros estadísticos (Folk y Ward, 1957)				
Media (ϕ)		1,221	Arena media	
Selección (ϕ)		1,383	Pobremente seleccionada	
Simetría (ϕ)		0,335	Asimetría muy leve	
Curtosis (ϕ)		0,905	Mesocúrtica	
Componentes y propiedades físicas				
Composición	Redondez	Esfericidad	Observaciones	Porcentaje
Líticos intrusivos	Subredondeados	Subdiscoidal	Félsicos, alteración intensa de feldespatos	9%
Líticos volcánicos	Subredondeado	Subdiscoidal	Negros con textura afanítica y otros rojizos con magnetismo	25%
Líticos sedimentarios	Subredondeado	Subdiscoidal	Arenisca muy fina	2%
Plagioclasa	Angulosos	Prismático	Hábito tabular, color blanco	5%
Cuarzo	Subangulosos	Subdiscoidal	Incoloros a amarillentos	21%
Máficos	Subredondeado	Subprismático	Negros, presentan magnetismo	28%
Biotita	Anguloso	Prismático	Hábito laminar, coloración parda oscura.	2%
Muscovita	Anguloso	Prismático	Hábito laminar y coloración blanquecina.	1%
Fragmentos bivalvos	Angulosos	Prismáticos	Fragmentos de conchillas de tamaño arena gruesa.	4%
Q: 33,87%		F: 8,06%		L: 58,06%
Observaciones: Muestra obtenida a 31,5-33 metros de profundidad. Se aprecia proveniencia dominante de transporte fluvial, caracterizado por restos volcánicos y máficos. Clasificación composicional: litarenita.				

Muestra: MSF-34				
Coordenada UTM: 18H 675.250 m E – 5.923.445 m N			 1 cm	
Clasificación granulométrica	Arena limosa			
Tipo de sedimento	Bimodal, pobremente seleccionado			
Grupo textural	Arena fangosa			
Distribución granulométrica (% , Udden-Wentworth, 1922)				
Grava	0,0			
Arena	82			
Fango	18			
Parámetros estadísticos (Folk y Ward, 1957)				
Media (φ)	3,383		Arena muy fina	
Selección (φ)	1,413		Pobremente seleccionada	
Simetría (φ)	-0,114		Asimetría fuerte	
Curtosis (φ)	5,444		Extremadamente leptocúrtico	
Componentes y propiedades físicas				
Composición	Redondez	Esfericidad	Observaciones	Porcentaje
Líticos intrusivos	Subredondeados	Subdiscoidal	Félsicos, alteración intensa de feldespatos	7%
Líticos volcánicos	Subredondeado	Subdiscoidal	Negros con textura afanítica y otros rojizos con magnetismo	29%
Líticos sedimentarios	Subredondeado	Subdiscoidal	Arenisca muy fina	3%
Plagioclasa	Angulosos	Prismático	Hábito tabular, color blanco	3%
Cuarzo	Subangulosos	Subdiscoidal	Incoloros a amarillentos	23%
Máficos	Subredondeado	Subprismático	Negros, presentan magnetismo	25%
Biotita	Anguloso	Prismático	Hábito laminar, coloración parda oscura.	1%
Muscovita	Anguloso	Prismático	Hábito laminar y coloración blanquecina.	2%
Fragmentos bivalvos	Angulosos	Prismáticos	Fragmentos de conchillas de tamaño arena gruesa.	2%
Q: 35,38%		F: 4,61%		L: 60%
Observaciones: Muestra obtenida a 34 metros de profundidad. Bajo estas capas se reconoce el granitoide meteorizado de forma pervasiva, producto del contacto con fluidos meteóricos y su consecuente exposición a la superficie. Clasificación composicional Folk (1968): Wacka lítica.				

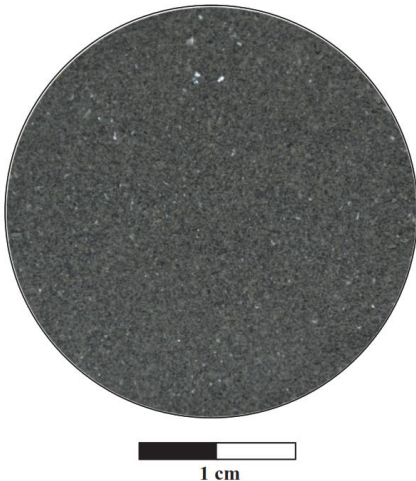
1.2. Muestras Sondaje localidad Tubul

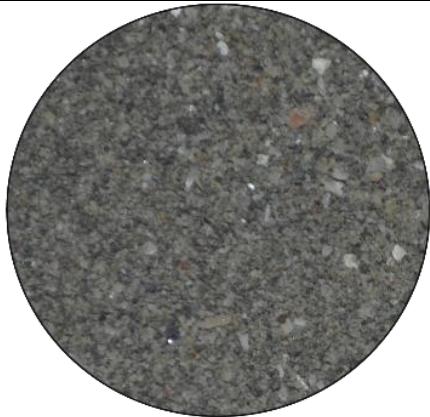
Muestra: TRM-1s				
Coordenada UTM:	18H 637844m E 5877381 m N			
Localidad:	Desembocadura río Tubul-Raqui			
Clasificación granulométrica:	Arena			
Tipo de sedimento:	Trimodal, pobremente seleccionado			
Grupo textural:	Arena			
Distribución granulométrica (% Udden-Wentworth, 1922)				
Grava	0,1			
Arena	93,2			
Fango	6,7			
Parámetros estadísticos (Folk y Ward, 1957)				
Media (φ)	2,691	Arena fina		
Selección (φ)	1,105	Pobremente seleccionada		
Simetría (φ)	0,053	Simétrica		
Curtosis (φ)	1,604	Muy Leptocúrtica		
Componentes y propiedades físicas				
Composición	Redondez	Esfericidad	Observaciones	Porcentaje
Cuarzo	Subredondeado	Subdiscoidal	Irregular, tonos blanquecinos y amarillentos.	37%
Líticos indiferenciados	Subredondeado	Subdiscoidal	Magnetismo, color rojizo, otros negruzcos	25%
Líticos intrusivos	Subredondeado	Prismático	Félsicos, tonalidades blancas y rosadas	8%
Carbón	Subredondeado	Subprismático	Color negro	3%
Líticos negruzcos	Subredondeado	Subdiscoidal	Foliados, tonos verdosos	2%
Líticos sedimentarios	Subredondeado	Prismático	Forma irregular, se aprecian granos, terroso	8%
Muscovita	Anguloso	Subprismático	Colos blanco amarillento, laminar.	3%
Biotita	Anguloso	Subprismático	Color marrón oscuro, laminar.	1%
Feldespatopotásico	Subanguloso	Prismático	Color blanco a rosado, tabular.	13%
Q: 64,41%		F: 19,11%		L: 26,47%
Observaciones: profundidad muestra: 1,33-1,6 m. Clasificado como arena, presenta saturación en agua, baja plasticidad y alta humedad. Baja proporción de conchillas, y alta proporción de líticos volcánicos, pobremente seleccionados, angulosos y con alto magnetismo. Clasificación composicional: litarenita feldespática.				

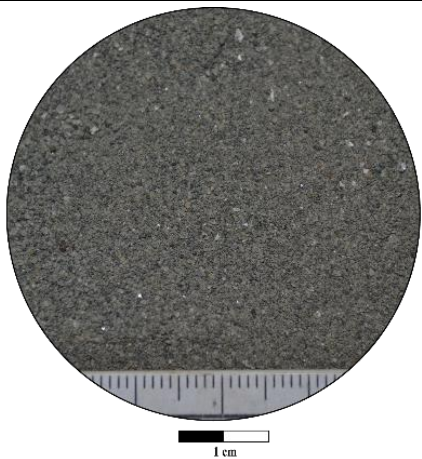
Muestra: TRM-2s					
Coordenada UTM:	18H 637844m E 5877381 m N				
Localidad:	Desembocadura río Tubul-Raqui				
Clasificación granulométrica:	Arena				
Tipo de sedimento:	Trimodal, pobremente seleccionada				
Grupo textural:	Arena				
Distribución granulométrica (% , Udden-Wentworth, 1922)					
Grava	0,0				
Arena	93,6				
Fango	6,4				
					
			Parámetros estadísticos (Folk y Ward, 1957)		
			Media (φ)	2,625	Arena fina
			Selección (φ)	1,054	Pobremente seleccionada
			Simetría (φ)	0,049	Simétrica
Curtosis (φ)	1,423	Leptocúrtica			
Componentes y propiedades físicas					
Composición	Redondez	Esfericidad	Observaciones	Porcentaje	
Cuarzo	Subredondeado	Subdiscoidal	Irregular, tonos blanquecinos y amarillentos.	35%	
Muscovita	Anguloso	Subprismático	Colos blanco amarillento, laminar.	1%	
Líticos indiferenciados	Subredondeado	Subdiscoidal	Magnetismo, color rojizo, otros negruzcos	30%	
Líticos sedimentarios	Subredondeado	Prismático	Forma irregular, se aprecian granos, terroso	12%	
Feldespatos potásicos	Subanguloso	Prismático	Color blanco a rosado, tabular.	8%	
Plagioclasa	Subanguloso	Prismático	Color blanco, tabular.	6%	
Carbón	Anguloso	Prismático	Color negro, irregular y de aspecto lustroso.	4%	
Biotita	Anguloso	Subprismático	Color marrón oscuro, laminar.	2%	
Calcita	Anguloso	Prismático	Colores blanquecinos, hábito tabular	2%	
Q: 38,46%		F: 15,38%		L: 46,15%	
Observaciones: profundidad 2,03-6,06 m. Corresponde a un agrupado promedio y representativo de las muestras a mayor profundidad. Clasificación composicional: litarenita feldespática.					

Muestra: TRM-0x				
Coordenada UTM:		18H 637844m E 5877381 m N		
Localidad:		Desembocadura río Tubul-Raqui		
Clasificación granulométrica:		Arena fangosa gravosa		
Tipo de sedimento:		Bimodal, muy pobre selección		
Grupo textural:		Arena fangosa gravosa		
Distribución granulométrica (%, Udden-Wentworth, 1922)				
Grava		15,6		
Arena		44,5		
Fango		39,9		
Parámetros estadísticos (Folk y Ward, 1957)				
Media (ϕ)		3,605	Arena muy fina	
Selección (ϕ)		3,121	Muy pobremente seleccionada	
Simetría (ϕ)		-0,235	Asimetría fuerte	
Curtosis (ϕ)		2,315	Muy leptocúrtica	
Componentes y propiedades físicas				
Composición	Redondez	Esfericidad	Observaciones	Porcentaje
Cuarzo	Subredondeado	Subdiscoidal	Irregulares, traslúcidos.	23%
Líticos indiferenciados	Subredondeados	Subdiscoidal	Irregulares, con magnetismo, opacos.	25%
Líticos negruzcos	Subredondeados	Subprismático	Irregulares, presentan foliación y brillo esquistoso.	8%
Muscovita	Anguloso	Prismático	Laminar, coloración blanquecina.	2%
Biotita	Anguloso	Subprismático	Color pardo oscuro, laminar.	2%
Granate (?)	Subredondeados	Discoidales	Rojizos	10%
Fracción arcillosa	-	-	Coloración parda.	30%
Q: 41,08%		F: 0%		L: 58,92%
Observaciones: Profundidad corresponde a 0,25-0,7 m. Muestra obtenida bajo la cobertura vegetal proveniente del humedal. Representa el relleno, constituido principalmente por arena y fango, con alta plasticidad y humedad, de tonalidades grisáceas oscuras, constitución blanda. Clasificación composicional Folk (1968): Wacka lítica				

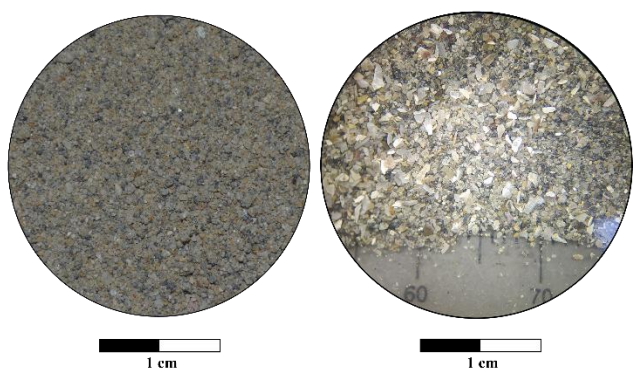
Muestra: TRM-1				
Coordenada UTM:	18H 637844m E 5877381 m N			
Localidad:	Desembocadura río Tubul-Raqui			
Clasificación granulométrica:	Arena fangosa gravosa			
Tipo de sedimento:	Bimodal, muy pobre selección			
Grupo textural:	Arena fangosa gravosa			
Distribución granulométrica (%, Udden-Wentworth, 1922)				
Grava	13,8			
Arena	66,1			
Fango	20,1			
Parámetros estadísticos (Folk y Ward, 1957)				
Media (ϕ)	3,084	Arena muy fina		
Selección (ϕ)	2,727	Muy pobremente seleccionada		
Simetría (ϕ)	-0,448	Asimetría muy fuerte		
Curtosis (ϕ)	10,90	Extremadamente leptocúrtica		
Componentes y propiedades físicas				
Composición	Redondez	Esfericidad	Observaciones	Porcentaje
Cuarzo	Subredondeado	Subdiscoidal	Irregulares, traslúcidos.	37%
Líticos indiferenciados	Subredondeados	Subdiscoidal	Irregulares, con magnetismo, opacos.	23%
Líticos sedimentarios	Subredondeados	Subdiscoidal	Irregulares, clásticos.	11%
Líticos intrusivos	Subredondeados	Subdiscoidal	Félsicos, irregulares	7%
Plagioclasa	Subanguloso	Prismático	Color blanco a traslúcido, tabular.	10%
Feldespatos potásicos	Subanguloso	Prismático	Color blanco a rosado, tabular.	8%
Muscovita	Anguloso	Prismático	Laminar, coloración blanquecina.	2%
Biotita	Anguloso	Subprismático	Color marrón oscuro, laminar.	1%
Carbón	Anguloso	Prismático	Color negro, irregular y de aspecto lustroso.	1%
Q: 38,54%		F: 18,75%		L: 42,70%
Observaciones: Profundidad corresponde a 1,23-1,68 m. Constituida por arena principalmente, con menor porcentaje de fango y gravas, con tonalidad marrón claro. Presenta alta humedad. Clasificación composicional: Wacka lítica.				

Muestra: TRM-2				
Coordenada UTM:		18H 637844m E 5877381 m N		
Localidad:		Desembocadura río Tubul-Raqui		
Clasificación granulométrica:		Arena fangosa		
Tipo de sedimento:		Unimodal, pobremente seleccionada		
Grupo textural:		Arena limosa		
Distribución granulométrica (% Udden-Wentworth, 1922)				
Grava		0,1		
Arena		77,9		
Fango		22,0		
Parámetros estadísticos (Folk y Ward, 1957)				
Media (φ)		4,137	Limo muy grueso	
Selección (φ)		1,328	Pobremente seleccionada	
Simetría (φ)		0,372	Asimetría muy leve	
Curtosis (φ)		7,063	Extremadamente leptocúrtica	
Componentes y propiedades físicas				
Composición	Redondez	Esfericidad	Observaciones	Porcentaje
Cuarzo	Subredondeado	Subdiscoidal	Irregulares, traslúcidos.	33%
Líticos indiferenciados	Subredondeados	Subdiscoidal	Irregulares, con magnetismo, opacos.	26%
Líticos sedimentarios	Subredondeados	Subdiscoidal	Irregulares, clásticos.	7%
Muscovita	Anguloso	Prismático	Laminar, coloración blanquecina.	1%
Biotita	Anguloso	Subprismático	Color marrón oscuro, laminar.	1%
Plagioclasa	Anguloso	Prismático	Color blanquecino	8%
Fragmentos alloquímicos esqueletales	Angulosos	Subprismáticos	Fragmento de gastrópodos y bivalvos.	20%
Carbón	Anguloso	Prismático	Color negro, irregular y de aspecto lustroso.	4%
Q: 44,59%		F: 10,81%		L: 44, 59%
Observaciones: Profundidad corresponde a 2,27-2,72 m. Arena limosa, de coloración gris oscura, con alta humedad. Presenta algunas conchuelas que aproximadamente 1 mm de diámetro, y en baja proporción. Clasificación composicional Folk (1968): Wacka lítica				

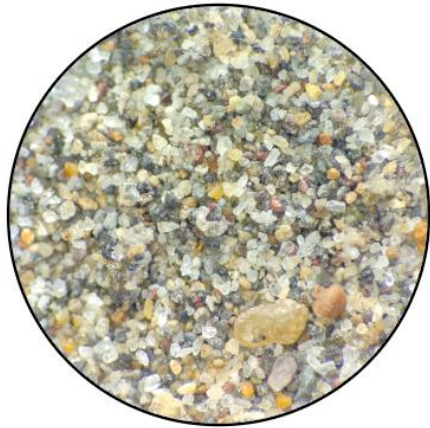
Muestra: TRM-3				
Coordenada UTM:		18H 637844m E 5877381 m N		  1 cm
Localidad:		Desembocadura río Tubul-Raqui		
Clasificación granulométrica:		Arena fangosa		
Tipo de sedimento:		Unimodal, pobremente seleccionada		
Grupo textural:		Arena limosa ligeramente gravosa		
Distribución granulométrica (%, Udden-Wentworth, 1922)				
Grava		1,4		
Arena		78,1		
Fango		20,5		
Parámetros estadísticos (Folk y Ward, 1957)				
Media (φ)		4,053	Limo muy grueso	
Selección (φ)		1,295	Pobremente seleccionada	
Simetría (φ)		0,328	Simetría muy leve	
Curtosis (φ)		6,992	Extremadamente leptocúrtica	
Componentes y propiedades físicas				
Composición	Redondez	Esfericidad	Observaciones	Porcentaje
Cuarzo	Subredondeado	Subdiscoidal	Irregulares, traslúcidos.	38%
Líticos indiferenciados	Subredondeados	Subdiscoidal	Irregulares, con magnetismo, opacos.	27%
Líticos sedimentarios	Subredondeados	Subdiscoidal	Irregulares, clásticos.	5%
Muscovita	Anguloso	Prismático	Laminar, coloración blanquecina.	2%
Biotita	Anguloso	Subprismático	Color marrón oscuro, laminar.	2%
Fragmentos alloquímicos esqueletales	Anguloso	Prismático	Fragmentos de bivalvos, gastrópodos y crustáceos	25%
Carbón	Anguloso	Subdiscoidales	Color negro, aspecto lustroso	1%
Q: 54,28%		F: 0%		L: 45,71%
Observaciones: Profundidad corresponde a 3,34-3,79 m. Clasificación composicional Folk (1968): Wacka lítica.				

Muestra: TRM-4				
Coordenada UTM:		18H 637844m E 5877381 m N		
Localidad:		Desembocadura río Tubul-Raqui		
Clasificación granulométrica:		Arena fangosa		
Tipo de sedimento:		Unimodal, pobremente seleccionada		
Grupo textural:		Arena limosa		
Distribución granulométrica (%, Udden-Wentworth, 1922)				
Grava		0,6		
Arena		72,3		
Fango		27,1		
Parámetros estadísticos (Folk y Ward, 1957)				
Media (φ)		4,348	Limo muy grueso	
Selección (φ)		1,085	Pobremente seleccionada	
Simetría (φ)		0,795	Simetría muy leve	
Curtosis (φ)		2,305	Muy leptocúrtica	
Componentes y propiedades físicas				
Composición	Redondez	Esfericidad	Observaciones	Porcentaje
Líticos sedimentarios	Subredondeados	Subdiscoidal	Irregulares, clásticos.	14%
Líticos indiferenciados	Subredondeados	Subdiscoidal	Irregulares, con magnetismo, opacos.	10%
Cuarzo	Subredondeado	Subdiscoidal	Irregulares, traslúcidos.	28%
Máficos	Subredondeado	Subdiscoidal	Color negro, opacos, presentan magnetismo	6%
Fragmentos de <i>Ostrea</i>	Anguloso	Prismático	Se aprecia crecimiento radial y área de dentición	12%
Fragmentos bivalvos	Angulosos	Prismático	Indiferenciados, principalmente de familia Veneroidea	20%
Fragmentos crustáceos	Anguloso	Prismático	Coloración blanquecina, género <i>Elminius</i>	9%
Carbón	Anguloso	Subdiscoidales	Color negro, aspecto lustroso	1%
Q: 53,84%		F: 0%		L: 46,15%
Observaciones: Profundidad corresponde a 4,47-4,92 m. Clasificación composicional Folk (1968): Wacka lítica				

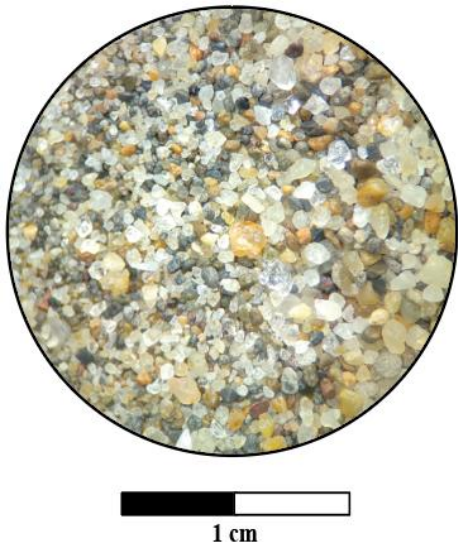
Muestra: TRM-5				
Coordenada UTM:	18H 637844m E 5877381 m N			
Localidad:	Desembocadura río Tubul-Raqui			
Clasificación granulométrica:	Arena fangosa ligeramente gravosa			
Tipo de sedimento:	Unimodal, moderada selección			
Grupo textural:	Arena fangosa			
Distribución granulométrica (% , Udden-Wentworth, 1922)				
Grava	2,3			
Arena	74,0			
Fango	23,7			
Parámetros estadísticos (Folk y Ward, 1957)				
Media (ϕ)	4,216		Limo muy grueso	
Selección (ϕ)	0,991		Moderadamente seleccionada	
Simetría (ϕ)	0,772		Simetría muy leve	
Curtosis (ϕ)	4,210		Extremadamente leptocúrtica	
Componentes y propiedades físicas				
Composición	Redondez	Esfericidad	Observaciones	Porcentaje
Líticos sedimentarios	Subredondeado	Subdiscoidal	Clásticos	12%
Cuarzo	Subredondeado	Subdiscoidal	Irregulares, traslúcidos.	27%
Máficos	Subredondeados	Subdiscoidal	Irregulares, con magnetismo, opacos.	5%
Líticos indiferenciados	Subredondeados	Subdiscoidal	Irregulares, con magnetismo, opacos.	16%
Filosilicatos	Angulosos	Subprismáticos	Muscovita y biotita	2%
<i>Argopecten purpuratus (?)</i>	Anguloso	Subprismático	Fragmento, 1,2 cm x 1,9 cm	1%
Fragmentos de <i>Ostrea</i>	Anguloso	Prismático	Se aprecia el crecimiento radial y capas de conchillas	12%
Fragmentos alloquímicos esqueletales	Anguloso	Prismático	Fragmentos de bivalvos, gastrópodos y crustáceos	24%
Carbón	Anguloso	Subdiscoidales	Color negro, aspecto lustroso	1%
Q: 49.09%		F: 0%		L: 50,90%
Observaciones: Profundidad corresponde a 5,61-6,06 m. Arena fangosa que presenta alta plasticidad, de color gris oscuro, constitución blanda y alta humedad. Presenta conchuelas de distintos organismos en alta proporción y mala selección. Clasificación composicional Folk (1968): Wacka lítica				

Muestra: TRM-6				
Coordenada UTM:	18H 637844m E 5877381 m N			
Localidad:	Desembocadura río Tubul-Raqui			
Clasificación granulométrica:	Fango arenoso ligeramente gravoso			
Tipo de sedimento:	-			
Grupo textural:	Fango arenoso ligeramente gravoso			
Distribución granulométrica (%, Udden-Wentworth, 1922)				
Grava	1,5			
Arena	22,2			
Fango	76,3			
Parámetros estadísticos (Folk y Ward, 1957)				
Media (φ)	5,445		Limo grueso	
Selección (φ)	1,477		Pobremente seleccionada	
Simetría (φ)	0,093		Simétrica	
Curtosis (φ)	0,657		Muy Platicúrtica	
Componentes y propiedades físicas				
Composición	Redondez	Esfericidad	Observaciones	Porcentaje
Cuarzo	Subredondeado	Subdiscoidal	Irregulares, traslúcidos, tamaños entre <0,2 mm a 1 mm	8,5%
Líticos indiferenciados	Subredondeados	Subdiscoidal	Irregulares, con magnetismo, opacos, menores a 0,5 mm	9,2%
Líticos sedimentarios	Subredondeados	Subdiscoidal	Irregulares, clásticos, menores a 0,5 mm	4%
Muscovita	Anguloso	Prismático	Laminar, coloración blanquecina, 1mm	2%
Conchuelas	Anguloso	Prismático	Variadas especies	32%
Fracción fangosa	-	-	Indiferenciado	46,3%
Q: 39,17%		F: 0%		L: 60,82%
Observaciones: Profundidad de la muestra corresponde a 6,67-7,12 m. Fango arenoso gravoso, presenta moderado contenido de granos tamaño limo, coloración gris claro, plasticidad y humedad alta, no está cohesionada ni compactada. Selección buena, mineralogía principal: muscovita, cuarzo, opacos (líticos o máficos con magnetismo). Presenta una concentración mediana a alta de conchuelas: bivalvos con tamaños hasta 2 cm, y algunos fragmentos de crustáceos balánidos de menor tamaño. Clasificación composicional: litarenita. Clasificación composicional Folk (1968): Wacka lítica				

1.3. Muestras de sedimento de playa

Muestra: DESTB				
Coordenada UTM:	18 H 638.574 m E – 5.878.205 m N			
Localidad:	Desembocadura río Tubul			
Clasificación granulométrica:	Arena			
Tipo de sedimento:	Bimodal, muy bien seleccionada.			
Grupo textural:	Arena ligeramente gravosa			
Distribución granulométrica (% , Udden-Wentworth, 1922)				
Grava	0,5			
Arena	99,0			
Fango	0,5			
Parámetros estadísticos (Folk y Ward, 1957)				
Media (φ)	2,770	Arena fina		
Selección (φ)	0,315	Muy bien seleccionada		
Simetría (φ)	0,283	Asimetría fina		
Curtosis (φ)	1,696	Muy leptocúrtica		
Componentes y propiedades físicas				
Composición	Redondez	Esfericidad	Observaciones	Porcentaje
Cuarzo	Subredondeado	Subdiscoidal	Translúcidos y amarillentos, brillo vítreo.	37%
Líticos indiferenciados	Subredondeado	Subdiscoidal	Color negro a rojizo.	19%
Líticos sedimentarios	Subredondeado	Subdiscoidal	Terrosos, características arenosas	8%
Líticos negruzcos	Subanguloso	Prismático	Fragmentos de esquistos micáceos, foliados	5%
Líticos intrusivos	Subredondeado	Subdiscoidal	Félsicos, textura fanerítica	2%
Plagioclasa	Anguloso	Prismático	Levemente alterados a arcillas, blanco a pardo.	4%
Feldespatos potásico	Anguloso	Prismático	Levemente alterados a arcillas, rosado a pardo.	2%
Micas (biotita y muscovita)	Anguloso	Prismático	Hábito laminar, color pardo a negro (bt), y blanquecino (ms)	7%
Máficos	Subredondeado	Subdiscoidal	Negros a rojizos, magnetismo.	9%
Conchuelas	-	-	Fragmentos de bivalvos.	2%
Q: 48,05%		F: 10,38%		L: 41,55%
Observaciones: Muestra obtenida en la playa Tubul, a 5 metros de distancia del límite occidental del río Tubul. Clasificación textural de arena, y clasificación composicional de Litarenita.				

Muestra: AR19				
Coordenada UTM:		18H 639.175 m E – 5.877.556 m N		
Localidad:		Playa cercana a rio Raqui		
Clasificación granulométrica:		Arena		
Tipo de sedimento:		Bimodal, moderada selección		
Grupo textural:		Arena ligeramente gravosa		
Distribución granulométrica (% Udden-Wentworth, 1922)				
Grava	1,9			
Arena	98,1			
Fango	0,0			
Parámetros estadísticos (Folk y Ward, 1957)				
Media (φ)		1,702	Arena media	
Selección (φ)		0,739	Moderada selección	
Simetría (φ)		0,230	Asimetría fina	
Curtosis (φ)		1,236	Leptocúrtica	
Componentes y propiedades físicas				
Composición	Redondez	Esfericidad	Observaciones	Porcentaje
Cuarzo	Subredondeado	Subdiscoidal	Translúcidos y amarillentos, brillo vítreo.	39%
Líticos indiferenciados	Subredondeado	Subdiscoidal	Color negro a rojizo.	14%
Líticos sedimentarios	Subredondeado	Subdiscoidal	Terrosos, características arenosas	5%
Líticos metamórficos	Subanguloso	Prismático	Fragmentos de esquistos micáceos, foliados	6%
Líticos intrusivos	Subredondeado	Subdiscoidal	Félsicos, textura fanerítica	4%
Plagioclasa	Anguloso	Prismático	Levemente alterados a arcillas, blanco a pardo.	7%
Feldespatos potásico	Anguloso	Prismático	Levemente alterados a arcillas, rosado a pardo.	4%
Micas (biotita y muscovita)	Anguloso	Prismático	Hábito laminar, color pardo a negro (bt), y blanquecino (ms)	10%
Máficos	Subredondeado	Subdiscoidal	Negros a rojizos, magnetismo.	9%
Conchuelas	-	-	Fragmentos de bivalvos.	2%
Q: 49,36%		F: 18,98%		L: 31,64%
Observaciones: Clasificación composicional: litarenita feldespatíca.				

Muestra: ARF-01				
Coordenada UTM:	18H 638.961 m E – 5.877.805 m N.			
Localidad:	Arena rio Raqui Frontal – Punta Las Peñas			
Clasificación granulométrica:	Arena			
Tipo de sedimento:	Bimodal, moderada a buena selección			
Grupo textural:	Arena			
Distribución granulométrica (% , Udden-Wentworth, 1922)				
Grava	0,2			
Arena	99,8			
Fango	0,0			
Parámetros estadísticos (Folk y Ward, 1957)				
Media (φ)	2,003	Arena fina		
Selección (φ)	0,658	Moderada a buena selección		
Simetría (φ)	0,204	Asimetría fina		
Curtosis (φ)	0,708	Platicúrtica		
Componentes y propiedades físicas				
Composición	Redondez	Esfericidad	Observaciones	Porcentaje
Cuarzo	Subredondeado	Subdiscoidal	Translúcidos y amarillentos, brillo vítreo.	37%
Fragmentos indiferenciados	Subredondeado	Subdiscoidal	Color negro a rojizo.	18%
Líticos sedimentarios	Subredondeado	Subdiscoidal	Terrosos, características arenosas	6%
Líticos negruzcos	Subanguloso	Prismático	Fragmentos de esquistos micáceos, foliados	12%
Líticos intrusivos	Subredondeado	Subdiscoidal	Félsicos, textura fanerítica	4%
Plagioclasa	Subanguloso	Prismático	Tabulares, blanquecinos	3%
Feldespatos potásico	Subanguloso	Prismático	Tabulares, rosados	4%
Micas (biotita y muscovita)	Anguloso	Prismático	Hábito laminar.	4%
Máficos	Subredondeado	Subdiscoidal	Negros a rojizos, magnetismo.	7%
Conchuelas	-	-	Fragmentos de bivalvos.	5%
Q: 44,04%		F: 13,09%		L: 42,85%
Observaciones: Clasificación composicional: litarenita feldespatíca.				

Muestra: ARR-LT				
Coordenada UTM:	18H 638.919 m E – 5.877.536 m N.			
Localidad:	Arena rio Raqui			
Clasificación granulométrica:	Arena			
Tipo de sedimento:	Bimodal, moderada selección			
Grupo textural:	Arena			
Distribución granulométrica (% , Udden-Wentworth, 1922)				
Grava	0,6			
Arena	99,3			
Fango	0,2			
Parámetros estadísticos (Folk y Ward, 1957)				
Media (φ)	1.875	Arena media		
Selección (φ)	0,743	Moderada selección		
Simetría (φ)	0,148	Asimetría fina		
Curtosis (φ)	0,745	Platicúrtica		
Componentes y propiedades físicas				
Composición	Redondez	Esfericidad	Observaciones	Porcentaje
Cuarzo	Subredondeado	Subdiscoidal	Translúcidos y amarillentos, brillo vítreo.	32%
Fragmentos indiferenciados	Subredondeado	Subdiscoidal	Color negro a rojizo.	14%
Líticos sedimentarios	Subredondeado	Subdiscoidal	Terrosos, características arenosas	10%
Líticos metamórficos (?)	Subanguloso	Prismático	Fragmentos de esquistos micáceos, foliados	13%
Líticos intrusivos	Subredondeado	Subdiscoidal	Félsicos, textura fanerítica	5%
Plagioclasa	Subanguloso	Prismático	Tabulares, blanquecinos	4%
Feldespato potásico	Subanguloso	Prismático	Tabulares, rosados	1%
Micas (biotita y muscovita)	Anguloso	Prismático	Hábito laminar.	8%
Máficos	Subredondeado	Subdiscoidal	Negros a rojizos, magnetismo.	8%
Conchuelas	-	-	Fragmentos de bivalvos y balánidos.	5%
Q: 40,50%		F: 12,65%		L: 46,83%
Observaciones: Clasificación composicional: litarenita feldespática.				

Muestra: HUMTB				
Coordenada UTM:	18H 638.340 m E - 5.878.156 m N			
Localidad:	Humedal rio Tubul			
Clasificación granulométrica:	Arena fangosa			
Tipo de sedimento:	Trimodal, muy mala selección			
Grupo textural:	Arena fangosa ligeramente gravosa			
Distribución granulométrica (% Udden-Wentworth, 1922)				
Grava	0,6			
Arena	60,4			
Fango	39,0			
				
Parámetros estadísticos (Folk y Ward, 1957)				
Media (ϕ)	3,685	Arena muy fina		
Selección (ϕ)	2,126	Muy mala selección		
Simetría (ϕ)	0,443	Asimetría muy fina		
Curtosis (ϕ)	0,904	Mesocúrtica		
Componentes y propiedades físicas				
Composición	Redondez	Esfericidad	Observaciones	Porcentaje
Cuarzo	Subredondeado	Subdiscoidal	Translúcidos y amarillentos, brillo vítreo.	42%
Fragmentos indiferenciados	Subredondeado	Subdiscoidal	Color negro a rojizo.	8%
Líticos sedimentarios	Subredondeado	Subdiscoidal	Terrosos, características arenosas	9%
Líticos metamórficos (?)	Subanguloso	Prismático	Fragmentos de esquistos micáceos, foliados	12%
Líticos intrusivos	Subredondeado	Subdiscoidal	Félsicos, textura fanerítica	6%
Plagioclasa	Subanguloso	Prismático	Tabulares, blanquecinos	2%
Feldespato potásico	Subanguloso	Prismático	Tabulares, rosados	1%
Biotita	Anguloso	Prismático	Hábito laminar, marrones a negro.	3%
Muscovita	Anguloso	Prismático	Habito laminar, blanquecinos.	7%
Máficos	Subredondeado	Subdiscoidal	Negros a rojizos, magnetismo.	8%
Conchuelas	-	-	Fragmentos de bivalvos.	2%
Q: 52,50%		F: 11,25%		L: 36,25%
Observaciones: Clasificación composicional: Wacka lítica.				

ANEXO 2

Descripción rocas intrusivas

Muestra: RI-5468		
Coordenada UTM: 18H 675.250 m E – 5.923.445 m N		
Clasificación	Tonalita de biotita	
Textura	Fanerítica equigranular	
Índice de color	(17%)	
Componentes y observaciones		
Composición	Observaciones	Porcentaje
Plagioclasa	Prismáticos de coloración blanquecina. Alteración moderada a arcillas.	27%
Cuarzo	Irregulares, tonos traslúcidos a grises	48%
Feldespatopotásico	Alterados a arcillas marrones y rosadas. Alteración pervasiva.	2%
Hornblenda	Color negro, con magnetismo, incipiente alteración a biotita.	4%
Muscovita	Laminar, blanco.	2%
Biotita	Laminar, negro. Moderada alteración a clorita.	13%
Calcita	Blanquecino, concentrado en las fracturas.	4%
% normalizados:	Qz: 62,34%	Plg: 35,07%
		Fdk: 2,59%
Observaciones: Roca intrusiva félsica de tonalidades blanquecinas con presencia de máficos negros, caracterizados como biotitas y hornblenda en menor cantidad. Fuerte fracturamiento evidenciable en las vetillas que han sido rellenadas con carbonato de calcio. Estas fracturas favorecen la alteración de plagioclasas. Clasificación QAP (Streckeisen, 1974): Tonalita.		

Muestra: RI-6881			
Coordenada UTM: 18H 675.250 m E – 5.923.445 m N			
Clasificación	Tonalita de biotita		
Textura	Fanerítica equigranular		
Índice de color	(13%)		
Componentes y observaciones			
Composición	Observaciones		Porcentaje
Plagioclasa	Prismáticos de coloración blanquecina, presentan alteración moderada a arcillas		37%
Cuarzo	Irregulares, tonos traslúcidos a grises		45%
Feldespato potásico	Alterados a arcillas marrones y rosadas. Alteración pervasiva.		1%
Hornblenda	Color negro, con magnetismo, alteración a biotita.		1%
Muscovita	Laminar, blanco.		4%
Biotita	Laminar, negro. Alteración a clorita.		12%
% normalizados:	Qz: 62,34%	Plg: 35,07%	Fdk: 2,59%
Observaciones: Roca intrusiva félsica de tonalidades blanquecinas con máficos negros, caracterizados como biotitas. A medida que aumenta la profundidad se reconoce un aumento del Índice de color. Fuerte fracturamiento evidenciable en las vetillas que han sido rellenadas con carbonato de calcio. Estas fracturas favorecen la alteración de plagioclasas. Marcada alteración a arcillas de las biotitas y plagioclasas, por lo que la muestra tiene tonalidades pardas locales en algunas superficies de fracturamiento. Clasificación QAP (Streckeisen, 1974): Tonalita.			

ANEXO 3

Descripción de perforaciones y columnas estratigráficas

3.1. Descripción Sondaje Concepción

Ubicación absoluta	18H 675.250 m E – 5.923.445 m N
Ubicación relativa	Cercanía sector centro de Concepción
Fecha perforación	

Sección	Profundidad (m)	Descripción
Sección 1	81m-68m	Roca intrusiva félsica de tonalidades blanquecinas con presencia de micas negras. Marcada alteración de las plagioclasas y biotitas a arcillas, por lo que la muestra presenta tonalidades pardas locales en algunas superficies de fracturamiento. Clasificación QAP (Streckeisen, 1974): Tonalita de biotita. Muestra: RI-6881
Sección 2	68-45m	Regolito asociado a roca intrusiva con textura fanerítica inequigranular, fuertemente meteorizada de composiciones graníticas y alto contenido de arcillas. Clasificación Streckeisen: Tonalita de biotita. Clasificación USCS: SM (ML). Muestra: RI-5468
Sección 3	48-34m	Wacka lítica, limo ligeramente arenoso, color gris. Pequeños granos de mica. Permeabilidad elevada.
Sección 4	34m-28,27m	Wackas líticas que gradan a arenas finas, presenta abundantes líticos volcánicos y en menor medida líticos intrusivos. Con alto % de cuarzo y minerales máficos con fuerte magnetismo. Color gris, aprecian cristales de cuarzo translúcidos a grisáceos (fracturados, subangulares a subredondeados y subprismoidales, de mayor tamaño que el resto de los granos), plagioclasas altamente alteradas a arcillas. Micas (muscovita y biotita), En general, mal seleccionados y más redondeados. Clasificación USCS: SM. A los 32 m: Arena levemente gravosa, con mayor porcentaje de arena y fangos. Presenta escasa presencia de fragmentos de bivalvos. Repetición de la secuencia: wackas líticas a arenas mal seleccionadas. Analisis sobre traslape con muestra MSF-31. Clasificación USCS: SP-SM.

Sección 5	28,27m-21,65m	Arena levemente gravosa color gris más claro, apenas se aprecian micas (muscovita). Mala Clasificación USCS: SM (ML). Arena fangosa levemente gravosa. Arena fina de color gris marrón oscuro. Buena selección, se aprecian levemente más grandes, micas de muscovita. Clasificación USCS: SM (ML). Wacka lítica levemente gravosa. Arena fina de color gris marrón oscuro. Buena selección, se aprecian levemente más grandes, micas de muscovita. Clasificación USCS: SM (ML). Arenas inmaduras, color gris más claro, se aprecian micas (muscovita). Mala selección. Clasificación USCS: SM,
Sección 6	21,65m-16m	Arena fangosa. Arena fina, se aprecian mejor minerales. Muscovita y máficos. Clasificación USCS: SM (ML). Arena. Contiene escasos restos de conchillas de bivalvos. Arena fangosa. Muestra del pozo. Clasificación USCS: SM.
Sección 7	16-14m	Arena fangosa. Contiene fragmentos de conchas (bivalvos), efervesce con HCl. Clasificación USCS: SM (ML).
Sección 8	14m-11m	Arena levemente gravosa. Arenas mal seleccionadas subangulares, con líticos sedimentarios (con mala selección: granos tamaño limo y arena), y volcánicos. Color gris pardo oscuro por mineralogía (presenta magnetismo). Clasificación USCS: SP-SM. Arena levemente gravosa. Arena con limo, Componente arenosa y limosa (80-20 %), mineralogía rojiza, líticos volcánicos y líticos sedimentarios, minerales: cuarzo, muscovita, biotita. Clasificación USCS: SP-SM. Arena media con grava muy fina. Componente arenosa y limosa, mineralogía rojiza, líticos volcánicos y líticos sedimentarios, minerales: cuarzo, muscovita, biotita. Clasificación USCS: SP.
Sección 9	11m-3m	Arena media pobremente seleccionada. Arena con limo, Componente arenosa y limosa, mineralogía rojiza, líticos volcánicos y líticos sedimentarios, minerales: cuarzo, muscovita, biotita. Clasificación USCS: SP. Arena levemente gravosa. Selección es mala, pero la composición de líticos y minerales se mantiene. Clasificación USCS: SP. Arena fina, selección es mala, pero la composición de líticos y minerales se mantiene. Clasificación USCS: SP. Arena levemente gravosa. Clasificación USCS: SP. Arena levemente gravosa. Componente limosa desaparece, arenas son mal seleccionadas pero más redondeadas. Clasificación USCS: SP. Arena levemente gravosa, aunque presenta 4,8 % de materiales finos. Muestra obtenida a los 6,24 metros de profundidad. Presenta mineralización micácea verde proveniente de alteración de otras micas por fluidos. Clasificación USCS: SP-SM. Arena fangosa levemente gravosa. Aumenta % limo, pero la selección de las arenas es mala, debido a la gran diferencia de tamaños de los granos. Clasificación USCS: SP.

		Arena levemente gravosa. Granos de mayor tamaño miden 2 mm (líticos sedimentarios y cuarzo), y los de menor tamaño son de carácter limoso. Los líticos sedimentarios son matriz soportados (limosos) con granos de tamaño arena muy fina; los cristales de cuarzo están fracturados, tienen brillo vítreo y son subprismoidales y angulosos. En menor cantidad, hay líticos volcánicos. Clasificación USCS: SP.
Sección 10	3m-1m	Arena levemente gravosa. Clasificación USCS: SM (ML).
		Arena fangosa levemente gravosa, selección es buena y composición y color se mantiene. Clasificación USCS: SM.
		Arena mal graduada, aumento de tamaño de líticos, selección es mala. Clasificación USCS: SP-SM.

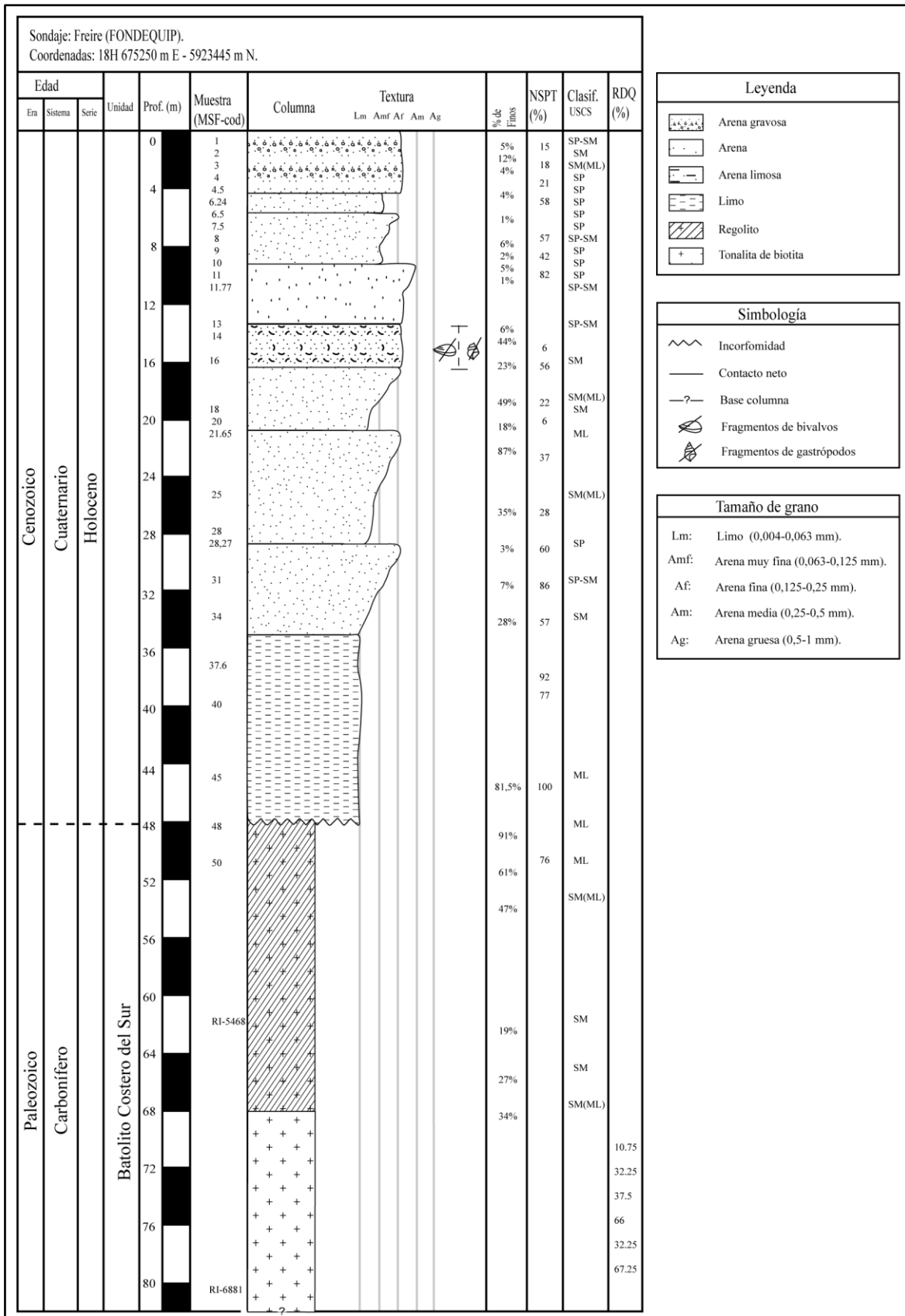


Figura A.1.1. Columna estratigráfica de perforación Concepción.

3.2. Descripción sondaje Tubul

Ubicación absoluta	18H 677.844 m E – 5.877.381 m N
Ubicación relativa	Cercanía desembocadura río Tubul y río Raqui
Fecha perforación	25.07.2018

TRM-6	7,12-6,67	Wackas líticas, descritas como fango arenoso, coloración gris claro, plasticidad y humedad alta, constitución blanda. Selección buena, mineralogía principal: muscovita, cuarzo, opacos (líticos o máficos con magnetismo). Presenta una concentración mediana a alta de conchuelas: bivalvos con tamaños hasta 2 cm, y algunos fragmentos de crustáceos balánidos de menor tamaño. Composiciones se mantienen sin cambios hasta TRM-5.
TRM-5	6,06-5,61	Arena fina, presenta alto contenido de granos tamaño limo (wacka), de color gris claro, con mineralogía similar a TRM-6 y fragmentos de conchuelas muy fragmentadas. Aparecen gastrópodos helicoidales y bivalvos con tamaños hasta 1.7 cm. Concentración de conchuelas media a alta. Composiciones se mantienen sin cambios hasta TRM-4.
TRM-4	4,92-4,47	Arena fangosa (limosa) wackas. Con menor porcentaje de limo, color gris claro. Plasticidad y humedad alta. Alta concentración de bioclastos –conchuelas- con tamaños promedio de 1.5 cm. Se reconocen principalmente bivalvos, con una menor concentración de gastrópodos y crustáceos balánidos. Composiciones se mantienen sin cambios hasta TRM-3.
TRM-3	3,79-3,34	Wackas, Arena con abundante limo, color gris claro. Plasticidad y humedad alta. Alta concentración de bioclastos con tamaños promedio de 1.5 cm. Se reconocen principalmente bivalvos, con una menor concentración de gastrópodos y crustáceos balánidos. Composiciones se mantienen sin cambios hasta TRM-2.
TRM-2	2,72-2,27	Wacka lítica (arena limo-arcillosa) de color pardo claro. Plasticidad y humedad alta. Mineralogía: cuarzo, líticos negruzcos y opacos. Presenta leve magnetismo de granos oscuros. Presenta una baja concentración de bioclastos con tamaños inferiores a 5 mm, principalmente bivalvos. Disminución de tamaño de grano hacia TRM-1.
TRM-1	1,68-1,23	Arena muy fina con porcentaje menor de limo, de color pardo claro, compactación baja, alta humedad. Plasticidad media. Ausencia de material bioclástico. Limo mezclado con restos rocosos de origen predominante de volcánicos, intrusivos, y monominerales de cuarzo y feldespato potásico.
TRM-0x	0,70-0,25	Relleno principalmente arcilloso de color pardo oscuro, constitución blanda y humedad alta (saturado en agua). Posible alteración de granos de mayor tamaño por exposición subaérea y

		alta humedad. Presenta algunos restos rocosos, de color negro y de grano fino (similar a pizarra), de tamaños gravilla a grava.
TRM-0	0,25-0,00	Cobertura vegetal. Propio de un relleno de humedal, formado a partir de la interacción de agua de mar “estancada” y retrabajo de sedimento marino, y aguas con sedimento provenientes de los caudales del río Tubul y Raqui. Presenta crecimiento de vegetación y fango saturado en agua.

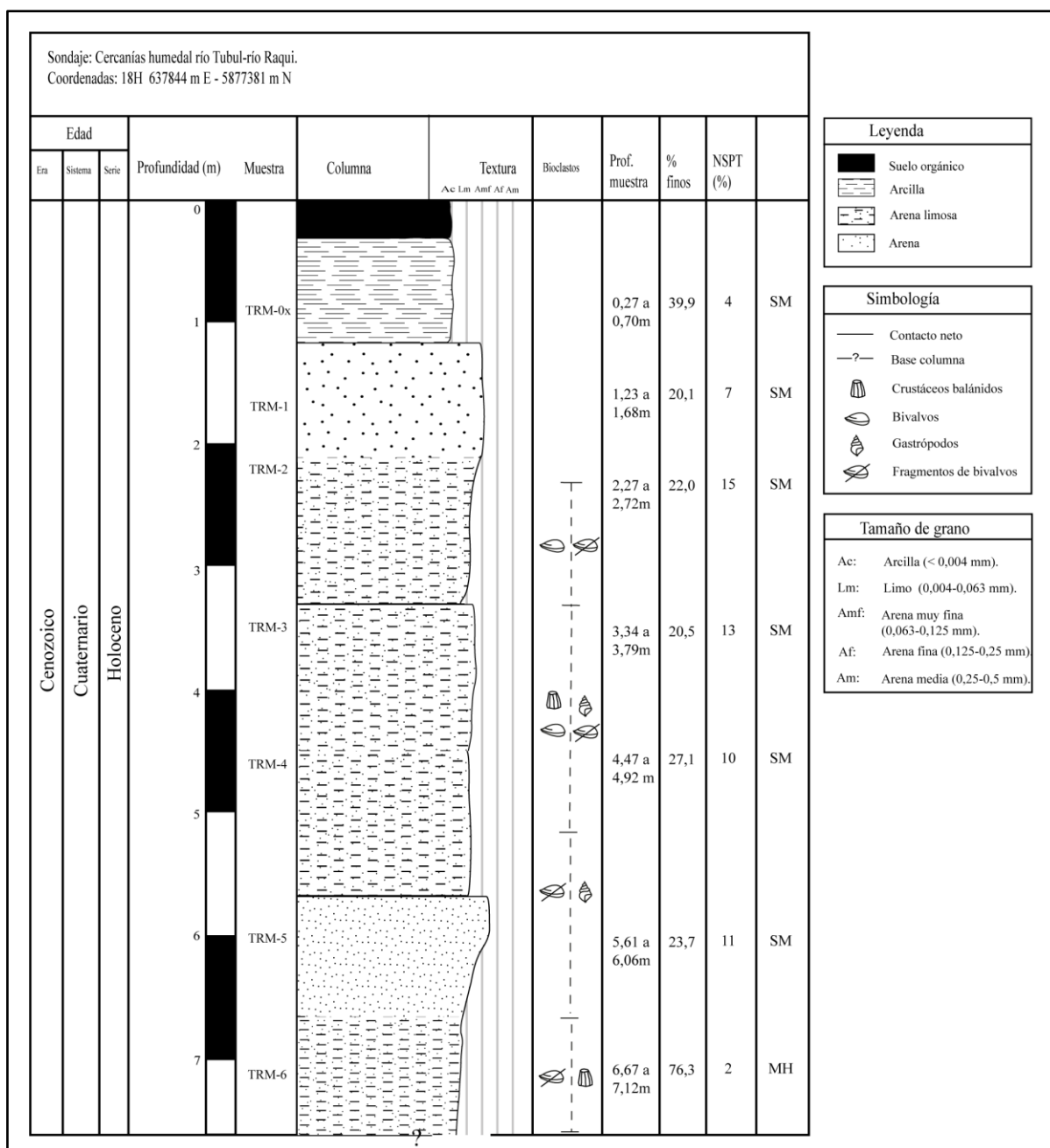


Figura A.1.2. Columna estratigráfica de perforación Tubul.

ANEXO 4

Descripción Macroscópica de Bioclastos

4.1. Bioclastos sondaje Tubul

Muestra T-1Fe		<i>Elminius kingii</i> Gray, 1831	
Localidad: Desembocadura río Tubul y río Raqui		Coordenadas: 18H 637.844 m E - 5.877.381 m S	
Taxonomía			
Reino	Animalia		
Phylum	Arthropoda Latreille, 1829		
Clase	Thecostraca Gruvel, 1905		
Orden	Balanomorpha Pilsbry, 1916		
Familia	Elminidae Foster, 1982		
Género	<i>Elminius</i> Leach, 1825		
Especie	<i>Elminius kingii</i> Gray, 1831		
Edad			
Pleistoceno – Reciente			
			
Dimensiones			
Alto (cm)		Ancho (cm)	
1,0 – 1,3		1,5	
		Largo (cm)	
		2,5	
Observaciones:	<i>E. kingii</i> corresponde a un crustáceo de exoesqueleto duro, cuya estructura está constituida por 4 placas soldadas radiales con morfología cónica y con un orificio en la parte superior. En su estructura externa, posee líneas de crecimiento concéntricas y radios que se proyectan a lo largo del individuo, que representan las suturas entre las placas. Su comportamiento en vida era sedentario y colonial, la parte inferior de su estructura, se mantenía fija a la roca, adherido mediante material proteico generado por el individuo y se alimentaba a partir de la filtración de partículas y organismos epifaunales. De ambiente marino somero.		

Muestra T-2Fc		<i>Crepidula cf. dilatata</i> Lamarck, 1822.	
Localidad: Desembocadura río Tubul y río Raquí		Coordenadas: 18H 637.844 m E - 5.877.381 m S	
Taxonomía			
Reino	Animalia		
Phylum	Mollusca Lineé, 1758		
Clase	Gastropoda Cuvier, 1797		
Orden	Archaeogastropoda Thiele, 1925		
Familia	Calyptraeidae Lamarck, 1809		
Género	<i>Crepidula</i> Lamarck, 1799		
Especie	<i>Crepidula cf. dilatata</i> Lamarck, 1822		
Edad			
Plioceno - Reciente			
Dimensiones			
Alto (cm)		Ancho (cm)	Largo (cm)
0,5		1,3	2,1
Observaciones:	<i>Crepidula cf. dilatata</i> es un gastrópodo de forma ovalada y aplanada, con enrollamiento de la concha planiespiral, coloración gris blanquecino. Su ápice esté curvado hacia la parte posterior (margen) del organismo, con forma de “S”. su ornamentación consta de líneas concéntricas en torno al ápice. Cara interna de la concha es brillante (nacarada en tonos plateados). Según Gallardo (1979), esta especie habita tanto niveles intermareales como submareales, correspondiendo a fauna de ambientes marinos someros.		

Muestra T-3Fn		Nassarius gayi Kiener, 1834	
Localidad: Desembocadura río Tubul y río Raqui		Coordenadas: 18H 637.844 m E - 5.877.381 m S	
Taxonomía			
Reino	Animalia		
Phylum	Mollusca Lineé, 1758		
Clase	Gastropoda Cuvier, 1797		
Orden	Neogastropoda Wenz, 1938		
Familia	Nassariidae Iredale, 1916		
Género	Nassarius Duméril, 1806		
Especie	Nassarius gayi Kiener, 1834		
Edad			
Plioceno - Reciente			
Dimensiones			
Alto (cm)		Ancho (cm)	Largo (cm)
0,5		1,3	2,1
Observaciones:	Nassarius gayii es un gastrópodo de concha con forma cónica y enrollamiento helicoidal, que presenta una abertura sifonostoma y dextral. Labio externo presenta un borde fino y una tenue presencia de dentición, a diferencia del labio interno que es engrosado y curvo hacia el canal sifonal. Su ornamentación tiene aspecto noduloso, y se caracteriza por cordones espirales tupidos color pardo separados por finos surcos blanquecinos (Aldea & Valdovinos 2005). De ambientes marinos someros, bentónicos y familiarizados con ambientes tranquilos, con arenas finas o fangosas.		

Muestra T-4Fa		<i>Aulacomya atra</i> Molina, 1782	
Localidad: Desembocadura río Tubul y río Raqui		Coordenadas: 18H 637.844 m E - 5.877.381 m S	
Taxonomía			
Reino	Animalia		
Phylum	Mollusca Lineé, 1758		
Clase	Bivalvia Lineé, 1758		
Orden	Mytiloida Férussac, 1922		
Familia	Mytilidae Rafinesque, 1815		
Género	<i>Aulacomya</i> Mörch, 1853		
Especie	<i>Aulacomya atra</i> Molina, 1782		
Edad			
Pleistoceno - Reciente			
Dimensiones			
Alto (cm)		Ancho (cm)	Largo (cm)
0,7		1,1	1,8 – 2,2
Observaciones:	<i>Aulacomya atra</i> corresponde a un bivalvo de concha mitiliforme, alargada y angosta, con un marcado alargamiento hacia el margen posterior. Su umbo es pronunciado y orientado hacia el margen posterior (opistogiro) y su margen ventral es irregular. El color es pardo claro. Es inequilateral y equivalvo. Musculatura anisomiaria. De acuerdo a diversos autores, esta especie es bentónica y de aguas poco profundas, adheridas al sustrato a través del biso.		

Muestra T-5Ft		Tagelus dombeii Lamarck, 1818	
Localidad: Desembocadura río Tubul y río Raqui		Coordenadas: 18H 637.844 m E - 5.877.381 m S	
Taxonomía			
Reino	Animalia		
Phylum	Mollusca Lineé, 1758		
Clase	Bivalvia Lineé, 1758		
Orden	Tellinoidea Blainville, 1814		
Familia	Solecurtidae d'Orbigny, 1846		
Género	Tagelus Gray, 1847		
Especie	Tagelus dombeii Lamarck, 1818		
Edad			
Mioceno – Reciente			
			
Dimensiones			
Alto (cm)		Ancho (cm)	Largo (cm)
1,0		0,4	2,8
Observaciones:	Tagelus dombeii es un bivalvo equivalvo e inequilateral, cuya característica principal es su concha alargada, angosta y aplanada. Su borde dorsal es relativamente plano y en organismos completos, se reconoce que el margen ventral es casi paralelo. La coloración de la valva varía de amarillento a blanquecino. Su ornamentación corresponde a líneas de crecimiento concéntrico que nacen desde el umbo y se alargan hacia el margen posterior. La orientación del umbo es casi central. Musculatura anisomiaria. Corresponden a organismos infaunales que poblan zonas marinas poco profundas, prefiriendo áreas pedregosas y en menor abundancia, arenas fangosas (Osorio <i>et al</i> , 1979).		

Muestra T-6Fm		<i>Mulinia edulis</i> (King & Broderip, 1832)	
Localidad: Desembocadura río Tubul y río Raqui		Coordenadas: 18H 637.844 m E - 5.877.381 m S	
Taxonomía			
Reino	Animalia		
Phylum	Mollusca Lineé, 1758		
Clase	Bivalvia Lineé, 1758		
Orden	Veneroida Adams & Adams, 1856		
Familia	Mactridae Lamarck, 1809		
Género	<i>Mulinia</i> Gray, 1837		
Especie	<i>Mulinia edulis</i> (King & Broderip, 1832)		
Edad			
Pleistoceno - Reciente		1 cm	
Dimensiones			
Alto (cm)		Ancho (cm)	Largo (cm)
1,4		0,8	2,4
Observaciones:	<i>Mulinia edulis</i> posee forma ovalada y un umbo triangular. Su dentición es marcada, presenta una proyección marcada del condróforo, con un diente cardinal marcado, y dientes laterales cortos y simples. Su umbo está levemente inclinado al margen posterior. La concha es color gris pardo y tiene ornamentación constituida por líneas de crecimiento concéntrico. De musculatura anisomiaria. Equivalvo e inequilateral. De musculatura anisomiaria. Es un organismo infaunal de sustratos blandos y se concentra en ambientes marinos cerca del nivel inferior de mareas, cercano a desembocaduras de ríos, y donde la salinidad no es mayor a 20% (Reid y Osorio, 2000).		

Muestra T-7Fo		<i>Ostrea chilensis</i> (Philippi, 1844)	
Localidad: Desembocadura río Tubul y río Raqui		Coordenadas: 18H 637.844 m E - 5.877.381 m S	
Taxonomía			
Reino	Animalia		
Phylum	Mollusca Lineé, 1758		
Clase	Bivalvia Lineé, 1758		
Orden	Ostreoida Ferussac, 1822		
Familia	Ostreidae Rafinesque, 1815		
Género	<i>Ostrea</i> Linnaeus, 1758		
Especie	<i>Ostrea chilensis</i> (Philippi, 1844)		
Edad			
Cretácico – Reciente			
Dimensiones			
Alto (cm)		Ancho (cm)	Largo (cm)
0,6		1,0	1,8
Observaciones:	<i>Ostrea chilensis</i> es reconocido como un bivalvo inequivalvo inequilateral, cuya ornamentación está caracterizada por lamelas irregulares superpuestas en el crecimiento del individuo. De concha gruesa y blanquecina, solo es reconocible una sección transversal de una valva, evidenciando dichas lamelas.		

4.2. Bioclastos Conchal

Muestra Prt17		<i>Protothaca thaca</i> Molina, 1782	
Localidad: Desembocadura río Tubul y río Raqui, sitio		Coordenadas: 18H 637.844 m E - 5.877.381 m S	
Taxonomía			
Reino	Animalia		
Phylum	Mollusca Lineé, 1758		
Clase	Bivalvia Lineé, 1758		
Orden	Veneroida Adams & Adams, 1856		
Familia	Veneridae Rafinesque, 1815		
Género	<i>Protothaca</i> Dall, 1902		
Especie	<i>Protothaca thaca</i> Molina, 1782		
Edad			
Pleistoceno-Reciente			
Dimensiones			
Alto (cm)		Ancho (cm)	Largo (cm)
Observaciones:	Concha gruesa de forma ovoidea, con colores blanquecinos a marrones, umbo orientado hacia una posición anterior, y ornamentación constituida por costillas radiales muy pronunciadas, y costillas concéntricas débiles. Posee 3 dientes cardinales gruesos en cada valva (2 de ellos son bífidos).		

Muestra Va183		<i>Ameghinomya antiqua</i> King, 1832	
Localidad: Desembocadura río Tubul y río Raquí, sitio		Coordenadas: 18H 637.844 m E - 5.877.381 m S	
Taxonomía			
Reino	Animalia		
Phylum	Mollusca Lineé, 1758		
Clase	Bivalvia Lineé, 1758		
Orden	Veneroida Adams & Adams, 1856		
Familia	Veneridae Rafinesque, 1815		
Género	<i>Ameghinomya</i> Ihering, 1907		
Especie	<i>Ameghinomya antiqua</i> King, 1832		
Edad			
Pleistoceno-Reciente			
Dimensiones			
Alto (cm)		Ancho (cm)	Largo (cm)
3,0		4,8	3,9
Observaciones:	Conchilla gruesa, forma ovalada, presenta tonalidades blanquecinas. Su ornamentación está constituida por costillas radiales y concéntricas proyectadas en toda la superficie de la conchilla y que son más notorias hacia el margen ventral. Aspecto reticulado. Umbo orientado prosógiro. La charnela posee 3 dientes cardinales en cada valva.		

Muestra Me183		Mulinia edulis King, 1832	
Localidad: Desembocadura río Tubul y río Raqui, sitio		Coordenadas: 18H 637.844 m E - 5.877.381 m S	
Taxonomía		 1 cm	
Reino	Animalia		
Phylum	Mollusca Lineé, 1758		
Clase	Bivalvia Lineé, 1758		
Orden	Venerida Gray, 1854		
Familia	Mactridae Lamarck, 1809		
Género	Mulinia Gray, 1837		
Especie	Mulinia edulis King, 1832		
Edad			
Plioceno-Reciente			
Dimensiones			
Alto (cm)		Ancho (cm)	Largo (cm)
2,7		5,2	4,0
Observaciones:	Mulinia edulis posee forma ovalada y un umbo triangular. Su dentición es marcada, con un diente cardinal marcado, y dientes laterales cortos y simples. Su umbo está levemente inclinado al margen posterior. La concha es color blanquecino a pardo y tiene ornamentación constituida por líneas de crecimiento concéntrico. De musculatura anisomiaria. Equivalvo e inequilateral. De musculatura anisomiaria.		

Muestra Och184		<i>Ostrea chilensis</i> (Philippi, 1844)	
Localidad: Desembocadura río Tubul y río Raqui, sitio		Coordenadas: 18H 637.844 m E - 5.877.381 m S	
Taxonomía			
Reino	Animalia		
Phylum	Mollusca Lineé, 1758		
Clase	Bivalvia Lineé, 1758		
Orden	Ostreoida Ferussac, 1822		
Familia	Ostreidae Rafinesque, 1815		
Género	<i>Ostrea</i> Linnaeus, 1758		
Especie	<i>Ostrea chilensis</i> (Philippi, 1844)		
Edad			
Cretácico-Reciente			
Dimensiones			
Alto (cm)		Ancho (cm)	
6,0		2,3	
		Largo (cm)	
		4,5	
Observaciones:	<i>Ostrea chilensis</i> es reconocido como un bivalvo inequivalvo inequilateral, cuya ornamentación está caracterizada por lamelas irregulares superpuestas en el crecimiento del individuo. De concha gruesa y blanquecina, solo es reconocible una sección transversal de una valva, evidenciando dichas lamelas.		

Muestra Td181		<i>Tagelus dombeii</i> Lamarck, 1818	
Localidad: Desembocadura río Tubul y río Raqui, sitio		Coordenadas: 18H 637.844 m E - 5.877.381 m S	
Taxonomía			
Reino	Animalia		
Phylum	Mollusca Lineé, 1758		
Clase	Bivalvia Lineé, 1758		
Orden	Cardiida Ferussac, 1822		
Familia	Solecurtidae d'Orbigny, 1846		
Género	<i>Tagelus</i> Gray, 1847		
Especie	<i>Tagelus dombeii</i> Lamarck, 1818		
Edad			
Pleistoceno-Reciente			
Dimensiones			
Alto (cm)		Ancho (cm)	Largo (cm)
3,0		2,0	8,3
Observaciones:	Concha estrecha, alargada, con los bordes dorsal y ventral casi paralelos entre sí y sus extremos redondeados. La ornamentación presenta suaves líneas concéntricas de crecimiento. Las valvas son delgadas, de color café amarillento a café oscuro. Los bordes internos, anterior y posterior, presentan un color violeta. El seno paleal es profundo pero no alcanza la parte media de la concha; las marcas musculares son muy notorias, siendo la del aductor posterior más redondeada que la del anterior. Los umbos son pequeños, casi centrales. La charnela posee dos dientes cardinales, los de la valva derecha son más grandes y altos; en la valva izquierda, el cardinal posterior es grande y puntiagudo (Guzmán y otros, 1998).		

Muestra Ap1819		Argopecten purpuratus Lamarck, 1819	
Localidad: Desembocadura río Tubul y río Raquí, sitio		Coordenadas: 18H 637.844 m E - 5.877.381 m S	
Taxonomía			
Reino	Animalia		
Phylum	Mollusca Lineé, 1758		
Clase	Bivalvia Lineé, 1758		
Orden	Pectinida Gray, 1854		
Familia	Pectinidae Rafinesque, 1815		
Género	Argopecten Monterosato, 1889		
Especie	Argopecten purpuratus Lamarck, 1819		
Edad			
Plioceno-Reciente			
			
Dimensiones			
Alto (cm)		Ancho (cm)	Largo (cm)
5,5		2,6	6,2
Observaciones:	Presenta una conchilla grande, sólida, equilateral y equivalva, moderadamente convexa y más larga que alta. Umbo ortógiro, de contorno circular, color rosado a violáceo de la conchilla. Su ornamentación son gruesas costillas radiales y suaves líneas de crecimiento concéntrico. Es monomiarior. Sección umbonal presenta una proyección del umbo en dirección posterior.		

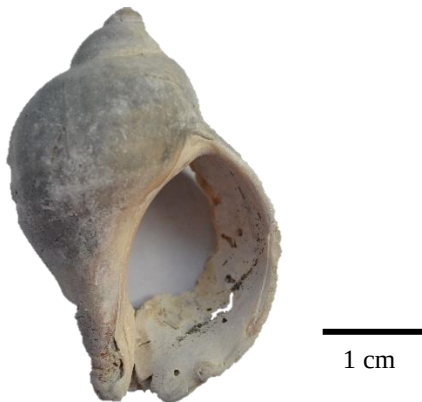
Muestra Cch17		<i>Choromytilus chorus</i> Molina, 1782	
Localidad: Desembocadura río Tubul y río Raqui, sitio		Coordenadas: 18H 637.844 m E - 5.877.381 m S	
Taxonomía			
Reino	Animalia		
Phylum	Mollusca Lineé, 1758		
Clase	Bivalvia Lineé, 1758		
Orden	Mytilida Ferussac, 1822		
Familia	Mytilidae Rafinesque, 1815		
Género	<i>Choromytilus</i> Soot-Ryen, 1952		
Especie	<i>Choromytilus chorus</i> Molina, 1782		
Edad			
Plioceno-Reciente			
Dimensiones			
Alto (cm)		Ancho (cm)	Largo (cm)
9,2		4,5	3,0
Observaciones:	Charnela con un diente en la valva derecha y dos en la izquierda. Borde anterior muy cóncavo cerca del umbo. Umbos ligeramente curvados y conchilla alargada hacia la sección ventral. Borde dorsal posterior muy convexo. Concha mitiliforme, y con estrías concéntricas de crecimiento.		

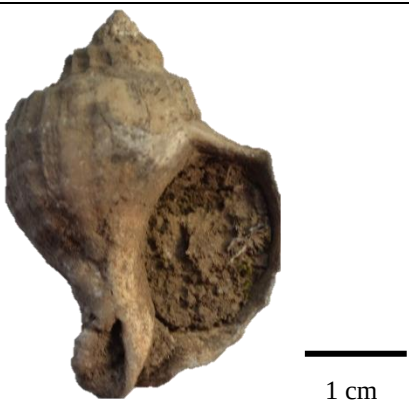
Muestra Sisp		<i>Siphonaria</i> sp. Sowerby, 1823	
Localidad: Desembocadura río Tubul y río Raqui, sitio		Coordenadas: 18H 637.844 m E - 5.877.381 m S	
Taxonomía			
Reino	Animalia		
Phylum	Mollusca Lineé, 1758		
Clase	Bivalvia Lineé, 1758		
Orden	Siphonariida Gray, 1827		
Familia	Siphonariidae Gray, 1827		
Género	<i>Siphonaria</i> Sowerby, 1823		
Especie	<i>Siphonaria</i> sp.		
Edad			
Plioceno-Reciente			
Dimensiones			
Alto (cm)		Ancho (cm)	Largo (cm)
2,3		2,5	2,5
Observaciones:	Conchilla de enrollamiento planar, se ápice pronunciado y levemente orientado hacia la sección posterior. Ornamentación concéntrica y abertura amplia.		

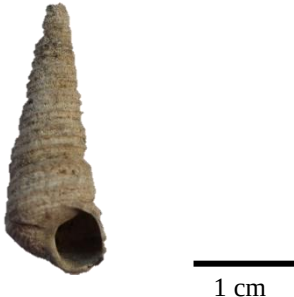
Muestra Crd182		<i>Crepidula dilatata</i> Lamarck, 1822	
Localidad: Desembocadura río Tubul y río Raquí, sitio		Coordenadas: 18H 637.844 m E - 5.877.381 m S	
Taxonomía			
Reino	Animalia		
Phylum	Mollusca Lineé, 1758		
Clase	Gastropoda Cuvier, 1797		
Orden	Littorinimorpha Golikov y Starobogatov, 1975		
Familia	Calyptraeidae Lamarck, 1809		
Género	<i>Crepidula</i> Lamarck, 1822		
Especie	<i>Crepidula dilatata</i> Lamarck, 1822		
Edad			
Plioceno-Reciente			
Dimensiones			
Alto (cm)		Ancho (cm)	Largo (cm)
3,0		1,0	2,7
Observaciones:	Conchilla convexa unguiforme, relativamente aplanada, gruesa y subcircular. El ápice se encuentra en la sección superior, y es curvada y baja. El enrollamiento es planiespiral y su ornamentación está representada por líneas de crecimiento concéntrico. La superficie de la conchilla es irregular y de color blanquecino, y su tono amarillento se debe a presencia de lodo.		

Muestra Crf175		Crepidula fornicata Linnaeus, 1758	
Localidad: Desembocadura río Tubul y río Raquí, sitio		Coordenadas: 18H 637.844 m E - 5.877.381 m S	
Taxonomía			
Reino	Animalia		
Phylum	Mollusca Lineé, 1758		
Clase	Gastropoda Cuvier, 1797		
Orden	Littorinimorpha Golikov y Starobogatov, 1975		
Familia	Calyptraeidae Lamarck, 1809		
Género	Crepidula Lamarck, 1822		
Especie	Crepidula fornicata Linnaeus, 1758		
Edad			
Plioceno-Reciente			
Dimensiones			
Alto (cm)		Ancho (cm)	Largo (cm)
Observaciones:	Conchilla gruesa y de forma ovalada, presenta enrollamiento planiespiral, ápice pronunciado hacia la sección posterior, arqueado, de ornamentación concéntrica. Conchilla de color blanquecino a marrón.		

Muestra Cco178		<i>Concholepas concholepas</i> Bruguiere, 1789	
Localidad: Desembocadura río Tubul y río Raqui, sitio		Coordenadas: 18H 637.844 m E - 5.877.381 m S	
Taxonomía			
Reino	Animalia		
Phylum	Mollusca Lineé, 1758		
Clase	Gastropoda Cuvier, 1797		
Orden	Neogastropoda Wenz, 1938		
Familia	Muricidae Rafinesque, 1815		
Género	<i>Concholepas</i> Lamarck, 1801		
Especie	<i>Concholepas concholepas</i> Bruguiere, 1789		
Edad			
Plioceno-Reciente			
Dimensiones			
Alto (cm)		Ancho (cm)	Largo (cm)
4,7		5,3	6.2
Observaciones:	Conchilla gruesa de enrollamiento planiespiral, presenta un diente agudo en el borde basal de la abertura. Espira está en posición ventral y es muy reducida. Borde externo crenulado y erosionado, superficie de la conchilla tiene ornamentación constituida por costillas radiales y concéntricas. Corresponde a una lapa. Presenta crustáceos en la superficie externa.		

Muestra Chg183		Chorus giganteus Lesson, 1830	
Localidad: Desembocadura río Tubul y río Raqui, sitio		Coordenadas: 18H 637.844 m E - 5.877.381 m S	
Taxonomía			
Reino	Animalia		
Phylum	Mollusca Lineé, 1758		
Clase	Gastropoda Cuvier, 1797		
Orden	Neogastropoda Wenz, 1938		
Familia	Muricidae Rafinesque, 1815		
Género	Chorus Gray, 1847		
Especie	Chorus giganteus Lesson, 1830		
Edad			
Plioceno-Reciente			
Dimensiones			
Alto (cm)		Ancho (cm)	Largo (cm)
5,2		3,8	3,5
Observaciones:	Enrollamiento helicoidal, abertura sifonostoma dextral, ornamentación: estrías axiales y espirales, 6 vueltas bien marcadas por líneas de sutura, la última vuelta es mucho más pronunciada que las otras. Labios gruesos, hombros bien pronunciados, tonalidades claras, variando desde amarillo a marrón.		

Muestra Trg177		<i>Trophon geversianum</i> Pallas, 1774	
Localidad: Desembocadura río Tubul y río Raquí, sitio		Coordenadas: 18H 637.844 m E - 5.877.381 m S	
Taxonomía			
Reino	Animalia		
Phylum	Mollusca Lineé, 1758		
Clase	Gastropoda Cuvier, 1797		
Orden	Neogastropoda Wenz, 1938		
Familia	Muricidae Rafinesque, 1815		
Género	<i>Trophon</i> Montfort, 1810		
Especie	<i>Trophon geversianum</i> Pallas, 1774		
Edad			
Plioceno-Reciente			
Dimensiones			
Alto (cm)		Ancho (cm)	
3,7		2,5	
		Largo (cm)	
		2,6	
Observaciones:	Conchilla gruesa de enrollamiento helicoidal, abertura sifonostoma y ombligo en labio interno. Su ornamentación corresponde a líneas de crecimiento concéntrico, una rampa pronunciada y pequeñas protuberancias similares a espinas, pero no muy pronunciadas. Última vuelta muy pronunciada y con el labio externo delgado.		

Muestra		Turritella cingulata Sowerby, 1825	
Localidad: Desembocadura río Tubul y río Raqui, sitio		Coordenadas: 18H 637.844 m E - 5.877.381 m S	
Taxonomía			
Reino	Animalia		
Phylum	Mollusca Lineé, 1758		
Clase	Gastropoda Cuvier, 1797		
Orden	Caenogastropoda Cox, 1960		
Familia	Turritellidae Lovén, 1847		
Género	Turritella Lamarck, 1799		
Especie	Turritella cingulata Sowerby, 1825		
Edad			
Pleistoceno-Reciente			
Dimensiones			
Alto (cm)		Ancho (cm)	
Largo (cm)			
Observaciones:	Conchilla de enrollamiento helicoidal y abertura holostoma, con costillas espirales y vueltas planas. Espira con 4 a 5 vueltas y estas poseen una rampa muy pronunciada. Abertura dextral.		

ANEXO 5

Anexo de Tablas

Tabla 1. Parámetros estadísticos de sedimentos extraídos de la perforación de Concepción.

Se tabulan los valores numéricos y la clasificación de acuerdo a Folk y Ward (1957).

Parámetros calculados con *software* Gradistat v.80 (Blott y Pye, 2001).

Muestras perforación Concepción	Media ϕ	Selección Φ	Asimetría ϕ	Curtosis ϕ
MSF-2	3,728	0,830	0,057	5,609
	Arena muy fina	Moderada selección	Simétrica	Extremadamente leptocúrtica
MSF-3	2,842	1,388	-0,625	0,793
	Arena fina	Pobremente seleccionado	Muy asimétrica partículas gruesas	Platicúrtica
MSF-6,5	1,434	0,795	0,372	2,758
	Arena media	Moderada selección	Asimetría hacia partículas finas	Muy leptocúrtica
MSF-11	2,288	1,055	0,564	0,57
	Arena fina	Pobremente seleccionado	Muy asimétrica partículas finas	Muy platicúrtica
MSF-14	2,307	1,223	0,548	0,685
	Arena fina	Pobremente seleccionado	Muy asimétrica partículas finas	Platicúrtica
MSF-16,5	2,593	1,148	0,086	0,84
	Arena fina	Pobremente seleccionado	Simétrica	Platicúrtica
MSF-18	3,383	1,413	-0,114	5,444
	Arena muy fina	Pobremente seleccionado	Asimétrica hacia partículas gruesas	Extremadamente leptocúrtica
MSF-21,65	5,682	1,412	0,007	0,728
	Limo grueso	Pobremente seleccionado	Simétrica	Platicúrtica
MSF-25,2	4,542	1,233	0,804	1,104
	Limo muy grueso	Pobremente seleccionado	Muy asimétrica partículas finas	Mesocúrtica
MSF-28,5-30	2,609	1,071	-0,087	1,205
	Arena fina	Pobremente seleccionado	Simétrica	Leptocúrtica
MSF-31	3,778	1,867	0,111	2,433
	Arena muy fina	Pobremente seleccionado	Asimétrica hacia partículas finas	Muy leptocúrtica
MSF-34	3,383	1,413	-0,114	5,444
	arena muy fina	Pobremente seleccionado	Asimétrica partículas gruesas	Extremadamente leptocúrtica

Tabla 2. Parámetros estadísticos de sedimentos extraídos de la perforación de la localidad de Tubul-Raqui. Se tabulan los valores numéricos y la clasificación de acuerdo a Folk y Ward (1957). Parámetros calculados con *software* Gradistat v.80 (Blott y Pye, 2001).

Muestras perforación Tubul-Raqui	Media ϕ	Selección ϕ	Asimetría ϕ	Curtosis ϕ
TRM-1s	2,691	1,105	0,053	2,604
	Arena fina	Pobrementemente seleccionado	Simétrico	Muy leptocúrtica
TRM-2s	2,625	1,054	0,049	1,423
	Arena fina	Pobrementemente seleccionado	Simétrico	Leptocúrtica
TRM-0x	3,605	3,121	-0,235	2,315
	Arena muy fina	Muy pobre selección	Asimétrica partículas gruesas	Muy leptocúrtica
TRM-1	3,084	2,727	-0,448	10,9
	Arena muy fina	Muy pobre selección	Muy asimétrica partículas gruesas	Extremadamente leptocúrtica
TRM-2	4,137	1,328	0,372	7,063
	Limo muy grueso	Pobrementemente seleccionado	Muy asimétrica partículas finas	Extremadamente leptocúrtica
TRM-3	4,053	1,295	0,328	6,992
	Limo muy grueso	Pobrementemente seleccionado	Muy asimétrica partículas finas	Extremadamente leptocúrtica
TRM-4	4,348	1,085	0,795	2,305
	Limo muy grueso	Pobrementemente seleccionado	Muy asimétrica partículas finas	Muy leptocúrtica
TRM-5	4,216	0,991	0,772	4,210
	Limo muy grueso	Moderadamente seleccionado	Muy asimétrica partículas finas	Extremadamente leptocúrtica
TRM-6	5,445	1,477	0,093	0,657
	Limo grueso	Pobrementemente seleccionado	Simétrico	Muy Platicúrtica

Tabla 3. Parámetros estadísticos de sedimentos de las playas cercanas a sondaje Tubul-Raqui. Se tabulan los valores numéricos y la clasificación de acuerdo a Folk y Ward (1957). Parámetros calculados con *software* Gradistat v.80 (Blott y Pye, 2001).

Muestras sedimento playas	Media ϕ	Selección ϕ	Asimetría ϕ	Curtosis ϕ
ARF-01	2,003	0,658	0,204	0,708
	Arena fina	Moderada a bien seleccionado	Asimétrica partículas finas	Platicúrtica
AR19	1,702	0,739	0,230	1,236
	Arena media	Moderadamente seleccionado	Asimétrica partículas finas	Leptocúrtica
ARR-LT	1,875	0,743	0,148	0,745
	Arena media	Moderadamente seleccionado	Asimétrica partículas finas	Platicúrtica
DESTB	2,770	0,315	0,283	1,696
	Arena fina	Muy bien seleccionado	Asimétrica partículas finas	Muy leptocúrtica
HUMTB	3,685	2,126	0,443	0,904
	Arena muy fina	Muy mal seleccionado	Muy asimétrica partículas finas	Mesocúrtica

ANEXO 6

Anexo de figuras complementarias

Figura a. Sistema Unificado de Clasificación de Suelos. Extraído de Das, 2015.

Criterio para la asignación de símbolos de grupo			Símbolos de grupo
Gravas Más de 50% de fracción	Gravas limpias Menos de 5% finos ^a	$C_u \geq 4$ y $1 \leq C_c \leq 3^c$ $C_u < 4$ y/o $1 > C_c > 3^c$	GW GP
Suelos de grano grueso Más de 50% retenido en el tamiz núm. 4	Gravas con finos Más de 12% finos ^{a,d}	$PI < 4$ o gráficos por debajo de línea "A" (figura 4.2) $PI > 7$ y gráficos en o por encima de línea "A" (figura 4.2)	GM GC
Arenas 50% o más de la fracción gruesa pasa tamiz núm. 4	Arenas limpias Menos de 5% finos ^b Arenas con finos Más de 12% finos ^{b,d}	$C_u \geq 6$ y $1 \leq C_c \leq 3^c$ $C_u < 6$ y/o $1 > C_c > 3^c$ $PI < 4$ o gráficos por debajo de línea "A" (figura 4.2) $PI > 7$ y gráficos en o por encima de línea "A" (figura 4.2)	SW SP SM SC
Limos y arcillas Límite líquido menor que 50	Inorgánico	$PI > 7$ y gráficos en o por encima de línea "A" (figura 4.2) ^e $PI < 4$ o gráficos por debajo de línea "A" (figura 4.2) ^e	CL ML
Suelos de grano fino 50% o más pasa a través del tamiz núm. 200	Orgánico	Límite líquido: secado Límite líquido: no secado < 0.75 ; vea la figura 4.2; zona OL	OL
Limos y arcillas Límite líquido 50 o más	Inorgánico	Gráficos PI en o por encima de línea "A" (figura 4.2) Gráficos PI por debajo de "A" línea (figura 4.2)	CH MH
	Orgánico	Límite líquido: secado Límite líquido: no secado < 0.75 ; vea la figura 4.2; zona OH	OH
Suelos altamente orgánicos Materia orgánica principalmente, color oscuro y orgánico			Pt

^aGravas con 5 a 12% de finos requieren símbolos dobles: GW-GM, GP-GC, GP-GC.
^bArenas con 5 a 12% de finos requieren símbolos dobles: SW-SM, SP-SC, SP-SC.
^c $C_u = \frac{D_{60}}{D_{10}}$; $C_c = \frac{(D_{30})^2}{D_{60} \times D_{10}}$
^dSi $4 \leq PI \leq 7$ y gráficos en la zona rayada en la figura 4.2, se usa doble símbolo GC-GM o SC-SM.
^eSi $4 \leq PI \leq 7$ y gráficos en la zona rayada en la figura 4.2, se usa doble símbolo CL-ML.

Figura b. Sitios arqueológicos del área de Tubul. (CONADI 2003, en Carrasco, 2004).

Localidad*	Nombre del sitio	Extensión [m2]	Tipo de sitio	Cultura **	Cronología	Estado de conservación.
Cal Tubul	Rt-14	indet	hab c/entierro	Vergel	1000-1500 DC	Malo
Cal Tubul	Rt-21	60	Habitacional	Caz/rec	3000-1000 AC	Malo
Cal Tubul	Rt-8	10	Habitacional	Caz/rec	3000-1000 AC	Regular
Cal Tubul	Rt-10	3000	hab c/entierro	Caz/rec	3000-2000 AC	Regular
Cal Tubul	Rt-11	1200	Habitacional	Vergel	1000-1500 DC	Malo
Cal Tubul	Rt-12	2400	Habitacional	Vergel	1000-1500 DC	Malo
Cal Tubul	Rt-13	24	Indeterminado	Ver/His	400-1900 DC	Malo
El Fraile	Rt-22	Indet.	Indeterminado	Ver/His	400-1900 DC	Regular
El Fraile	Rt-23	80	Indeterminado	Vergel	1000-1500 DC	Malo
La Isla	Rt-1	4500	habitacional	Caz/rec	3000-1000 DC	Bueno
La Isla	Rt-2	3000	habitacional	Vergel	1000-1500 DC	Regular
La Isla	Rt-3	4500	habitacional	Caz/rec	3000-1000 DC	Malo
La Isla	Rt-4	8000	habitacional	C-r/ver	3000 AC-1500 DC	Bueno
La Isla	Rt-5	50	habitacional	Ver/His	400-1900 DC	Malo
La Isla	Rt-6	30	habitacional	Caz/rec	3000-1000 AC	Bueno
La Isla	Rt-7	20	habitacional	Vergel	1000-1500 DC	malo
Las Peñas	Rt-9	20	habitacional	Caz/rec	3000-1000 AC	Malo
Las Peñas	Rt-24	20	habitacional	Caz/rec	3000-1000 AC	Malo
Las Peñas	Rt-25	10	habitacional	Vergel	1000-1500 DC	Bueno
Las Peñas	Rt-26	50	Indeterminado	Caz/rec	3000-1000 AC	Bueno
Las Peñas	Rt-27	10	habitacional	Ver/His	400-1900 DC	Malo
Las Peñas	Rt-28	20	habitacional	Caz/rec	3000-1000 AC	Bueno
Las Peñas	Rt-30	10	habitacional	Caz/rec	3000-1000 AC	Malo
Raqui chico	Rt-29	Indet.	Indeterminado	Vergel	1000-1500 DC	Malo
Raqui chico	Rt-36	2800	Habitacional	Vergel	1000-1500 DC	Bueno
Raqui chico	Rt-37	200	Habitacional	Vergel	1000-1500 DC	Bueno
Santa clara	Rt-32	200	Habitacional	Ver/sact	1000-1950 DC	Bueno
Santa clara	Rt-33	10	habitacional	Ver/His	400-1900 DC	Bueno
Santa clara	Rt-18	20000	Habitacional	Vergel	1000-1500 DC	Bueno
Santa clara	Rt-19	400	Indeterminado	Ver/His	400-1900 DC	Malo
Santa clara	Rt-20	20	Habitacional	Vergel	1000-1500 DC	Malo
Santa clara	Rt-38	400	Habitacional	Ver/His	400-1900 DC	Bueno
Santa clara	Rt-15	500	Habitacional	Vergel	1000-1500 DC	Regular
Santa clara	Rt-16	50	habitacional	Ver/His	400-1900 DC	Regular
Santa clara	Rt-17	600	Habitacional	Vergel	1000-1500 DC	Regular
Raqui alto	Rt-34	50	Habitacional	Caz/rec	3000-1000 AC	Malo
Raqui alto	Rt-35	Indet.	Indeterminado	Ver/His	400-1900 DC	Malo
Aguapié	Rt-31	100	Habitacional	Ver/His	400-1900 DC	Malo

Nota: Se especifica la toponimia de cada uno de los sitios arqueológicos. Por ejemplo, el nombre “La Isla”, engloba los nombres de varios sitios arqueológicos identificados individualmente en Stehberg (1980). ** Ver. = Vergel; Caz. = Cazadores; = Caz.; rec. = Recolectores; His. = Histórico; C-r. = Cazadores-recolectores.

Figura c. Yacimientos arqueológicos en la provincia de Arauco. Diccionario de Sitios Arqueológicos de Araucanía (Stehberg, 1980; extraído de Carrasco, 2004).

Sitio	Coordenadas generales	Características	Datación C ₁₄
Raqui-Tubul	37°14' - 73°27'	Conchales con acumulaciones de ostiones	810 +- 100 A.P
Tubul	37°14' - 73°27'	Conchales, restos óseos, cerámica (Jarritos, ánforas y pucos).	
Tubul Alto	37°14' - 73°27'	Cementerio araucano, aro de cobre.	
La Isla	37°14' - 73°27'	Conchal acerámico con <i>Ch. Chorus</i> , <i>O. Chilensis</i> , y <i>T. dombeii</i> .	
El Trigal	37°14' - 73°27'	Conchal antrópico con predominio de <i>T. dombeii</i> .	
La Trila	37° 15' - 73° 27'	Conchal precerámico con acumulaciones de <i>O. Chilensis</i> , con restos de puntas de proyectil, pesas de red y pucos de areniscas	
Las Maquinas	37°14' - 73°27'	Conchal con 2 niveles culturales, uno de ellos precerámico.	
Las Peñas	37°14' - 73°27' aprox	Ocupación de recolectores cerámicos.	
Campamento Bacareza	37°15' - 73°26'	Conchal antrópico cerámico, con predominio de <i>T. dombeii</i> .	

Tabla 7. Catastro de sismos tsunamigénicos históricos en la costa centro sur de Chile. (Modificado de Belmonte-Pool, 1997; Martínez y otros, 2011).

Fecha	Localización	Magnitud	Run up (m)	Efectos
1562 (28 oct)	38°S-73°O	8,0	16	El tsunami afectó la costa a lo largo de 1.200 km.
1570 (08 feb)	36,5°S-74°O	8,5 L=240 km	4	2.000 muertos debido al tsunami. La ciudad de Concepción se ubicaba entonces en el lugar que hoy ocupa Penco (bahía de Talcahuano).
1575 (16 dic)	38,5°S-74,5°O	8,5	4	Ciudades más afectadas fueron Valdivia, Osorno y Villarrica. Alrededor de 200 muertos.
1657 (15 mar)	37°S-72,8°O	8,0 L=150 km	4	Hubo unos 40 muertos y reiterados trenes de olas. Los efectos fueron comparables a los tsunamis de 1570 y 1835.
1730 (08 jul)	32,5°S-71,5°O	8,7 ¿L=900 km?	16	A pesar de que el terremoto no se registró frente a las costas de la región, el tsunami generado es uno de los más devastadores de la historia en la región y en la costa del Pacífico.
1751 (25 may)	36,5°S-74°O	8,5 L=330 km	3,5	Tsunami destructivo, alcanzó el archipiélago Juan Fernández y habría alcanzado hasta las costas de Japón. La ciudad de Concepción, localizada en Penco, tuvo que ser refundada en su actual sitio.
1835 (20 feb)	36,8°S-73°O	8,0 L=280 km	15	La costa de la región afectada por terremoto y tsunami. En Concepción: 60 muertos y 500 heridos.
1939 (24 ene)	36,1°S-72,1°O	7,8	-	Ocurrido en Quirihue, Chillán. Uno de los eventos sísmicos con mayor n° de fallecidos en el país: alrededor de 5.648 personas, aunque la prensa informó más de 30.000.
1960 (21 may)	37,49°S-73,21°O	8,1-8,3	-	Cañete, Arauco. Sucesión de 3 sismos, siendo el último de ellos, predecesor del terremoto de Valdivia de 1960. Se estimó la muerte de 125 personas.
1960 (22 may)	38,5°S-74,5°O	9,5 L=900 km	15	Valdivia. Hubo 2.000 muertos, terremoto y tsunami devastador en la costa de Chile y Hawaii, Oceanía y Japón. Considerado el evento más catastrófico de la historia humana. El tsunami fue registrado en toda la cuenca del Pacífico.
2010 (27 feb)	36,2°S-72,9°O	8,8 L=500 km	10	Hubo 524 muertos. Los efectos se registraron a lo largo de 500 km de costa, alcanzó el archipiélago Juan Fernández y las costas del océano Pacífico.

Nota: Se agregan algunos sismos no tsunamigénicos importantes para el estudio.