



UNIVERSIDAD DE CHILE
Facultad de Arquitectura y Urbanismo
Escuela de Pregrado/Carrera de Geografía

**TRANSFERENCIA DE MASA ENTRE LA DESEMBOCADURA DEL RÍO LIMARÍ,
BAHÍA TONGOY Y BAHÍA BARNES. REGIÓN DE COQUIMBO, CHILE.**

Memoria para optar al título de Geógrafo

Rubén Eduardo Zambra Ramos

Profesor Guía
María Victoria Soto Bäuerle

SANTIAGO- CHILE

2019

AGRADECIMENTOS

Este estudio es parte del proyecto FONDECYT N° 1120234 “Geodinámica y tendencia evolutiva del sistema litoral de la mega ensenada de Coquimbo: hacia una prognosis de amenazas naturales para escenarios de cambios ambientales endógenos y exógenos.

FONDECYT es el Fondo Nacional para el Desarrollo Científico y Tecnológico de Chile.

Agradecer a la Profesora María Victoria Soto B. en la revisión de esta presente investigación y a Paulina Arellano y Constanza Celis del Departamento de Geología de la Universidad de Chile en la ayuda en el análisis mineralógico mediante microscopía óptica.

Rubén Eduardo Zambra Ramos

INDICE DE CONTENIDOS

INDICE DE CONTENIDOS	2
INDICE DE FIGURAS	3
INDICE DE TABLAS	8
INDICE DE ANEXOS	8
CAPÍTULO I. PRESENTACIÓN	13
1.1 Introducción	13
1.2 Planteamiento del problema	15
1.3 Área de estudio	16
1.3.1 Condiciones océano- climática de la costa Semiárida de Chile.....	19
1.3.2 Geología	21
1.3.3 Geomorfología	27
1.4 Objetivos	32
1.4.1 Objetivo general:.....	32
1.4.2 Objetivos específicos:	32
1.5 Hipótesis de trabajo.....	32
CAPÍTULO II. ESTADO DEL ASUNTO	33
2.1 Clasificación de costas	33
2.2 Playas	34
2.3 Bahías.....	34
2.4 Ambiente de desembocadura.....	36
2.5 Sistema dunar	37
2.6 Hidrodinámica costera.....	38
2.7 Circulación atmosférica y oceanográfica de gran escala	39
2.7.1 Sistema de la Corriente de Humboldt	40
2.7.2 Interacción El Niño – Oscilación del Sur (ENSO)	41
CAPÍTULO III. METODOLOGÍA	44
3.1 Materiales y métodos para el objetivo 1	44
3.2 Materiales y métodos para el objetivo 2	45
3.3 Materiales y métodos para el objetivo 3	52
CAPÍTULO IV. RESULTADOS	55
4.1 Geomorfología de ambiente de desembocadura	55

4.2 Playas actuales. Bahía Tongoy y Barnes	63
4.3 Sedimentología	74
4.3.1 Red de muestreo	74
4.3.2 Granulometría.....	83
4.3.3 Morfoscopía.....	91
4.3.4 Mineralogía.....	93
4.4 Análisis en relación a las condiciones de transferencia de masa.....	102
CAPÍTULO V. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.	111
5.1 Discusión.....	111
5.2 Conclusiones.....	116
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	117
ANEXOS	128

INDICE DE FIGURAS

Figura 1: Desembocadura del río Limarí. Proyecto FONDECYT N° 1120234.....	17
Figura 2: Área de estudio. Proyecto FONDECYT N° 1120234.....	18
Figura 3: Laguna litoral. Quebrada Pachingo. Proyecto FONDECYT N° 1120234.....	18
Figura 4: Batimetría bahía Tongoy, Barnes y Guanaqueros. Fuente: AVILÉS (2016).....	20
Figura 5: Geología desembocadura del río Limarí. Proyecto FONDECYT N° 1120234.....	22
Figura 6: Perfil esquemático transversal a la Cuenca Cenozoica. Fuente: EMPARÁN & PINEDA (2006).	23
Figura 7: Carta geológica del área de estudio. Fuente: EMPARÁN & PINEDA (2006), <u>En</u> : LAGOS (2013). Proyecto FONDECYT N° 1120234.....	24
Figura 8: Perfil de niveles de terrazas marinas pliocuaternarias correlacionadas, sector Tongoy. P: Mioceno; SI; Sereniense I; SII: Sereniense II; HI: Herraduriense I; HII: Herraduriense II; C: Cachaguiense; V: Veguiense. Fuente: PASKOFF (1970).	30
Figura 9: Rasgos geomorfológicos del área de Tongoy. Fuente: SAILLARD (2008).....	31

Figura 10: Evolución continuum dunar. Fuente: AQUEVEQUE (2008).	37
Figura 11: Desarrollo de oleaje. KOMAR (1998).	39
Figura 12: Corrientes en el borde oeste de Sudamérica durante el invierno (izquierda) y verano (derecha). WWD: West Wind Drift; PCCC: Perú-Chile Counter Current; PUC: Perú Undercurrent; PCC: Perú-Chile Current; CCC: Chile Coastal Current; CHC: Cape Horn Current. FUENTE: STRUB <i>et al.</i> , (1998).	41
Figura 13: Recolección de muestra. Proyecto FONDECYT N° 1120234.	46
Figura 15: Formas de granos de arena, según el sistema de POWERS (1953), modificado en STEFAN (2007-2011).	50
Figura 16: Ciclos evolutivos de granos de arena. SIEVERS (1988).	50
Figura 17: Geomorfología. Desembocadura del Limarí. Proyecto FONDECYT N° 1120234.	55
Figura 18: Zona proximal desembocadura del Limarí. Proyecto FONDECYT N° 1120234.	56
Figura 19: Zona media desembocadura del Limarí. Proyecto FONDECYT N° 1120234.	57
Figura 20: Cono aluvial desembocadura del Limarí. Proyecto FONDECYT N° 1120234.	57
Figura 21: Desembocadura del Limarí. Formas fluviales, de costa y terrazas de abrasión marina. Proyecto FONDECYT N° 1120234.	58
Figura 22: Detalle de las formas existentes en la zona de desembocadura del río Limarí. Proyecto FONDECYT N° 1120234.	59
Figura 23: Desembocadura del Limarí. Banco fluvial lateral. Proyecto FONDECYT N° 1120234.	60
Figura 24: Zona de contacto entre banco latera fluvial y campo de dunas. Proyecto FONDECYT N° 1120234	60
Figura 25: Campo de dunas. Proyecto FONDECYT N° 1120234.	61
Figura 26: campo de dunas anteriores con <i>nebkas</i> alargadas. Proyecto FONDECYT N° 1120234.	62
Figura 27: Desembocadura del río Limarí. Laguna estuarial, zona norte. Proyecto FONDECYT N° 1120234.	62

Figura 28: Desembocadura del río Limarí. Laguna estuarial, zona sur. Proyecto FONDECYT N° 1120234.	63
Figura 29: Panorámica bahía Tongoy y Barnes. Proyecto FONDECYT N° 1120234.....	64
Figura 30: Bahía Tongoy, zona distal. Microacantilados. Proyecto FONDECYT N° 1120234.	64
Figura 31: Bahía Tongoy, zona distal. Dunas embrionarias. Proyecto FONDECYT N° 1120234.	65
Figura 32: Dunas vegetadas con las especies <i>Ambrosia chamissonis</i> y <i>Cristaria glaucophyllia cav.</i> Proyecto FONDECYT N° 1120234.	66
Figura 33: Perfil Bahía Tongoy, Zona media. Terreno 15/08/2015. Proyecto FONDECYT N° 1120234.	67
Figura 34: Perfil Bahía Tongoy, zona media. Frente parcelas Pachingo. Terreno 15/08/2015 Proyecto FONDECYT N° 1120234.	68
Figura 35: Perfil bahía Tongoy, zona distal. Perfil Monosecuencial acrecional, condición global de ataque (C.A):9. Proyecto FONDECYT N° 1120234: Fuente: LAGOS (2013).	68
Figura 36: Acantilados Bahía Tongoy, zona distal. Terreno 15/08/2015 Proyecto FONDECYT N° 1120234.	69
Figura 37: Perfil Bahía Tongoy, zona distal. Terreno 15/08/2015. Proyecto FONDECYT N° 1120234.	69
Figura 38: Bahía Tongoy, Zona distal. Camino costero Tongoy- Puerto Aldea.	70
Figura 39: Bahía Tongoy, Quebrada Los Almendros. Terreno 18/09/2015. Proyecto FONDECYT N° 1120234.	71
Figura 40: Efectos tsunami 16/09/2015. Terreno 18/09/2015. Proyecto FONDECYT N° 1120234.	71
Figura 41: Bahía Barnes, zona proximal. Microacantilados. Proyecto FONDECYT N° 1120234.	72
Figura 42: Bahía Barnes. Desembocadura estero Tongoy. Proyecto FONDECYT N° 1120234.	73
Figura 43: Efecto Tsunami 16/06/2015 bahía Barnes. Desmantelación de flecha litoral. Terreno 01/11/2015. Proyecto FONDECYT N° 1120234.....	73

Figura 44: Modelo topográfico de la cuenca del río Limarí, construido a partir de imagen DEM (modelo de elevación digital) utilizando el software ENVI. La línea roja delimita la zona de estudio, la franja azul hacia el W corresponde al océano Pacífico y la franja amarilla hacia el E corresponde a Argentina. Las coordenadas se indican en UTM. La escala de color indica la altitud. Fuente: Astudillo (2011)	74
Figura 45: Muestra río Hurtado. Proyecto FONDECYT N° 1120234.	75
Figura 46: Embalse Recoleta. Proyecto FONDECYT N° 1120234.	77
Figura 47: Punto muestreo Río Grande. Proyecto FONDECYT N° 1120234.	77
Figura 48: Embalse La Paloma. Proyecto FONDECYT N° 1120234.	78
Figura 49: Muestra Río Cogotí. Proyecto FONDECYT N° 1120234.	79
Figura 50: Embalse Cogotí. Proyecto FONDECYT N° 1120234.	79
Figura 51: Punto de muestreo río Combarbalá. Proyecto FONDECYT N° 1120234.	80
Figura 52: Puntos de muestreo, desembocadura río Limarí. Proyecto FONDECYT N° 1120234.	81
Figura 53: Puntos de muestreo, bahía Tongoy. Proyecto FONDECYT N° 1120234.	82
Figura 54: Puntos de muestreo, bahía Barnes. Proyecto FONDECYT N° 1120234.	82
Figura 55: Frecuencia acumulada de arenas. Afluentes río Limarí. Proyecto FONDECYT N° 1120234.	84
Figura 56: Visión general del río en dirección aguas abajo del embalse Recoleta. Proyecto FONDECYT N° 1120234.	86
Figura 57: Frecuencia acumulada de arena, desembocadura río Limarí. Proyecto FONDECYT N° 1120234.	88
Figura 58: Frecuencia de curva acumulada, bahía Tongoy. Proyecto FONDECYT N° 1120234.	90
Figura 59: Frecuencia acumulada de arena, bahía Barnes. Proyecto FONDECYT N° 1120234.	91

Figura 60: Fotografía a nícoles paralelos a la izquierda y a nícoles cruzados a la derecha, a 5x. Afluentes del río Limarí. Proyecto FONDECYT N° 1120234.	98
Figura 61: Fotografía a nícoles paralelos a la izquierda y a nícoles cruzados a la derecha, a 5x. Desembocadura del río Limarí. Proyecto FONDECYT N° 1120234.	99
Figura 62: Fotografía a nícoles paralelos a la izquierda y a nícoles cruzados a la derecha, a 5x. Bahía Tongoy. Proyecto FONDECYT N° 1120234.....	100
Figura 63: Fotografía a nícoles paralelos a la izquierda y a nícoles cruzados a la derecha, a 5x. Bahía Barnes. Proyecto FONDECYT N° 1120234.....	101
Figura 64: Desembocadura río Limarí. Imagen Satelital LandSat 5. Fecha: 06 de noviembre de 1987. Proyecto FONDECYT N° 1120234.	102
Figura 65: Desembocadura río Limarí. Imagen Satelital LandSat. Fecha: 10 de junio de 1997. Proyecto FONDECYT N° 1120234.	103
Figura 66: Desembocadura río Limarí. Imagen satelital LandSat 5. Fecha: 26 de junio de 1997. Proyecto FONDECYT N° 1120234.	104
Figura 67: Desembocadura rio Limarí. Imagen satelital LandSat 5. Fecha: 16 de Octubre 1997. Proyecto FONDECYT N° 1120234.	105
Figura 69: Desembocadura río Limarí. Imagen satelital LandSat 5. Fecha: 05 de septiembre de 2011. Proyecto FONDECYT N° 1120234.	106
Figura 70: Bahía Tongoy y Barnes. Imagen satelital LandSat 5. Fecha: 06 de noviembre de 1987. Proyecto FONDECYT N° 1120234.	107
Figura 71: Bahía Tongoy y Barnes. Imagen satelital Landsat 5.Fecha 10 de junio de 1997. Proyecto FONDECYT N° 1120234.	108
Figura 72: Bahía Tongoy y Barnes. Imagen satelital LandSat 5. Fecha: 26 de junio de 1997. Proyecto FONDECYT N° 1120234.	109
Figura 73: Bahía Tongoy y Barnes. Imagen satelital LandSat 5. Fecha: 16 de octubre de 1997. Proyecto FONDECYT N° 1120234.	109
Figura 74: Bahía Tongoy y Barnes. Imagen satelital LandSat 5. Fecha 16 de agosto de 2004. Proyecto FONDECYT N° 1120234.	110
Figura 75: Bahía Tongoy y Barnes. Imagen satelital LandSat 5. Fecha: 05 de septiembre de 2011. Proyecto FONDECYT N° 1120234.	110

INDICE DE TABLAS

Tabla 1: Edades para los niveles de terrazas marinas de la paleobahía de Tongoy y Barnes.....	31
Tabla 2: Clasificación cualitativa general de playas.	34
Tabla 3: Clasificación de los tipos de eventos ENSO.....	43
Tabla 4: Escala Granulométrica.....	47
Tabla 5: Diferencia entre arena y los grados granulométricos vecinos.....	48
Tabla 6: Superficies texturales de granos de arena	51
Tabla 7: Fecha de toma de imágenes satelitales LandSat 5.	52
Tabla 8: Bandas espectrales. Satélite LandSat 5 TM.....	53
Tabla 9: Red de Muestreo. UTM y procedencia del material.....	76
Tabla 10: Cuartiles, mediana, coeficiente de selección y simetría.	85
Tabla 11: Granulometría y clasificación granulométrica.	87
Tabla 12 : Morfoscopía, mineralogía y textura.	93
Tabla 13: Mineralogía óptica.....	95

INDICE DE ANEXOS

Anexo 1: Afluentes del Limarí. Características Microscópicas.	128
Anexo 2: Desembocadura del Limarí. Características microscópicas.	128
Anexo 3: bahía Tongoy. Características microscópicas.	129
Anexo 4: Bahía Barnes. Características Microscópicas.	130
Anexo 5: Descripción mineralógica. Afluentes del Limarí.....	131
Anexo 6: Descripción mineralógica. Desembocadura del Limarí, bahía Tongoy y bahía Barnes.....	132
Anexo 7: Presencia mineralógica en afluentes del Limarí y desembocadura. Fuente: (ASTUDILLO, 2011).	133

Condiciones de transferencia de masa entre la desembocadura del río Limarí, bahía Tongoy y bahía Barnes. Región de Coquimbo, Chile.

RESUMEN

Se estudia la transferencia de masa entre la desembocadura del río Limarí, bahía Tongoy y bahía Barnes a través de la integración de unidades costeras, identificando las formas de acumulación, las relaciones morfosedimentológicas en los grupos de formas existentes y el transporte de masa en el litoral. Para la identificación de las formas de acumulación en las áreas de estudio, fue necesario realizar una descripción geomorfológica, identificando formas fluviales, fluviomarinas, terrazas marinas y formas eólicas. Para el análisis de las relaciones morfosedimentológicas se hizo necesario realizar análisis granulométrico según los procedimientos de distribución textural y morfoscópico de arenas, además de la mineralogía. Para el transporte de masa litoral se utilizó técnicas cualitativas a través del análisis multitemporal del ambiente de depositación, en un rango temporal de 27 años, analizando imágenes satelitales LandSat de los años 1987, 1997, 2004 y 2011.

Los resultados alcanzados denotan el fuerte control estructural y la orientación predominantemente oblicua de las bahías como factores que posibilitan la sedimentación de este sistema litoral, operando los principios de efecto de ensenada en éstas. Se considera que la fuente de abastecimiento de las bahías Tongoy y Barnes proviene de la cuenca del río Limarí, pero es necesario también considerar otros medios de transporte de sedimentos que no necesariamente tiene relación con el río ni su zona de descarga.

El análisis multitemporal de las imágenes satelitales refleja que la transferencia de masa entre los diferentes sistemas se debe en el período reciente a condiciones que sobrepasen el umbral de transporte de sedimentos, esas condiciones se deben al aumento en la intensidad y torrencialidad de las precipitaciones. Las formas que reflejan cambios en los ambientes de depositación corresponden a flechas litorales y campos dunares las cuales son áreas sensibles a los aportes de sedimentos entre los sistemas.

Palabras Clave: Formas de acumulación, granulometría, Morfoscopía, Mineralogía, Transferencia de masa.

ABSTRACT

It is studied that mass transfer between the Limarí river mouth, Tongoy bay and Barnes bay across of the integration of costal units, identifying accumulation forms, morphosedimentological, relations in the groups of existing forms and the mass transport in the coast. For identifying forms of accumulation in the areas of study, it was necessary to make a geomorphological description, identifying fluvial forms, river-marine, marine terraces and aeolian forms. For the analysis of morphosedimentological relations, it became necessary to perform granulometric analysis according to the procedures of textural distribution and sand morphocopic, including the mineralogy. For the transport of littoral mass we used qualitative techniques through the multitemporary analysis the depositional environment, a temporary range of 27 years, analyzing Landsat satellite images of the years 1987, 1997, 2004 and 2011.

The results show the strong structural control and oblique orientation dominantly of the bays as factors that enable the sedimentation of the coastal system, operating the effect of cove principles in them. It is considered that the source of supply for Tongoy and Barnes bays comes from Limarí river basin, but it is also necessary to consider other transport means of sediments that does not necessarily have relation to the river or its discharge zone.

The multi-temporal analysis of satellite images reflects that the mass transfer between the different systems occurred in the recent period due to conditions that exceeded the threshold of sediment transport, these conditions are due to increase in the intensity and heavy rainfall. The forms that reflect changes in the deposition environments correspond to coastal arrows and dune fields which are sensitive areas to the contributions of sediments between systems.

Keys Words: Forms of accumulation, granulometry, morphocopic, mineralogy and mass transfer.

Condiciones de transferencia de masa entre la desembocadura del río Limarí, bahía Tongoy y bahía Barnes. Región de Coquimbo, Chile.

CAPÍTULO I. PRESENTACIÓN

1.1 Introducción

Esta memoria se inserta en el proyecto FONDECYT N° 1120234 “Geodinámica y tendencia evolutiva del sistema litoral de la mega ensenada de Coquimbo: hacia una prognosis de amenazas naturales para escenarios de cambios ambientales endógenos y exógenos”. Este proyecto tiene como objetivo analizar la evolución de grupo de formas que configuran la mega ensenada, a fin de establecer las condiciones de cambio y tendencias evolutivas, que permiten realizar una prognosis respecto de las amenazas de origen natural ante escenarios de cambio ambiental y tectónico.

La finalidad de esta investigación es analizar la dinámica del borde litoral comprendida por los subsistemas de la desembocadura del río Limarí, bahía Tongoy y bahía Barnes, unidades espaciales estudiadas como un sistema total y no como subsistemas aislados. Se plantea como base de la investigación que los procesos y evolución morfogénica del ambiente costero deben ser vistos desde la perspectiva de un análisis integrado de las variables de escala temporal y espacial diferentes, que permitan obtener una respuesta sistémica de las formas y el paisaje actual, pasado y tendencias de cambio futuro (SOTO *et al.*, 2015).

Otras razones que motivan el desarrollo de la investigación es el aumento en la intensidad de los procesos productivos en la cuenca hidrográfica del Limarí (agricultura intensiva y construcción de embales) que conllevan a cambios en el uso de suelo y en la dinámica sedimentaria hacia zonas costeras, lo que provoca transformaciones en el aporte sedimentario de arenas a la desembocadura del Limarí y a las bahías de Tongoy y Barnes.

Según GESAMP (1993) el 80 % de los sedimentos transportados por el flujo de los ríos son almacenados en las playas y aguas marinas someras y el 20% restante llega a éstas por acción del viento y los cambios en el flujo de sedimentos al mar. Además, aproximadamente el 60 % de las playas del mundo han sido erosionadas por una acción combinada de disminución de suministros de sedimentos e incrementos en el nivel del mar (GESAMP, 1993). A la inversa, y según las corrientes marinas prevalecientes, muchos sectores de costas se encuentran alterados por alta sedimentación, siendo la causa principal la elevada tasa de deforestación y agricultura no ordenada o por el uso de prácticas agrícolas no adecuadas que originan procesos erosivos en las cuencas hidrográficas (ESCOBAR, 2002)

Desde el punto de vista de las condiciones físicas del territorio, este funcionamiento está vinculado a los eventos El Niño, que reactivan el funcionamiento de las cuencas, con una gran torrencialidad, tal como lo registrado por VILES & GOUDIE (2003) e IRIBARREN

(2007) en cuencas andinas del semiárido de Chile. Entre las áreas más sensibles a estos procesos están aquellas en que el clima se caracteriza por la escasez o irregularidad meteorológica, con precipitaciones esporádicas e intensas, que aceleran considerablemente la erosión del suelo (RODOLFI, 2006), tal como ocurre en el semiárido chileno con las fluctuaciones de El Niño, además cabe destacar que el transporte de masa significativo dinamizan periódicamente el sistema (CASTRO *et al.*, 2009).

De acuerdo con los modelos teóricos tradicionales y actuales, los sistemas fluviales constituyen la mayor fuente aportante de sedimentos a los océanos y los ambientes marinos y costeros son los receptores de la mayoría de los sistemas fluviales (SOTO *et al.*, 2011). Existe en consecuencia por lo tanto una fuerte conexión entre los procesos de erosión o depositación que ocurre en la cuenca y como estos se ven reflejados en el aporte sedimentario de los ambientes marinos y costeros (SLATTERY & PHILLIPS, 2011).

La principal fuente de suministro de sedimentos de las playas son los ríos que atraviesan transversalmente el territorio y depositan los materiales en la costa. ORTEGA *et al.*, (2007) concluye que durante las “bajadas” o eventos aluvionales de los ríos Lluta y San José hacia la rada de Arica se producen interesantes aportes de material particulado sedimentable incrementando los volúmenes de sedimentos costeros marinos cercanos a ambas desembocaduras. En las proximidades de la costa, los sedimentos entregados por los ríos son depositados en el área de desembocadura y luego transportados por deriva litoral, cuya dirección generalmente es de sur a norte; y a su vez el oleaje los deposita en las playas.

Según VILLASEÑOR (2008) en su tesis “Estratigrafía del relleno sedimentario Holoceno Tardío y variabilidad climática durante los últimos 200 años en la Bahía de Mejillones” la variabilidad de los flujos sedimentarios a través del testigo BC3D, permitió interpretar variaciones océanoclimáticas para los últimos 200 años. El registro mostró que a partir del año 1820 se produjo un aumento sostenido de los flujos sedimentarios en la bahía, lo que se interpreta como una intensificación de los vientos del sur-suroeste, acompañado de una disminución paulatina de 2°C de la temperatura superficial del mar desde ese año a la fecha. Este tipo de observaciones se han realizado en otras zonas de surgencias como el sur de Perú y la costa de California, sugiriendo que lo observado en la Bahía Mejillones corresponde a procesos océano-climáticos a escala de la cuenca del Pacífico. Además, en los últimos 200 años, se registró sólo un 37% del total de eventos El Niño interanuales descritos en la literatura para este período. Factores como la resolución temporal de las láminas, así como los cambios en el sistema sedimentario de la bahía durante estos episodios, asociados a la intensidad de éstos, influirían en la capacidad de los sedimentos laminados de la bahía de registrar la variabilidad climática de escala interanual en la cuenca (VILLASEÑOR, 2008).

Además, según AVILÉS (2016) quién estudió los sedimentos del testigo TK2 de 90 cm de largo de la bahía de Tongoy que fue recolectado a una profundidad de 88 m.b.n.m donde se encontró restos biogénicos y materia orgánica derivado de la productividad

oceánica impulsada por la surgencia (RAHN *et al.*, 2011), sumado a un aporte de minerales de grano fino producto de flujos de detritos de gran energía, generados por escorrentía debido a las precipitaciones anómalas en fases cálidas de El Niño-Oscilación del Sur (ENSO: El Niño-Southern Oscillation). Datos históricos de fuertes lluvias y aluviones asociados, indican que la gran mayoría de las lluvias intensas generadoras de aluviones están fuertemente asociados al fenómeno ENSO (ORTEGA *et al.*, 2012) que permiten asentar minerales detríticos del continente en el fondo de las bahías.

TK2 representa (+- 7.400 años cal AP en 1 metro) con una tasa de sedimentación de (0.07 cm/año), se interpretan 3 unidades sedimentarias que en base a la geocronología de ^{14}C datado en sedimento, la unidad 3 representa el holoceno medio (~7500-5500 años cal AP), y la unidad 2 y 1 representan el holoceno tardío (post ~5.500 años cal AP), donde están datados los primeros 6 cm (unidad 1) basado en el exceso de ^{210}Pb , y corresponden a sedimentación reciente del último siglo. En la unidad 1 desde los 6 cm a los 4 cm hay un aumento en el tamaño del grano y % de volumen, esto podría sugerir que habría un aumento en el tamaño y aporte de los líticos que fueron arrastrados hacia la bahía de Tongoy, al menos, desde el último siglo producto de eventos torrenciales que generan escorrentía (AVILÉS, 2016). Esto podría correlacionarse con los resultados obtenidos por ORTEGA *et al.*, (*in progress*) que apuntan que a partir del año 1820 CE el aporte y tamaños de los líticos que fueron arrastrados hacia la bahía aumentaron.

1.2 Planteamiento del problema

El desarrollo de nuevos escenarios territoriales es una realidad, sean éstos los vinculados al cambio climático como a las intervenciones de la cuenca y las relaciones sinérgicas asociadas, propias de antropoceno (WILCOX *et al.*, 2011). Por lo tanto, es importante establecer la tendencia de cambios de los sistemas costeros sobre todo ahora cuando están ocurriendo profundas transformaciones en la cuenca andina del Limarí, ya sea en los usos del suelo (agricultura intensiva, crecimiento urbano costero, construcción de embales) que debieran modificar los aportes sedimentarios hacia las líneas de costa influyendo en cambios en la dinámica geomorfológica de las costas (SOTO *et al.*, 2015).

A estos escenarios ligados al antropoceno deben agregarse la condición de cambio por tectónica y sus impactos sinérgicos. Chile como país sísmico está sujeto a la dinámica endógena, la que se ha visto reflejada en febrero 2010 con el terremoto de Cobquecura y el tsunami asociado que afectó los principales centros urbanos-productivos costeros de la zona centro-sur. SOTO *et al.*, (2011) analizaron los impactos del solevantamiento tectónico registrados, verificando el escaso o nulo ajuste del sistema de abastecimiento de playas y dunas, post ruptura.

La intensidad de los procesos productivos y de los impactos socio-económicos favorables asociados a fuertes y sostenidas intervenciones en las cuencas hidrográficas con actividades productivas relacionadas a la presencia de recursos mineros, agrícolas y forestales, conllevan a impactos en la dinámica sedimentaria hacia las zonas costeras,

además los efectos del cambio climático para el presente siglo, GARREAUD *et al.*, (2008c), dan cuenta del cambio en las precipitaciones y temperaturas de las cuencas andinas, aumentando la condición de amenaza por inundaciones, y una mayor torrencialidad de las precipitaciones para el semiárido, provocando una mayor aporte de sedimentos hacia áreas costeras, activando quebradas inactivas y aumentando el caudal y masa sedimentaria de los ríos, los cuales pueden llegar a transportar una considerable cantidad de material, modificando líneas litorales arenosas, playas, dunas y ambientes de desembocadura. A ello se debe agregar la ocurrencia de amenazas asociadas también al fenómeno ENSO.

Según AVILÉS (2016) la hoya hidrográfica que descarga a la bahía Tongoy posee una superficie de 1000 km² y está compuesta por quebradas largas y profundas. Durante las estaciones secas, la mayoría de las quebradas no alcanzan el mar y forman humedales que albergan una variada flora y fauna; sin embargo, cuando intensas precipitaciones afectan la zona, la escorrentía de las quebradas alcanza la bahía aportando sedimento que luego se asienta en el fondo de la bahía.

Además, es de importancia señalar la presencia de la corriente de deriva litoral que transporta los sedimentos en relación Sur-Norte y el ambiente de oleaje *swell* del S.W que afecta a la parte central y norte del país según ARAYA-VERGARA (1982).

1.3 Área de estudio

El área de estudio corresponde a la sección sur del gran sistema de la mega ensenada de Coquimbo. En él se analizan subsistemas que formarían parte de la transferencia de masa entre la desembocadura del río Limarí, bahía de Tongoy y bahía Barnes.

La desembocadura del río Limarí forma parte de la cuenca inferior del Limarí (Figura 1). La cuenca del río Limarí presenta una superficie de 11.750 km² (FERRANDO, 2002), siendo la cuenca hidrográfica más importante de la Región de Coquimbo, superando la superficie de la cuenca hidrográfica del río Elqui de 9.826 km² (DGA, 2004a) y la del Choapa con una extensión de 8.124 km² (DGA, 2004b). En el Limarí existen tres embalses Recoleta, La Paloma y Cogotí, los que fueron construidos después de la dictación de la ley 4.445 en 1928, los cuales forman parte de las mayores intervenciones antrópicas en la cuenca del Limarí.

El contexto geográfico en que se inserta la desembocadura del río Limarí dice relación con una cuenca hidrográfica sujeta a profundos y acelerados cambios de uso del suelo e intensidad del mismo, que ha generado un aumento de la vulnerabilidad física del territorio asociado a las transformaciones en las formas del paisaje, presentando una mayor disponibilidad potencial de masa en el sistema, posible de ser transferida durante eventos El Niño, tal como CASTRO *et al.*, (2009) identificó en la cuenca del río Copiapó.

La desembocadura del río Limarí se localiza en la Región de Coquimbo, en los 30° 43'

Condiciones de transferencia de masa entre la desembocadura del río Limarí, bahía Tongoy y bahía Barnes. Región de Coquimbo, Chile.

S y 71° 41' O. Desde el punto de vista hidrológico, el sistema de drenaje del río Limarí es de carácter exorreico.

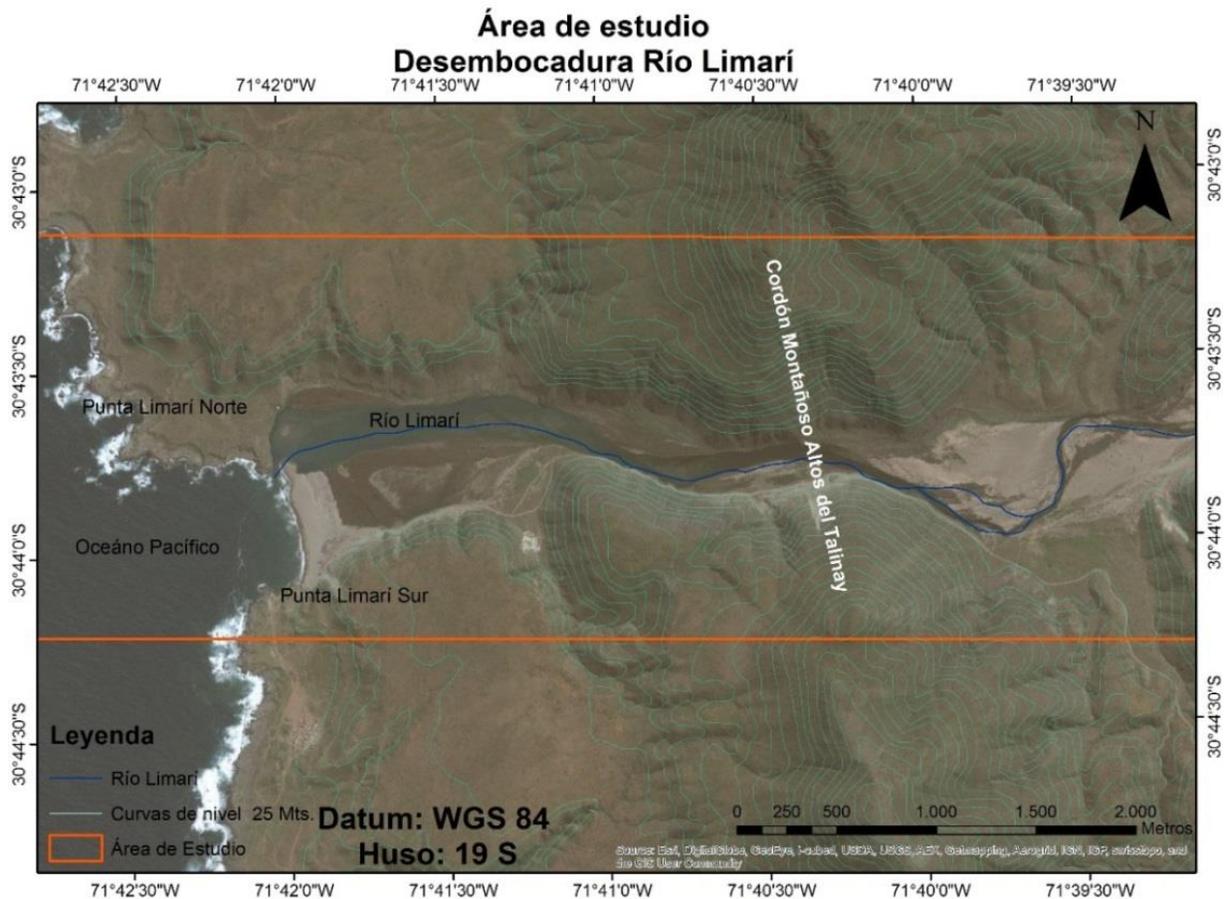


Figura 1: Desembocadura del río Limarí. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

Las Bahías Tongoy y Barnes se ubican en el balneario de Tongoy, a 35 km. al suroeste de la ciudad de Coquimbo, en la comuna de Coquimbo, comprendiendo la franja litoral, estas se ubican entre los 30° 14' 30" – 30° 21' y los 71° 28' - 71° 37' para la descripción geomorfológica (Figura 2).

Las bahías en estudio se encuentran separadas morfológicamente por un tómbolo que une una península Tongoy al continente (Figura 2) (PASKOFF, 1970). Bahía Tongoy se encuentra al sur del área en estudio, su longitud bordea los 13.5 km, y su playa está compuesta por sedimentos de arenas finas a medias (BERRIOS, 2005). Esta bahía presenta tres talwegs de este a oeste: Quebrada Los Almendros, Quebrada Los Litres y Quebrada Pachingo (Figura 3) las cuales se encuentran limitadas al mar por barreras conformadas por bermas formando lagunas litorales.

Condiciones de transferencia de masa entre la desembocadura del río Limarí, bahía Tongoy y bahía Barnes. Región de Coquimbo, Chile.

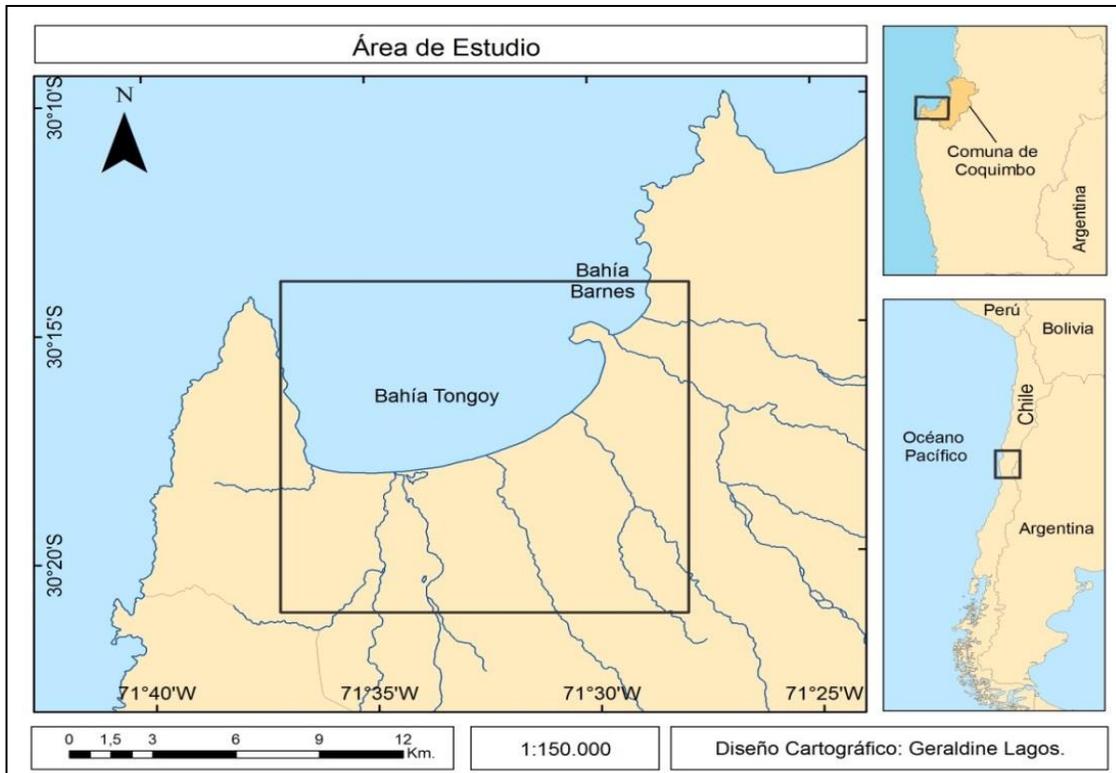


Figura 2: Área de estudio. Proyecto FONDECYT N° 1120234.



Figura 3: Laguna litoral. Quebrada Pachingo. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

La bahía Tongoy se caracteriza por poseer una orientación esencialmente norte y presentar una posición relativa oblicua en la zona distal y relativa longitudinal en la zona

media y proximal, además de valores morfométricos de orientación promedio de 66° con respecto al norte, un ángulo de desalineamiento de 40° con respecto al alineamiento litoral vecino, y un índice de curvatura de 0.56, lo cual señala la condición de abrigo que posee la bahía (VILLAGRÁN, 2007). El área se encuentra protegida por una saliente rocosa (*headland*) compuesta por el cordón montañoso Altos de Talinay, denominado en su parte septentrional Punta Lengua de Vaca, que cierra la bahía por el lado oeste y otorga la condición de abrigo a las ensenadas. Cabe destacar que al oeste de la bahía se encuentra la falla Puerto Aldea lo cual concede una dinámica diferenciada de velocidades de alzamiento (EMPARÁN & PINEDA, 2006; LE ROUX *et al.*, 2006), sobresaliendo las cumbres de Altos de Talinay.

Bahía Barnes, ubicada al noreste del área en estudio, posee una extensión de 2.2 km., en su parte norte se encuentra la desembocadura de la quebrada El Romeral y en su parte sur la desembocadura del Estero Tongoy, siendo este último el único efluente exorreico del área que se mantiene abierto y en constante contacto con el mar. Esta bahía posee dos elementos morfológicos que la protege frente a los vientos y al oleaje, la presencia del *headland* Punta Lengua de Vaca que debilita la energía con que llegan las olas y el viento predominante al sistema de bahías, y como segundo elemento el macizo correspondiente a la Península de Tongoy que genera nuevamente este efecto.

1.3.1 Condiciones océano- climática de la costa Semiárida de Chile.

En cuanto a los factores oceanográficos, se señala que la batimetría (Figura 4) es uno de las principales condicionantes de las variaciones temporales y espaciales (VILLAGRÁN, 2007). En lo que se refiere al régimen térmico estacional, la presencia de inversiones térmicas y salinas sería generada por la aparición de ondas internas de diferentes períodos y variaciones en la posición del frente de masas de agua. Bajo los 50 m se encuentran aguas de mayor salinidad, asociadas a bajos contenidos de oxígeno y alto contenido de nutrientes, los cuales penetran a las bahías principalmente debido a las mareas y cambios en la circulación en general (ALARCON, 1975).

En relación al componente de oleaje, en la bahía de Tongoy se ha registrado que el período de olas es casi siempre 10 segundos, debido a que olas de este período se encuentran alejadas de la costa (BERRIOS, 2005).

Condiciones de transferencia de masa entre la desembocadura del río Limarí, bahía Tongoy y bahía Barnes. Región de Coquimbo, Chile.

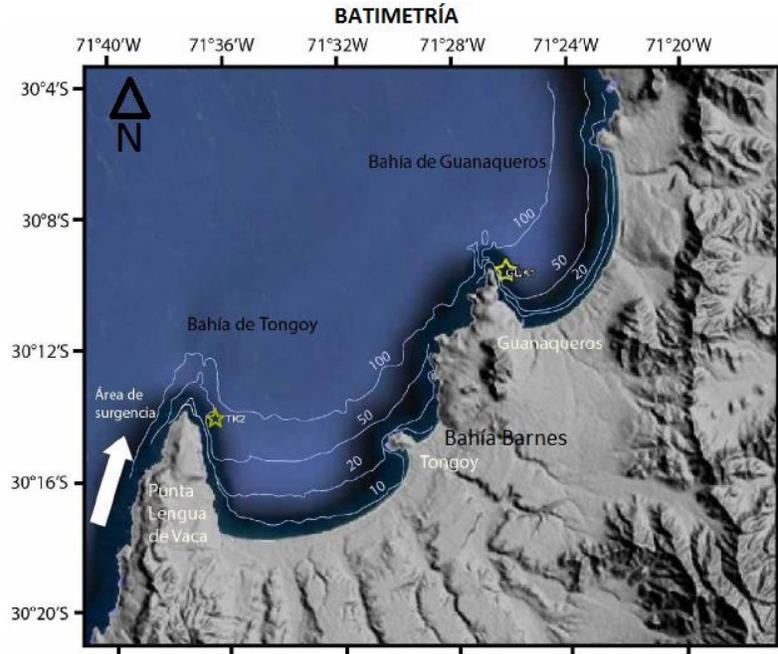


Figura 4: Batimetría bahía Tongoy, Barnes y Guanaqueros. Fuente: AVILÉS (2016).

La bahía de Tongoy (30°S) se localizan en una zona de transición climática entre el desierto hiperárido de Atacama y el clima mediterráneo de Chile Central, la cual ha tenido intervalos que la han situado entre condiciones más húmedas y secas que las actuales (NOVOA & LOPEZ, 2001 en SQUEO *et al.*, 2001; MALDONADO & VILLAGRÁN, 2006). La disponibilidad de agua en la costa semiárida del Norte de Chile es limitada y dependiente de la ocurrencia de lluvias, las cuales son esporádicas y se concentran durante el invierno y la primavera austral (FUENZALIDA, 1982; GARREAUD *et al.*, 2008a). Estos frentes se hacen más recurrentes e intensos durante fases cálidas de El Niño Oscilación del Sur (ENSO).

El clima de la costa semiárida (30-32°S) se presenta como una zona de transición entre los climas desérticos y con aquellos donde la humedad posibilita la aparición de vegetación (GACITÚA, 2003) siendo considerado como semiárido o de estepa. La temperatura media anual es de 13,6° C, siendo la mínima anual de 9,2°C y la máxima media anual de 20,6°C. Las precipitaciones alcanzan los 85 mm anuales con una evapotranspiración potencial anual de 351 mm. La precipitación anual rara vez excede el 50% de la evapotranspiración potencial. Sin embargo, periódicamente es afectado por fuertes variaciones climáticas asociadas a El Niño, que trae las lluvias intensas e inundaciones (AVILÉS, 2016).

RAHN *et al.*, (2011) estudiaron en la bahía de Tongoy, el mecanismo mediante el cual se desarrolla un máximo de viento costero. Durante las mañanas una briza oceánica superficial penetra desde la bahía hacia la terraza marina, sin embargo, durante las tardes esta briza es anulada por vientos del sur que avanzan por tierra. Esto sería producto de la inversión de la celda convectiva local sobre la bahía, provocada por aire tibio advechado

desde la terraza marina, creando una capa límite residual sobre la bahía de Tongoy (RAHN *et al.*, 2011). El máximo de viento costero entonces sería producto del gradiente de presión generado por la celda convectiva local de la tarde sobre la bahía de Tongoy, la cual refuerza los vientos costeros del sur localizados justo al norte de Punta Lengua de Vaca (RAHN *et al.*, 2011).

Está gobernado por el Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur (ASPS: cuya acción bloquea la influencia de las masas de aire cargadas de humedad provenientes del sur del país), los vientos del oeste y alisios y la corriente fría de Humboldt. La estabilidad atmosférica generada por el ASPS favorece la persistencia de estratocúmulos sobre el océano, especialmente durante la primavera austral (RUTLANT *et al.*, 1998; GARREAUD *et al.*, 2008b). Ésta cubierta de nubes forma parte de una capa límite marina, fría y húmeda sobre el Pacífico Suroriental, la cual es contenida por una intensa y persistente inversión térmica, originada por el contraste entre la fría superficie del océano y el aire tibio (GARREAUD & ACEITUNO, 2001).

GARREAUD *et al.*, (2008b), indican que temperaturas superficiales del océano más bajas y temperaturas del aire más cálidas de lo normal cerca de los 30°S refuerzan la inversión térmica dando lugar a una cubierta de nubes más persistentes y a una mayor frecuencia de neblina costera en El Parque Nacional Fray Jorge. Este patrón de anomalías es muy similar a las que ocurren durante la fase fría de ENSO, por lo tanto, años La Niña están asociados a una mayor frecuencia de Camanchaca a los 30°S, e inversamente, años El Niño a una menor frecuencia de neblina (GARREAUD *et al.*, 2008b).

1.3.2 Geología

El marco geológico de Chile semiárido se caracteriza por la ausencia de efusiones volcánicas recientes, pues estas hubiesen culminado en el Mioceno (PFEIFFER, 2011).

La cuenca del río Limarí está constituida principalmente por estratos de rocas volcánicas y sedimentarias mesozoicas, a excepción de las Serranías Costaneras en la parte occidental, donde afloran rocas metamórficas y graníticas paleozoicas, y de la parte nororiental, formada por extensos afloramientos graníticos paleozoicos (THOMAS, 1967).

Para la desembocadura del río Limarí los antecedentes geológicos han sido extraídos de a la Carta Geológica del Área Ovalle – Peñablanca, de EMPARÁN (2008) escala 1:100.000 (Figura 5).

En general desde el punto de vista geológico, la desembocadura del río Limarí forma parte de la cuenca del río Limarí que se inserta dentro del Complejo Plutónico Altos de Talinay (Trat) (213-201 Ma; Tríasico superior) (Figura 5). Este complejo tiene una disposición paralela a la línea de la costa, y forma parte del cordón montañoso Altos del Talinay. BRÜGGEN (1950) lo señala como una franja formada por pizarras cristalinas que se extiende desde la Punta Lengua de Vaca (30°10') hasta los Altos del Talinay (31°).

Condiciones de transferencia de masa entre la desembocadura del río Limarí, bahía Tongoy y bahía Barnes. Región de Coquimbo, Chile.

Esta formación se encuentra constituida mayormente por rocas cataclásticas (roca que ha sufrido una fracturación mecánica en oposición a la deformación plástica o fluencia) y miloníticas de protolito plutónico y compuesto principalmente por rocas de falla con relaciones de contacto y afloramientos.

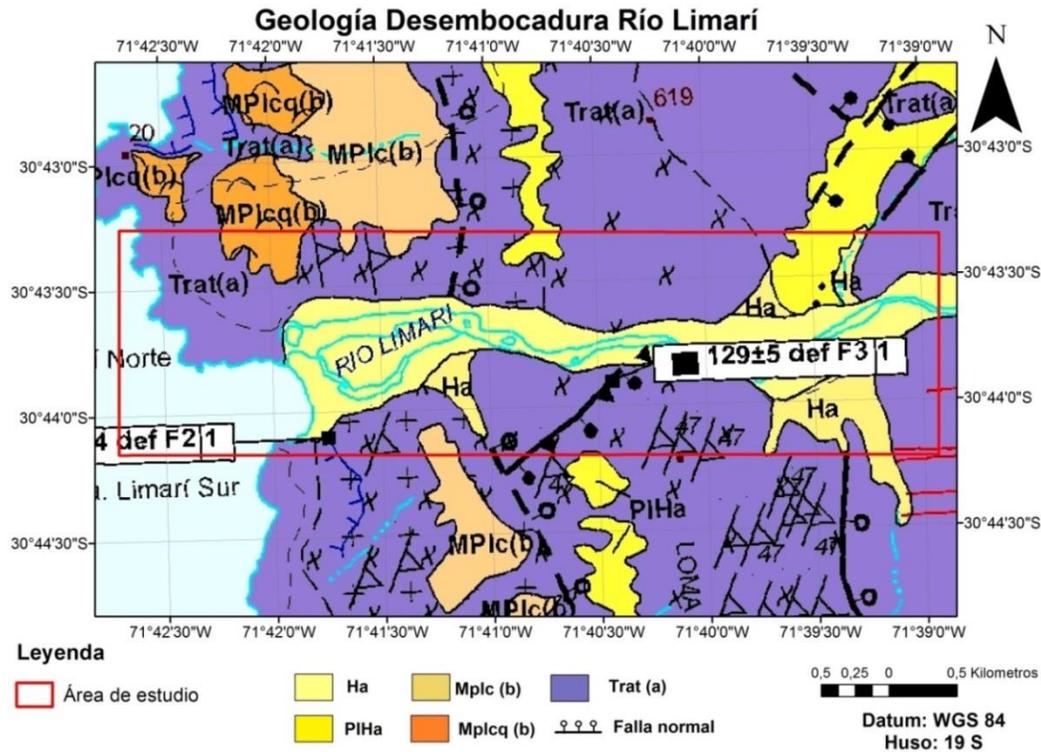


Figura 5: Geología desembocadura del río Limarí. Proyecto FONDECYT N° 1120234

Fuente: EMPARÁN, 2008

Ha: Depósitos aluviales recientes (holoceno).

Brechas no consolidadas polimícticas con matriz de arena y limo, Constituye el relleno de quebradas.

Hf: Depósitos fluviales recientes (holoceno)

Gravas gruesas y muy gruesas, polimícticas, con abundante matriz de arena, no consolidadas. Forman los cauces actuales.

PIHa: Depósitos aluviales antiguos y recientes (pleistoceno-holoceno).

Brechas polimícticas con matriz de arena y limo, débilmente consolidadas y no consolidadas. Forman conos en la salida de las quebradas.

MPlcq (b): Formación Coquimbo (Mioceno-Pleistoceno)

Secuencia sedimentaria marina litoral.

(b) Calizas bioclásticas matriz soportadas y (bio) clasto soportadas minoritarias.

Se intercalan arenas bioclásticas finas a gruesas.

MPlc (b) Formación Confluencia (Mioceno-Pleistoceno).

Depósitos continentales fluviales, aluviales y lacustres.

(b) Brechas matriz soportadas, gruesas a muy gruesas, oligomícticas, con mediana a baja consolidación. Clastos angulosos en parte orientados, con matriz que varía de limo-arenosa a areniscas de guijarros. Aluviales

Trat (a): Complejo Plutónico Altos de Talinay (213-201 Ma; Triásico Superior).

Principalmente rocas "de falla" con relaciones de contacto y afloramiento de aspecto intrusivo.

(a) Facies melanocrática de aspecto diorítico.

Las formaciones descritas a continuación corresponden a las que se encuentran dentro de la bahía Tongoy, Barnes y la cuenca costera, los antecedentes geológicos y dataciones han sido extraídos de la Carta Geológica del Área Andacollo – Puerto Aldea 2006, de EMPARÁN & PINEDA (2006) (Figura 6, 7 y 8).

Al oeste de la cuenca de Tongoy yacen rocas triásicas metamórficas de protolito plutónico e ígneas (andesitas) con intrusivos graníticos (Trat), al este se presentan rocas de carácter intrusivo (Jmg, Jas), mientras en la depresión entre y sobre estas formaciones se ha desarrollado de manera predominante depósitos del Mioceno-Pleistoceno (Mplcq), la llamada cuenca Cenozoica (HEINZE, 2003), donde se han labrado cuatro niveles de terraza marina, compuestos por areniscas y calizas (Figura 6 Y 7)

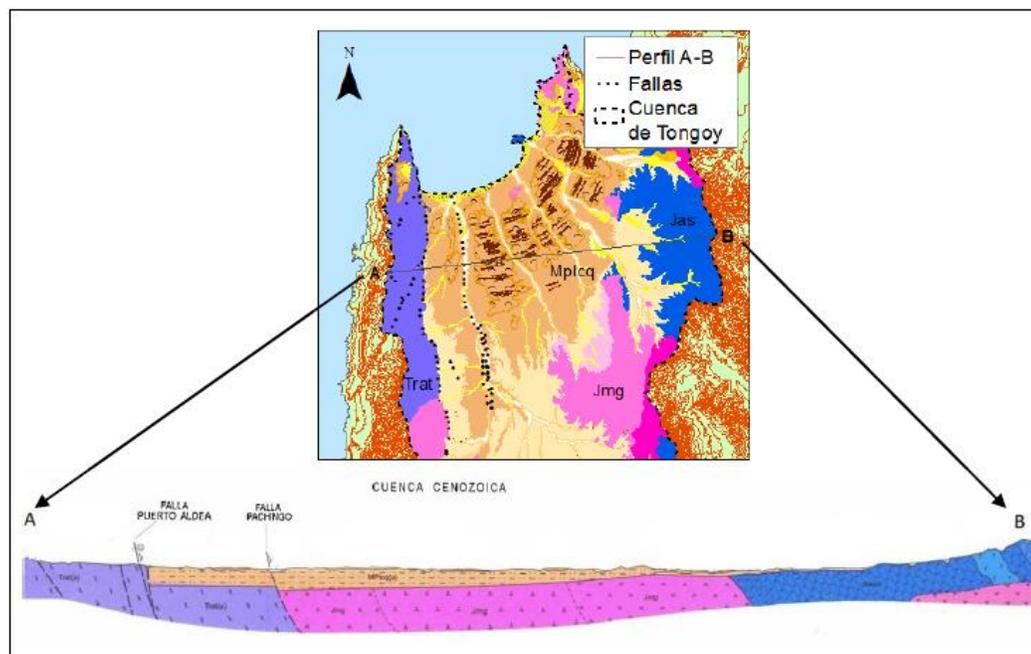


Figura 6: Perfil esquemático transversal a la Cuenca Cenozoica. Fuente: EMPARÁN & PINEDA (2006).

Para el área en estudio PASKOFF (1970) define el sector de Altos de Talinay como la unidad lito-estructural de zócalo costero, macizo que conforma la cordillera de la costa del sector, compuesto de rocas graníticas que representa los restos de una montaña muy antigua que provocó una evolución compleja. Esta unidad en su parte más septentrional, Punta Lengua de Vaca, muestra la formación más antigua (Complejo Metamórfico del Choapa, Pzch), con dataciones del Carbonífero. En tanto al área de planicie donde se desarrollaron las terrazas marinas Plio-Cuaternarias, se trata de depósitos sedimentarios que componen la Formación Coquimbo, disectada por las quebradas de orientación S-N que componen los depósitos cuaternarios de tipo fluvial, junto con los depósitos aluvionales, coluviales, eólicos y marinos.

Condiciones de transferencia de masa entre la desembocadura del río Limarí, bahía Tongoy y bahía Barnes. Región de Coquimbo, Chile.

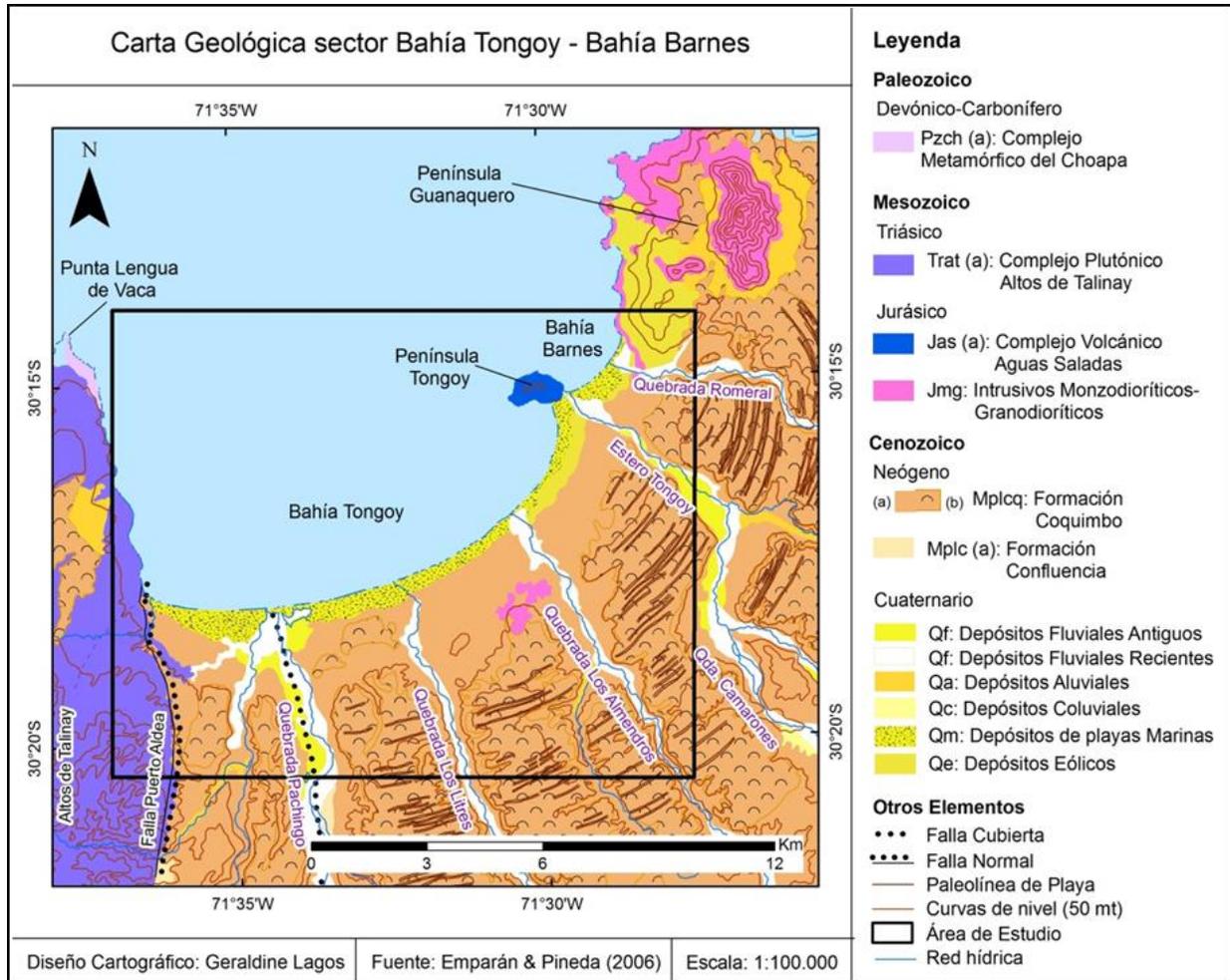


Figura 7: Carta geológica del área de estudio. Fuente: EMPARÁN & PINEDA (2006), En: LAGOS (2013). Proyecto FONDECYT N° 1120234.

Condiciones de transferencia de masa entre la desembocadura del río Limarí, bahía Tongoy y bahía Barnes. Región de Coquimbo, Chile.

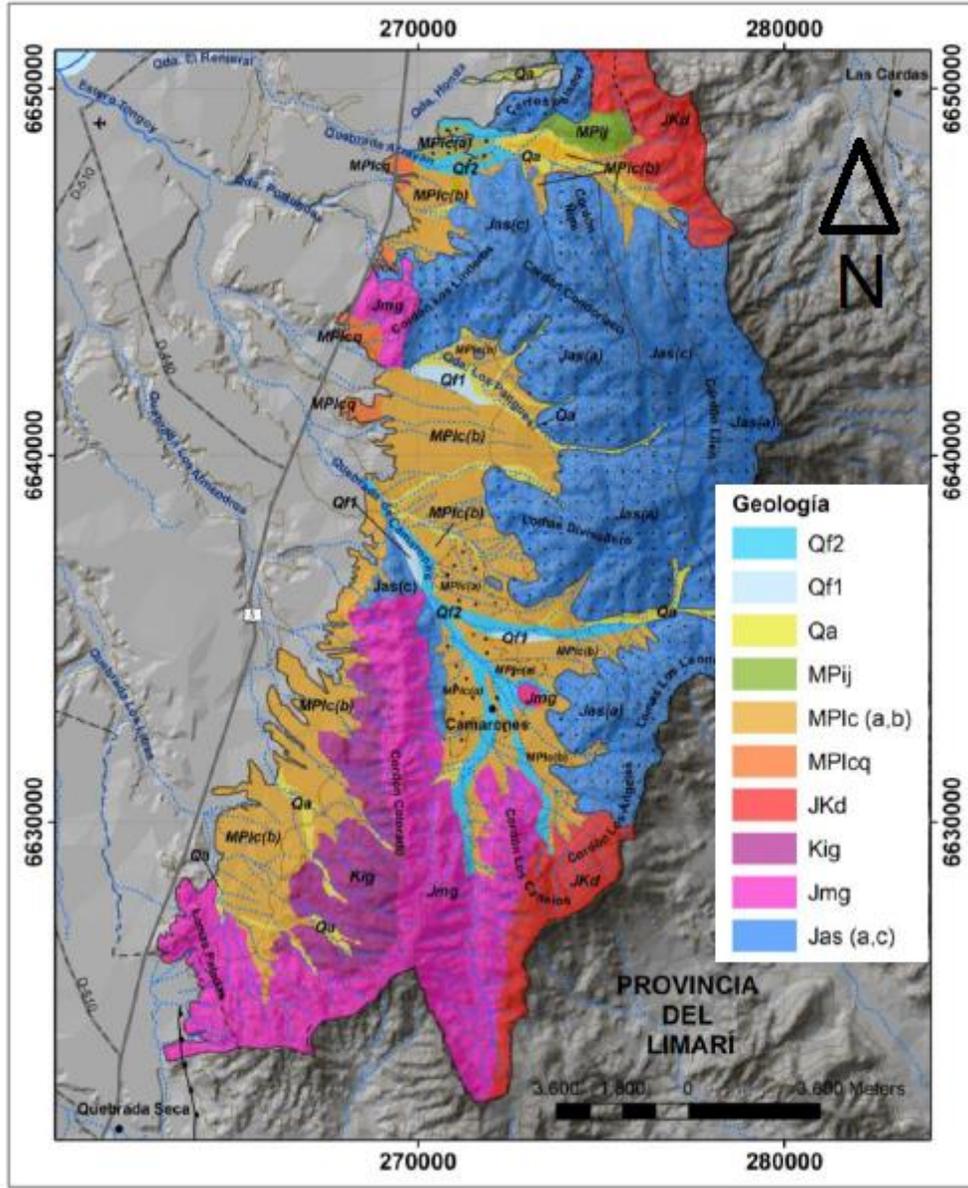


Figura 8: Carta geológica del área de estudio. Fuente: EMPARÁN & PINEDA (2006), En: SANCHEZ (2014). Proyecto FONDECYT N° 1120234.

Formaciones geológicas:

a) Complejo plutónico Altos de Talinay (Trat):

Esta formación se encuentra constituida mayormente por rocas cataclásticas y miloníticas de protolito plutónico y compuesto principalmente por rocas de falla con relaciones de contacto y afloramientos de aspecto intrusivos como el Complejo Metamórfico del Choapa (EMPARÁN & PINEDA, 2006).

b) Complejo volcánico Agua Salada (Jas):

Se presenta como una secuencia de rocas volcánicas, subvolcánicas continentales y efusivas, andesíticas y dacíticas, con escasa intercalación de areniscas y lutitas. La península Tongoy se encuentra conformada por la Facies (a), que presenta alternancia de andesitas y tobas, con escasas areniscas intercaladas y localmente calizas con lutitas. Para este complejo se propone una edad Jurásica de 143 Ma. (EMPARÁN & PINEDA, 2006).

c) Intrusivos monzodioríticos-granodioríticos (Jmg):

. Está conformada por rocas plutónicas de composición variable, desde monzodioritas a granodioritas de forma transicional, exponiendo una variedad de rocas cataclásticas en el cordón del cerro Guanaqueros. A esta unidad se le ha asignado una edad en un rango Jurásico Medio Tardío a Jurásico Superior Temprano, obteniendo edades K-Ar de 143 ± 4 Ma. en la Península de Guanaqueros (EMPARÁN & PINEDA, 2006).

d) Formación Coquimbo (MPlcq):

Esta formación sedimentaria cubre la mayor área dentro de la zona en estudio, emplazándose en la denominada “Cuenca cenozoica” (HEINZE, 2003). Se presenta como una secuencia sedimentaria marina fosilífera, bien estratificada, con débil litificación y de color pardo anaranjado, que aflora de forma discontinua en la zona costera. Presenta facies sedimentarias de ambiente litoral y, en parte transicional. Aparecen dos facies para esta formación: Facies (a) compuesta por areniscas finas, intercalándose areniscas muy gruesas de guijarros con bioclastos y escasas diatomitas. Facies (b) que presenta calizas bioclásticas, matriz soportadas y (bio) clastosoportadas minoritarias, la matriz es de areniscas líticas finas y gruesas (EMPARÁN & PINEDA, 2006).

e) Formación Confluencia (Mplc):

Secuencia sedimentaria continental, en parte bien estratificada, con débil y de color pardo litificación, cubre lo que fue denominado cuenca cenozoica, forma planicies o terrazas en los valles, quebradas principales, conos en sus cabeceras y flancos de grandes quebradas con laderas escarpadas; corresponde a gravas, arena y limo semi-consolidados sin intercalaciones calcáreas que engranan con la Formación Coquimbo, su espesor oscila entre los 50 y 100 metros, subyacen a sedimentos eólicos y aluviales. Aunque no hay información geocronológica de la Formación Confluencia disponible del área de estudio, basado en la interdigitación entre los depósitos continentales y marinos observados en el campo (RIVANO & SEPULVEDA, 1991) su edad es asumida similar a la Formación Coquimbo, por lo tanto constreñida entre el Mioceno y el Pleistoceno (EMPARÁN & PINEDA, 2006).

f) Depósitos fluviales (Qf):

Su edad se calcula del Pleistoceno-Holoceno. Yacen en los valles y en el curso medio e inferior de las grandes quebradas, formando terrazas de 1 a 10 m de altura adyacentes a los caudales actuales, como depósitos activos. De esta manera se dividen en dos facies:

Depósitos Antiguos y Recientes (EMPARÁN & PINEDA, 2006).

g) Depósitos Aluvionales (Qa):

Constituyen el relleno de quebradas y forman conos en la salida de ellas. Son depósitos originados por flujos turbulentos y breves, con cierta incidencia en procesos de remociones en masa. Están compuestos por brechas no consolidadas, polimícticas, con matriz de arena y limo. Su edad se calcula al Pleistoceno-Holoceno (EMPARÁN & PINEDA, 2006).

h) Depósitos coluviales (Qc):

Sólo se puede observar en Quebrada Camarones. Se trata de depósitos inconsolidados, adosados a las laderas. Están constituidos por clastos oligo- y monomícticos, angulosos, con matriz de limo. Su edad se estima del Pleistoceno? - Holoceno (EMPARÁN & PINEDA, 2006).

i) Depósitos de playas marinas (Qm):

Constituyen depósitos litorales, distribuidos al largo de la línea de costa encontrándose en bahía Barnes y bahía Tongoy. En esta unidad se desarrolla en nivel de terraza marina más reciente (TM'). Están constituidos por arenas medias a gruesas arcósicos-líticas, no consolidadas con contenido variable de bioclastos. La edad de estos depósitos se calcula holocena (EMPARÁN & PINEDA, 2006).

j) Depósitos eólicos (Qe):

Se señalan como depósitos no consolidados, activos, en áreas vecinas a las playas marinas actuales, constituidos por arenas finas, no consolidadas, de color pardo a grisáceo. La edad de estos depósitos es holocena (EMPARÁN & PINEDA, 2006).

1.3.3 Geomorfología

En general desde el punto de vista geomorfológico el área de estudio corresponde al sector Altos del Talinay, este está formado por un conjunto de relieves escalonados que, entre Punta Lengua de Vaca al norte y la bahía El Teniente por el sur, constituyen la franja costera y que el río Limarí atraviesa como una garganta epigénica hasta desembocar al océano.

Se pueden distinguir dos unidades principales:

1.- Plataformas litorales

La plataforma continental es muy estrecha, las profundidades superiores a los 1000 m (se notan a menos de 10 km. de la costa) sugieren la existencia de una fosa marina orientada paralelamente a los Altos del Talinay y prácticamente en contacto con ellos. En resumen, el litoral tanto en su disposición general como en su configuración de detalle está determinado por influencias estructurales de dirección predominantemente longitudinal (PASKOFF, 1970).

Un conjunto destacable de terrazas marinas separadas por acantilados muertos acompaña al litoral actual. La abrasión ha encontrado en este sector condiciones estructurales favorables, el material rocoso pertenece a un complejo metamórfico formado principalmente de micaesquistos negruscos, cuarcitas verdáceas y gneiss grises, inyectado de filones de cuarzo y afectado por intrusiones localizadas. Existen muchas fallas, pero la más relevante es la falla Chancaca la cual presenta dirección norte-sur (paralela a la línea de costa) y que se encuentra en el área de desembocadura, esta falla ha provocado solevantamiento en el sector más este de T2, con la posterior formación de un *talweg* y de depósitos aluviales (Cuaternario), esta falla se encuentra en el sector norte y sur de la desembocadura. Se notan buzamientos entre los 45° y la vertical. THOMAS (1967) atribuye estos afloramientos al Precámbrico, con extensión posible al menos en parte del paleozoico inferior. El origen marino de estas plataformas fue planteado por PASKOFF (1970).

En general su estado de conservación es bueno y permite su identificación, a pesar de las quebradas que se han encajado en ellos. Más importantes son las marcas dejadas por la tectónica, no son solamente fallas, sino también los basculamientos que han modificado la regularidad original de todo el sistema de terrazas (PASKOFF, 1970). La sucesión altimétrica de plataformas litorales ha ido aumentando y su número multiplicado por los solevantamientos recientes.

2.-Cordillera de la Costa

Las terrazas litorales están dominados por macizos costeros de varios centenares metros de altura y limitados por laderas muy abruptas. Están separados unos de otros por estrechas gargantas creadas por quebradas que desembocan en la costa Pacífica con laderas casi verticales de más de 400 metros de desnivel (PASKOFF, 1970).

“Estos macizos amigdaloides, dispuestos paralelamente a la costa actual, están constituidos también por rocas del complejo metamórfico antiguo, los macizos más elevados muestran sobre su cumbre una vegetación tupida de árboles verdes oscuros que asombra en este medio estepárico con color gris dominante que se deben bajo el espeso capuchón de nubes que los cubren al finalizar la tarde y durante la mañana” (PASKOFF, 1970).

Su cumbre estrecha, muestra un aplanamiento indiscutible donde, al menos en algunos lugares, las huellas de aplanamientos son reconocibles. Ningún depósito característico ha sido encontrado, debido a la dificultad de conservación de los clastos de rocas metamórficas. Observaciones en la parte somital del bloque Los Quemados, indica un cepillado típicamente marino ya que pone en evidencia detalles de la estructura como - cicatrices de fracturas- que sólo la acción de las olas puede limpiar con tanta fineza. El aplanamiento es anterior al plioceno superior, ese hecho permite situarlo en el máximo de la transgresión miocénica, datación apoyada por el paso lateral que se aprecia al Sur del río Limarí entre las más altas de las plataformas marinas y la superficie cepillada del macizo Los Loros (PASKOFF, 1970).

En suma, los macizos costeros son antiguos niveles marinos de abrasión energicamente sollevantados en *horst* monoclinales. El alzamiento principal ocurrió en el Plioceno (PASKOFF, 1970).

Los estudios de carácter geomorfológico que se han realizado en el sector de la bahía Tongoy y Barnes han puesto énfasis en los diferentes niveles de terrazas marinas que se han desarrollado en los alrededores durante la era Cenozoica, y el desarrollo de calcretas asociadas (PASKOFF, 1970; FERRANDO & MUÑOZ, 1977; OTA & PASKOFF, 1993; BENADO, 2000; OLIVARES, 2004; LE ROUX *et al.*, 2006; SAILLARD, 2008; SAILLARD *et al.*, 2009; PFEIFFER, 2011; PFEIFFER *et al.*, 2011).

Esta bahía se inserta en la clasificación de unidades regionales en la costa de Chile realizado por ARAYA-VERGARA (1976), donde define una serie de regiones de acuerdo a la existencia de formas características. El sector en estudio cabe en la clasificación de "Región de costas abrasivo y erosión tectónica con bahías lobuladas protegidas", donde las rocas graníticas se alternan constantemente con rocas blandas del Terciario y Cuaternario, lo cual proporciona una alta indentación a la costa e irregularidad en la línea litoral, la morfología predominante incluye la presencia de acantilados, terrazas marinas y bahías en herradura, siendo las primeras costas arenosas a nivel nacional en sentido Norte-Sur.

El sistema de cuenca-bahía constituye una forma de anfiteatro en la que se inscriben laderas graníticas y monoclinales. Junto a estas se ha depositado la cuenca cenozoica (HEINZE, 2003; EMPARÁN Y PINEDA, 2006) que corresponde a una llanura de más de 1000 km² rodeado por cordones de cerros.

Dentro del valle principal y bordeando la costa se expone una cubierta sedimentaria cenozoica continental (Formación Confluencia) y corresponden a gravas fluviales no consolidadas y a brechas aluviales (PASKOFF, 1970; RIVANO & SEPÚLVEDA, 1991), asociados a depósitos del río Limarí.

En lo que respecta a estudios geomorfológicos para bahía Tongoy y bahía Barnes destaca el trabajo de PASKOFF (1970), donde para el sector definió tres planicies escalonadas sobre la línea de costa actual, suavemente inclinadas hacia el oeste, que se

encuentran separadas entre sí por escarpes. En la descripción del área de Tongoy señalan como elemento principal del paisaje el nivel superior, caracterizado por costras calcáreas como evidencia de una antigua extensión marina, reflejada en los depósitos marinos consolidados de los paleo cordones de playa.

El autor señala que esta superficie está disectada por quebradas encajadas de varias decenas de metros con orientación SE al NW, correspondientes a valles de fondo plano y ancho. Por otra parte, describe dos niveles de terraza más, a 2 o 3 km. de la bahía actual de Tongoy. Además de estas observaciones el autor propone una secuencia de eventos de transgresiones y regresiones marinas que habrían dado paso a la formación del nivel superior. Además en la bahía Barnes se idéntica solo un nivel de terraza correspondiente a T2 (PASKOFF, 1970).

Con respecto a los análisis realizados sobre los niveles de terraza cabe destacar que desde los primeros estudios efectuados en el área de Tongoy las edades que se les atribuía eran por correlación topográfica con las terrazas marinas de la Herradura (Herradura I y II) y de la Serena (Serenense I y II) datadas por PASKOFF (1970) (Figura 8).

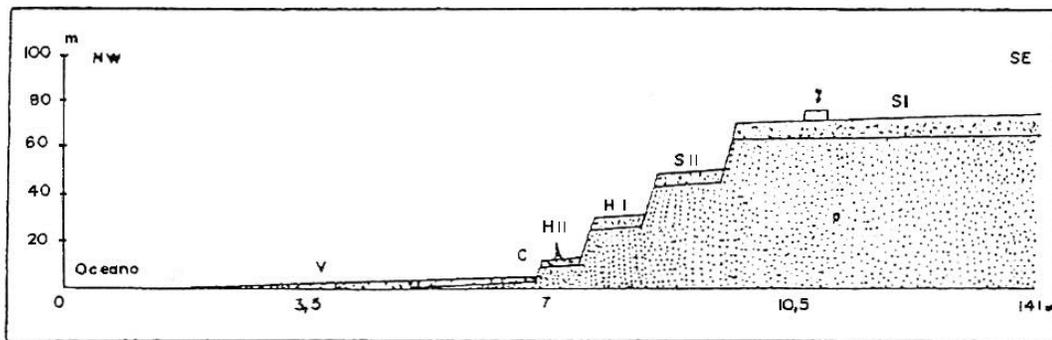


Figura 8: Perfil de niveles de terrazas marinas pliocuaternarias correlacionadas, sector Tongoy. P: Mioceno; SI; Sereniense I; SII: Sereniense II; HI: Herraduriense I; HII: Herraduriense II; C: Cachaguiense; V: Veguiense. Fuente: PASKOFF (1970).

Sin embargo trabajos más recientes han realizado dataciones en lugares más cercanos y continuos como en el sector de Altos de Talinay (SAILLARD, 2008; SAILLARD *et al.*, 2009) y dentro de la misma cuenca en estudio para los niveles más recientes (OTA & PASKOFF, 1993; OTA *et al.*, 1995). Por lo cual las edades consideradas para este trabajo serán las resumidas en la tabla 1.

Tabla 1: Edades para los niveles de terrazas marinas de la paleobahía de Tongoy y Barnes.

Terraza	Altitud al pie de escarpe (m)	Edad (ka)	Método	Referencia
TII	200	412	U-Th en fósiles marinos	SAILLARD(2008)
TIII	48	225	¹⁰ Be en Altos del Talinay	SAILLARD <i>et al.</i> (2009)
TIV	14	123	U-Th en fósiles marinos	SAILLARD (2008) OTA <i>et al.</i> , (1995)
TV	9	6	¹⁰ Be en Altos del Talinay	SAILLARD <i>et al.</i> , (2009) OTA & PASKOFF (1993)

Fuente: Extraído de PFEIFFER (2011).

Considerando estas observaciones, la distribución de los niveles de terraza serán los utilizados por PFEIFFER (2011). La figura 9 muestra los rasgos geomorfológicos generados por SAILLARD (2008), que indica los niveles de terraza de abrasión marina frente a la bahía de Tongoy y en el extremo norte de los Altos de Talinay.

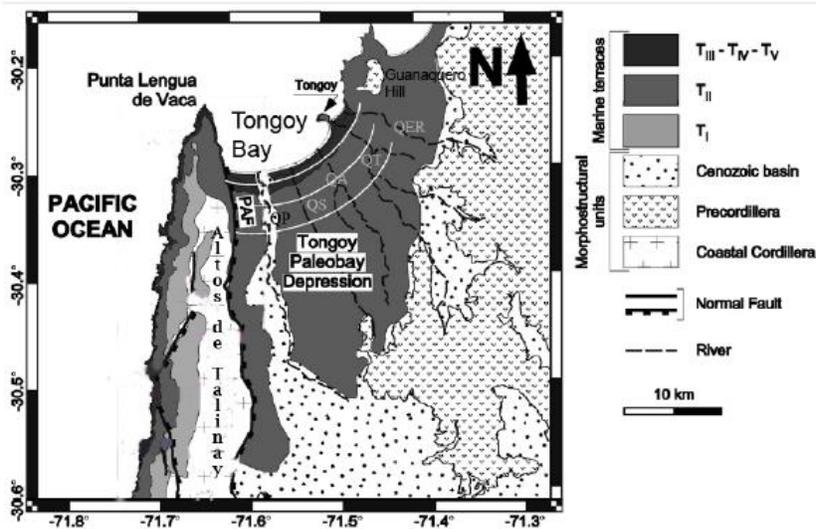


Figura 9: Rasgos geomorfológicos del área de Tongoy. Fuente: SAILLARD (2008).

En lo que respecta a las investigaciones realizadas en la franja litoral, donde se concentra este estudio, OTA & PASKOFF (1993) analizaron la evolución de la costa durante el Holoceno, definiendo velocidades de progradación del orden de 0,14 metros por año, otorgando una edad de 5.400 años a la playa holocena más antigua y una elevación de la costa entre 3 y 5 metros en diferentes sectores, además de mapear una serie de cordones de playa a lo largo de la bahía de Tongoy y Barnes como resultado de estos factores.

1.4 Objetivos

1.4.1 Objetivo general:

-Establecer las condiciones de transferencia de masa entre la desembocadura del río Limarí, bahía Tongoy y bahía Barnes. Región de Coquimbo, Chile.

1.4.2 Objetivos específicos:

-Identificar las formas de acumulación en el área de estudio que contribuyan a establecer las condiciones de transferencia de masas en el litoral.

-Establecer relaciones morfosedimentológicas a través del análisis, granulométrico, morfoscópico y mineralógico de las muestras recolectadas

-Analizar multitemporalmente los ambientes de depositación para reconocer la evolución de las formas esenciales en procesos de transferencia de masa.

1.5 Hipótesis de trabajo

Se establece que los aspectos de geodinámica interna, ya sean morfoestructurales y morfotectónicos influyen en la tasa de transferencia de masa de un subsistema a otro. Además, se debe asumir condiciones de precipitaciones esporádicas y concentradas que generarían fuerte impacto en la geodinámica exógena del semiárido propiciando inundaciones y remociones en masa afectando la evolución y dinámica de las formas. De acuerdo a lo que señala POMAR (1963), podrían ocurrir alteraciones de caudal y de sedimentos de los cursos de agua de la cuenca modificando en si la desembocadura y el aporte de transferencia de masa entre ellas, acreción o erosión de las playas arenosas, avance o estabilización de las dunas.

CAPÍTULO II. ESTADO DEL ASUNTO

2.1 Clasificación de costas

Las costas pueden ser consideradas en dos tipos, las costas bajas deposicionales, que representan el 20% de la línea de costa mundial y que comprenden formas como playas, dunas, lagunas litorales, marismas, estuarios y deltas. La segunda unidad es la conformada por las costas escarpadas y rocosas, esta unidad representa el 80% de los litorales marinos del mundo (CASTRO & MORALES, 2006).

En las costas de depositación predominan los procesos de reagrupamiento y estabilización de los sedimentos, siendo las playas y las dunas las formas más comunes. En este tipo de formas dominan los materiales desagregados, se encuentran en constante reajuste morfológico, poseyendo dinámicas muy cambiantes en corto período (SHORT, 1999).

Las unidades de costas erosivas incluyen a los acantilados y plataformas litorales. En este tipo de formas domina la erosión, presentando su desarrollo condicionado por las características estructurales y litológicas de los afloramientos costeros (BIRD, 2008).

En la naturaleza sin embargo, las olas nos son las únicas que erosionan las costas, se erosiona también por la acción de las mareas, condiciones sub-aéreas (como el clima) y la actividad biológica (HASLLET, 2009).

En este sentido CODIGNOTTO (1997), muestran los factores que modelan la costa y su clasificación de tipos de costas. De este modo existen cuatro factores o grupos interdependientes:

Factores del grupo I: Factores geológicos (estructura en el sentido geomorfológico).

Factores del grupo II: Factores propios del océano (olas, corrientes y mareas).

Factores del grupo III: Son propios de un sector de costa (acción eólica, acción fluvial y acción antrópica).

Factores del grupo IV: Oscilaciones del nivel del mar de orden global (cambio climático global) y oscilaciones del nivel mar de orden local (tectonismo y vulcanismo).

Junto a estos factores que modifican la costa CODIGNOTTO (1997) identificó las costas de progradación, las cuales están formadas por depósitos clásticos arenosos o gravosos con o sin bioclastos. Cada pulso de acreción queda representado morfológicamente por un depósito longitudinal levemente elevado (crestas de playa). Es

así que este proceso puede rellenar bahías de forma total o parcial CODIGNOTTO (1997).

2.2 Playas

Las playas son sistemas costeros que cubren dos terceras partes de las costas libre de hielo en todo el mundo (SHORT, 1999). Una playa está conformada por los sedimentos que ahí se depositan y la acción de las olas (KOMAR, 1976). Una clasificación cualitativa (tabla 2) se realiza con base en la altura/energía de la ola, clima de ola anual/estacional, tipo de ola, tamaño/composición de los sedimentos, rangos de la marea, clima y latitud (SHORT, 1999).

Tabla 2: Clasificación cualitativa general de playas.

Parámetro	Tipo de playa
Olas Altura/Energía Clima de ola anual	Alta- energía Baja energía Ola de tormenta Oleaje de la costa oeste protegida
Clima de ola estacional	Invierno/tormenta/corte Verano/oleaje/relleno
Tipo de ola	Oceánica/oleaje, mar, estuarina
Marea	Macro, meso, micro
Tamaño del sedimento	Roca, grava/guijarro, arena
Composición del sedimento	Cuarzo, Carbonato
Clima/latitud	Polar/alta Templada/media Tropical/baja

Fuente: Modificado de SHORT (1999), En: TORRES (2010).

Las playas están compuestas por materiales sueltos, no consolidados, maleables, sean de arenas y/o guijarros (HASLLET, 2009). En las playas opera la interacción de los agentes costeros (corrientes, mareas, vientos) (BIRD, 2008) en tal sentido que SHORT (1999) señala que una playa es la acumulación de sedimentos depositados por el oleaje, entre la profundidad máxima en la cual las olas pueden transportar material sedimentario hacia tierra (base de la ola), y el límite hacia tierra de la acción sub-aéreas de la ola y el transporte de sedimentos (límite de *swash*) (TORRES, 2010), por lo tanto las playas están sujetas a constantes cambio morfológicos y topográficos (CASTRO & MORALES, 2006).

2.3 Bahías

Desde el punto de vista de las bahías, SWEERS (1999) entiende por bahía, una costa arenosa entre dos puntos resistentes a la erosión (*headlands*) cuya orientación se va reajustando para dar lugar a un *beachface* más o menos perpendicular a la dirección principal de la onda, desempeñando la difracción y la refracción del oleaje un papel

importante, en donde las arenas son erosionadas al incidir las ondas refractadas en el extremo de la bahía (en los *headlands*) por la deriva de la playa, proceso que se conoce como desarrollo de una bahía, o también llamadas costa entre afloramientos rocosos (*headlands*, acantilados, rocas de playa) y estas pueden ser bahías expuestas o abrigadas, en función de la presencia de montículos y el grado de penetración de ondas en la bahía.

La fuente de alimentación es la de los ríos, el transporte litoral puede ser constante en caso de que exista una fuente continua de abastecimiento de arena alrededor de la deriva. Por lo que la bahía depende de la cantidad de sedimento que viene de mar de fondo o por la entrada de sedimento que trae un río en la bahía. Así también, la escala del equilibrio depende del comportamiento del clima de la onda, puesto que muchas bahías pueden no manifestarse en estado estático o de equilibrio, debido a estar en un estado dinámico con una fuente constante de sedimento proveniente del mar (*offshore*).

YASSO (1965), realizó mediciones en bahías de los Estados Unidos y demostró que existe relación entre estas costas y las playas en forma de zeta, ajustando el modelo de la espiral logarítmica. Teorías aplicadas 25 años después, hasta que HSU & EVANS (1989) desarrollaron la teoría de las formas parabólicas, relación más universal que permite el análisis de otras configuraciones litorales antes no cubiertas por la literatura.

Desde el punto de vista de la morfología, existen parámetros que afectan a las bahías, según BENEDET *et al.*, (1999), estos son dimensiones de *headlands*, orientación de la playa, configuración batimétrica, presencia de obstáculos costa afuera (islas pequeñas), fuente del sedimento, estructuras costeras, entre muchos otros. En la mayoría de los casos, las bahías con la presencia de un *headland* están en formas asimétricas, caracterizadas por una zona muy curvada y una zona transitoria suavemente curvada transformándose en rectilínea. Mientras que las bahías conformadas por dos *Headlands* tienen una curvatura distinta, una “doble curvatura” y una parte central de fondo, en la mitad de la bahía. El autor, plantea la aplicabilidad de la teoría de las formas parabólicas de bahía de HSU & EVANS (1989), aclarando la aplicabilidad y las limitaciones de estos modelos existentes en las bahías.

Con el objetivo de relacionar las formas en la bahía dentro del marco de estructuras costeras en bahías con doble curvatura, bahías en equilibrio dinámico y bahías en equilibrio estático complejo, aplicando la teoría de la ecuación parabólica en bahías. Las bahías limitadas por un *headland* (SWEERS, 1999), se pueden clasificar de equilibrio estático o equilibrio dinámico, una bahía de equilibrio estático es aquella que cuenta con una deriva litoral que genera casi nula entrada y salida de sedimento, en esta playa existen procesos de difracción, las ondas alrededor de la formación rocosa costera y se disipan deriva abajo.

Por lo tanto, estas bahías, son aquellas que mantienen su localización del litoral sin ninguna entrada significativa de sedimento, siendo ambientes deseables desde el punto de vista, turístico y portuario. En cambio, las bahías en equilibrio dinámico, son aquellas

que generalmente tienen alta dinámica de entrada y salida de sedimento, son activas debido a, la entrada de agua y sedimento a la célula (bahía), a la existencia de un río, y cuando los límites *headlands* son de dimensiones poco significativas, permitiendo el transporte del sedimento. Este hecho también se puede ver impulsado por la intervención humana.

En materia de la conformación morfoestructural del borde costero, SOTO (2005) señala que este aspecto, se ve determinado por la variabilidad de formas como líneas litorales arenosas, procesos oceanográficos y morfológicos, que inciden en sus dinámicas espaciales y temporales.

Desde el punto de vista morfológico, las líneas de costa con presencia de una saliente rocosa constituyen el factor morfotectónico y estructural incidente en la evolución de éstas, donde el *headland*, corresponde al punto cero de una bahía, presentando un efecto de protección que resulta en una distribución sistemática de la energía de onda, influida por el efecto de protección de la saliente rocosa dura. La conformación geológica, los procesos ocurridos durante el cuaternario, la curvatura de la bahía, tipo de zona de rompiente y la posición relativa del litoral son condiciones geográficas que permiten explicar la presencia, distribución y variabilidad de formas de ensenadas, tal como presencia, dinámica de dunas y relación con el litoral cercano, por lo que se toman estos factores para entender los procesos que ocurren en el litoral como un sistema.

2.4 Ambiente de desembocadura

El conocimiento de los ambientes de los sistemas de desembocadura y ambientes estuariales, y de los procesos asociados visto desde el punto de la ciencia geomorfológica en Chile, se concentra en los aportes de ARAYA-VERGARA (1970, 1978, 1981) para el caso del semiárido.

De acuerdo con el trabajo realizado por PRITCHARD (1967) contempla una definición de *estuario* aceptada por los especialistas: lo define como un cuerpo de aguas costero que tiene una conexión libre con el mar abierto y desde el cual el agua de mar es mesurablemente diluida con agua dulce, derivada del drenaje continental.

Una de las conclusiones encontradas por ARAYA-VERGARA (1981, 1982) en Chile central, se refiere a la fuerte influencia morfo climática que parece delimitar el dominio de estos ambientes de desembocadura. Estos ambientes han sido los más estudiados desde la perspectiva geodinámica y en donde el modelo ha sido aplicado, los que corresponden preferentemente a Chile central, habiendo poca información respecto de los sistemas de desembocadura asociados al semiárido, pero ARRIAGADA (2009) realiza una geomorfología estuarial comparada en la zona semiárida de Chile. Casos de Copiapó y Choapa.

La influencia morfo climática del ambiente de desembocadura del Limarí, corresponde a zona de las rías progradadas. Éstas coinciden con las condiciones semiáridas del Norte

Chico, desde el río Copiapó (27° 20' lat. S.) hasta el Maipo inclusive (33° 47' lat. S.). estas paleo-rías determinadas por PASKOFF (1970 en ARAYA-VERGARA, 1982) muestran un relleno más perfecto poco ponderado por el sistema fluvial actual. Ello refleja a su vez la carga sólida superior que se atribuye a los ríos de zonas semiáridas.

Estas contienen una laguna distal semibloqueada por barrera litoral o flecha exterior. Las flechas se identifican con los aportes de la deriva litoral (en el caso de las costas chilenas, ésta tiene un sentido de Sur a Norte), la cual transporta sedimentos de la prolongación del cordón litoral existe más al Sur; las olas empujan estos sedimentos hacia la costa en forma de flecha, con su punta libre dando cara al oleaje y alargada en el mismo sentido que la playa de la que procede los materiales. Su curvatura a modo de gancho hacia el interior de la entrante, se explica por la refracción del oleaje.

2.5 Sistema dunar

El estudio de la evolución de sistemas costeros, no sólo debe incluir la caracterización de las desembocaduras, sino que también debe incorporar el comportamiento y evolución de la masa dunar asociada al sistema. Este aspecto es relevante por cuanto son indicadores de aportes de sedimentos y de la dinámica propia de los ambientes costeros en general, y de los sistemas de desembocaduras en particular (ARRIAGADA *et al.*, 2008; SOTO *et al.*, 2009).

Dentro de este aspecto, AQUEVEQUE (2008) señala el desarrollo de tres principales generaciones de dunas –antiguas, medias y modernas-, las cuales se encuentran dominadas por los grados de evolución y morfología, denominado *continuum dunar* (Figura 10).

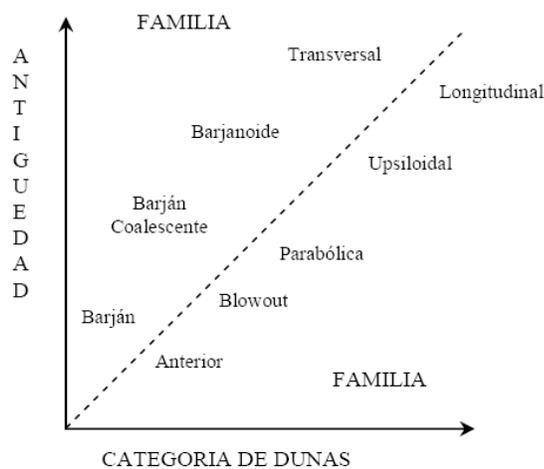


Figura 10: Evolución continuum dunar. Fuente: AQUEVEQUE (2008).

Así mismo, ARAYA VERGARA (1987) adopta el término de *transmudación* a la variación espacial del sistema dunar, y *transmutación*, al cambio en la morfología del sistema dunar.

De esta manera, el balance de masa interno y externo de una playa, se explica por la orientación de la playa, así como también el tipo de zona de rompiente (ARAYA VERGARA, 1987, 1996). Ello ha sido comprobado en estudios genéticos-evolutivos de cinturones de barjanes, de categorías de cambios dunares y del sistema de interacción oleaje-playa en grandes ensenadas.

Ante esta situación, se debiera esperar que en su evolución los sistemas dunares aledaños a los sistemas lagunares presenten una variación en la masa dunar, apoyado en la dinámica y en el aporte asociado a la desembocadura.

2.6 Hidrodinámica costera

En la actualidad, hay una tendencia creciente al uso de modelos numéricos predictivos de los procesos hidrodinámicos, morfodinámicos y de evolución costera, como soporte de decisiones en las obras de ingeniería y administración de recursos costeros. Entre los principales factores en la hidrodinámica, se puede mencionar el comportamiento de las ondas, cuando se acercan a la costa, en conjunto con el transporte de sedimentos hacia éstas, aspectos determinantes en la evolución, geometría y composición de las playas (SWEERS, 1999).

Además, es preciso mencionar que las ondas comúnmente se comportan en función de la dirección del viento, es decir, primero el viento genera un oleaje con un espectro amplio de alturas de ola y longitudes (frecuencias). La altura de ola se asocia directamente, con la velocidad y duración del viento, así como de la extensión del área de generación (*Fetch*) a una velocidad que está en función de la longitud de la onda, a eso se le denomina como oleaje *swell* o mar de fondo (KOMAR, 1998).

El autor señala, que una vez generado el oleaje, este se propagará a través del océano, el oleaje paulatinamente se reagrupa y se transforma a medida que disminuye la profundidad, hasta llegar a la costa, finalmente la ola se deforma, dejando de ser sinusoidal, para tomar una forma asimétrica, el pico de las crestas se vuelve más agudo, los senos se vuelven más planos y más prolongados, de manera que al entrar en bajas profundidades (cercanas a la costa), la asimetría de la onda es muy pronunciada con escaso seno hasta desaparecer, llegando eventualmente a ser toda la onda sólo cresta, alcanzando la playa con la deformación al máximo, generándose el quiebre de la onda (Figura 11), fenómeno ampliamente descrito también por la teoría de ondas de STOKES (TEMAM, 1985).

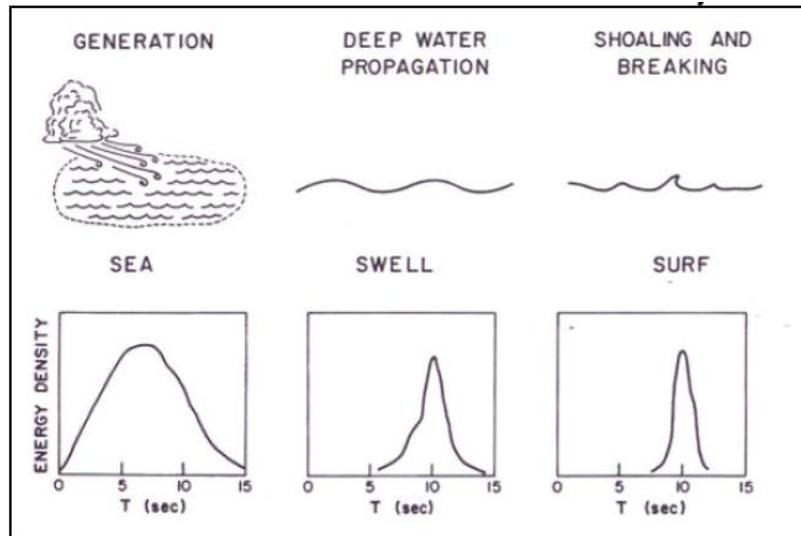


Figura 11: Desarrollo de oleaje. KOMAR (1998).

A medida que aumenta la distancia con respecto al área de generación, el espectro se hace más estrecho.

Durante la propagación, la onda puede encontrarse con obstáculos, tales como, penínsulas, obras marítimas, islotes, entre otros, que provocan una profunda modificación de la onda incidente, tales como, quiebre, refracción, difracción, reflexión (SWEERS, 1999).

2.7 Circulación atmosférica y oceanográfica de gran escala

La circulación de aguas superficiales en los océanos es conducida por la respuesta de las masas de agua a los patrones de circulación atmosféricos y a la forma de las cuencas oceánicas. Los patrones de circulación atmosféricos, en términos generales, es una respuesta del sistema atmosférico al distinto campo de radiación solar que recibe la superficie terrestre. Dos patrones de circulación principales se pueden resaltar para la zona de estudio: los vientos alisios en latitudes bajas y los vientos del oeste en latitudes medias (30°-60°) (AVILÉS, 2016).

Los vientos alisios se mueven en superficie de forma diagonal de este a oeste, mientras que los vientos del oeste se mueven en superficie en diagonal de oeste a este en latitudes medias. En ambos casos este patrón está influenciado por el anticiclón subtropical en sus flancos norte y sur, respectivamente (AVILÉS, 2016). Este anticiclón, que somete a gran parte del margen oeste de América del Sur a una gran estabilidad atmosférica, es un centro de altas presiones originado por la subsidencia de aire relativamente seco y frío proveniente de la parte superior de la nubosidad convectiva asociada a la Zona de Convergencia Intertropical (ZCI) (STRUB *et al.*, 1998).

El proceso de descenso de aire relativamente seco, que caracteriza al ASPS inhibe el desarrollo de nubosidad, que, sumado a su influencia permanente en el norte de Chile, es la razón principal que explica la semiáridéz de la zona de estudio.

Hacia el sur, el APSO se encuentra con los Vientos del Oeste (bajas presiones), con isobaras que se orientan en dirección este-oeste, y donde el viento sopla en promedio desde el oeste favoreciendo el desarrollo de precipitaciones en el continente chileno. Durante el invierno austral, la influencia promedio del ASPS se desplaza hasta los 28°S, permitiendo el ingreso entre los meses de mayo y agosto de precipitaciones de origen frontal o post-frontal (ANTONIOLETTI *et al.*, 1972).

Su influencia y desplazamiento durante todo el año limita o atenúa el desplazamiento hacia el norte de perturbaciones frontales provenientes del cinturón de los vientos del oeste en latitudes medias y altas, rigiendo el ciclo anual de lluvias en la costa semiárida, las cuales se concentran durante el invierno y son casi inexistentes durante el verano (FUENZALIDA, 1982).

2.7.1 Sistema de la Corriente de Humboldt

La circulación atmosférica superficial del APSO, específicamente los vientos alisios, impulsa el sistema de la corriente de Humboldt, que es un gran y extenso sistema de corrientes marinas que se extiende por más de 1000 kilómetros mar adentro. A gran escala, las corrientes (Figura 12) que circulan hacia el norte en la costa de Chile provienen de la “Corriente Circumpolar Antártica” o “Deriva de Vientos del Oeste” (West-Wind Drift; WWD), la que se divide en una corriente hacia el Ecuador (Corriente de Perú-Chile; Perú-Chile Current; PCC) y otra hacia el polo (Corriente del Cabo de Hornos; Cape Horn Current; CHC) (Figura 12). A su vez, la corriente de Perú-Chile (PCC) se divide en dos ramas: una que circula próxima a la costa (Corriente Costera; Chile Coastal Current; CCC), que está asociada a los sistemas de surgencia costeros; y la Corriente de Perú-Chile propiamente tal, que circula más lejos de la costa y por lo tanto tiene poco efecto sobre las corrientes costeras (STRUB *et al.*, 1998).

Este fenómeno de surgencia ocurre principalmente en el límite este de las cuencas oceánicas, en las regiones subtropicales donde el viento dirige masas de agua hacia el Ecuador, a través del transporte de *Ekman* (AVILÉS, 2016).

A lo largo de la costa chilena existen varios puntos en que la surgencia es intensa producto de condiciones topográficas favorables para el desarrollo máximo de vientos costeros del sur (RAHN *et al.*, 2011), y donde Punta Lengua de Vaca (30°S) es uno de los lugares donde la surgencia costera es realmente significativa (FIGUEROA & MOFFAT, 2000).

Condiciones de transferencia de masa entre la desembocadura del río Limarí, bahía Tongoy y bahía Barnes. Región de Coquimbo, Chile.

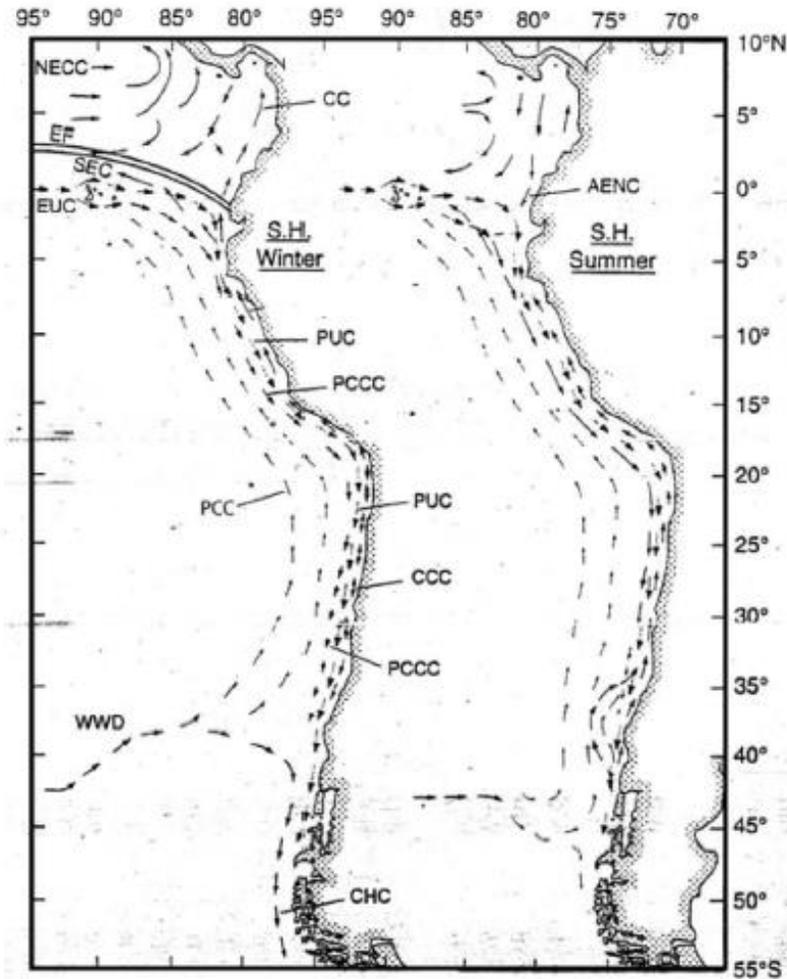


Figura 12: Corrientes en el borde oeste de Sudamérica durante el invierno (izquierda) y verano (derecha). WWD: West Wind Drift; PCCC: Perú-Chile Counter Current; PUC: Perú Undercurrent; PCC: Perú-Chile Current; CCC: Chile Coastal Current; CHC: Cape Horn Current. FUENTE: STRUB *et al.*, (1998).

Esta fuerte surgencia alza nutrientes de las profundidades, alza aguas profundas frías desde las Aguas Ecuatoriales Sub-superficiales (STRUB *et al.*, 1998), y favoreciendo la gran producción primaria a lo largo de las costas de Chile. El área de estudio se ve favorecida por una surgencia permanente.

2.7.2 Interacción El Niño – Oscilación del Sur (ENSO)

El patrón de circulación El Niño interrumpe la circulación normal del Océano Pacífico a intervalos irregulares de 2 a 7 años. Las temperaturas más bajas no El Niño resultan de la surgencia producida por los fuertes vientos del oeste en invierno y primavera austral (agosto). Estos vientos del sur conducen aguas superficiales cálidas de la costa de

Sudamérica hacia el oeste, y alza aguas profundas de baja temperatura y giran hacia el oeste cerca del Ecuador y conducen aguas superficiales cálidas al suroeste. Años no El Niño son secos en la costa de Sudamérica porque las aguas surgentes son una pobre fuente de vapor de agua para la atmósfera (RUDDIMAN, 2009).

El Niño y la Oscilación del Sur están vinculados y se le denomina ENSO. Durante años El Niño, con temperaturas oceánicas cálidas y gran precipitación en Perú, se genera, en cambio sequía y altas presiones en el norte de Australia, y alta precipitación y baja presión en el centro-sur del Pacífico. Esta vinculación entre los dos sistemas ocurre en la atmósfera baja y en el océano superior.

Hoy en día, se ha propuesto un nuevo fenómeno del Niño llamado El Niño *Modoki*, Pseudo El Niño, El Niño Central o el Niño Pacífico Central, que difiere del Niño convencional por el aumento de la temperatura oceánica superficial en el Pacífico Central, el cual estaría limitado por el enfriamiento anómalo al este y al oeste, asociada a distintos patrones de convección atmosférica (ASHOK & YAMAGATA, 2009; YU & GIESE, 2013). Eventos El Niño *Modoki* se han observado desde fines de los años 70 (ASHOK *et al.*, 2007) y se ha propuesto que el aumento de la frecuencia de condiciones *Modoki* están relacionadas con el calentamiento global, y que estos eventos en el Pacífico central ocurrirán más frecuentemente si el calentamiento global aumenta (YEH *et al.*, 2009).

En la costa subtropical del Chile, el fenómeno de El Niño genera el debilitamiento del Anticiclón Subtropical de Pacífico Suroriental y, en respuesta a un patrón de teleconexión trópico-extratropical PSA originado en la convección anómala sobre el Pacífico ecuatorial central, también se produce la persistencia o alta frecuencia de anticiclones de bloqueo al oeste de la Península Antártica (RUTLANT, 2004 en AVARIAS *et al.*, 2004), conduciendo la trayectoria de las tormentas hacia latitudes menores de las habituales y permitiendo la ciclogénesis e incursiones de estos frentes a lo largo de la costa central y semiárida de Chile (RUTLANT & FUENZALIDA, 1991; MONTECINOS & ACEITUNO, 2003).

Los criterios que usualmente se emplean para estudiar su intensidad son: El tamaño de las precipitaciones e inundaciones, la destrucción del terreno, la intensidad de los temporales, la subida de la temperatura de las aguas de los litorales, la subida del nivel de las aguas litorales y la subida del nivel de las aguas litorales (QUINN *et al.*, 1987). En el aspecto hidrológico, URIARTE (2010) menciona que El Niño provoca fuertes lluvias en regiones que son en tiempos normales extremadamente áridas. Las precipitaciones son fomentadas por la alta evaporación en el mar, cuyas aguas superficiales registran temperaturas varios grados superiores a las normales. La clasificación según intensidad va desde débilmente moderado a muy fuerte, pasando por moderados y fuertes (MÖRNER, 1985; 1992), además propone una categoría que sobrepasa a la muy fuerte, la cual denomina Super, también menciona la posible existencia de los Mega-ENSO de una fuerza catastrófica.

En la tabla 3 se muestra la clasificación de los tipos de ENSO, el periodo de ocurrencia y cada cuanto tiempo se presentan según MÖRNER (1992).

Condiciones de transferencia de masa entre la desembocadura del río Limarí, bahía Tongoy y bahía Barnes. Región de Coquimbo, Chile.

Tabla 3: Clasificación de los tipos de eventos ENSO

Eventos	Tiempo en el cual se presentan (años)	Época en la cual ocurren u ocurrieron
El Niño-ENSO	1 a 3	Este siglo también en el Holoceno
Super-ENSO	Hasta 100 – 150	Durante el Holoceno (unos 16 eventos)
Mega-ENSO	Hasta 1.000	13.5 a 9.5 Ka
Ausencia/presencia	104 – 105	Cambios de largo plazo, ciclo de Milankovitch

Fuente: MÖRNER (1992).

CAPÍTULO III. METODOLOGÍA

3.1 Materiales y métodos para el objetivo 1

Los antecedentes geomorfológicos corresponden a los trabajos realizados por PASKOFF, 1970; PFEIFFER, 2011; PFEIFFER *et al.*, 2011; SAILLARD, 2008; LAGOS, 2013. Además los antecedentes geológicos son sustentados en la carta geológica de Ovalle-Peñablanca escala 1:100.000 de EMPARÁN (2008) para el área de estudio de la desembocadura del río Limarí y para la bahía Tongoy y bahía Barnes se utilizó la carta geológica de Andacollo-Puerto Aldea escala 1:100.000 de EMPARÁN & PINEDA (2006).

Para el análisis de la cuenca del río Limarí se utilizaron las siguientes cartas geológicas:

Carta Geológica de Chile escala 1:500.000: Hoja Ovalle (THOMAS, 1967).

Cartas Geológicas de Chile escala 1:250000: Hoja Illapel. (RIVANO & SEPULVEDA, 1991); Hoja Pisco-Elqui (MOPODOZIS & CORNEJO, 1988).

Cartas Geológicas de Chile escala 1:100.000: Hoja Vicuña- Pichasca. (PINEDA & EMPARÁN, 2006); Hoja Monte Patria (PINEDA, 2008).

Además de la utilización de programas digitales como: Google earth, los Sistemas de Información Geográfica (SIG) global mapper V.13 y arcgis 10.1, para el procesamiento y elaboración de la carta geomorfológica, y del software google satellite maps downloadres V.6981.

Con los materiales antes mencionados, uno de los primeros pasos a seguir y como fase de aproximación al área de estudio, se utilizó la plataforma google earth, con el fin de construir una imagen general del sector.

Después se procedió a la etapa de revisión bibliográfica, revisando publicaciones, tesis y libros que se relacionan con ambientes de desembocadura y ambiente de playa.

Para la etapa de cartografía de las unidades geomorfológicas, se utilizaron dos programas, el primero fue el global mapper V13, con este software se transcribieron las unidades geológicas correspondientes a la carta geológica digital del SERNAGEOMIN escala 1.100.000, y a las unidades geomorfológicas que fueron identificadas mediante la fotointerpretación de la imagen satelital del google earth.

En esta etapa se utilizó como información base, la carta topográfica del IGM escala 1:50.000 correspondiente a la sección de Salala, donde se obtuvo información relacionada a las curvas de nivel, topónimos y red hídrica. Después se procedió a la edición de las unidades geológicas y geomorfológicas mediante el software SIG ArcGis 10.1, obteniendo la cartografía preliminar del área de estudio.

La segunda etapa correspondió al levantamiento de información en terreno. Esta consistió en el reconocimiento y validación de los componentes estructurales, litológicos y formas características de la zona distal o estuarial, en el que se identificó la laguna litoral, flecha litoral y terrazas marinas, además de formas dunares.

Para el reconocimiento de las formas esenciales vinculadas al sistema de desembocadura del río Limarí se llevó a cabo sustentado en los siguientes conceptos morfológicos de la teoría. Se consideró como base conceptual la sistematización de ARAYA-VERGARA (1981), y los trabajos realizados por ARRIAGADA (2005, 2009), tomando en cuenta las formas esenciales identificadas en la desembocadura como lo son la laguna litoral y la flecha litoral.

Para la clasificación dunar en las playas arenosas de los tres subsistemas se identificó la evolución de las familias dunares a través las cuales se clasificaron de acuerdo a las nociones de secuencia (VERSTAPPEN, 1972) y de continuum dunaris (ARAYA-VERGARA, 1986, 1987). El comportamiento y evolución de la masa dunar asociada al sistema es relevante por cuanto son indicadores de aportes de sedimentos y de la dinámica propia de los ambientes de desembocadura (ARRIAGADA *et al.*, 2008; SOTO *et al.*, 2009; ARRIAGADA *et al.*, 2014).

3.2 Materiales y métodos para el objetivo 2

Para el desarrollo del segundo objetivo en primer lugar se elaboró un plan de recolección de muestras sedimentológicas las cuales fueron realizadas en tres campañas de terreno, las cuales fueron elegidas teniendo en consideración la dinámica del tiempo, debido a las diferentes transformaciones durante las estaciones del año, con una notoria agudización en invierno.

Las muestras recolectadas corresponderán a los tres subsistemas que conforman parte de la sección sur de la gran ensenada de Coquimbo y que corresponde a: desembocadura del río Limarí, Bahía Tongoy y Barnes. Además, se incluyen muestras recolectadas en los afluentes del río Limarí, aguas arriba del embalse Recoleta, La Paloma y Cogotí. Las muestras corresponderán a las diferentes formas de acumulación que establezcan las condiciones de transferencia de masa entre los diferentes subsistemas y que correspondan a playas arenosas, campos dunares y depósitos fluviales.

Las fechas de las campañas de terreno fueron:

El primero terreno fue realizado en el mes de noviembre del 2013, en esa oportunidad se recolectaron muestras procedente de playa, correspondiente a la zona proximal, media y distal de la ensenada del Limarí, bahía Tongoy y bahía Barnes.

El segundo terreno fue realizado en el mes de Enero del 2014, y se recolectaron muestras procedentes de bancos laterales fluviales de la desembocadura del río Limarí.

El tercer terreno se realizó en junio del 2014, y se recolectaron muestras correspondientes a los afluentes del río Limarí del tipo depósito fluvial, las cuales fueron recolectadas aguas abajo del río Hurtado; aguas abajo del río Grande; aguas abajo del río Cogotí y Combarbalá. Además, se recolectó arena procedente de cordones holocénicos y dunas transversales en la bahía Tongoy. En la bahía Barnes se recolectó muestras de cordones holocénicos y dunas parabólicas con tendencia a la longitudinalidad. La cantidad de muestra recolectada es de 400 gr. fijada con GPS correspondiente y su tipo de forma de acumulación (Figura 13).



Figura 13: Recolección de muestra. Proyecto FONDECYT N° 1120234

Una vez terminado el plan de recolección de muestras se procedió al análisis sedimentológico, con el fin de analizar la granulometría, mineralogía y morfoscopia. Se realizó el análisis granulométrico según los procedimientos de distribución textural de WENTWORTH (1922) (tabla 4) y los índices de selección y simetría (PETTTJOHN, 1963). La morfoscopia de arenas se realizó con las texturas con mayor concentración, y se consideraron los aspectos de esfericidad y redondez del grano de arena (PETTIJOHN, 1963).

Para esto fue necesario utilizar las instalaciones del laboratorio de suelos:

El primer ejercicio a realizar fue poner las pequeñas muestras de arena sin tamizar bajo el objetivo de un microscopio binocular estereoscópico: de depósito fluvial, banco fluvial, cordón holocénico, duna o playa. Luego Comparar sus aspectos con las categorías de clasificación de la (Figura 14). Además de observar el estado de la muestra antes de proceder a la separación granulométrica.

Condiciones de transferencia de masa entre la desembocadura del río Limarí, bahía Tongoy y bahía Barnes. Región de Coquimbo, Chile.

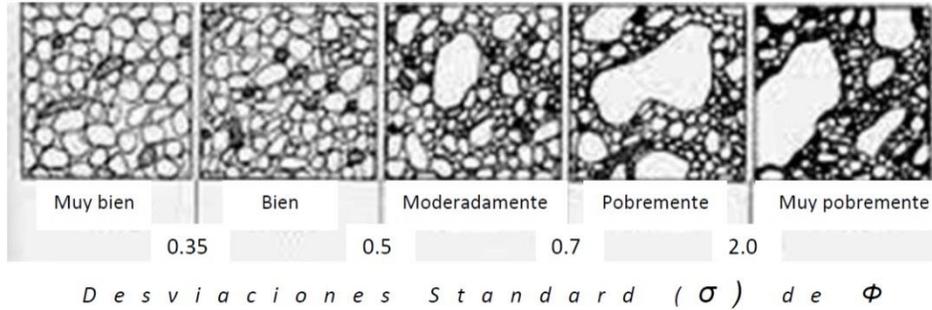


Figura 14: Grados de clasificación granulométrica de arenas visto en microscopio binocular estereoscópico y Desviaciones Standard en unidades ϕ (COMPTON, 1962).

Tabla 4: Escala Granulométrica

Tamaño μ	Grado granulométrico
2000 - 1000	Arena muy gruesa
1000 - 500	Arena gruesa
500 - 250	Arena media
250 - 125	Arena fina
125 - 63	Arena muy fina

Fuente: WENTWORTH (1922).

Además, desde el punto de vista granulométrico se estableció que la arena se encuentra en el rango de tamaño entre 2000 y 63 μ , es decir entre arena muy gruesa y arena muy fina (Tabla 5).

La tabla 5 ayuda a vislumbrar los posibles grados granulométricos contenidos en la muestra y el procedimiento necesario para estudiar la distribución granulométrica. Para la separación de una muestra de arena pura debe disponerse de una colección de cinco tamices con las aberturas de las mallas concordantes con los diámetros indicados en la tabla 4 y una balanza de precisión mínima de 0,1 gr.

Tabla 5: Diferencia entre arena y los grados granulométricos vecinos.

Tamaño μ o mm	Grado granulométrico WENTWORTH
8 - 4 mm	Gránulos gruesos
4 - 2 mm	Gránulos finos
2000 - 63 μ	Arena
63 - 4 μ	Limo
< 4 μ	Arcilla

Fuente: WENTWORTH (1922).

Separación granulométrica de arenas.

Procedencia del material: comúnmente arena de duna o de playa moderna.

Equipo necesario: juego de tamices con abertura de malla de 1000, 500, 250, 125, 63 μ .; balanza con precisión mínima de 0.1 gramo, cápsulas de porcelana grande, ficha normalizada.

Procedimientos:

La muestra original debe estar seca al aire o bien al horno, si es que originalmente está húmeda; pesar 50 gramos de muestra seca, colocarlos en las columnas de tamices limpios y ordenados según abertura de malla decreciente hacia abajo; cerrar herméticamente la tamizadora; tamizar por 10 a 15 minutos, según se trate de arenas gruesas o finas respectivamente; vaciar cuidadosamente los contenidos de cada tamiz en sendas bolsitas de papel de igual peso entre sí, previamente identificadas con el n° de muestra y la abertura de malla en μ ; pesar cada una y anotar el peso de cada bolsita; anotar los datos en la ficha normalizada; pesar acumulativamente los contenidos de cada grado granulométrico, siguiendo aberturas de malla crecientes, desde 63 μ hacia arriba y anotar los pesos acumulados en la ficha normalizada; calcular los porcentajes acumulados de abajo hacia arriba.

Análisis estadístico de la granulometría de arenas

Frecuencia acumulativa: usando la ficha normalizada de la acumulación porcentual se realiza desde arena muy fina (125-63 μ) a arena muy gruesa (2000-1000 μ), debido a la norma estadística que indica que la fabricación de frecuencia acumulada debe culminar a la derecha en el valor más alto de la distribución. Las coordenadas deben ser semi-logarítmicas, porque hay gran diferencia de tamaño entre arena muy fina y arena gruesa, ya que los grados granulométricos están separados por una razón de 2.

Interpretación de la curva

Visualización cualitativa de la curva. Hay tres tipos principales de curva: sigmoidal, parabólica y sensiblemente rectilínea. La curva sigmoidal refleja sedimentación libre, en que la arena es depositada como arena pura o con muy poca mezcla con sedimentos mayores o menores que ella (Ej.: en banco arenoso abandonado en decrecida fluvial). La curva parabólica señala relación gradada, ya sea con sedimentos más gruesos que arena (curva en forma de J) o más finos que ella (J invertida); ej. a partir de flujo turbulento sin limo ni arcilla. La curva sensiblemente rectilínea representa acumulación forzada, en que la arena es depositada mezclada con materiales más finos y más gruesos que ella; atraviesa la cuadrícula en forma diagonal (Ej.: diamicton masivo glacial o derivado de flujos rápidos).

Para la Interpretación con el uso de parámetros estadísticos una modalidad muy usada consiste en el empleo de los coeficientes de TRASK (1968). Mediante el coeficiente de selección (sorting), $So = \sqrt{Q3/Q1}$, se establece el grado de clasificación de los sedimentos. Su aplicación debe acompañarse de un índice de significación del coeficiente. Por su parte, el coeficiente de simetría (skewness), $Sk = \sqrt{Q1 \times Q3 / Md^2}$, indica la ubicación del modo con respecto a la mediana (Md). Como índice de significación, si Sk es 1, el modo está centrado en la mediana; si Sk es inferior a 1, el modo está sobre la mediana. Lo contrario sucede si el coeficiente es superior a 1. O sea, cuanto mayor es la diferencia con 1, más asimétrica es la distribución.

La frecuencia acumulada en este tratamiento sólo es aplicada a las arenas, cuyos límites de tamaño son conocidos. Estadísticamente, una curva de porcentajes acumulados debe extenderse necesariamente de 0 a 100 %. Si se incluye la cantidad de limos y arcillas en la representación, se advierte que estas últimas carecen de un límite inferior en tamaño de grano conocido, dado que de ellas se conoce sólo su tamaño superior (4μ , según la clasificación de WENTWORT, 1922). La determinación de proporciones de limos y arcillas con respecto a las arenas debe establecerse por procedimientos distintos. Consecuentemente, los índices de significación del coeficiente So usados para curvas de arenas puras son notoriamente diferentes a los establecidos por TRASK (1932) usados para arenas con mezclas de limos y arcillas. Más antecedentes sobre el uso de parámetros hay en FOLK (1966).

Forma y textura superficial de los granos de arena

Equipamiento

En terreno Lupa de 20 a 30 aumentos; papel blanco u oscuro según el color general la arena; basada en POWERS (1953).

En laboratorio: Microscopio binocular estereoscópico con 10 a 200 aumentos según el tamaño del material; guía de POWER (1953) (Figura 15); vidrio de reloj o porta-objeto;

Condiciones de transferencia de masa entre la desembocadura del río Limarí, bahía Tongoy y bahía Barnes. Región de Coquimbo, Chile.

papel blanco o de color según el color del material (contraste); ficha de laboratorio para la identificación; gráfico de ciclos de arena de SIEVERS (1988) (Figura 16).

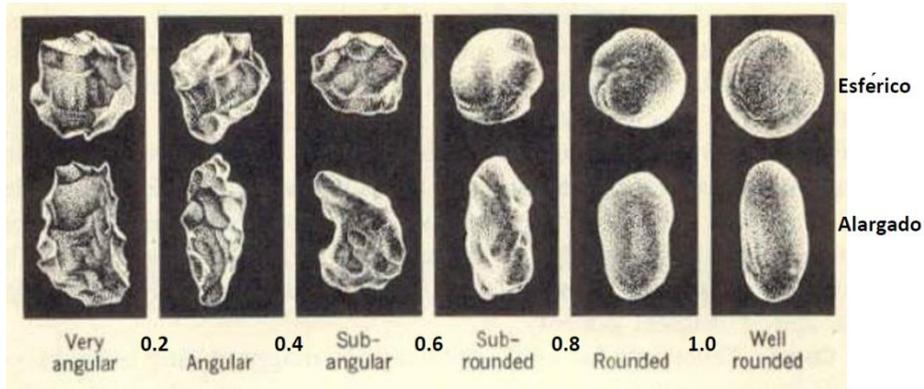


Figura 15: Formas de granos de arena, según el sistema de POWERS (1953), modificado en STEFAN (2007-2011).

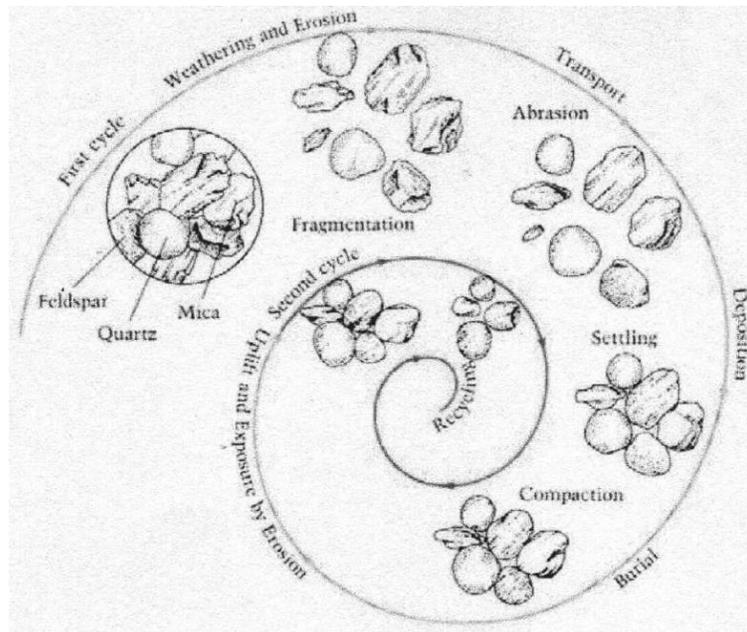


Figura 16: Ciclos evolutivos de granos de arena. SIEVERS (1988).

Textura superficial

Esta propiedad se define según tres categorías: mate (sin brillo a la luz incidente); brillante (brilla a la luz incidente; superficie natural (brillo original del mineral o partícula de roca). El criterio para especificar entre el brillo por desgaste con pulimiento y la superficie natural es el siguiente: si un grano es brillante y anguloso, su brillo es natural u original; si un grano es brillante y sub-anguloso a redondeado, es simplemente brillante por desgaste

y pulimiento. Por otro lado, si un grano es mate, solo refleja desgaste y abrasión, pero no pulimiento. Las categorías descritas pueden darse en granos con superficie suave o rugosa, por lo cual conviene tener presente la clasificación de KRUMBEIN & PETTIJOHN (1938) (Tabla 6).

Tabla 6: Superficies texturales de granos de arena

Puede ser suave o rugosa	A. Mate	B. Pulida (brillante)
Puede ser mate o pulida (brillante)	C. Suave	D. Rugosa: 1. Estriada; 2. Áspera; 3. Hoyosa

. Fuente: KRUMBEIN & PETTIJOHN (1938).

Mineralogía

La composición mineralógica es una propiedad física que puede determinar la clasificación específica de la muestra estudiada. Además, puede dar una idea del área de origen y la distancia a la fuente de aporte. La composición mineralógica depende de la litología del área fuente, la resistencia de los minerales a la meteorización, el tiempo y la distancia de transporte de fragmentos, la resistencia del mineral a la abrasión y de las condiciones del ambiente de depositación en que los fragmentos son sedimentados. Los datos mineralógicos se utilizarán principalmente para monitorear la influencia que tiene la geología del basamento rocoso, se analizó la composición mineralógica de las muestras de sedimentos recolectados.

Una vez efectuado el tamizaje de las muestras, se enviaron estas a un laboratorio externo especializado en este tipo de cortes, una porción de cada muestra para la elaboración de briquetas aptas para el análisis con microscopía óptica mediante luz transmitida. La realización de estas briquetas demoró entre 15 a 20 días.

Posteriormente se procedió con el análisis microscópico que consistió en la observación de las características mineralógicas y la abundancia relativa de las especies minerales y fragmentos hallados en las muestras, principalmente a 5x. La detección de una determinada especie mineral es posible mediante la observación de las propiedades ópticas características que ésta presenta, tales como color, geometría, clivaje, relieve, absorción y pleocroísmo a nícoles paralelos, y color de interferencia y extinción a nícoles cruzados. Se confeccionó una tabla general, separando así la especie mineral y su porcentaje. Así mismo, se incluyó en otra figura la información entregada por el equipo que realizó el muestreo e imágenes tomadas con microscopía óptica de los cortes transparentes, tanto a nícoles paralelos (luz clara) cuando se utiliza únicamente el polarizador o nícoles cruzados (luz oscura) cuando se utiliza polarizador más analizador de un mismo sector, principalmente a 5x, para facilitar las comparaciones entre las granulometrías de las muestras.

3.3 Materiales y métodos para el objetivo 3

El análisis de la morfodinámica temporo-espacial se llevó a cabo a través de la utilización de imágenes satelitales Landsat 5 TM en un período de 27 años, entre 1987 y 2011 de la desembocadura del Limarí, de bahía Tongoy y bahía Barnes, identificando las transformaciones significativas ocurridas (tabla 7).

Se utilizaron las imágenes Landsat 5 por la cantidad de imágenes satelitales libres disponibles en www.dgi.inpe.br/CDSR , y porque es el único satélite con imágenes disponibles desde 1987 hasta el 2011.

El satélite Landsat 5 TM fue lanzado el 1 de marzo de 1984 y se encuentra fuera de servicio desde junio de 2013, este satélite es considerado como la misión en funcionamiento más antigua de la observación terrestre con 29 años de funcionamiento, en la actualidad solo se encuentra operativo el Landsat 7 operativo desde el 2002 y el Landsat 8 operativo desde el 2013; los satélites Landsat son administrados por la NASA (National Space and Space Administration), en tanto que la producción y comercialización depende del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS)

En el Landsat 5 TM la escena completa del satélite cubre un área de 185 * 185 kilómetros de terreno, cada pixel de la imagen representa un área de terreno de 0.09 hectáreas. Este opera en siete bandas espectrales, siendo tres en el visible, una en el infrarrojo cercano, dos en el infrarrojo medio y una en el infrarrojo termal. Tiene una resolución espacial de 30 metros en las bandas del visible e infrarrojo medio y 120 metros en la banda del infrarrojo termal.

Tabla 7: Fecha de toma de imágenes satelitales Landsat 5.

Fecha de imágenes Landsat 5
06 de noviembre de 1987
10 de junio de 1997
26 de junio de 1997
16 de octubre de 1997
16 de agosto de 2004
05 de septiembre de 2011

Para la composición de bandas de imágenes de satélites se utilizó el software ArcGis 10.1. Lo primero fue seleccionar las imágenes Landsat 5 más antiguas disponibles, las imágenes del año 1997 y las imágenes más recientes. Una vez seleccionados los años de rango se discriminó aquellas con alta presencia de nubosidad, luego para el año 1997 se seleccionaron aquellas imágenes recolectadas anteriores y posteriores al evento El Niño de ese año.

La selección de imágenes recolectadas para el año 1997, se procedió a reconocer el año en que dicho evento afectó a territorio chileno, a través del anuario de precipitaciones de la DIRECCIÓN METEOROLÓGICA DE CHILE (1998), además para corroborar la información y los días de dicho evento, se procedió a la recolección de información periódica en el archivo periodístico de la biblioteca nacional en temas relacionados al aumento de la cantidad e intensidad de precipitaciones y caudal de los ríos.

Una vez seleccionadas las imágenes se procedió a utilizar la herramienta data Management Tools de la cual se selecciona la opción Raster, luego Raster Processing, y por último Composite bands. Las bandas se seleccionaron y se agregan a Composite Bands, se ordenan y se elimina la banda 6 termal, porque no es necesaria para este estudio, luego estas se guardan y queda visible la composición de bandas.

Para analizar la imagen se utilizó la composición de bandas, para esto se analizaron las componentes de las bandas (tabla 8) según el criterio para analizar su geología. Estas son las bandas 7 (rojo), 4 (verde) y 2 (azul).

Tabla 8: Bandas espectrales. Satélite LandSat 5 TM.

Modo Espectral	Espacial (metros)	Espectral (micras)	μm	Radiometría	Temporal
Multiespectral	30	Banda 1 azul:	0.45-0.52	8 BITS	16 Días
		Banda 2 verde:	0.52-0.60		
		Banda 3 rojo:	0.63-0.69		
		Banda 4 infrarrojo cercano 1:	0.76-0.90		
		Banda 5 infrarrojo cercano 2:	1.55-1.75		
		Banda 7 infrarrojo medio:	2.08-2.35		
Termal	120	Banda 6 Infrarrojo térmico:	10.4-12.5		

La banda 7 (2.08-2.35) μm muestra sensibilidad a la morfología del terreno, incluida la información sobre geomorfología, suelos, geología. En la banda 4 (0.76-0.90) μm las masas de agua absorben mucha energía, lo que permite el mapeo de la red de drenaje y el diseño de los cuerpos de agua, además se adapta al análisis de características geológicas y estructurales. La banda 2 (0.52-0.60) μm es muy sensible a la presencia de sedimentos en suspensión, lo que permite su análisis en términos de cantidad y calidad, además de buena penetración en las masas de agua. En términos de análisis de las transformaciones significativas ocurridas, se procedió al análisis temporo-espacial de 27 años, el cual puede dar indicios del comportamiento diferencial, del umbral de dichos eventos y de la fuente de abastecimiento de arena. Estas formas son: ensenada, bahía, fecha litoral, laguna litoral, campo dunar, bancos fluviales, quebradas y el río Limarí.

Condiciones de transferencia de masa entre la desembocadura del río Limarí, bahía Tongoy y bahía Barnes. Región de Coquimbo, Chile.

CAPÍTULO IV. RESULTADOS

4.1 Geomorfología de ambiente de desembocadura

La unidad identificada y reconocida corresponde a tres zonas: Zona Proximal, Zona Media y Zona Distal, pero con mayor relevancia en la zona distal por corresponder al ambiente de desembocadura (Figura 17):

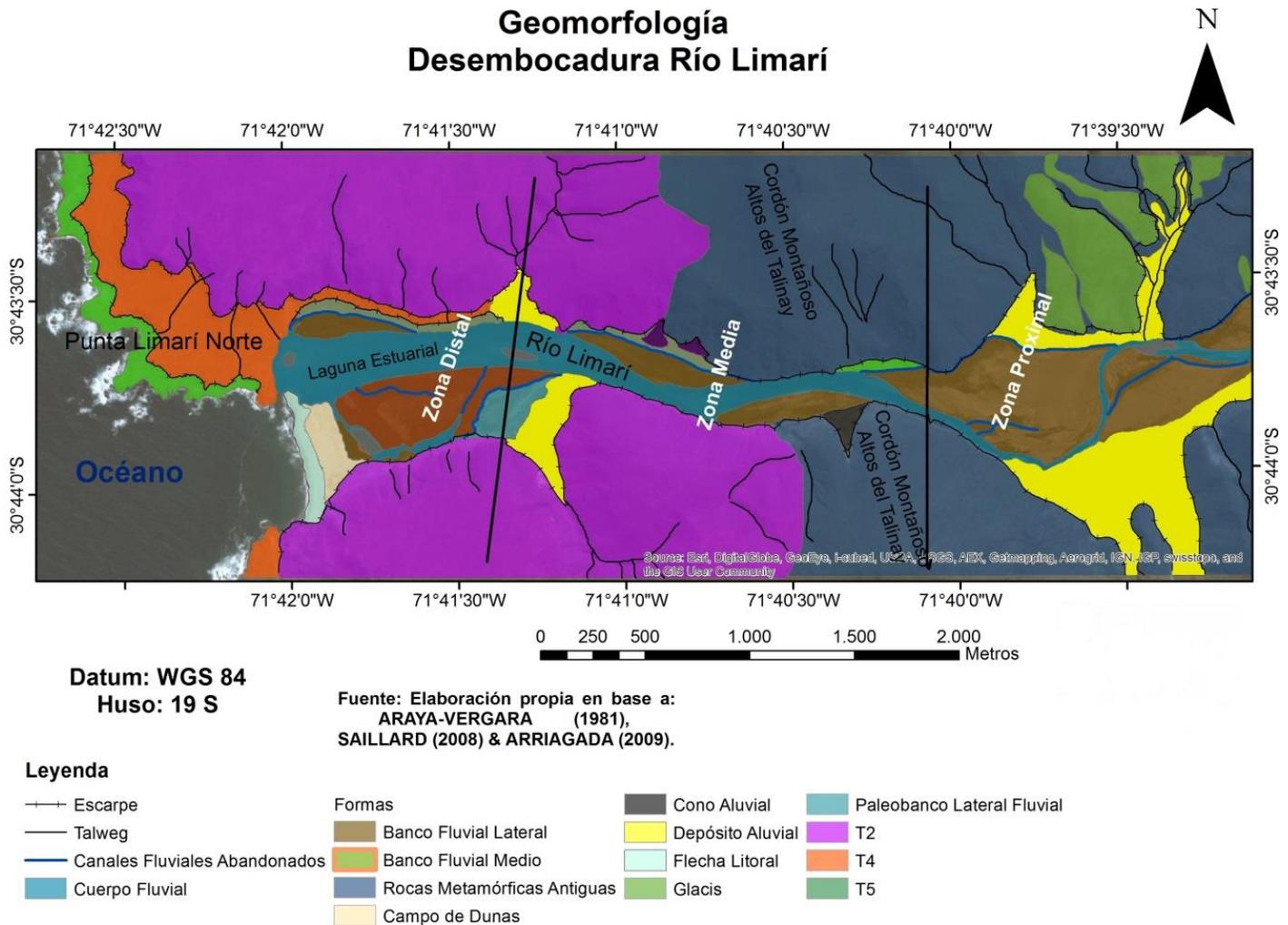


Figura 17: Geomorfología. Desembocadura del Limarí. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

En la parte proximal se nota claramente la forma meandrante que presenta el curso fluvial, en esta zona es posible identificar grandes bancos fluviales laterales, denotando la influencia de este tipo de ambiente (Figura 17). Estos bancos fluviales laterales presentan grandes masas de sedimentos, que se relacionan con la disminución del caudal y la posterior depositación de estos sedimentos. Estas formas meandrantes se encuentran bordeadas por material del tipo aluvial, en la vertiente norte y sur. En la vertiente norte es posible distinguir formas de depositación del tipo glacis, (Figura 18). Además se considera relevante la presencia de canales fluviales abandonados, colonizados con vegetación al interior de los bancos fluviales laterales. Eso refleja la dinámica en el abastecimiento de estos bancos.



Figura 18: Zona proximal desembocadura del Limarí. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

En la parte media, se pueden identificar claramente dos bancos fluviales laterales, con dominio claramente fluvial y que se ubican en el sector norte y sur de la zona media, estos bancos tienen menor masa de sedimentos que los bancos fluviales laterales que se encuentra en la zona proximal (Figura 19). En esta zona el río empieza aumentar su caudal y su extensión de su cuerpo fluvial. Además, existe una relación entre la presencia de los bancos fluviales laterales y conos aluviales. Estos conos aluviales cubren una parte de los bancos fluviales laterales, los cuales se encuentran alimentados por el *talweg*, que puede verse activado por precipitaciones o eventos ENSO.

Condiciones de transferencia de masa entre la desembocadura del río Limarí, bahía Tongoy y bahía Barnes. Región de Coquimbo, Chile.

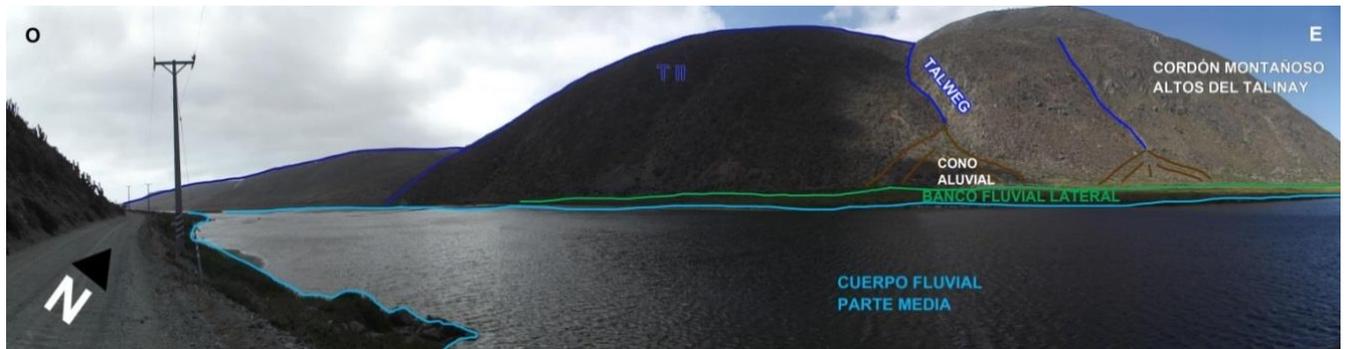


Figura 19: Zona media desembocadura del Limarí. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

Tales bancos fluviales laterales presentes en la zona media se encuentran bordeados en su vertiente norte y sur, por el complejo plutónico Altos del Talinay, los cuales han sido disectados por *talwegs*, los que en su ápice, han depositado material del tipo de forma de cono aluvial (Figura 20).



Figura 20: Cono aluvial desembocadura del Limarí. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

En la parte distal de este sistema (Figura 21) se puede observar una laguna litoral de gran caudal y de una gran extensión norte sur, la cual presenta un gran banco fluvial lateral con presencia de un manto eólico en su interior, además de esto es posible identificar bancos fluviales laterales y medios de menor extensión y canales fluviales abandonados, esta zona en su límite con el océano presenta un flecha litoral, con su exutorio abierto. Esta flecha litoral se identifica con los aportes de la deriva litoral. Además, se puede observar un gran campo de dunas contiguo a la flecha litoral.

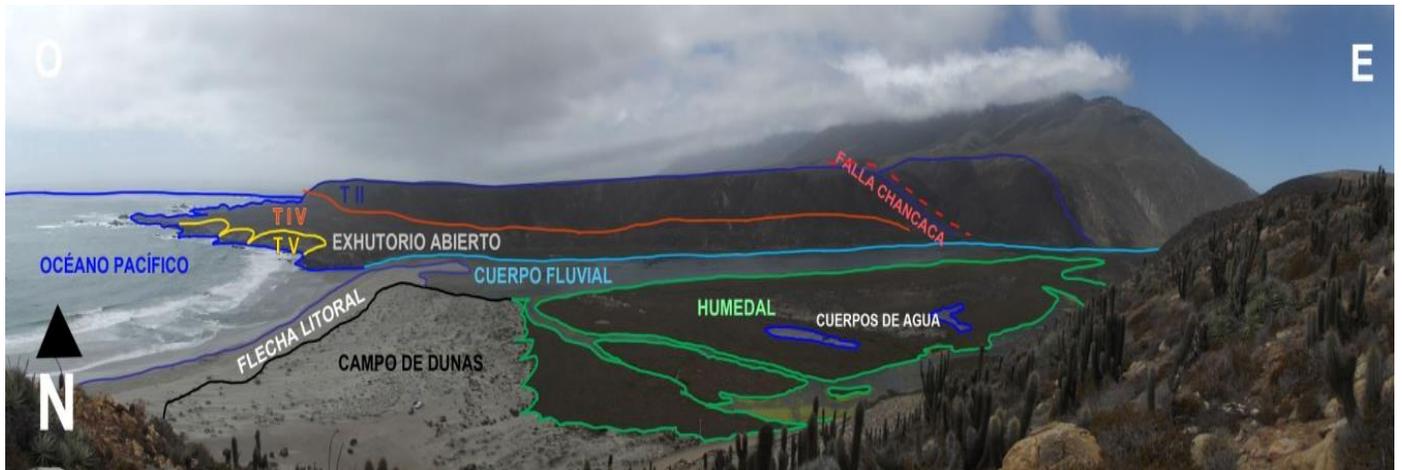


Figura 21: Desembocadura del Limarí. Formas fluviales, de costa y terrazas de abrasión marina. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

Cabe destacar además que en la zona distal se encuentra la laguna litoral la cual presenta un considerable caudal en la fecha de terreno, esta se encuentra bordeada en su parte norte por terrazas de abrasión marina, las cuales se encuentran datadas en esta zona por (SAILLARD, 2008) en su tesis doctoral *Dynamique du soulèvement cotier pleistocene des Andes centrales : Etude de l'evolution geomorphologique et datations (10Be) de sequences de terrasses marines (Sud Perou – Nord Chili)* en la zona de los Altos del Talinay.

En el sector norte de la desembocadura del Limarí es posible identificar tres niveles de terraza: II, IV y V. Se excluye de la identificación de las terrazas los niveles I y III. El nivel I de terraza es posible identificarlo más al norte del área de desembocadura, en un nivel más alto. La terraza III no se observa en el área, pero esta se encuentra presente solo en lugares específicos del cordón montañoso Altos del Talinay y más al sur del área de estudio. SAILLARD (2008) identifica los cinco niveles de terraza en la bahía El Teniente. La terraza que bordea la zona de la laguna litoral corresponde al nivel de terraza más bajo T5 o T'.

En la figura 22 además es posible identificar tres tipos de formas dunares correspondiente de oeste a este en:

Dunas anteriores con nebkas alargadas las cuales presentan colonización de especie vegetal correspondiente al tipo *Ambrosia Chamissonis*, estas se encuentra expuestas a un intenso viento con dirección SW.

Dunas longitudinales muy alargadas ubicadas en el segundo cordón de dunas.

En el tercer cordón es posible identificar dunas del tipo parabólicas, las cuales se encuentran invadiendo y bordeando un banco fluvial lateral.

El tipo de zona de rompiente identificada corresponde al tipo *disipativa*, ya que esta presenta una zona de surf de baja gradiente y presenta al menos tres líneas de rompiente

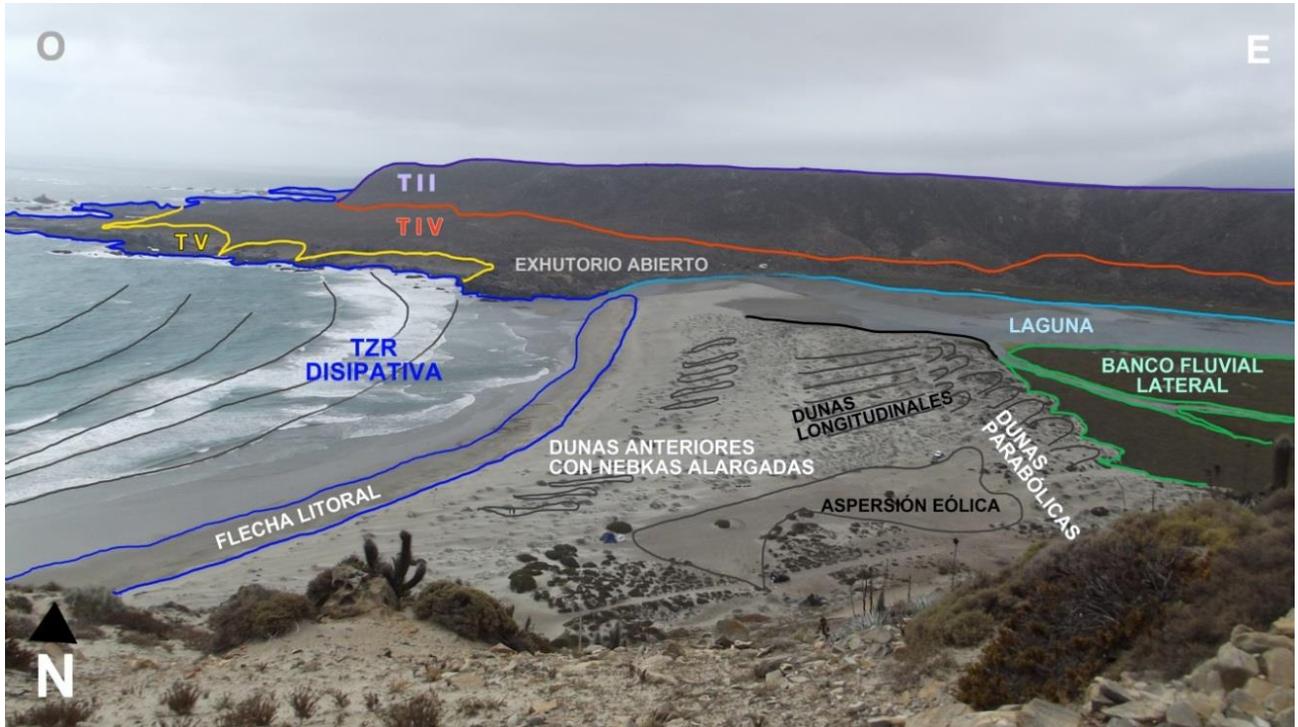


Figura 22: Detalle de las formas existentes en la zona de desembocadura del río Limarí. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

La vegetación de humedal se extiende en la mayoría de los bancos fluviales laterales presentes en la zona estuarial o distal, como también en la zona comprendida en la zona media, además los bancos fluviales laterales presentes en la zona estuarial se encuentran colonizados con vegetación de humedal (Figura 23), lo cual respalda el hecho de que estas formas depositacionales se encuentran estabilizadas.



Figura 23: Desembocadura del Limarí. Banco fluvial lateral. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

Además el banco fluvial lateral, localizado contiguo al campo dunar se encuentra transgredido por un frente dunar del tipo parabólico (Figura 24). La presencia de dunas y su ingreso al estuario es un aspecto relevante, toda vez que indica un aporte continuo de masa hacia el interior.

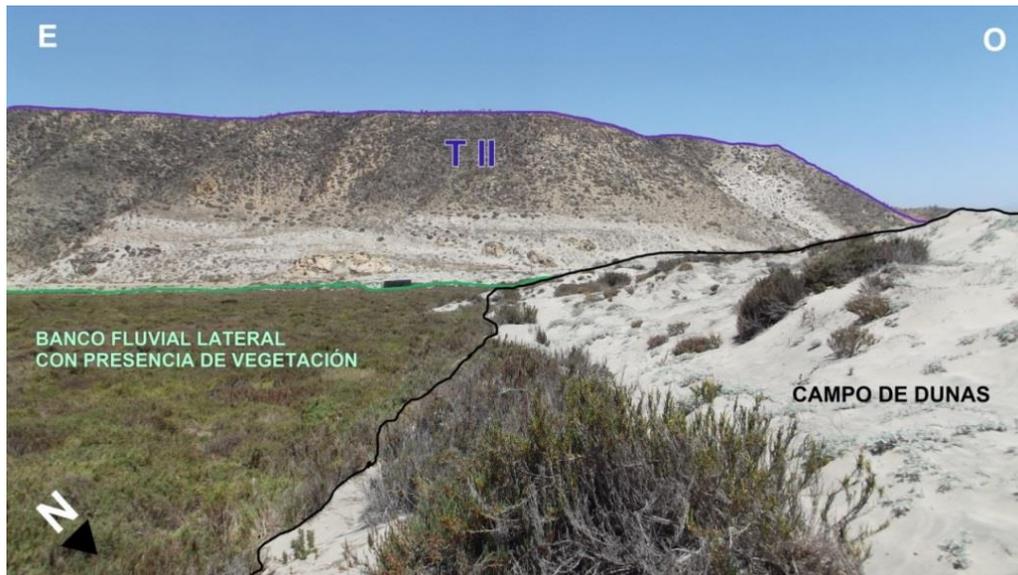


Figura 24: Zona de contacto entre banco lateral fluvial y campo de dunas. Proyecto FONDECYT N° 1120234

Según las nociones de secuencia, la familia de dunas y el *continuum* dunar establecido por VERSTAPPEN (1972) y analizadas por AQUEVEQUE (2008) se identifica en la zona que bordea el estuario es un campo de dunas del tipo parabólicas, proveniente de la transformación de *blowouts*, lo que indicaría un considerable nivel de evolución dunar (Figura 25).



Figura 25: Campo de dunas. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

En este campo de dunas son identificables antiguos cordones de dunas anteriores, que según la extensión del campo dunar, corresponden a tres cordones de dunas anteriores que han ido evolucionado hacia formas que son propias a su familia de dunas.

Las dunas longitudinales más reconocibles se encuentran en el segundo frente de dunas anteriores. En el primer frente de dunas es posible identificar dunas anteriores con *nebkas* alargadas que se encuentran colonizadas por la especie vegetal *Ambrosia chamissonis*, la cual presenta un aspecto de no haber sido atacado en alguna situación de braveza o marejada, lo que da a inferir que es una colonización reciente. Este primer frente de dunas anteriores con *nebkas* alargadas según observaciones en terreno se encuentra expuesto por un intenso y frecuente viento con dirección SO (Figura 26).

La parte norte del estuario del Limarí se encuentra bordeado por terrazas de abrasión marina identificadas por SAILLARD (2008), en este sector es posible identificar la terraza II, IV y V, estas terrazas en sus bordes presentan acantilados muertos, también es posible distinguir de forma precisa el solevantamiento ocurrido a la terraza II, debido a un basculamiento causado por la falla Chancaca, además esta zona se encuentra disectada por un *talweg* que en su ápice presenta depósitos aluviales (Figura 27).

Condiciones de transferencia de masa entre la desembocadura del río Limarí, bahía Tongoy y bahía Barnes. Región de Coquimbo, Chile.



Figura 26: campo de dunas anteriores con *nebkas* alargadas. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

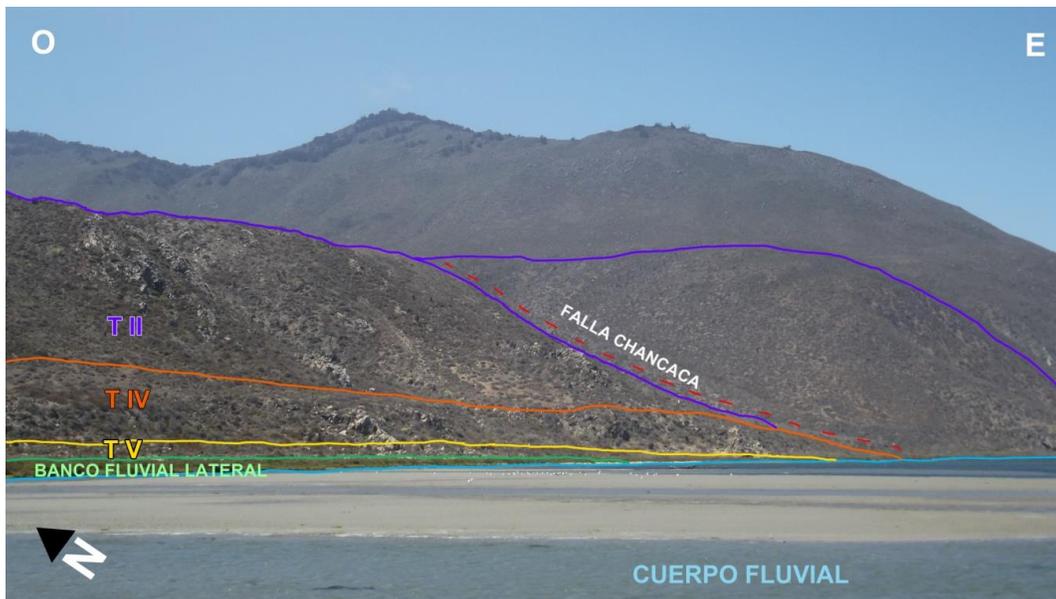


Figura 27: Desembocadura del río Limarí. Laguna estuarial, zona norte. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

En la parte sur del estuario también es posible distinguir el basculamiento de la terraza II, que al igual que la parte norte es causado por la falla Chancaca (Figura 28). Además, en la parte frontal de la terraza II de W a E (frente al océano) es posible distinguir afloramientos de granito diaclasado.

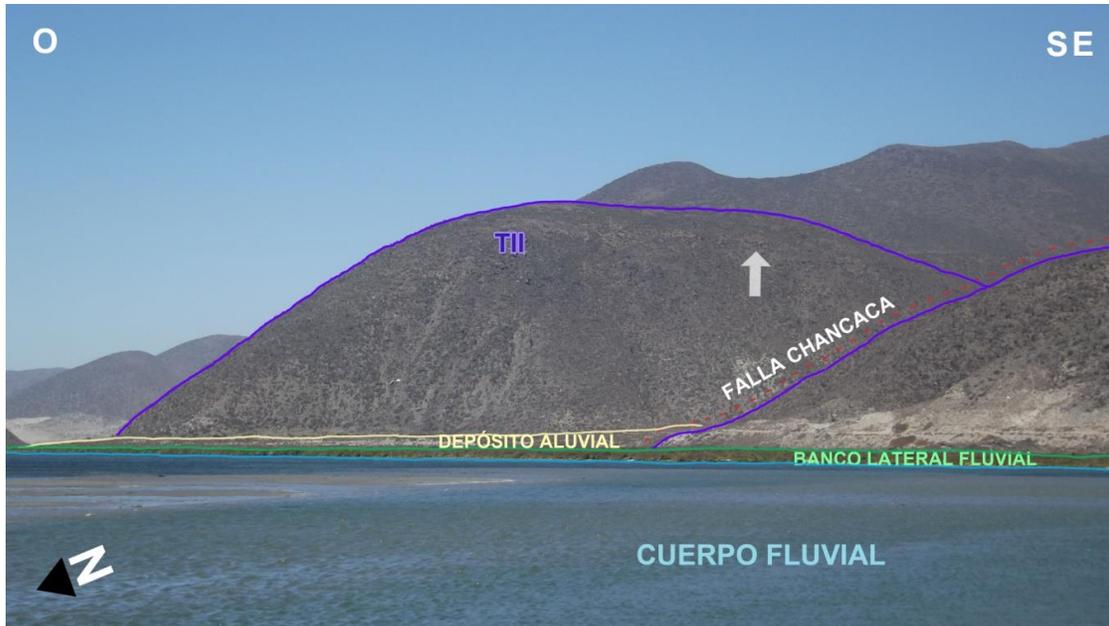


Figura 28: Desembocadura del río Limarí. Laguna estuarial, zona sur. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

4.2 Playas actuales. Bahía Tongoy y Barnes

Debido a la posición relativa a la deriva marina y a los promontorios rocosos al oeste que las protegen de éstas, las bahías presentes en el área, Tongoy y Barnes (Figura 29), se clasifican como ensenadas estructurales (*Headland bay beach*) (SOTO & ARRIAGADA, 2007; ARAYA-VERGARA, 1982) condicionando sus dinámicas frente a las ondas provenientes del suroeste y confiriéndole su forma curva, además como indica la teoría sus depósitos eólicos de tipo dunar de mayor extensión se ubican en la zona distal de las bahías (LAGOS, 2013).

La estructura de estas ensenadas se podría atribuir casi en su totalidad a la acción marina y tectónica, sin embargo, las quebradas aquí también juegan un importante rol con respecto a la contribución de sedimentos, que si bien no son flujos en constante interacción superficial con el mar se presume que en eventos climáticos extremos éstas se abren paso hacia las bahías en fenómenos efímeros, pero con una significativa repercusión en el sistema sedimentológico (LAGOS, 2013).

Condiciones de transferencia de masa entre la desembocadura del río Limarí, bahía Tongoy y bahía Barnes. Región de Coquimbo, Chile.



Figura 29: Panorámica bahía Tongoy y Barnes. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

En la bahía Tongoy la playa se presenta en toda su longitud bastante estrecha, alcanzando su mayor anchura en su zona media con un promedio de 60 metros. Además, se pudo observar en terreno la formación de microacantilados (Figura 30) que indican una alta condición de ataque, los cuales son más visibles en el extremo distal de la bahía Tongoy y que se dan en condiciones de braveza.



Figura 30: Bahía Tongoy, zona distal. Microacantilados. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

Depósitos Dunares: Se pudo observar en la zona distal de la bahía al norte de la quebrada Los Almendros la presencia de dunas de distintas edades, se observó la presencia de dunas embrionarias (Figura 31) como indicador de abastecimiento de sedimentos a la bahía, estas dunas embrionarias se encuentran vegetadas generalmente con las especies *Ambrosia chamissonis* y *Cristaria glaucophyllia* cav. (Figura 32), además estas son seguidas de cordones de antedunas que se veían erosionadas a sus pies, marcando el límite de borde de erosión y con forma de *nebka*, posteriormente en el espacio interdunar paralelo a la línea de costa se pudo encontrar pequeños pozos donde se podía apreciar el nivel freático de las aguas, acompañado de vegetación de tipo humedal correspondiente al nivel de vega (LAGOS, 2013).

Seguido a esto y adentrándose al continente se encontraron dunas más antiguas y estabilizadas, con mayor densidad de vegetación, de color claramente más pardo y con presencia de limo, intercalándose con dunas más nuevas y activas que avanzaban sobre ellas, extendiéndose prácticamente hasta el nivel de terraza TM IV y por el norte hasta el límite urbanizado (LAGOS, 2013).



Figura 31: Bahía Tongoy, zona distal. Dunas embrionarias. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

Condiciones de transferencia de masa entre la desembocadura del río Limarí, bahía Tongoy y bahía Barnes. Región de Coquimbo, Chile.



Figura 32: Dunas vegetadas con las especies *Ambrosia chamissonis* y *Cristaria glaucophyllia cav.* Proyecto FONDECYT N° 1120234.

Acumulaciones eólicas indiferenciadas: Existe un depósito eólico particular señalado en la carta geológica, ubicado en quebrada Honda (afluente de quebrada Romeral) el cual es de edad cuaternaria y se inserta sobre depósitos del Mioceno-Pleistoceno a aproximadamente nueve kilómetros en línea recta a la playa actual. Debido a esta información se presume que estos depósitos correspondan a mantos de arenas finas arcosas no consolidadas, y no a una forma de depósito dunar de origen litoral, pues a través de imágenes satelitales tampoco existe evidencia de que se trate de dunas antiguas (LAGOS, 2013).

Cordones de playa: Se presentan paralelos a la actual línea de playa, pudiéndose observar de forma clara y en mayores cantidades al sur del humedal Salinas Grande, se encuentran conformados por depósitos de conchas levemente consolidados que sobresalen al nivel en que se encuentran, TM V. Su edad es holocénica, habiéndose datado fósiles marinos mediante ^{14}C y asignándole al cordón litoral más joven una edad de 910 AP y al más antiguo una edad cercana a los 5400 AP (PFEIFFER, 2011).

Estos depósitos como remanentes de antiguas líneas de playa son evidencia del constante retroceso que ha experimentado la línea de costa incluso en tiempos geológicos recientes, lo cual se explica debido a la acción tectónica, el constante sollevamiento del continente y regresiones marinas (LAGOS, 2013).

En el transcurso de la investigación ocurrió un evento que reflejó la manifestación del evento El Niño. Este evento ocurrió el 08/08/2015 y fue manifestado con marejadas y precipitación intensa en un corto período de tiempo. En relación a las marejadas estas

alcanzaron una altura de ola de 5 metros, además estas condiciones no se habían experimentado en los eventos El Niño de los años 1982, 1987 y 1997. La velocidad del viento tampoco había sido manifestada, la cual llegó a los 120 km/h con dirección Norte (DIRECCION METEOROLOGICA DE CHILE, 2015), esta situación fue la que provocó que gran parte de las embarcaciones se destruyeran o vararan, produciendo grandes pérdidas en la infraestructura. Además, las quebradas Los Almendros, Los Litres y Pachingo presentaron abertura hacia el mar, hecho que no había ocurrido desde el último evento El Niño del año 1997.

Las marejadas provocaron extensos microacantilados a lo largo de la bahía Tongoy, no se visualizaron microacantilados de importancia en el extremo proximal de la bahía. En la bahía Barnes no se observaron mayores cambios, pero si microacantilados de la magnitud como los que ocurren en invierno. En la zona media de la bahía Tongoy se observa un perfil provocado por las marejadas con una forma del tipo convexa (Figura 33) con un microacantilado de 1.20 metros, gran parte de las dunas anteriores fueron desmanteladas, llegando la erosión muy próximo al camino costero que une la localidad de Tongoy y Puerto Aldea (Figura 34).



Figura 33: Perfil Bahía Tongoy, Zona media. Terreno 15/08/2015. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

Condiciones de transferencia de masa entre la desembocadura del río Limarí, bahía Tongoy y bahía Barnes. Región de Coquimbo, Chile.



Figura 34: Perfil Bahía Tongoy, zona media. Frente parcelas Pachingo. Terreno 15/08/2015 Proyecto FONDECYT N° 1120234.

Comparaciones realizadas en Lagos (2013) (Figura 35) con los perfiles post marejadas asociadas al evento El Niño (Figura 36 y 37) reflejan la disminución del ancho de playa ocurrida por este evento; En las mediciones realizadas en el año 2013 y que se asimilan a las observaciones hechas en terreno el año 2014 , se visualizó un ancho de playa de 80 metros en comparación a los 12 metros de ancho de playa post marejadas. El perfil representado en la figura 37 refleja una silueta cóncava con un acantilado de 1,7 metros de altura, el mayor en toda la extensión de la bahía Tongoy (zona distal), gran parte de las dunas anteriores fueron desmanteladas, acortando la distancia entre la línea de costa y la infraestructura alojada próxima a esta, que en esa área corresponde a campings.

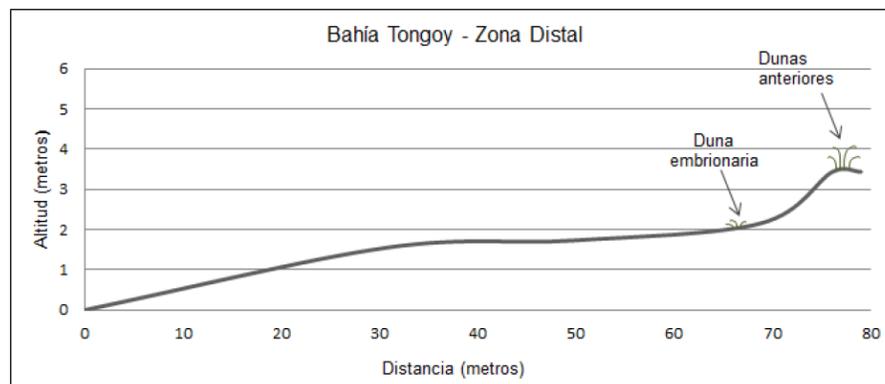


Figura 35: Perfil bahía Tongoy, zona distal. Perfil Monosecuencial acrecional, condición global de ataque (C.A):9. Proyecto FONDECYT N° 1120234: Fuente: LAGOS (2013).

Condiciones de transferencia de masa entre la desembocadura del río Limarí, bahía Tongoy y bahía Barnes. Región de Coquimbo, Chile.



Figura 36: Acantilados Bahía Tongoy, zona distal. Terreno 15/08/2015 Proyecto FONDECYT N° 1120234.

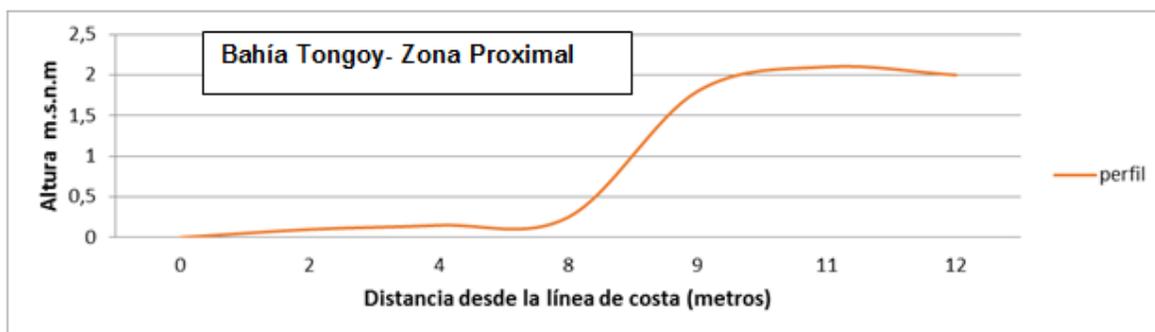


Figura 37: Perfil Bahía Tongoy, zona distal. Terreno 15/08/2015. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

Otro evento que ocurrió en el transcurso de esta investigación fue un tsunami provocado por un terremoto 8.4 (SERVICIO SISMOLÓGICO NACIONAL, 2015) el día 16 de septiembre de 2015, el epicentro se ubicó a 42 kilómetros al oeste de Canela Baja, y a 46 kilómetros de Illapel muy cercano al área de estudio.

Este tsunami provocó la salida del mar en bahía Barnes, en su zona proximal, provocando la inundación del casco histórico de la localidad de Tongoy, el mar ingresó alcanzando un metro de altura en el área más cercana a la bahía Barnes y en la más lejana, alcanzó los 0.55 metros. Las dos playas se juntaron solo en el área adyacente a la capitanía de puerto (entrada a la caleta de pescadores), la cantidad de sedimentos transportados alcanzó los 15 centímetros. En el caso de la Bahía Tongoy en su zona distal, el mar solo se excedió hasta el límite con el área urbana, ya que esta tuvo un rol de bloqueo.

Condiciones de transferencia de masa entre la desembocadura del río Limarí, bahía Tongoy y bahía Barnes. Región de Coquimbo, Chile.

En la Zona proximal de la bahía Tongoy, el camino que une Tongoy y Puerto Aldea (Figura 38) fue desmantelado por efecto del Tsunami, además cabe recordar que por efectos de las marejadas ocurridas anteriormente, gran parte de las dunas anteriores ya habían sido desmanteladas, provocando nula protección al camino. Las quebradas Los Almendros (Figura 39), Los Litres y Pachingo por efecto del Tsunami las masas de agua ingresaron ocupando las antiguas salidas hacia el mar, este efecto provocó en parte la mitigación de este, ya que las masas de agua ocuparon el área de las quebradas.

En la zona distal de la bahía Tongoy los microacantilados dejados por la marejada mitigaron en parte el efecto del tsunami. La infraestructura afectada en la bahía Tongoy en su zona distal solo es visible en los campings de la localidad y en su cara más próxima (Figura 40). Cabe destacar según observaciones posteriores a las marejadas y Tsunami que la distancia entre la línea de costa y los campings disminuyó considerablemente.



Figura 38: Bahía Tongoy, Zona distal. Camino costero Tongoy- Puerto Aldea.

Terreno 18/09/2015. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

Condiciones de transferencia de masa entre la desembocadura del río Limarí, bahía Tongoy y bahía Barnes. Región de Coquimbo, Chile.



Figura 39: Bahía Tongoy, Quebrada Los Almendros. Terreno 18/09/2015. Proyecto FONDECYT N° 1120234.



Figura 40: Efectos tsunami 16/09/2015. Terreno 18/09/2015. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

En la bahía Barnes esta ensenada se presenta mucho más pequeña que la anterior, alcanzando 2,2 kilómetros de longitud, y un ancho que va desde los 50 metros en su zona proximal, hasta aproximadamente 80 metros en su zona distal, se encuentra constituida por depósitos marinos y cubierta en su zona posterior por un campo dunar. En condiciones de brava es posible identificar microacantilados (Figura 41) a lo largo de toda la bahía.



Figura 41: Bahía Barnes, zona proximal. Microacantilados. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

Formas Dunares: El campo dunar aquí se presenta mucho más extendido que en la bahía Tongoy, mostrando diferentes tipos y edades en las dunas. Primeramente, se observó un perfil monosecucional en la zona proximal sin presencia de dunas embrionarias, las antedunas alcanzaban a formar cuatro cordones vegetados por *Ambrosia chamissonis*, seguido a esto existía una depresión interdunar con mayor vegetación y de arenas con color más pardo, se presume que estas características se deban a que este nivel está más cerca de la napa freática, tal como en bahía Tongoy, pero sin llegar a apreciarse este nivel. Luego, avanzando hacia el continente, vuelven a aparecer dunas de características similares a las de las antedunas, seguidas por dunas de mayor edad vegetadas por *Carpobrotus aequilaterus* seco que las mantiene en su lugar con un frente erosionado que forma un surco depositando estos sedimentos a sotavento, y confiriéndole forma de *nebka*, finalmente en la zona más distal a la línea de costa el tipo de duna encontrado, montadas sobre el último tipo de dunas descrita, se pudieron observar dunas parabólica con tendencia a la longitudinalidad (LAGOS, 2013).

La inexistencia de dunas embrionarias en la playa y la erosión de las dunas en su parte frontal, mantenidas solo por su vegetación, señalan que para la fecha de visita el sistema de dunas no está recibiendo material que contribuya al crecimiento de las formas dunares (LAGOS, 2013).

Flecha litoral: ubicada al sur de la ensenada, se forma en la desembocadura del Estero Tongoy, conteniendo al humedal Tongoy que le antecede aguas arriba. Posee una forma particular, extendiéndose de este a oeste a diferencia de la mayoría de flechas, esto es debido que la península de Tongoy refracta el oleaje, distorsionando la distribución de la

energía de las olas en sentido contrario al de la deriva original, otorgándole su distribución norte-sur (LAGOS, 2013).

En la desembocadura del estero Tongoy es posible distinguir la diferencia en la entrada de agua proveniente del océano o del estero. Cuando la marea está baja (Figura 42) el aporte de masas de agua proviene del estero Tongoy, lo que es indicado con la dirección de las flechas, pero cuando la marea está alta hay un aporte considerable de masas de agua proveniente del océano.



Figura 42: Bahía Barnes. Desembocadura estero Tongoy. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

En la bahía Barnes los efectos del evento El Niño (08/08/2015) no provocaron cambios importantes, solo el aumento del caudal del estero Tongoy. Las modificaciones ocurridas en la bahía Barnes corresponden a las ocurridas por el efecto del Tsunami que provocó el cambio en la línea de costa, disminuyendo así el ancho de playa, además la flecha litoral fue desmantelada, cabe destacar que el estero Tongoy y humedal asociado mitigó gran parte de la inundación, absorbiendo el efecto del Tsunami (Figura 43).



Figura 43: Efecto Tsunami 16/06/2015 bahía Barnes. Desmantelación de flecha litoral. Terreno 01/11/2015. Proyecto FONDECYT N° 1120234

4.3 Sedimentología

4.3.1 Red de muestreo

La red de muestreo fue realizada en los subsistemas de los afluentes del río Limarí, desembocadura de este mismo, bahía Tongoy y bahía Barnes. El río Limarí se forma por la unión de los ríos Grande y Hurtado (aproximadamente 4 kilómetros aguas arriba de la ciudad de Ovalle) y recorre alrededor de 60 kilómetros hasta su desembocadura. En la figura 44, de ASTUDILLO (2011) se puede apreciar un modelo de elevación digital con sus afluentes y la relación de la cuenca del Limarí con su desembocadura y bahía Tongoy.

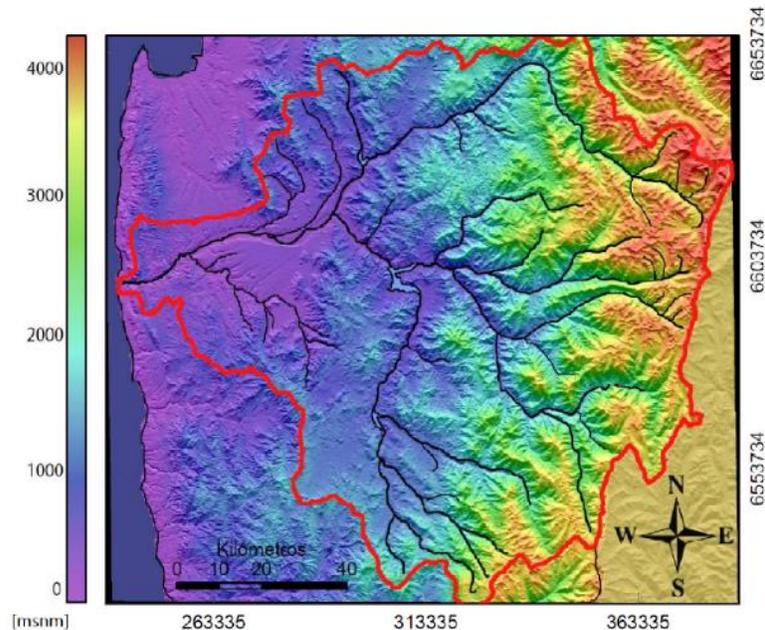


Figura 44: Modelo topográfico de la cuenca del río Limarí, construido a partir de imagen DEM (modelo de elevación digital) utilizando el software ENVI. La línea roja delimita la zona de estudio, la franja azul hacia el W corresponde al océano Pacífico y la franja amarilla hacia el E corresponde a Argentina. Las coordenadas se indican en UTM. La escala de color indica la altitud. Fuente: Astudillo (2011)

La cuenca hidrográfica de este río muestra un régimen nivo-pluvial, con grandes caudales entre noviembre y diciembre, producto de los deshielos cordilleranos. Entre julio y agosto también presenta caudales de consideración debido a lluvias invernales (DGA, 2004a). En mayo del 2014 se realizó el tercer terreno, en el que en primer lugar se recolectó sedimentos con procedencia de material de depósito fluvial y con área de muestra río Hurtado (Figura 45) (Tabla 9).

Condiciones de transferencia de masa entre la desembocadura del río Limarí, bahía Tongoy y bahía Barnes. Región de Coquimbo, Chile.

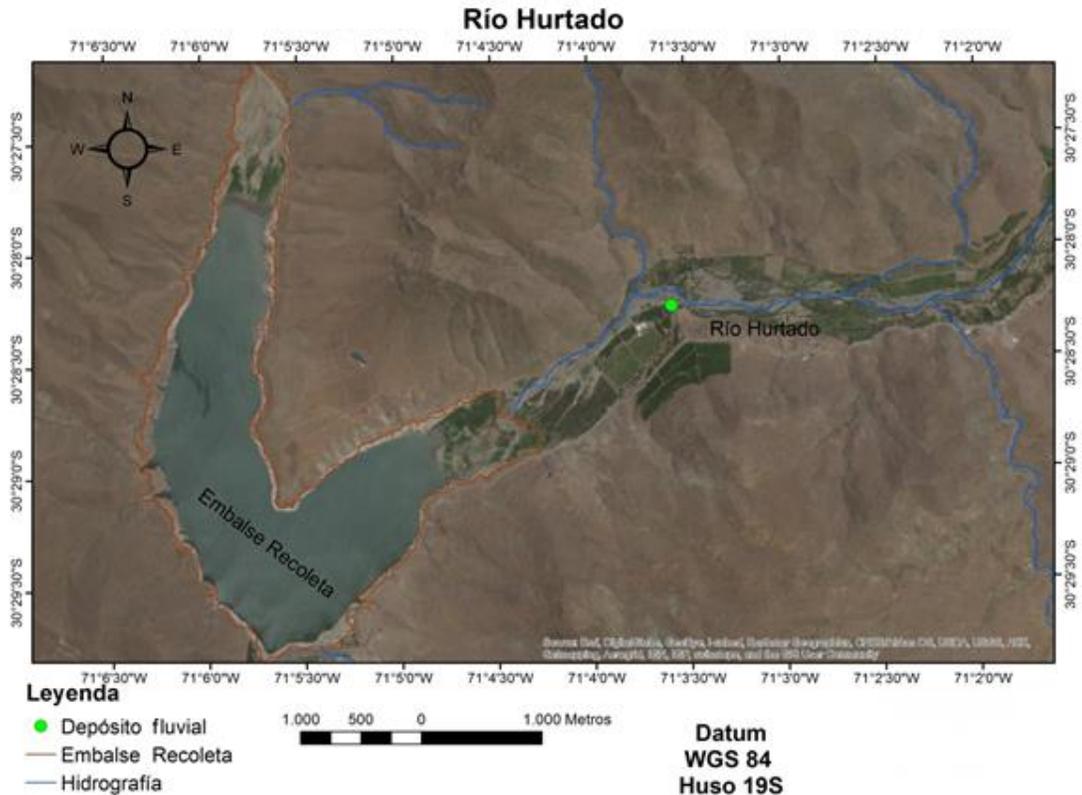


Figura 45: Muestra río Hurtado. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

El río Hurtado drena una cuenca de aproximadamente 2.600 km², esta es la cuenca que se encuentra más al norte y la que presenta menor pluviosidad, este río presenta un régimen nival con una pequeña influencia pluvial en años muy secos. En su recorrido recibe numerosos afluentes (en su mayoría esteros de escaso caudal) siendo los más importantes el río Ternero, la quebrada Elqui, la quebrada Rapel y el río Chacay. Cabe destacar que en el proceso de recolección de muestras en los afluentes del río Limarí, el río Hurtado fue el único que presentaba un caudal considerable.

En la parte más baja de la sub-cuenca del río Hurtado se encuentra el embalse Recoleta, con capacidad útil de 100 millones de m³ (DGA, 2004a) (Figura 46).

Tabla 9: Red de Muestreo. UTM y procedencia del material.

Área Muestra		S	W	Altura msnm	Procedencia del material	Fecha de muestra
Afluentes Limarí	Río Hurtado	0.302.279	6.627.214	405	Depósito fluvial	Mayo,2014
	Río Grande	0.310.679	6.601.476	384	Depósito fluvial	Mayo,2014
	Río Cogotí	0.303.979	6.565.883	2112	Depósito fluvial	Mayo,2014
	Río Combarbalá	0.306.559	6.552.758	2609	Depósito fluvial	Mayo,2014
Desembocadura	Anteplaya. Zona proximal	0.241.601	6.596.797	8	Playa moderna	Noviembre, 2013
	Anteplaya. Zona media	0.241.549	6.597.084	7	Playa moderna	Noviembre, 2013
	Anteplaya. Zona distal	0.241.477	6.597.242	7	Playa moderna	Noviembre, 2013
	Paleobanco	0.242.813	6.597.347	7	Banco lateral fluvial	Enero,2014
	Banco lateral fluvial A	0.243.910	6.597.238	9	Banco lateral fluvial	Enero,2014
	Banco lateral fluvial B	0.244.941	6.597.060	9	Banco lateral fluvial	Enero,2014
Bahía Tongoy	Anteplaya. Zona proximal	0.251.841	6.644.866	1	Playa moderna	Noviembre, 2013
	Anteplaya. Zona media	0.256.626	6.645.952	2	Playa moderna	Noviembre, 2013
	Anteplaya. Zona distal	0.259.813	6.648.810	3	Playa moderna	Noviembre, 2013
	Cordón de dunas. Zona proximal	0.251.800	6.644.570	18	Playa holoceno	Mayo,2014
	Cordón de dunas. Zona media A	0.253.655	6.644.909	20	Playa holoceno	Mayo,2014
	Cordón de dunas. Zona media B	0.258.170	6.646.550	22	Playa holoceno	Mayo,2014
	Zona distal. Dunas transversales	0.259.571	6.647.740	34	Duna	Mayo,2014
Bahía Barnes	Anteplaya. Zona proximal	0.260.181	6.650.467	3	Playa moderna	Noviembre, 2013
	Anteplaya. Zona media	0.260.831	6.650.766	1	Playa moderna	Noviembre, 2013
	Anteplaya. Zona distal	0.261.405	6.651.465	2	Playa moderna	Noviembre, 2013
	5 ° Cordón de dunas holoceno. Zona media	0.261.268	6.650.868	67	Duna	Mayo,2014
	Dunas parabólicas	0.261.415	6.650.465	49	Duna	Mayo,2014

Condiciones de transferencia de masa entre la desembocadura del río Limarí, bahía Tongoy y bahía Barnes. Región de Coquimbo, Chile.



Figura 46: Embalse Recoleta. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

Entre el embalse La Paloma y Montepatria se recolectó la segunda muestra con procedencia de depósito fluvial y con área de muestra río Grande (Figura 47) (Tabla 9).

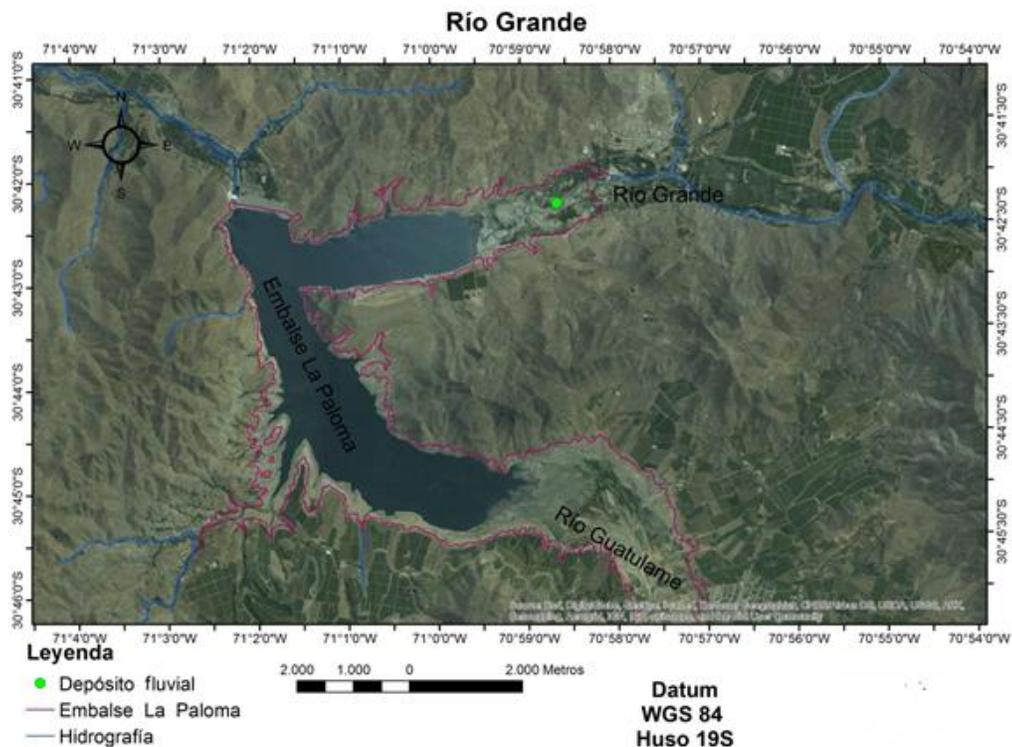


Figura 47: Punto muestreo Río Grande. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

El río Grande, con una subcuenca de 6.537 km², es el afluente más importante del río Limarí. A lo largo de su curso recibe una serie de afluentes de importancia, entre los cuales cabe mencionar: el río Tascadero, el río Rapel (con sus afluentes Palomo y

Condiciones de transferencia de masa entre la desembocadura del río Limarí, bahía Tongoy y bahía Barnes. Región de Coquimbo, Chile.

Molles), el río Mostazal y el río Guatulame (con sus afluentes Combarbalá, Pama y Cogotí).

Este río y sus afluentes presenta un régimen nival con sus mayores caudales entre noviembre y enero, también presenta influencias pluviales de consideración en la parte más baja de la sub-cuenca entre los meses de junio y agosto (DGA, 2004a). En la confluencia de los ríos Guatulame y Grande, se construyó el embalse La Paloma, con una capacidad máxima de 750 millones de m^3 (Figura 48). Cabe destacar que en el proceso de recolección de muestra este río presentaba un caudal bajo, pero en menor grado que el río Hurtado.



Figura 48: Embalse La Paloma. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

En el río Cogotí (Figura 49), se busca un depósito sin huella de intervención y se recolecta la muestra de un banco de sedimentos con procedencia de depósito fluvial y con área de muestra río Cogotí.

En la confluencia de los ríos Cogotí y Pama se construyó el embalse Cogotí (Figura 50), con capacidad máxima de 150 millones de m^3 , este embalse según las observaciones realizadas en el tercer terreno con fecha mayo de 2014, contiene gran cantidad de sedimentos acumulados. En la figura 50 los sedimentos del corte indican diferentes cotas de inundación del embalse.

Condiciones de transferencia de masa entre la desembocadura del río Limarí, bahía Tongoy y bahía Barnes. Región de Coquimbo, Chile.

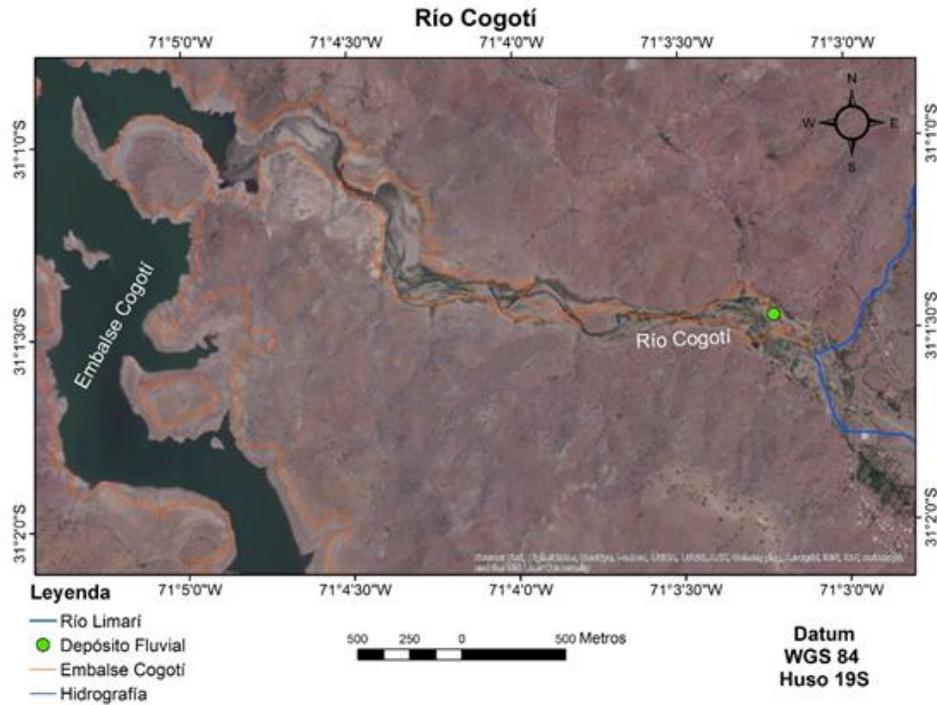


Figura 49: Muestra Río Cogotí. Proyecto FONDECYT N° 1120234.



Figura 50: Embalse Cogotí. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

En el río Combarbalá (Figura 51) se recolectó la muestra con procedencia de material fluvial, pero debido a la nula presencia de agua en el río fue difícil determinar el área más

idónea para la recolección. La muestra fue recolectada aguas arriba de la intersección de la ruta D-55.

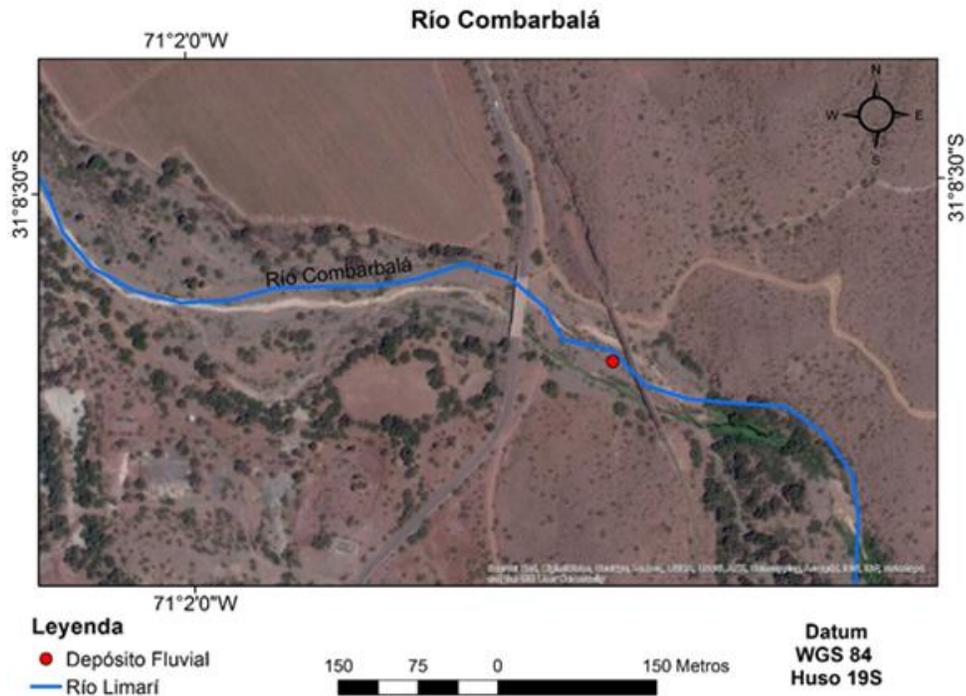


Figura 51: Punto de muestreo río Combarbalá. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

En la desembocadura del río Limarí (Figura 52) en su zona proximal el río es estrecho, en la zona media aumenta su ancho, ya en la zona distal esta se extiende por la presencia de la laguna litoral. Las primeras muestras recolectadas corresponden a la zona proximal, media y distal de la ensenada, las cuales corresponden a la posición geomorfológica de playa moderna (tabla 9), estas muestras fueron recolectadas en noviembre del 2013, entre cada muestra hay una distancia de 0.215 kilómetros, la distancia total de la ensenada es de 0.65 kilómetros.

En Enero del 2014 se realizó el segundo terreno, ahí se recolectaron muestras provenientes de los bancos laterales fluviales A y B, y del paleobanco lateral fluvial de la desembocadura del río Limarí. Desde la zona proximal del río Limarí se recolectó arena del banco lateral fluvial B (Tabla 9), el cual tiene un largo de 1.13 kilómetros y un ancho de 0.61 kilómetros, esta zona además del río Limarí es alimentada por *talwegs* contiguos en su vertiente norte, en la que además se reconoce la presencia de extensos *glacis*.

En la zona media se recolectó arena del banco lateral fluvial A de un largo de 0.68 kilómetros y de un ancho de 0.15 kilómetros. Este no presenta abastecimiento de *talwegs* contiguos y se encuentra en la zona más estrecha del estuario. El paleobanco lateral fluvial (Tabla 9) se ubica entre el límite de la zona media y distal del estuario, este paleobanco tiene un largo de 0.61 kilómetros y un ancho de 0.31 kilómetros, además el

Condiciones de transferencia de masa entre la desembocadura del río Limarí, bahía Tongoy y bahía Barnes. Región de Coquimbo, Chile.

río Limarí se encuentra alimentado por un gran *talweg* correspondiente a la falla Chancaca de la cual se forma un gran depósito aluvial.

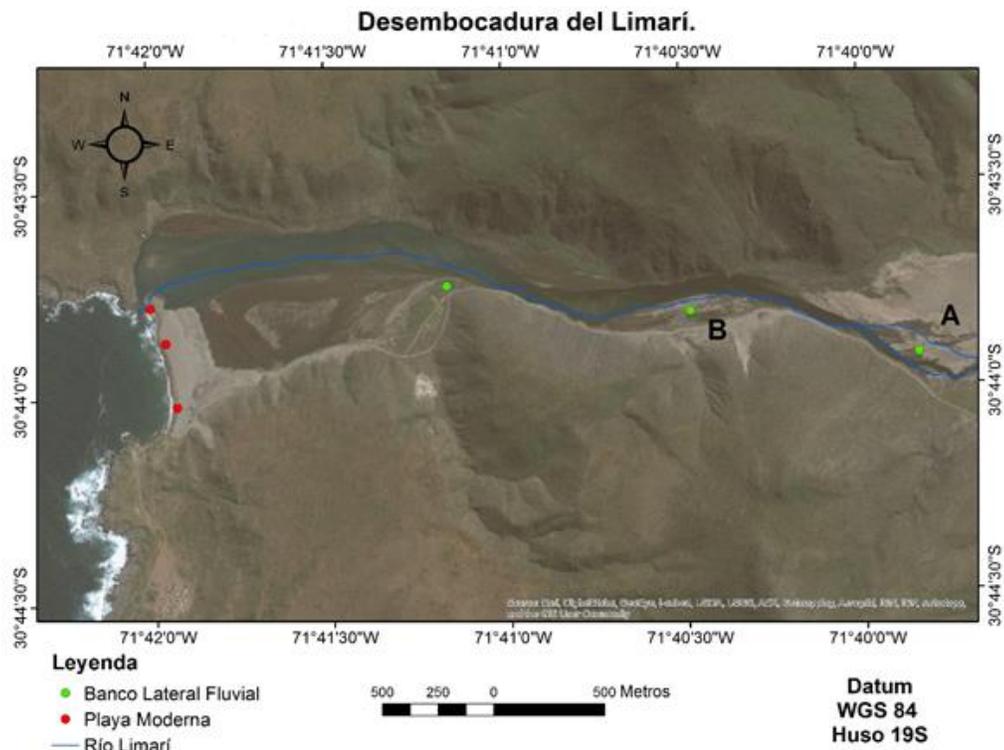


Figura 52: Puntos de muestreo, desembocadura río Limarí. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

En la bahía Tongoy las primeras recolecciones de muestras (Figura 53) fueron en la zona distal, media y proximal de la bahía Tongoy con fecha de terreno noviembre de 2014. La distancia total de la bahía Tongoy es de 13.46 kilómetros y entre cada muestra hay una distancia de 4.7 kilómetros, la procedencia del material es de playa moderna (Tabla 9).

La segunda recolección de muestras fue realizada en el tercer terreno al área de estudio, efectuado en mayo del 2014. La primera muestra recolectada en esa ocasión corresponde a dunas transversales ubicadas en la zona distal de la bahía, las demás muestras corresponden a depósitos ubicados a lo largo de la bahía Tongoy con procedencia del material de cordones holocénicos antiguos con una distancia de la costa de 0.3 kilómetros.

La bahía Barnes (Figura 54) tiene un largo de 2,22 kilómetros y cada muestra fue recolectada a lo largo de la bahía (desde la zona proximal hasta la distal) con una distancia de 1 kilómetro aproximado. La segunda recolección de muestras efectuada en la bahía Barnes fue realizada en mayo del 2014. La primera de esas muestras recolectadas corresponde a cordones holocénicos antiguos, ubicados en la zona media y con una distancia desde el mar de 0.3 kilómetros, la segunda recolección corresponde a

Condiciones de transferencia de masa entre la desembocadura del río Limarí, bahía Tongoy y bahía Barnes. Región de Coquimbo, Chile.

procedencia de material del tipo duna longitudinal, ubicada en la zona media y con una distancia desde el mar de 0.57 kilómetros.

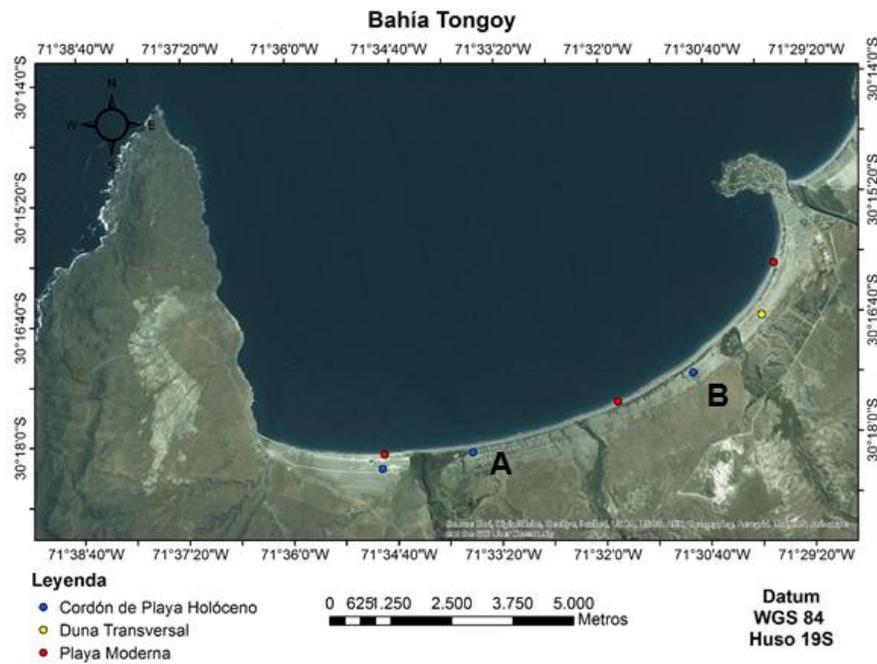


Figura 53: Puntos de muestreo, bahía Tongoy. Proyecto FONDECYT N° 1120234.



Figura 54: Puntos de muestreo, bahía Barnes. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

4.3.2 Granulometría

Para las muestras recolectadas en los afluentes del río Limarí, se extrajo arena de áreas sin intervención antrópica de forma superficial.

En el río Hurtado el grado granulométrico (Tabla 11) predominante corresponde a arenas finas con un 51,8 % del total de la muestra, seguido de un 27,1% de arena muy fina. Las arenas gruesa y muy gruesa corresponden al 2,7 % del total. En el río Grande la mayor proporción de sedimentos corresponden al tamaño de arena media con 45,3% seguido de un 29 % de arena fina, en esta área es posible distinguir arenas entre muy finas y muy gruesas.

En el río Cogotí predominan arenas medias con un 42,8 % del total de la muestra, seguido con un 25,7 % de arena fina. En el río Combarbalá el grado granulométrico predominante es de arena media con un 38,7 % del total de la muestra, seguido con un 28,5 % de arena fina.

Para las muestras recolectadas en los afluentes del río Limarí, el grado granulométrico predominante corresponde a arenas medias, excepto en el río Hurtado el cual corresponde a arenas finas (Tabla 11), lo cual refleja que los sedimentos recolectados en el río Grande, Cogotí y Combarbalá ha sufrido menor transporte en relación a la muestra del río Hurtado, además cabe destacar que estos sedimentos presentan continuidad en su recolección, ya que pertenecen al grupo de ríos que fluyen desde SO al río Limarí, determinando que estas muestras han sido sometidas a ambiente similares de transporte de sedimentos.

En la única muestra recolectada en la cuenca del río Hurtado se refleja una mayor abundancia de fracciones que van de arena fina a muy fina lo que se puede deber a que las rocas de esta cuenca han sido sometidas a ambientes hidrotermales y que además esta cuenca tiene mayor altitud (Figura 45), lo que implica mayor fuerza en el transporte.

Según la Figura 55, las muestras de río Grande, Cogotí y Combarbalá tienen similitud en la formas de sus curvas, siendo estas del tipo sigmoidal, lo cual refleja sedimentación libre, en que la arena es depositada como arena pura o con muy poca mezcla con sedimentos mayores o menores. La muestra del río Hurtado tiene forma ligeramente parabólica (inversa) debido a la mayor proporción de sedimentos más finos.

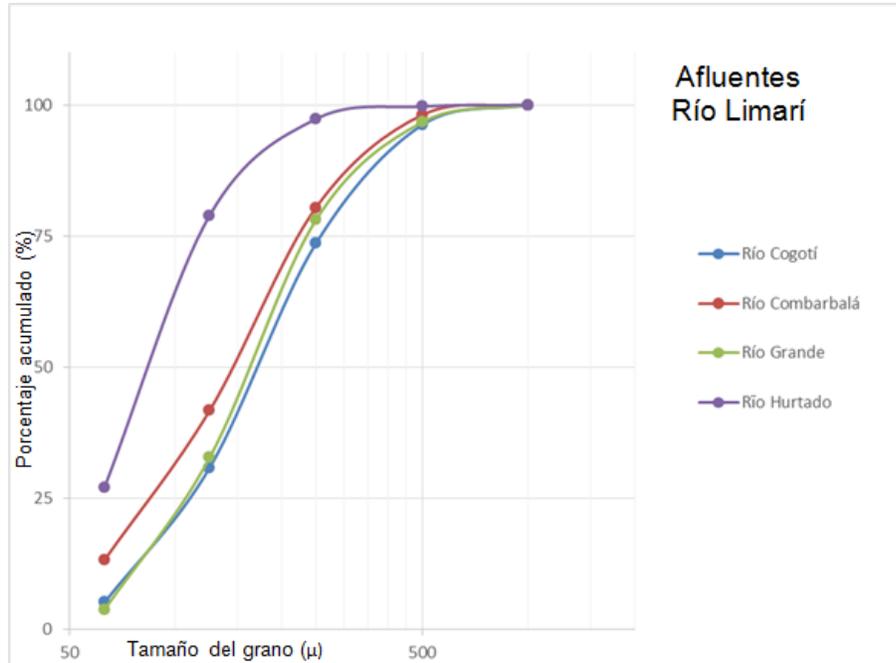


Figura 55: Frecuencia acumulada de arenas. Afluentes río Limarí. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

Mediante el coeficiente de selección (S_o), se establece el grado de clasificación de los sedimentos, según los parámetros de ARAYA-VERGARA (2011) y se establece que las muestras de los afluentes del río Limarí (tabla 10) en su totalidad se encuentran moderadamente clasificadas, lo que implica que han estado sometidas a eventos (pocos) que han variado en la velocidad de transporte. El coeficiente de simetría (S_k), indica la ubicación del modo con respecto a la mediana (MD) y se establece por lo tanto que en la totalidad de las muestras su modo está centrado en la mediana lo que infiere que su distribución es simétrica.

Aguas abajo del río Hurtado se encuentra el embalse Recoleta, el más antiguo de la región de Coquimbo el cual ha modificado la alimentación de sedimentos, ya que al represar un río y crear un embalse se producen cambios en el flujo, la cantidad y calidad de aguas y la sedimentación en la cuenca del río. Las partículas suspendidas que trae un río se asientan en el reservorio, limitando su capacidad de almacenamiento y su vida útil, privando al río de los sedimentos aguas abajo. Muchas áreas agrícolas de los terrenos aluviales han dependido siempre de los limos ricos en nutrientes para sostener su productividad. Como el sedimento ya no se deposita aguas abajo en el terreno aluvial, esta pérdida de nutrientes deberá ser compensada mediante la adición de fertilizantes, para mantener la productividad agrícola. La liberación de las aguas libres de sedimentos, relativamente, puede lavar los lechos, aguas abajo.

Tabla 10: Cuartiles, mediana, coeficiente de selección y simetría.

Área muestra		Q1	Q2 MD	Q3	So	Sk
Afluentes río Limarí	Río Hurtado	63	85	116	1,356933	1,011487
	Río Grande	106	162	234	1,485781	0,972178
	Río Cogotí	110	170	258	1,531487	0,990962
	Río Combarbalá	87	146	220	1,590199	0,947584
Desembocadura río Limarí	Anteplaya. Zona proximal	77	92	112	1,206045	1,009407
	Anteplaya. Zona media	134	166	202	1,227787	0,991105
	Anteplaya. Zona distal	106	150	191	1,342343	0,948589
	Paleobanco	63	83	157	1,568627	1,435767
	Banco lateral fluvial A	63	63	74	1,083721	1,083791
	Banco lateral fluvial B	150	218	329	1,48099	1,01903
Bahía Tongoy	Anteplaya. Zona proximal	88	124	172	1,39805	0,992164
	Anteplaya. Zona media	81	103	148	1,351725	1,129983
	Anteplaya. Zona distal	73	87	102	1,182057	0,991841
	Cordón de dunas holoceno. Zona proximal	67	88	116	1,315805	1,001806
	Cordón de dunas holoceno. Zona media A	72	90	115	1,263812	1,01105
	Cordón de dunas holoceno. Zona media B	73	90	112	1,238647	1,00468
	Zona distal. Dunas transversales	76	91	109	1,197585	1,000181
Bahía Barnes	Anteplaya. Zona proximal	74	89	110	1,219215	1,013729
	Anteplaya. Zona media	80	100	139	1,318142	1,054514
	Anteplaya. Zona distal	85	114	164	1,389032	1,035682
	Cordón de dunas holoceno. Zona media	78	96	124	1,26085	1,02444
	Dunas longitudinales	76	88	104	1,169795	1,010277

Las variaciones en la composición geomorfológica aportan información sobre áreas fuentes, procesos de erosión y transporte de la cuenca. Cuando se construye un embalse, el cauce que se sitúa aguas abajo puede sufrir alteraciones de diversa índole, fundamentalmente porque se modifica las características de su caudal.

Las principales alteraciones son: ausencia de sedimentación, pérdida de sedimentos finos. Lo cual se ve reflejado aguas abajo del embalse Recoleta, en el cual se observa nula presencia de sedimentos en el lecho del río (Figura 56), debido en su primera instancia a que el embalse no tiene la mínima cantidad de agua que permita el transporte de sedimentos aguas abajo, además según la muestra recolectada aguas arriba del embalse, la mayor cantidad de sedimentos que esta presenta se encuentra entre fracciones de arena fina a muy fina.

La mayor parte de la sedimentación se produce en grandes episodios de avenidas, según describe VALERO et al., (1996).



Figura 56: Visión general del río en dirección aguas abajo del embalse Recoleta. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

En la posición geomorfológica de playa moderna en la desembocadura del río Limarí en su zona proximal la fracción predominante es la de arena fina (Tabla 11) con 76,5% del total, luego arena media con un 18% del total.

En la zona media y distal es posible identificar en su mayor proporción sedimentos del tipo arena media con un porcentaje de 73 y 60 % respectivamente; y de arenas finas con un 19 y 33 %, lo que implica que la muestra de la zona proximal de la desembocadura provenga de distancias más alejadas, es decir de desembocaduras más al sur de la área de estudio, debido a que esta presenta fracciones más fina de arena en comparación a los sedimentos de la zona media y distal, y que además la muestra de la zona proximal presenta mayor presencia de cuarzo lo que significa que esta es más antigua ya que el cuarzo es el mineral más resistente a la meteorización.

En la zona distal del río Limarí se extrajo arena de un paleobanco lateral fluvial (Figura 52), el cual a simple vista contenía además de arena, limo y arcilla, se procedió a la limpieza de la muestra y se obtuvo de los 100 gramos iniciales un 28 % de arena pura y un 72 % de limo y arcilla. En esta muestra la fracción predominante corresponde a arena muy fina (Tabla 11) con un 58 % del total, seguido con un 22 % de arena fina y un 18 % de arena media.

En el banco lateral fluvial A (Figura 52) de los 100 gramos de muestra, 30 % del total corresponden a arena y 70 % corresponden a limo y arcilla. En esta muestra la fracción predominante corresponde a arena muy fina (Tabla 11) con un 85% del total. La gran cantidad de limo y arcilla presente en la muestra del paleobanco lateral fluvial (Figura 52) y banco lateral fluvial A, se debe a las cercanías de estas con la laguna litoral, y porque estas además se ubican contiguo a la parte distal de conos aluviales, el cual en su *talwegs* se encuentra alimentado por arenas que cabalgan sobre esta.

Tabla 11: Granulometría y clasificación granulométrica.

Área muestra		m.s.n.m.	Posición Geomorfológica	Granulometría	C.G
Afluentes río Limarí	Río Hurtado	405	Depósito Fluvial	MF, F, M, G, MG	PC
	Río Grande	384	Depósito Fluvial	MF, F, M, G, MG	MPC
	Río Cogotí	2112	Depósito Fluvial	MF, F, M, G, MG	MPC
	Río Combarbalá	2609	Depósito Fluvial	MF, F, M, G, MG	MPC
Desembocadura río Limarí	Anteplaya. Zona proximal	8	Playa Moderna	MF, F, M	BC
	Anteplaya. Zona media	7	Playa Moderna	MF, F, M, G	MC
	Anteplaya. Zona distal	7	Playa Moderna	MF, F, M, G	MC
	Paleobanco	7	Banco Lateral Fluvial	MF, F, M, G, MG	MPC
	Banco lateral fluvial A	9	Banco Lateral Fluvial	MF, F, M	MC
	Banco lateral fluvial B	9	Banco Lateral Fluvial	F, M, G, MG	MPC
Bahía Tongoy	Anteplaya. Zona proximal	1	Playa Moderna	MF, F, M, G	BC
	Anteplaya. Zona media	2	Playa Moderna	MF, F, M	BC
	Anteplaya. Zona distal	3	Playa Moderna	MF, F, M	BC
	Cordón de dunas holoceno. Zona proximal	18	Cordón de Playa Holoceno	MF, F, M	PC
	Cordón de dunas holoceno. Zona media A	20	Cordón de Playa Holoceno	MF, F, M	MC
	Cordón de dunas holoceno. Zona media B	22	Cordón de Playa Holoceno	MF, F, M	MC
	Zona distal. Dunas transversales	34	Duna	MF, F, M	BC
Bahía Barnes	Anteplaya. Zona proximal	3	Playa Moderna	MF, F, M, G, MG	BC
	Anteplaya. Zona media	1	Playa Moderna	MF, F, M, G, MG	BC
	Anteplaya. Zona distal	2	Playa Moderna	MF, F, M, G, MG	MC
	Cordón de dunas holoceno. Zona media	67	Duna	MF, F, M, G, MG	MC
	Dunas Parabólicas	49	Duna	MF, F, M, G, MG	BC

Granulometría: MF: Muy Fina; F: Fina; M: Media; G: Gruesa; MG: Muy Gruesa

Morfoscopia: SA: Sub-Anguloso; A: Anguloso

C.G: (Clasificación Granulométrica): MPC: muy Poco Clasificado; PC: Poco Clasificado; BC: Bien Clasificado; MC: Moderadamente Clasificado; BC: Muy Bien Clasificado

Textura: A: Mate; B: Brillante; D: Rugoso; 2: Áspera.

En el banco lateral fluvial B (Figura 52) de los 100 gramos 3 % corresponde a limo y arcilla y 97% a arena. En esta muestra la fracción predominante corresponde a arena media (Tabla 11) con un 42,5% del total, luego un 37,1% de arena gruesa, esta muestra fue recolectada de un gran banco lateral fluvial de gran extensión.

Según la figura 57, las muestras de anteplaya de la zona media y distal de la ensenada del Limarí y del banco fluvial B tienen similitud en la forma de sus curvas siendo estas del tipo sigmoideal, lo cual refleja sedimentación libre, en que la arena es depositada como arena pura o con muy poca mezcla con sedimentos mayores o menores. La muestra de la zona proximal de la desembocadura, del paleobanco y del banco fluvial A tienen forma ligeramente parabólica (inversa) debido a la mayor proporción de sedimentos más finos.

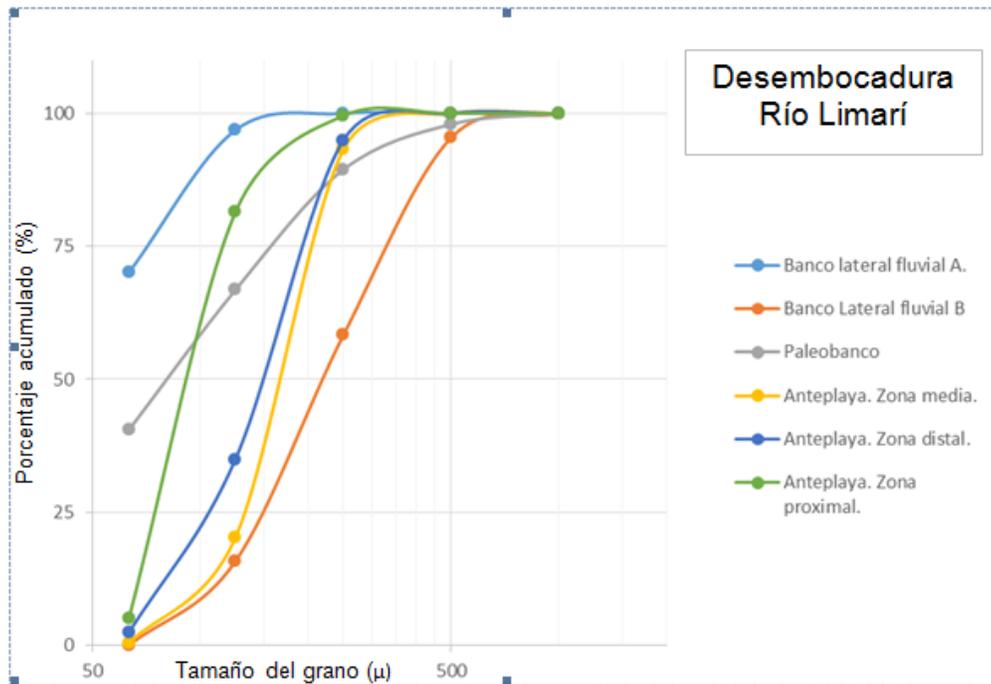


Figura 57: Frecuencia acumulada de arena, desembocadura río Limarí. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

Mediante el coeficiente de selección (S_o), se establece el grado de clasificación de selección de los sedimentos (Tabla 10), según los parámetros de ARAYA-VERGARA (2011) y se establece que las muestras del banco lateral fluvial A, zona proximal y media de la anteplaya se encuentran bien seleccionadas lo que implica una velocidad constante en el transporte de sedimentos; las muestras de la anteplaya en su zona distal, del paleobanco y el banco lateral B se encuentran moderadamente seleccionada, lo que implica que los sedimentos han sido sometidos a eventos (pocos) de distinta velocidad.

El coeficiente de simetría (S_k), indica la ubicación del modo con respecto a la mediana (MD) y se establece por lo tanto que la totalidad de muestras, exceptuando la muestra del paleobanco está centrado en la mediana; la muestra del paleobanco al tener coeficiente de simetría (S_k) 1,4 es más asimétrico a la distribución.

En la bahía Tongoy (Figura 53) el grado granulométrico predominante corresponde a arenas finas (Tabla 11), a excepción de la zona proximal de la anteplaya de la bahía que corresponde a arena media. En la zona proximal de la anteplaya es posible distinguir en su mayor proporción arenas medias con un 47,6 % del total de la muestra, seguido de

arenas finas con un 46,5 %. La zona media de la anteplaya presenta en su mayor proporción arenas finas con un 59,8 % del total, seguido de arenas medias con un 35,3 %.

En la zona distal predomina la granulometría de arena fina con un 84 % del total de la muestra, seguido de arenas muy finas con un 9,1%. En los cordones holocénicos de la zona proximal de la bahía, y de la zona media A y B la granulometría predominante corresponde a arena fina, variando desde arena muy fina a media. En el cordón holocénico de la zona proximal la granulometría predominante corresponde a arena fina con 57 %, seguido con 21,1% de arena muy fina y de un 20,7% de arena media. En el cordón holocénico de la zona media A la granulometría predominante corresponde a arena fina con un 66,3 % del total de la muestra, seguido con un 19,7 % de arena media y de un 13,8 % de arena muy fina.

En el cordón holocénico de la zona media B la granulometría predominante corresponde a arena fina con un 73,8 % del total de la muestra, seguido de un 17% de arena media y de un 9,2% de arena muy fina. En las dunas transversales de la zona distal de la bahía, la granulometría predominante corresponde a arenas finas con un 83,5 % del total, seguido por arenas medias con un 12,8 % y 3,7% de arena muy fina.

Según la (Figura 58) las muestras en su totalidad representan curvas del tipo parabólica (invertida) debido a la mayor proporción de sedimentos más finos.

Mediante el coeficiente de selección (S_o), se establece el grado de selección de los sedimentos según los parámetros de ARAYA-VERGARA (2011), se establece que las muestras de anteplaya de la zona distal, dunas transversales (zona distal) y el cordón de dunas holoceno (zona media B) se encuentran bien seleccionada (tabla 11) lo que implica que estas muestras han sido sometidas a una velocidad de transporte constante; las muestras de cordón de dunas holoceno (zona media A), (zona proximal) y anteplaya de la zona media y proximal se encuentran moderadamente seleccionada, lo que implica que estas muestras han sido sometidas a eventos de distinta velocidad de transporte.

El coeficiente de simetría (S_k), indica la ubicación del modo con respecto a la mediana (MD) y se establece por lo tanto que la totalidad de muestras su modo está centrado en la mediana lo que infiere que su distribución es simétrica.

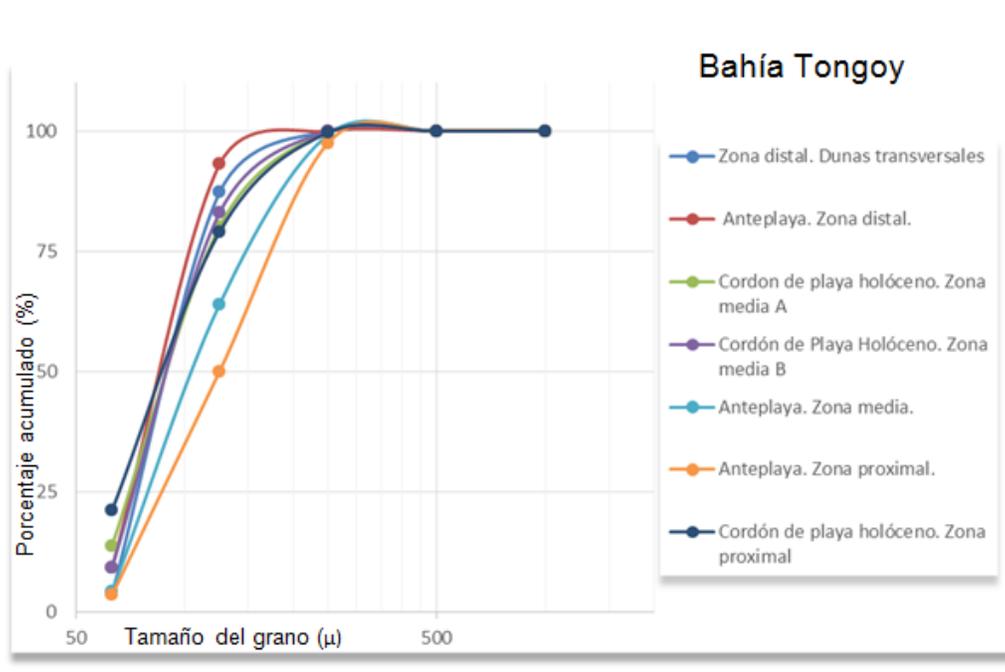


Figura 58: Frecuencia de curva acumulada, bahía Tongoy. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

En la bahía Barnes (Figura 54) la granulometría predominante de las muestras recolectadas corresponde a arena fina (Tabla 11), la cual fluctúa entre arena muy fina a media, exceptuando las muestras de la zona distal de la bahía y el quinto cordón de dunas holocénica expuestos de forma paralela y continua desde la costa ubicada en la zona media en las que fluctúa de arena muy fina a muy gruesa.

En la anteplaya de la zona proximal de la bahía la fracción predominante corresponde a arena fina con un 72,4 %, seguido de un 14,8 % de arena media y un 12,6 % de arena muy fina. En la zona media de la bahía la fracción predominante corresponde a arena fina 67,1%, seguido de arena media con un 30,9 %, luego un 1,7 % de arena muy fina. En la zona distal la fracción predominante corresponde a arena fina con un 55,2%, seguido de un 38,5 % de arena media, y de un 4,3 % de arena gruesa.

En el tercer cordón de dunas holocénica de la zona media los mayores sedimentos se encuentran en la fracción de arena fina con un 70,1%, seguido de un 22,2% de arena media y de un 5,15 % de arena muy fina. Las dunas longitudinales presentan mayor cantidad de sedimentos del tipo arena fina con un 89,9 % del total, seguido de un 6,3% de arena media, y de un 3,9 de arena muy fina.

Según la Figura 59 las muestras en su totalidad representan curvas del tipo parabólica (invertida) debido a la mayor proporción de sedimentos más finos.

Mediante el coeficiente de selección (S_o), se establece el grado de clasificación de los sedimentos, según los parámetros de ARAYA-VERGARA (2011) y se establece que las muestras (tabla 11) de dunas longitudinales y anteplaya de la zona proximal se

encuentran bien clasificadas, lo que implica que estas muestras han sido sometidas a una velocidad de transporte constante; las muestras de cordón de dunas holoceno (zona media), anteplaya de la zona media y distal, se encuentran moderadamente clasificadas, lo que implica que estas muestras han sido sometidas a eventos de distinta velocidad de transporte.

El coeficiente de simetría (S_k), indica la ubicación del modo con respecto a la mediana (MD) y se establece por lo tanto que en la totalidad de muestras su modo está centrado en la mediana lo que infiere que su distribución es simétrica.

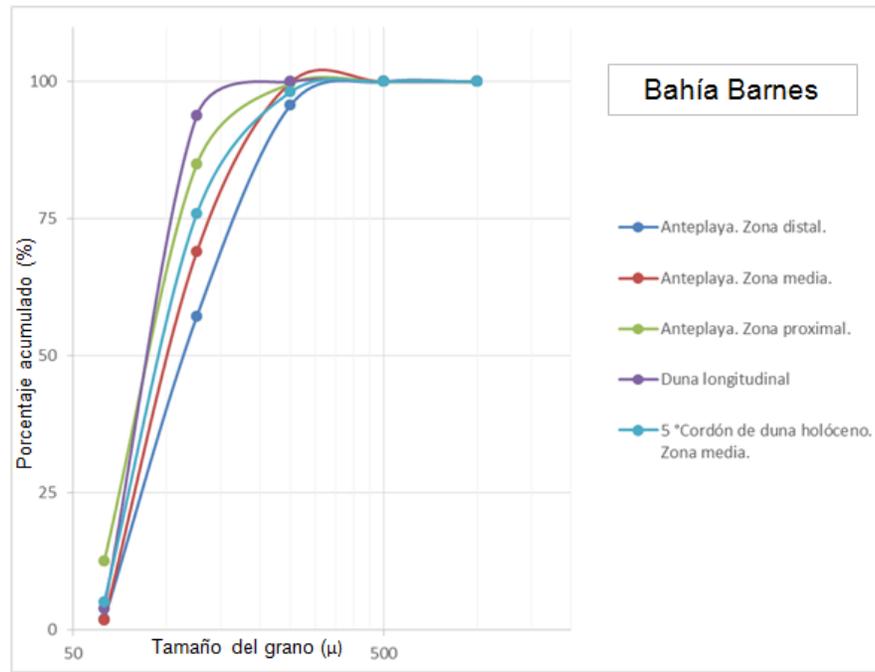


Figura 59: Frecuencia acumulada de arena, bahía Barnes. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

4.3.3 Morfoscopia

En los afluentes del río Limarí (Tabla 12) de la totalidad de las muestras y según el nivel de esfericidad alargado, grado de redondez sub-anguloso y textura mate, rugosa y áspera se puede interpretar que sin hacer distinción entre los diferentes tipos de minerales, la mayoría de ellos presenta un origen cercano a la recolección del mineral.

En la desembocadura del río Limarí (Figura 52) (Tabla 12) la mayoría de las muestras presentan esfericidad del tipo alargado, grado de redondez sub-anguloso y textura mate, rugosa y áspera de lo que se infiere que también la mayoría de las muestras provienen de una fuente cercana.

En la bahía Tongoy (Figura 53) (Tabla 12) casi todas las muestras poseen grado de esfericidad alto del tipo esférico y con un grado de redondez angular, lo que debido a la alta esfericidad de sus granos se puede determinar que estos han sido transportados, la única muestra que presenta esfericidad de tipo alargado y con un grado de redondez subanguloso es la muestra recolectada en la zona proximal de la bahía, lo que se infiere que esta muestra proviene de una fuente cercana. Las muestras ubicadas en la anteplaya de la bahía y en el cordón holócenico de la zona proximal presentan granos brillantes, rugosos, ásperos, lo que indica que las arenas de las muestras poseen una superficie natural (brillo original del mineral o partícula de roca).

En el caso de las muestras recolectadas en los cordones de playa holócenico en su zona media y distal, además de la muestra de duna transversal presentan un grano mate, rugoso y áspero, con un grado de esfericidad alto del tipo esférico y con un grado de redondez del tipo angular lo que indica que la muestra ha sido sometido a desgaste y abrasión pero no ha pulimiento, y que además han sido transportadas.

En la bahía Barnes (Figura 54) la totalidad de las muestras corresponden a una textura del tipo brillante, rugosa y áspera (Tabla 12) lo que significa que las muestras poseen una superficie natural, o han sido reabajados; en el caso de la muestra de la zona proximal de la bahía Barnes su textura corresponde a la del tipo mate, rugosa y brillante, con una alta esfericidad del tipo esférico lo que significa que la muestra fue sometida a desgaste y abrasión, pero no a pulimiento, lo que implica que sus materiales no han sido reabajados, pero si transportados debido a la alta esfericidad de la muestra.

La zona media de la Anteplaya y del quinto cordón de dunas holócenico posee una baja esfericidad del tipo alargado, con un grado de redondez sub-angular lo que significa que sus granos son brillantes por desgaste y pulimiento, y que además provienen de una fuente cercana. En la muestra de anteplaya en su zona distal y en las dunas parabólicas poseen una alta esfericidad del tipo esférico, con grado de redondez del tipo angular lo que significa que sus granos poseen una superficie natural es decir un brillo original del mineral o partícula de roca, además esta muestra ha sido transportada debido a la alta esfericidad.

Tabla 12 : Morfoscopía, mineralogía y textura.

Área muestra		Morfoscopia	Mineralogía	Textura
Afluentes río Limarí	Río Hurtado	Alargado: SA	Qz(-), Lit(+), Fm(-), O(-)	A.D.2
	Río Grande	Alargado: SA	Qz(+), Lit(+)	A.D.2
	Río Cogotí	Alargado: SA	Qz(+), Lit(+), Fm(-), O(-)	A.D.2
	Río Combarbalá	Alargado: SA	Qz(-), Lit(+), Fm(-), O(+)	A.D.2
Desembocadura río Limarí	Anteplaya. Zona proximal	Alargado: SA	Qz(+), Lit(-), Fm(-)	A.D.2
	Anteplaya. Zona media	Alargado: SA	Qz(-), Lit(+), Fm(-)	A.D.2
	Anteplaya. Zona distal	Alargado: SA	Qz(-), Lit(+), Fm(-)	A.D.2
	Paleobanco	Alargado: SA	Qz(+), Lit(+), Fm(-), O(-)	A.D.2
	Banco lateral fluvial A	Alargado: SA	Qz(+), Lit(-), Fm(-)	B.D.2
	Banco lateral fluvial B	Alargado: SA	Qz(+), Lit(+), Fm(-)	B.D.2
Bahía Tongoy	Anteplaya. Zona proximal	Alargado: SA	Qz(+), Lit(+), Fm(-), O(-)	B.D.2
	Anteplaya. Zona media	Esférico: A	Qz(+), Lit(-), Fm(-), O(-)	B.D.2
	Anteplaya. Zona distal	Esférico: A	Qz(+), Lit(-), Fm(-), O(-)	B.D.2
	Cordón de dunas holoceno. Zona proximal	Esférico: A	Qz(+), Lit(-), Fm(-), O(-)	B.D.2
	Cordón de dunas holoceno. Zona media A	Esférico: A	Qz(+), Lit(-), Fm(-)	A.D.2
	Cordón de dunas holoceno. Zona media B	Esférico: A	Qz(+), Lit(-), Fm(-), O(-)	A.D.2
	Zona distal. Dunas transversales	Esférico: A	Qz(+), Lit(-), Fm(-), O(-)	A.D.2
Bahía Barnes	Anteplaya. Zona proximal	Esférico: A	Qz(-), Lit(+), Fm(-)	A.D.2
	Anteplaya. Zona media	Alargado: SA	Qz(+), Lit(-), Fm(+)	B.D.2
	Anteplaya. Zona distal	Esférico: A	Qz(+), Lit(-), Fm(-), O(-)	B.D.2
	Cordón de dunas holoceno. Zona media	Alargado: SA	Qz(+), Lit(+), Fm(-)	B.D.2
	Dunas Parabólicas	Esférico: A	Qz(+), Lit(-), Fm(-)	B.D.2

Morfoscopia: SA: Sub-Anguloso; A: Anguloso

Textura: A: Mate; B: Brillante; D: Rugoso; 2: Áspera

4.3.4 Mineralogía

El principal objetivo de este análisis es obtener indicios que permitan determinar la fuente o área de proveniencia del material sedimentario en estudio, en este caso la hipótesis principal es que provienen del río Limarí. Esto se desea comprobar principalmente mediante la presencia de especies minerales características de ciertos tipos de roca, como lo son las rocas ígneas intrusivas, volcánicas, sedimentarias o metamórficas. También fue posible detectar la presencia de mineralogía de alteración, indicadora de la magnitud relativa del retrabajo y meteorización sufrida por la roca fuente de sedimentos y sus componentes minerales.

En este análisis se detectó principalmente mineralogía característica de rocas ígneas intrusivas y volcánicas, seguida en abundancia por fragmentos de roca sedimentaria. La mineralogía típica de rocas ígneas intrusivas hallada en las muestras indica predominancia de rocas diferenciadas, de alto contenido en sílice, con feldespato potásico (microclina detectable con claridad en algunas muestras), plagioclasa, cuarzo y biotita como mineralogía característica. En cuanto al contenido volcánico, se detectaron fragmentos de rocas volcánicas caracterizados por plagioclasas euhedrales a subhedrales inmersas en una masa fundamental vítrea. Los fragmentos clásticos sedimentarios se caracterizan por presentar abundancia de minerales de arcilla y en algunos casos se detectaron fragmentos de chert y algunos cúmulos de arcilla, los que pudieron haber sido formados durante los procesos de transporte, en este caso aluvial (tabla 13).

En algunas muestras se detectó la presencia de piroxeno y hornblenda en menor cantidad, siendo el primero un mineral propio de rocas ígneas menos diferenciadas y de menor contenido en sílice, como lo son basaltos y andesitas en la categoría de rocas ígneas extrusivas o volcánicas, mientras que la hornblenda es típica en andesitas y dacitas principalmente. Los equivalentes intrusivos de las rocas recién mencionadas corresponden a gabros, dioritas y tonalitas.

No fueron detectados fragmentos de rocas metamórficas, sin embargo, hay una gran abundancia de minerales como clorita y epidota que son característicos de rocas metamórficas en facies esquistos verdes, pero su presencia no es excluyente, ya que también se originan por otros procesos de alteración como la circulación de fluidos hidrotermales por ejemplo.

Condiciones de transferencia de masa entre la desembocadura del río Limarí, bahía Tongoy y bahía Barnes. Región de Coquimbo, Chile.

Tabla 13: Mineralogía óptica.

Área Muestra	% Cuarzo	% Plagioclasa	% Feldespato Potásico	% Ópacos	% Fragmentos Líticos	% Hornblenda	% Biotita	% Piroxeno	% Epidota	% Fragmentos Volcánicos	% Clorita	% Fragmentos Arcillosos	% Micas Blancas	% Calcita
Ensenada del Limarí. Zona Proximal	25	30	15	10	5	5	10							
Ensenada del Limarí. Zona Media	15	15	18	10	15	10	10	3	4					
Ensenada del Limarí. Zona Distal	10	15	25	2			7		5	30	6			
Desembocadura río Limarí. Paleobanco Lateral Fluvial	5	5	15	10			40			15	10			
Desembocadura río Limarí. Banco Lateral Fluvial A	5	5	15	15			30				10	15	5	
Desembocadura río Limarí. Banco Lateral Fluvial B	10	15	20	10			10	2	3	15	15			
Bahía Tongoy. Zona Proximal	5	10	15	15			15	10		10	20			
Bahía Tongoy. Zona Media	10	5	15	20			10	10		10	20			
Bahía Tongoy. Zona Distal	15	5	15	20			5	10		10	20			
Bahía Tongoy. Cordón de Playa. Zona Proximal	5	10	15	15		10	5				10		5	25
Bahía Tongoy. Cordón de Playa. Zona Media A	25	5	10	17			8		5	15	15			
Bahía Tongoy. Cordón de Playa. Zona Media B	25	10	15	5	10		5				30			
Bahía Tongoy. Dunas Transversales Estabilizadas	10	10	20	15			10		5	5	15			10
Bahía Barnes. Zona Proximal	10	10	35	15			5			10				15
Bahía Barnes. Zona media	10	10	25	10			10			10	5			20
Bahía Barnes. Zona Distal	10	10	15	5			5		5	10	10		5	25
Bahía Barnes. Zona media. Quinto Cordón de Dunas	10	10	15	10			5		5	10	10		5	20
Bahía Barnes. Dunas Parabólicas	10	10	15	15			5		5	5	15		5	15
Río Hurtado	5	5	20	20			15		5	20	10			
Río Grande	15	5	25	5			12	5	5	18	10			
Río Cogotí	20	5	10	5			20		5	20	10	5		
Río Combarbalá	5	5	10	5		5	10		5	40	10		5	

Por lo general todas las muestras (Tabla 13) tienen similitud en la presencia mineralógica de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita, y en menor porcentaje clorita y fragmentos volcánicos, otros minerales presentes en algunas muestras y en menor porcentaje son calcita, micas blancas, piroxeno, epidota, fragmentos líticos y hornblenda, lo cual es indicador de una similitud mineralógica entre las muestras de los diferentes subsistemas.

En las muestras de los afluentes del Limarí predominan los minerales de fragmentos volcánicos, feldespato potásico, biotita y cuarzo; además existe un porcentaje de 10% de clorita en todas las muestras y de 5% de epidota, de lo que se infiere que los afluentes del Limarí presentan un porcentaje de rocas metamórficas o existen procesos de alteración como la circulación de fluidos hidrotermales. Otro mineral presente en todas las muestras y con un 5% de presencia es la plagioclasa, la cual es característica de rocas volcánicas. Minerales presentes en algunas muestras y en mínimo porcentaje son hornblenda, fragmentos de arcilla y micas blancas. Según el anexo 1 y 5, que corresponde a las muestras del río Hurtado, río Grande y río Combarbalá estas podrían tener una fuente intrusiva granodiorítica o granito, en el caso de la muestra de río Combarbalá el gran porcentaje de fragmentos volcánicos alterados a arcilla y sin presencia de redondeamiento y esfericidad refleja una fuente no lejana y próxima al depósito (Tabla 12) (Figura 60).

Según esta presente investigación y los estudios mineralógicos de (ASTUDILLO, 2011) (anexo 7) los minerales presentes en la desembocadura corresponden a la litología presente en el área y comparten similitud a los de esta presente investigación.

Las muestras recolectadas en la desembocadura del río Limarí (Tabla 12) reflejan la presencia de plagioclasas, feldespato potásico, cuarzo y opacos. En las muestras más cercanas a la línea de costa existe además presencia de fragmentos líticos y hornblenda lo que implica que su fuente mineralógica puede provenir de rocas ígneas intrusivas como son los gabros, dioritas o tonalita y que se ubiquen en una latitud mayor a la desembocadura o que provengan de una desembocadura más al sur. En los bancos laterales fluviales ubicados aguas arriba la mineralogía que presenta incluye clorita, mineral que se encuentra en las rocas metamórficas y que se relaciona con la geología presente en el cordón montañoso Altos del Talinay. Los diferentes niveles de redondeamiento y esfericidad dan cuenta de la distancia relativa a la fuente (Anexo 2) por lo que se infiere que el mayor porcentaje de minerales de cuarzo en la anteplaya refleja madurez composicional y mayor retrabajo (Anexo 6). La mayor presencia de feldespato, biotita y clorita aguas arriba reflejan menos madurez composicional y menor transporte ya que estos son menos resistente a la abrasión, con lo cual la fuente puede ser cercana (Figura 61).

Las muestras recolectadas en la bahía Tongoy predominan minerales como clorita, opacos, feldespato potásico, cuarzo, biotita, plagioclasa. En menor porcentaje fragmentos volcánicos y solo en algunas muestras calcita, epidota, fragmentos líticos, hornblenda y micas blancas. Se infiere que debido al porcentaje de feldespato potásico, plagioclasas y cuarzo, estas muestras podrían tener una fuente de roca ígnea intrusiva. El porcentaje

considerable de clorita refleja la cercanía de una fuente de roca metamórfica, sobre todo en las zona distal de la bahía Tongoy, en las muestras de la zona media A y las dunas transversales, además se encontró epidota la cual también es un mineral característico de rocas metamórficas, este mineral se encontró en las muestras que se ubican hacia el continente, la epidota es un mineral que posee un dureza casi similar a la del cuarzo, por lo que se infiere que estos depósitos son más antiguos que los ubicados en toda la bahía Tongoy (Anexo 6).

En las muestras recolectadas a lo largo de la bahía Tongoy en la zona de anteplaya también fue distinguible mineralogía característica de roca metamórfica, de lo que se infiere que estas tienen una fuente de un depósito que se ubica más hacia al sur o que provenga del cordón montañoso Altos del Talinay, ya que la dureza del piroxeno no es asimilable para que esta se transporte por grandes distancias.

En la zona proximal de la bahía, en el cordón de playa holócenico se encontró hornblenda, la cual es mineralogía propia de las rocas ígneas intrusivas y rocas volcánicas, la presencia de hornblenda se puede explicar por la cercanía de la muestra a la quebrada Pachingo. La presencia de calcita en el cordón de playa holocénico de la zona proximal es demostrable ya que en esta zona es posible distinguir una gran superficie de conchales, además en la zona distal en el campo de dunas transversales también existe la presencia de calcita, de lo que es posible inferir que estas se transportaron hasta esa zona debido al bajo peso de la calcita. Según el anexo 3 existe una relativa fuente de sedimentos debido a los diferentes niveles de redondeamiento, esfericidad y madurez textural presente en las muestras (Tabla 12) (Figura 62). Según LOPÉZ (1965) determinó que los redondeamientos subangulares a redondeados de cuarzo y feldespatos están presentes en la formación Coquimbo.

En las muestras de la bahía Barnes predominan minerales de feldespato potásico, calcita, opacos, cuarzo, plagioclasa, fragmentos volcánicos, y en menor porcentaje biotita. En la mayoría de las muestras existe presencia de clorita, excepto en la muestra ubicada en la zona proximal de la anteplaya, la cual está ubicada en la cercanía de la desembocadura del estero Tongoy, la cual es una zona de cambios antes crecidas del estero Tongoy, lo cual refleja que el aporte de la desembocadura no tiene relación con rocas metamórficas. Las muestras hacia el continente contienen epidota y micas blancas lo que en el caso de la epidota podría reflejar una fuente de roca metamórfica, pero en menor porcentaje. Según el anexo 4 el mayor porcentaje de feldespato es indicador de una fuente de sedimentos cercanos de carácter ígneo, y la poca alteración de los feldespatos en la zona proximal, media y distal de la anteplaya refleja también una fuente cercana (Tabla 12) (Figura 63).

Condiciones de transferencia de masa entre la desembocadura del río Limarí, bahía Tongoy y bahía Barnes. Región de Coquimbo, Chile.

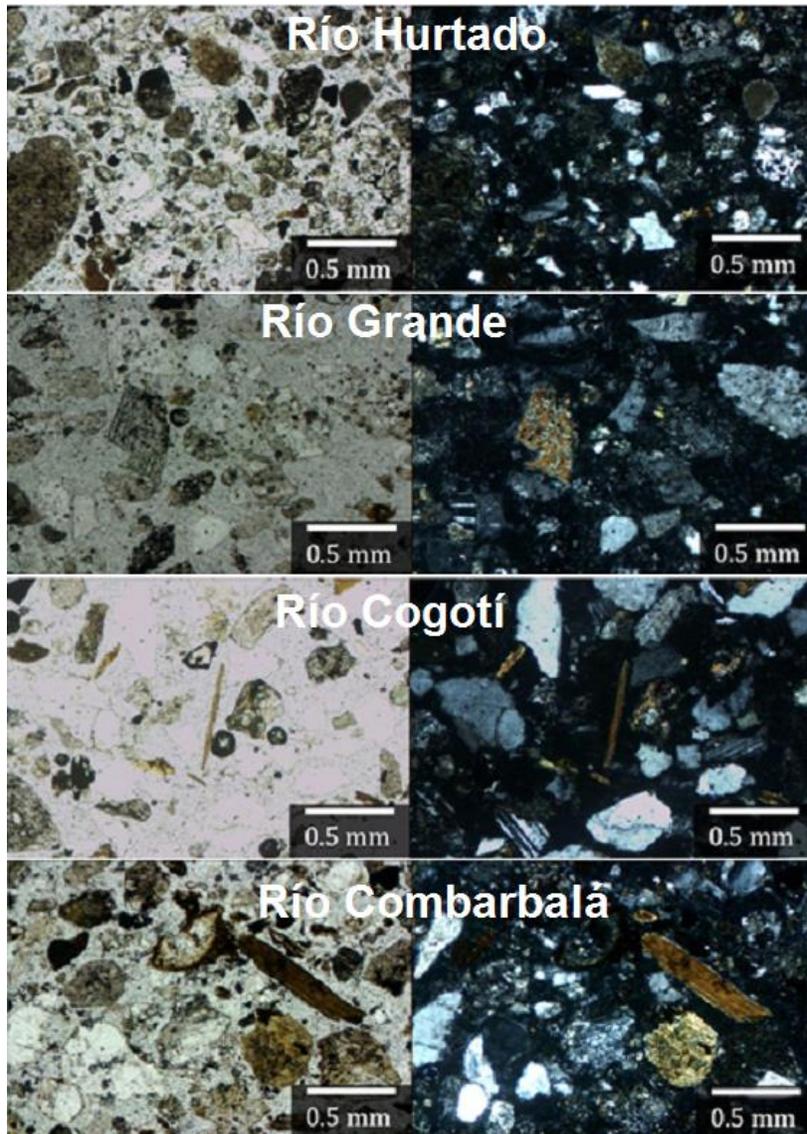


Figura 60: Fotografía a nícoles paralelos a la izquierda y a nícoles cruzados a la derecha, a 5x. Afluentes del río Limarí. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

Condiciones de transferencia de masa entre la desembocadura del río Limarí, bahía Tongoy y bahía Barnes. Región de Coquimbo, Chile.

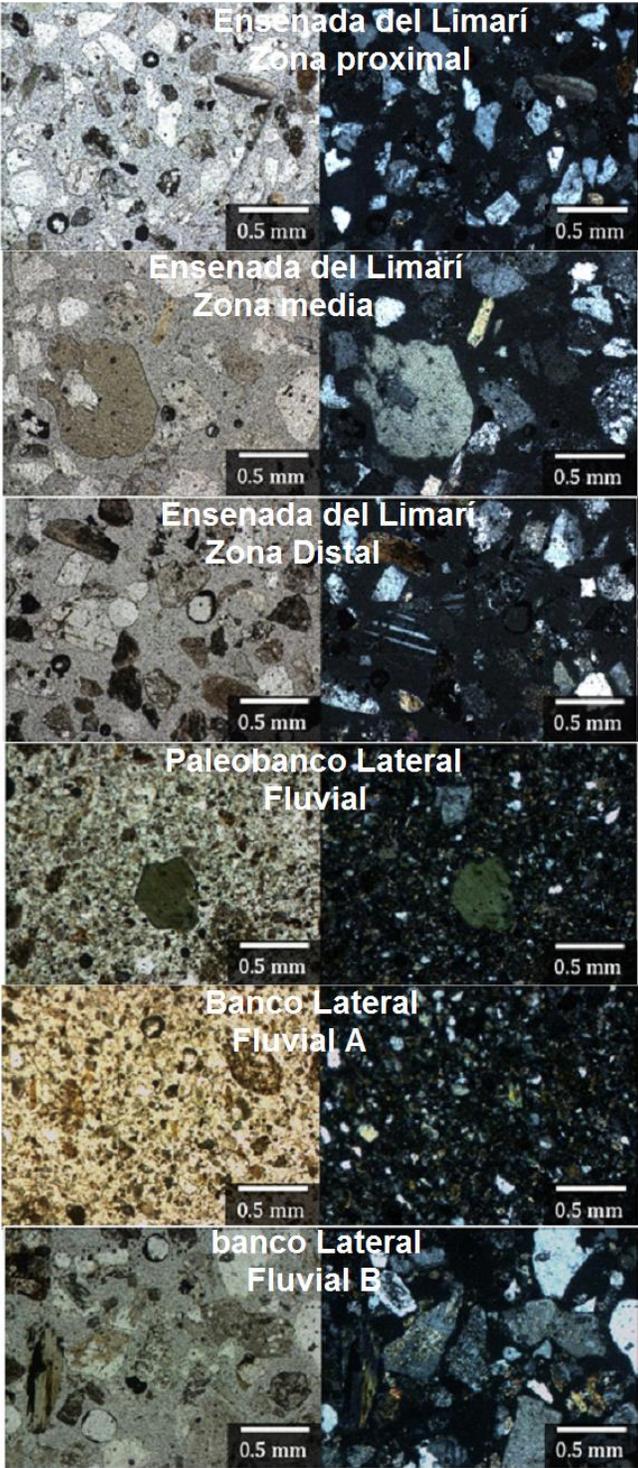


Figura 61: Fotografía a nícoles paralelos a la izquierda y a nícoles cruzados a la derecha, a 5x. Desembocadura del río Limarí. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

Condiciones de transferencia de masa entre la desembocadura del río Limarí, bahía Tongoy y bahía Barnes. Región de Coquimbo, Chile.

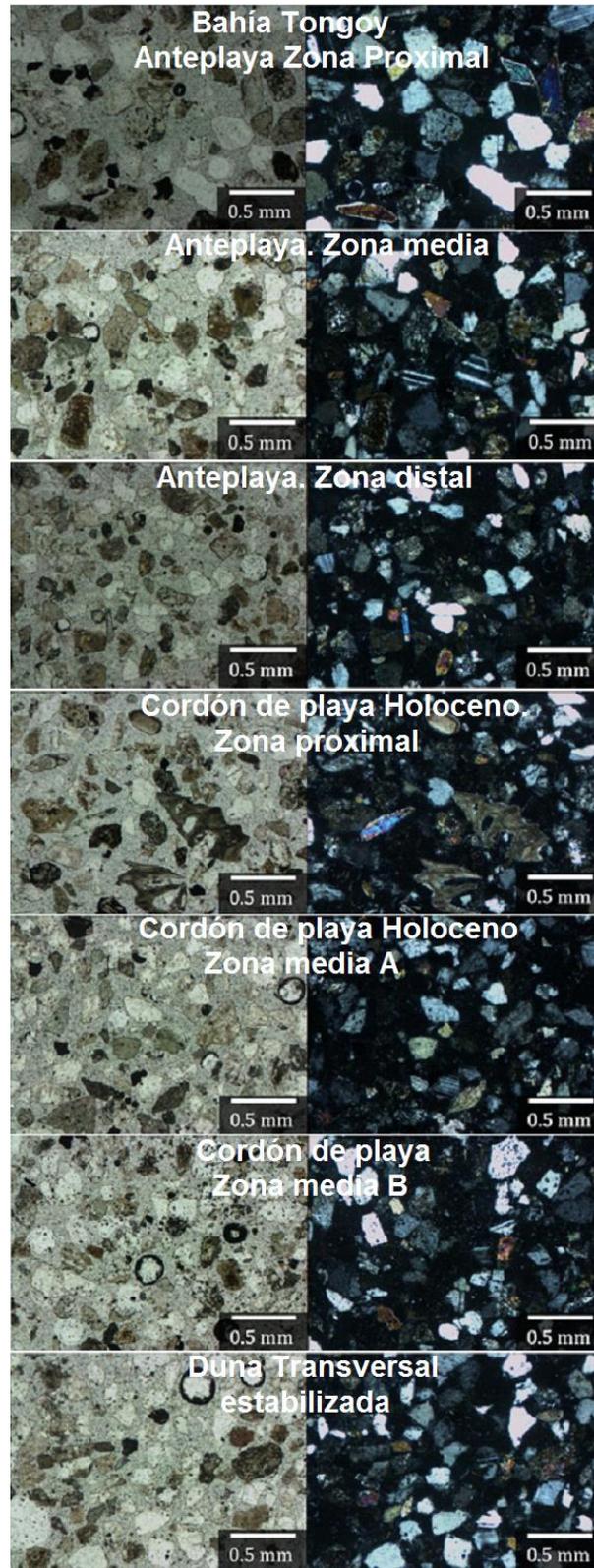


Figura 62: Fotografía a nícoles paralelos a la izquierda y a nícoles cruzados a la derecha, a 5x. Bahía Tongoy. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

Condiciones de transferencia de masa entre la desembocadura del río Limarí, bahía Tongoy y bahía Barnes. Región de Coquimbo, Chile.

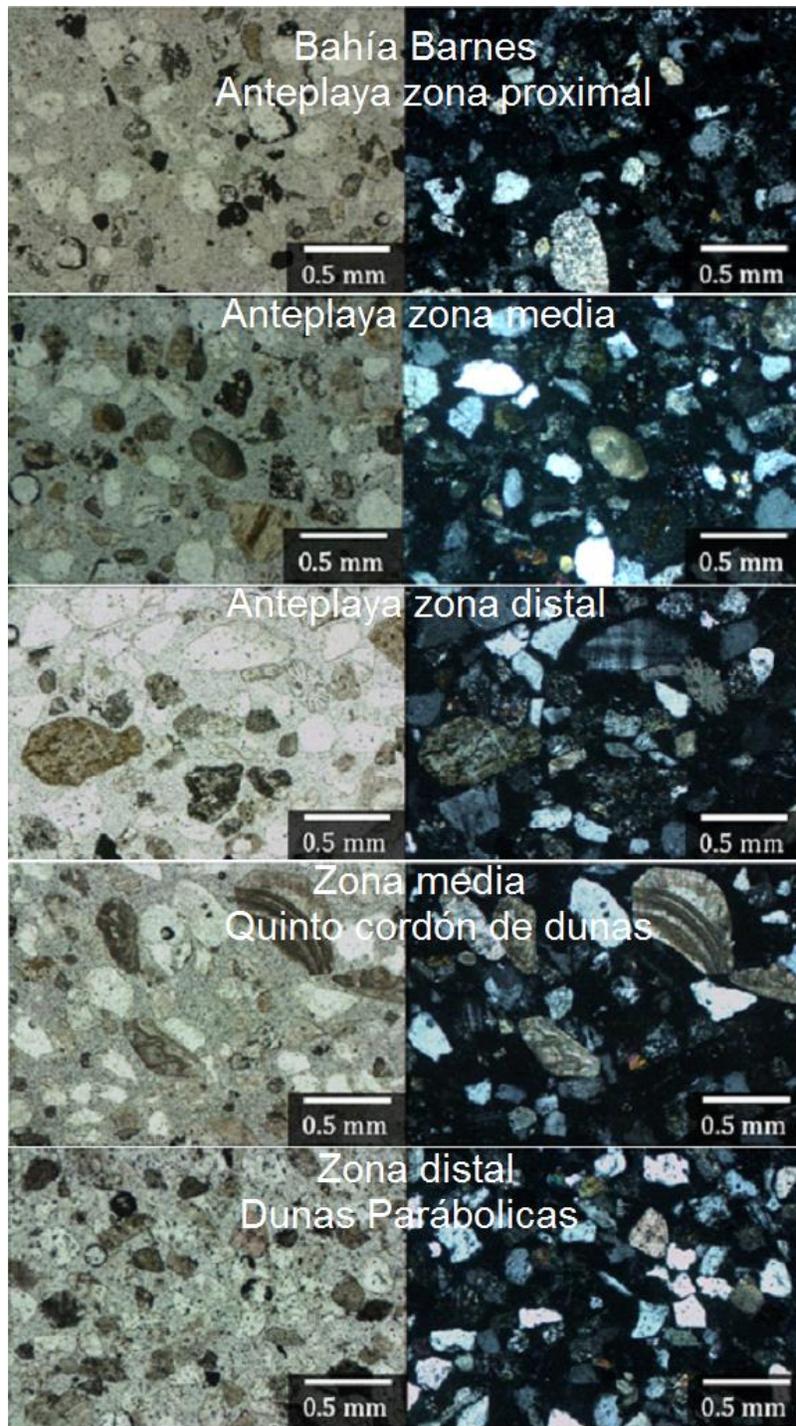


Figura 63: Fotografía a nícoles paralelos a la izquierda y a nícoles cruzados a la derecha, a 5x. Bahía Barnes. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

4.4 Análisis en relación a las condiciones de transferencia de masa

Las imágenes satelitales seleccionadas y recolectadas se diseñaron tratando de hacerlas más visibles para su mayor observación y análisis, tratando de no perder el detalle de sus formas, para esto se procedió a que estas tengan una escala grafica de 3000 m.

Desembocadura río Limarí

En la imagen de la figura 64 del 6 de noviembre de 1987 fue tomada en primavera, estación que se ve reflejada por el aumento de las temperaturas y el aumento de caudal por derretimiento invernal en la alta cuenca del Limarí. Las formas visibles reflejan una flecha litoral abierta, además de un aumento del caudal de la laguna litoral.

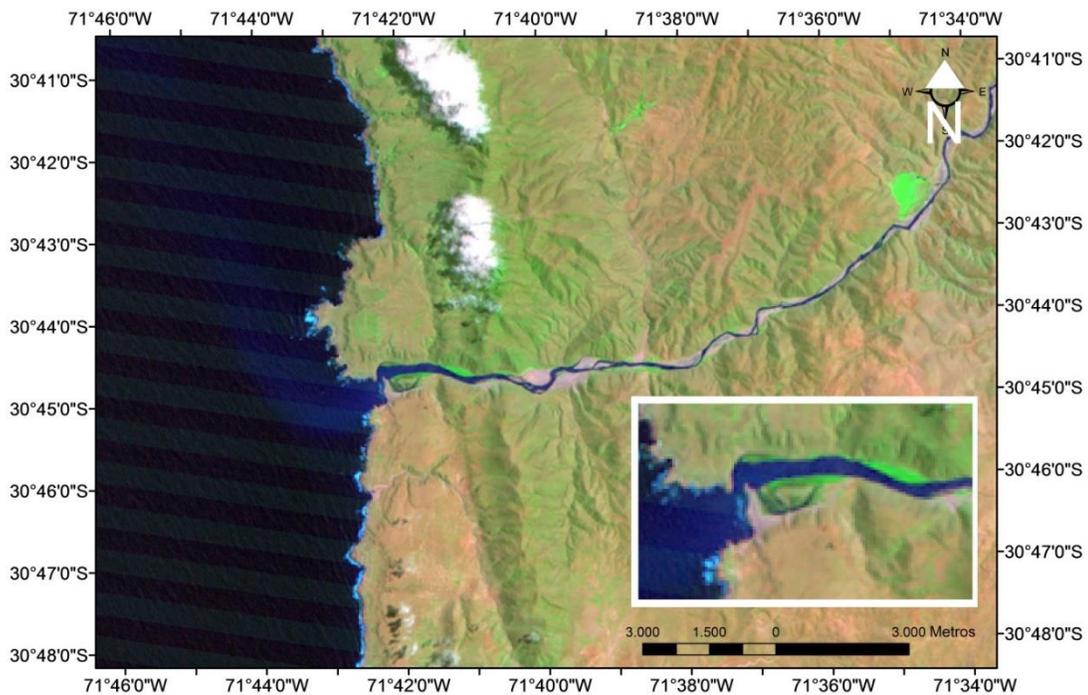


Figura 64: Desembocadura río Limarí. Imagen Satelital LandSat 5. Fecha: 06 de noviembre de 1987. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

La figura 65, imagen satelital del año 1997 con fecha 10 de junio es tomada a finales de Otoño, en ella se puede observar una flecha litoral completamente cerrada, además en los años anteriores al registro de esta imagen la zona ha sido afectada por un periodo extensivo de sequía, lo que provoca que el Limarí y sus afluentes presenten una disminución de su caudal. El aumento en extensión de la flecha litoral se puede deber al aporte de material sedimentario del mar de fondo o de la *transmudación* del campo dunar.

Condiciones de transferencia de masa entre la desembocadura del río Limarí, bahía Tongoy y bahía Barnes. Región de Coquimbo, Chile.

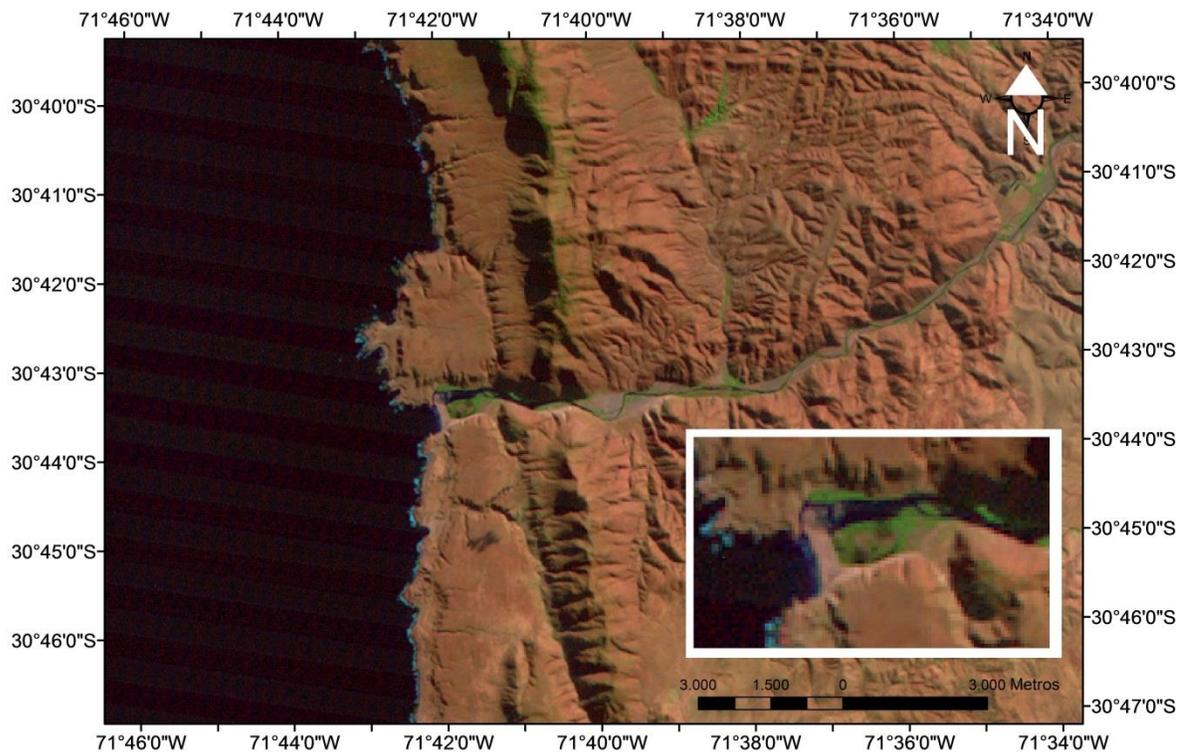


Figura 65: Desembocadura río Limarí. Imagen Satelital LandSat. Fecha: 10 de junio de 1997. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

La imagen de la figura 66 con fecha 26 de junio del año 1997 es posterior a las precipitaciones con fecha 11 al 13 de junio y 17 al 21 de junio de 1997, en esa imagen se observa la apertura de la flecha litoral y un aumento del caudal.

En la imagen de la figura 67 registrada el 16 de octubre de 1997 posterior a las intensas precipitaciones con fecha entre 15 y 17 de agosto de 1997, se puede observar claramente la gran apertura de la flecha litoral y la disminución considerable en el tamaño de esta, además la laguna litoral aumenta su caudal de un tamaño más grande que la registrada en la imagen recolectada el 6 de noviembre de 1987 (Figura 64). Además, la imagen registrada corresponde a más de dos meses posteriores al evento, sin embargo, sus efectos son notorios posterior a este, con lo cual se toma registro de la intensidad y magnitud que puede provocar cambios en sus formas.

Condiciones de transferencia de masa entre la desembocadura del río Limarí, bahía Tongoy y bahía Barnes. Región de Coquimbo, Chile.



Figura 66: Desembocadura río Limarí. Imagen satelital LandSat 5. Fecha: 26 de junio de 1997. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

En la figura 68 registrada el 16 de agosto del 2004, siete años posteriores al último registro El Niño, se puede observar una tendencia al cierre de la flecha litoral, que concuerda con un período extenso de sequía en la zona posterior al año 1997. El aumento en la extensión de la flecha litoral se puede deber al aporte de sedimentos del mar de fondo y en la transmutación del campo dunar.

La Figura 69 tomada el 5 de septiembre del 2011 se observa un aumento en los sedimentos de la laguna litoral en comparación con la figura 68 que es tomada siete años antes, en ella se puede observar el casi cierre de la flecha litoral, un aumento de la masa sedimentaria de los bancos laterales fluviales y una disminución del caudal de la laguna litoral.

En la figura 67 sus formas son levemente transformadas y se puede observar la abertura de su flecha litoral, esto debido a la intensidad y magnitud de las precipitaciones asociadas al evento El Niño del año 1997, el cual transformó el sistema de la cuenca del Limarí desde la cabecera en la alta montaña, pasando por sus afluentes, hasta su desembocadura. En las Figuras 68 y 69 se puede observar una disminución del caudal de la laguna litoral con implicancias de casi cierre de la flecha litoral debido a un gran periodo de sequía desde el último evento El Niño del año 1997.

Condiciones de transferencia de masa entre la desembocadura del río Limarí, bahía Tongoy y bahía Barnes. Región de Coquimbo, Chile.

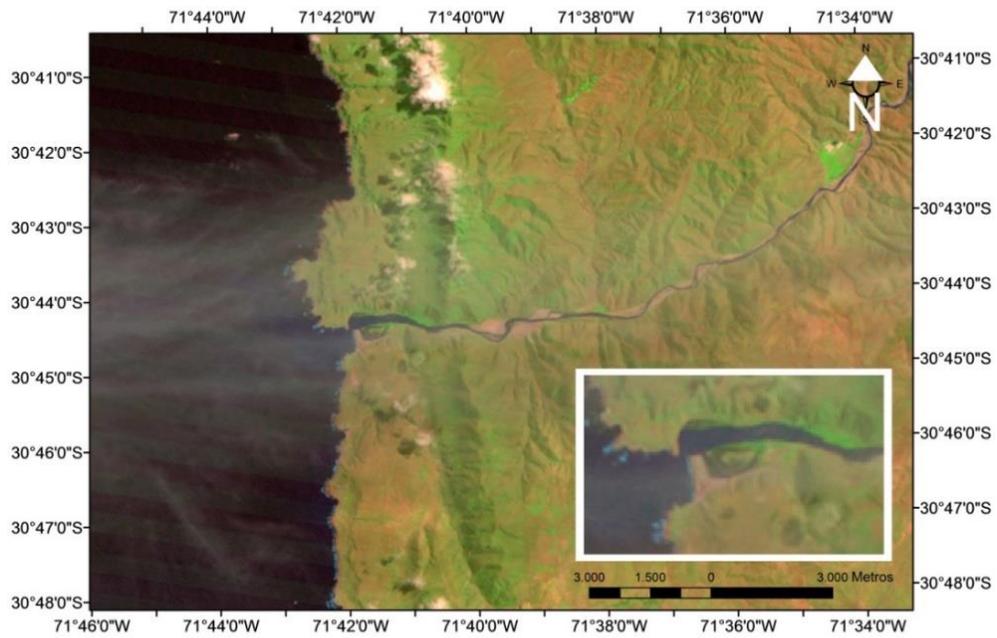


Figura 67: Desembocadura río Limarí. Imagen satelital LandSat 5. Fecha: 16 de Octubre 1997. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

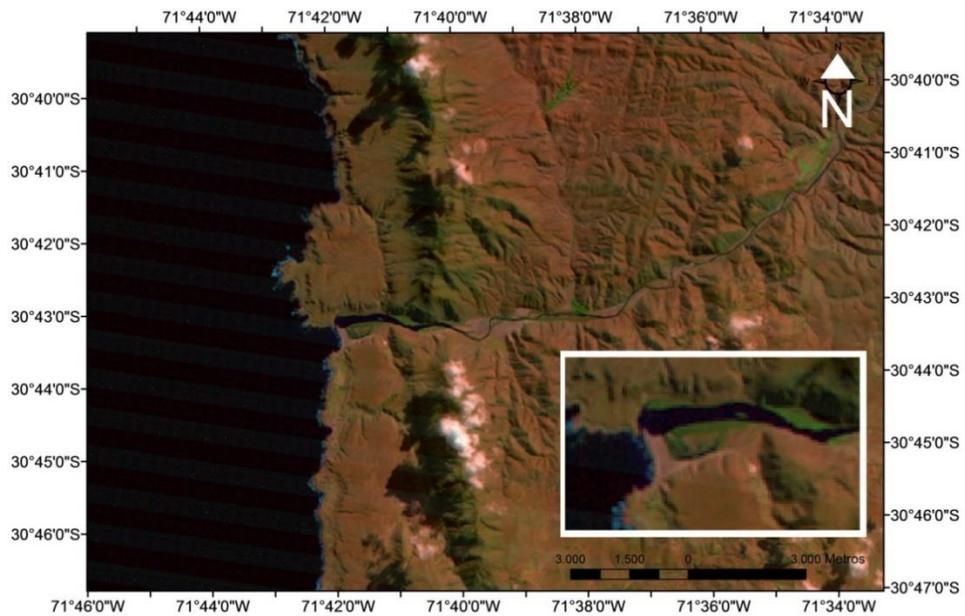


Figura 68: Desembocadura río Limarí. Imagen satelital LandSat 5. Fecha: 16 de agosto de 2004. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

Condiciones de transferencia de masa entre la desembocadura del río Limarí, bahía Tongoy y bahía Barnes. Región de Coquimbo, Chile.

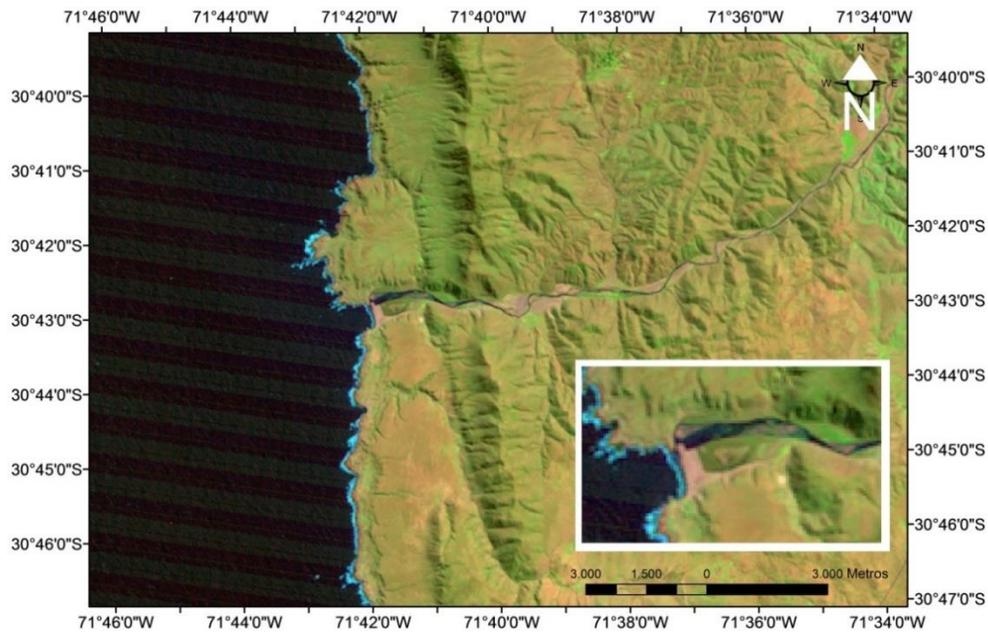


Figura 69: Desembocadura río Limarí. Imagen satelital LandSat 5. Fecha: 05 de septiembre de 2011. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

Bahía Tongoy y Barnes

En la figura 70 del 06 de noviembre de 1987 es posible distinguir una extensión de masa dunar en la zona distal de la bahía Tongoy y en toda la extensión de la zona media de la bahía Barnes, además se puede distinguir que la flecha litoral de bahía Barnes se encuentra abierta, haciendo contacto las masas de agua del estero Tongoy con las aguas del océano. En el caso de la bahía Tongoy no se registra ninguna abertura de las flechas litorales de sus quebradas, pero es visible caudal en la laguna litoral de la quebrada Pachingo ubicada en la zona proximal de la bahía Tongoy.

Condiciones de transferencia de masa entre la desembocadura del río Limarí, bahía Tongoy y bahía Barnes. Región de Coquimbo, Chile.



Figura 70: Bahía Tongoy y Barnes. Imagen satelital LandSat 5. Fecha: 06 de noviembre de 1987. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

En la imagen de la figura 71 registrada el 10 de junio de 1997 se puede observar en la bahía Barnes una flecha litoral casi cerrada y una disminución del caudal del estero Tongoy. En la bahía Tongoy se puede distinguir la disminución del caudal de la laguna litoral de la quebrada Pachingo. La disminución del caudal de las quebradas de la bahía Tongoy y del estero de la bahía Barnes se debe a años de sequía actual y anterior al registro de esta imagen.

La figura 72 registrada el 26 de junio de 1997 es tomada posterior al primer y segundo evento de precipitaciones del año 1997 con lo cual aumenta el caudal de las lagunas litorales y es casi distinguible la abertura de la flecha litoral de la quebrada Pachingo en la zona proximal de la bahía Tongoy y la abertura de la flecha litoral de la bahía Barnes en su zona proximal.

En la figura 73 registrada el 16 de octubre de 1997 se puede observar un aumento en el caudal de las lagunas litorales de las quebradas de la bahía Tongoy y en el caudal del estero Tongoy, además es visible la abertura de todas las flechas litorales de la bahía Tongoy y Barnes. El aumento del caudal de las quebradas y del estero Tongoy se debe a las precipitaciones intensas y de gran energía.

En la figura 74 registrada el 16 de agosto de 2004 se puede observar una disminución del caudal de las quebradas de la bahía Tongoy y del estero Tongoy en comparación a la imagen de la figura 71. Estos cambios en su forma se deben a la casi baja ocurrencia en la cantidad e intensidad de las precipitaciones.

Condiciones de transferencia de masa entre la desembocadura del río Limarí, bahía Tongoy y bahía Barnes. Región de Coquimbo, Chile.

En comparación con la figura 75 registrada el 5 de septiembre del 2011, siete años después no existen cambios considerables en sus formas según el detalle en que son analizadas estas imágenes, lo que se infiere que las condiciones medioambientales no han variado.

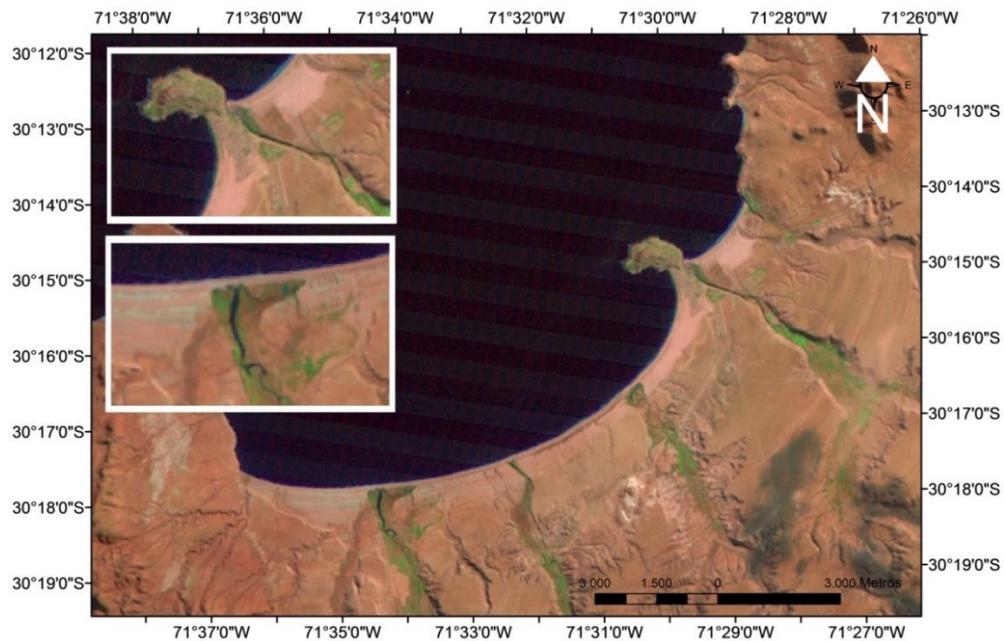


Figura 71: Bahía Tongoy y Barnes. Imagen satelital Landsat 5.Fecha 10 de junio de 1997. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

Condiciones de transferencia de masa entre la desembocadura del río Limarí, bahía Tongoy y bahía Barnes. Región de Coquimbo, Chile.

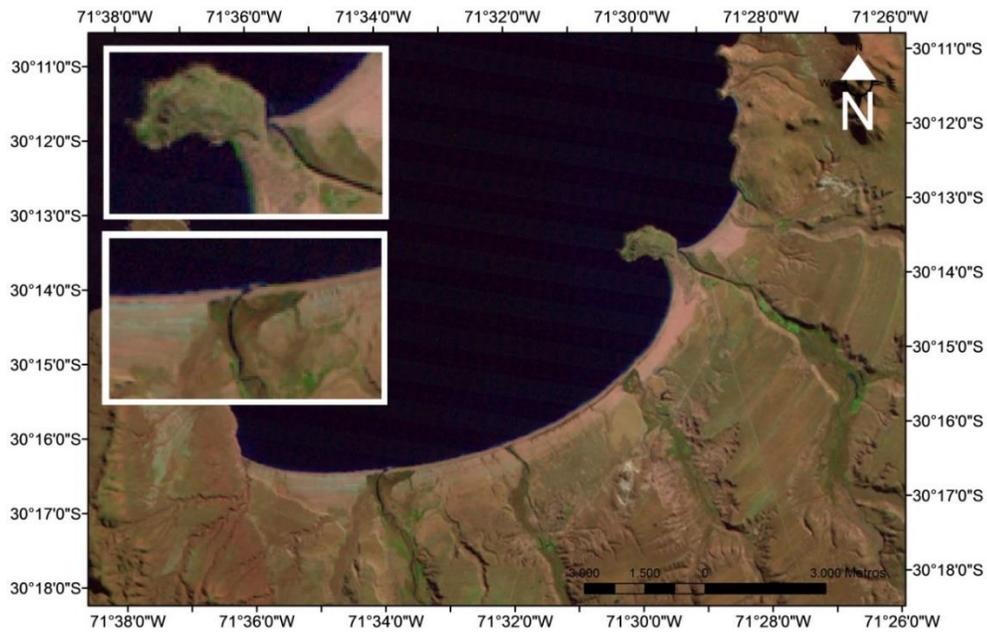


Figura 72: Bahía Tongoy y Barnes. Imagen satelital LandSat 5. Fecha: 26 de junio de 1997. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

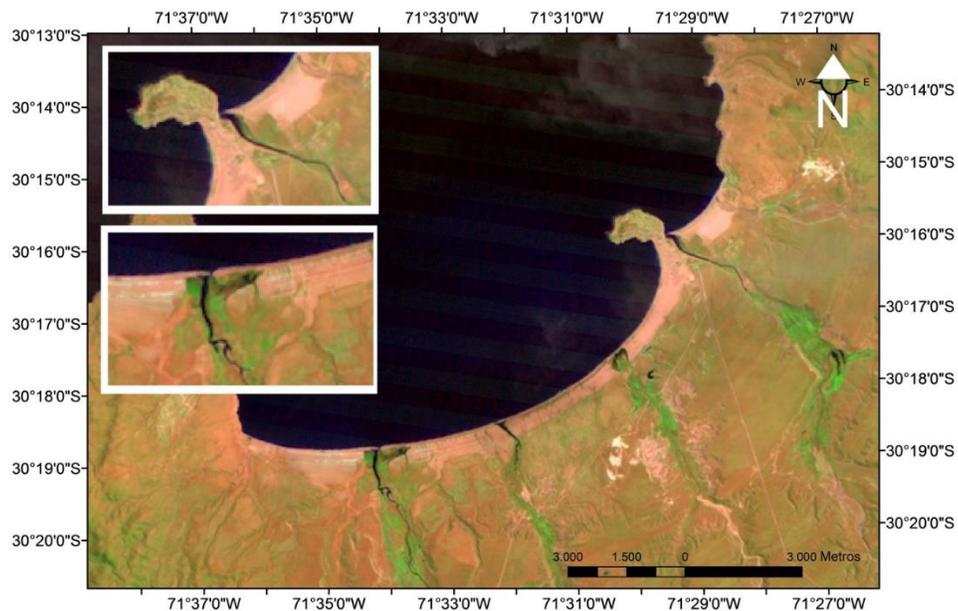


Figura 73: Bahía Tongoy y Barnes. Imagen satelital LandSat 5. Fecha: 16 de octubre de 1997. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

Condiciones de transferencia de masa entre la desembocadura del río Limarí, bahía Tongoy y bahía Barnes. Región de Coquimbo, Chile.

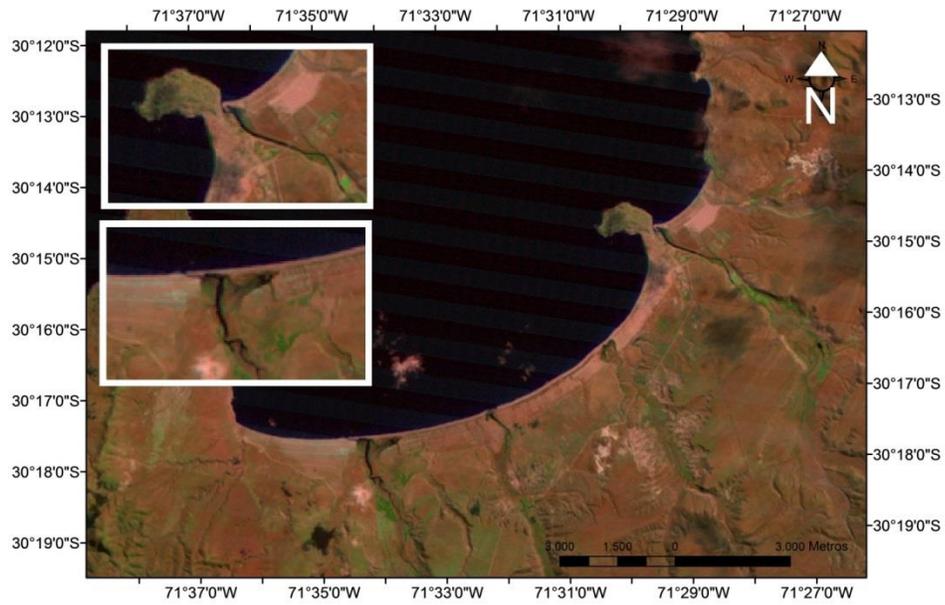


Figura 74: Bahía Tongoy y Barnes. Imagen satelital LandSat 5. Fecha 16 de agosto de 2004. Proyecto FONDECYT N° 1120234.



Figura 75: Bahía Tongoy y Barnes. Imagen satelital LandSat 5. Fecha: 05 de septiembre de 2011. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

CAPÍTULO V. DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES.

5.1 Discusión

Formas de acumulación que contribuyen a establecer las condiciones de transferencia de masa

Las formas de acumulación están determinadas por fuentes aportante de sedimentos, que ARRIAGADA *et al.*, (2014) lo atribuye a los sistemas fluviales y que también es corroborado por ORTEGA *et al.*, 2007 en el caso de la desembocaduras del río Lluta y San José. SOTO (2005) establece además que los aspectos morfoestructurales influyen en la transferencia de masa, tal como la posición relativa de la línea de costa. CORDIÑOTTO (1997) establece varios factores que modelan la costa y que en el caso de esta presente investigación los más importantes corresponden a los propios de la costa como lo son la acción eólica, fluvial y antrópica.

KOMAR (1976) establece que las playas están conformadas por una fuente de sedimentos y por la acción de las olas. SHORT (1999) determina otras variables en la acumulación de sedimentos como la altura- energía del oleaje, clima de la ola anual/estacional, tipo de ola, tamaño y composición de sedimentos, mareas, clima y latitud. SWEERS (1999) determina que la entrada y salida de sedimentos está condicionada por el headland, que en el caso de la bahía Tongoy está determinada por un headland de grandes dimensiones que convierten a esta bahía en una de equilibrio estático, es decir, que la deriva litoral genera casi nula entrada de sedimentos.

En el caso del comportamiento y evolución de la masa dunar ARRIAGADA *et al.*, 2007 y SOTO *et al.*, 2009 establecen que estos son indicadores de aportes de sedimentos y de dinámica de ambientes costeros. AQUEVEQUE (2008) determina que la generación de dunas está dominada por el grado de evolución y morfología denominado continuum dunar y que ARAYA-VERGARA (1987) lo estableció con los términos transmutación a la variación espacial y transmutación al cambio de morfología.

El establecimiento de las condiciones de transferencia de sedimentos para la formación de formas de acumulación nombradas anteriormente y que contribuyen a resolver el objetivo de esta presente investigación y donde los diferentes autores no toman en cuenta el análisis en conjunto de los subsistemas que conforman la zona proximal de la gran ensenada de Coquimbo, por lo que el análisis aislado puede provocar limitaciones al momento de realizar las discusiones, pero estas son fortalezas al momento de tratar de integrar todos las unidades.

En la desembocadura del río Limarí se identifica una flecha litoral la cual es sensible a los cambios en la dinámica sedimentaria, el cual según los parámetros de SWEERS (1999) están determinados por el equilibrio dinámico que se forma por la entrada y salida de sedimentos, debido a la existencia de un río y a los límites de headland de dimensión pocos significativos que estructuran la ensenada del Limarí y que según lo establecido

por ARRIAGADA *et al.*, (2014) los sedimentos dispuestos ahí están determinados por una fuente del tipo fluvial.

El campo dunar asociado a esta desembocadura está conformado por tres cordones de dunas anteriores que han sido *transmutados* y *transmudados*, según los parámetros de ARAYA-VERGARA (1987), lo que refleja el cambio espacial y la evolución que estas han sufrido. La evolución de estas se debe a procesos exógenos que afectan el área como es el viento predominante del área SW y que CODIGNOTTO (1997) lo establece como una variable que modela la costa, además de la fuente de sedimentos desde el río Limarí y el mar de fondo.

Estas formas han evolucionado en el primer cordón de dunas anteriores a nebkas alargadas, en el segundo cordón han evolucionado a dunas longitudinales y en el tercero a dunas parabólicas. Además, la laguna litoral presenta depósitos de bancos laterales fluviales y paleobancos heredados de ambientes más antiguos, lo que refleja la fuente aluvial de estas. Las laderas del cordón montañoso Altos del Talinay posee formas heredadas como conos aluviales.

En el ambiente de la Bahía Tongoy y Barnes es posible identificar formas que reflejan el aporte de sedimentos, una de estas son las dunas embrionarias que se forman en la zona distal de la bahía Tongoy y que están vegetadas con *ambrosia chamissonis* y *crustaria glaucophyla cav.*, además esta área posee la mayor extensión de arenas en la bahía, las cuales se proyectan hacia el continente con un campo dunar de dunas transversales estabilizadas de arenas finas, además el campo dunar se ha visto reducido por la expansión urbana. El aumento de aporte sedimentario en la parte distal de las bahías ya se repite en estudios de morfodinámica litoral (MARTINEZ, 2001; SOTO, 2005; ARAYA-VERGARA 1982, 1986, 1996).

El aporte de sedimentos a la zona distal de la bahía Tongoy refleja que no tan solo los factores morfoestructurales estudiados por SWEERS (1999) determinan la fuente de sedimentos a estas bahías, si no aspectos como los establecidos por SHORT (1999) son determinantes en el aporte de sedimentos, que a la vez no solo pueden reflejar la formación de formas de acumulación, si no procesos erosivos, que han sido incorporados y estudiados en esta presente investigación.

En la bahía Barnes existe un gran campo dunar de dunas parabólicas con tendencia a la longitudinalidad que se puede deber a la mayor exposición que posee esta bahía y que según lo establecido por SWEERS (1999) está limitada por límites de heandland de dimensión poco significativa, además de existir una fuente fluvial como el estero Tongoy de tipo exorreico, los cuales provocan una dinámica de entrada y salida de sedimentos. En esta zona el viento local predominante corresponde a NO, el cual según CODIGNOTTO (1997) es un factor relevante que modela la costa.

Existen dunas ascendentes en la vertiente norte de la saliente rocosa de la bahía Barnes que (PASKOFF, 1970) las identificó como dunas pleistocenas, y que se deben al

resultado de condiciones ambientales de ambientes anteriores. Además, a lo largo de las bahías existen cordones de dunas anteriores actuales y pleistocénicas.

Relaciones morfosedimentológicas a través del análisis (granulométrico, morfoscópico y mineralógico) de las muestras.

Las muestras de los afluentes del río Limarí son difíciles de analizar morfosedimentológicamente sobre todo por la extensión espacial de la cuenca del Limarí. Según las relaciones morfoscópicas y mineralógicas, la fuente de sedimentos tiene una fuente cercana, ya que la mayoría de las muestras presentan una esfericidad del tipo alargado con un grado de redondez subangular y una mineralogía característica al área de estudio.

Según comparaciones granulométrica la única muestra de anteplaya de la desembocadura que presenta disparidades es la muestra ubicada en la zona proximal, esta muestra presenta una granulometría predominantemente más fina que las otras, lo cual puede deberse a una fuente lejana, lo que implica un mayor retrabajo de la muestra, además esta muestra contiene más cuarzo que las otras, lo que habla de una mayor madurez de la muestra. Por lo general todas las muestras de anteplaya de la zona proximal, ya sea desembocadura y bahías, presentan distorsión en comparación a las otras muestras recolectadas.

Hacia el continente, la mayoría de las muestras presentan mineralogía característica del cordón montañoso Altos del Talinay.

En lo referente al análisis morfoscópico, según LOPEZ (1965) los sedimentos ubicados a lo largo de la bahía Tongoy corresponden a material de la formación Coquimbo, ya que estos presentan un redondeamiento subangular a redondeado, pero esta información no concuerda con los resultados encontrados en general en la bahía, pero si existe un área que presenta una morfoscopia muy parecida a lo planteado por LOPEZ (1965) y que corresponde a la zona proximal de la anteplaya, muestra que fue recolectada en la flecha litoral cerrada de la quebrada Pachingo.

A lo largo de la bahía Tongoy en la zona de anteplaya se encontró mineralogía de roca metamórfica del tipo piroxeno, con lo que se infiere que estas muestras tendrían una fuente cercana, ya que estas no son asimilables para un transporte de grandes distancias por lo que correspondería a material propio del cordón montañoso Altos del Talinay. Además, hacia el continente, la bahía presenta epidota, mineral presente en las rocas metamórficas, lo que refleja una madurez composicional en los sedimentos ubicados en la zona distal de la bahía.

Según AVILÉS (2016) y ORTEGA *et al.*, (in progress) en la exploración de un testigo TK2 en la bahía de Tongoy, en el último siglo ha existido un aumento de minerales líticos que se han asentado en el fondo de la bahía Tongoy y que han sido debido al transporte de flujos de sedimentos debido al fenómeno ENSO. Es importante no olvidar que los minerales que se encuentran en las zonas cercanas son similares a los que poseen las

muestras analizadas, por lo que gran parte de los sedimentos proviene de la cuenca cenozoica de la bahía Tongoy

La mayoría de las muestras de la bahía Barnes presentan mineralogía propia de rocas metamórficas, de lo que se infiere que tendría similitud mineralógica con las muestras de la bahía Tongoy y la desembocadura del río Limarí, ya que contienen minerales propios de la saliente rocosa Altos del Talinay. La única muestra que presenta diferencias y que no tiene minerales metamórficos es la recolectada en la desembocadura del estero Tongoy. En el caso de la cuenca del Limarí existe un porcentaje mínimo de minerales propios de rocas metamórficas y según los minerales encontrados en los diferentes afluentes del Limarí se puede inferir una fuente intrusiva granodiorítica

En general las muestras de todos los subsistemas presentan similitud en la presencia de minerales tales como cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y biotita, por lo que puede inferirse que poseen una fuente de sedimentos en común, pero debido a la gran extensión de los subsistemas y a la similitud en su geología es difícil determinar cuál es la fuente exacta de sedimentos.

Análisis multitemporal de los ambientes de depositación que permiten establecer la evolución de las formas esenciales y la transferencia de masa.

Se verifica que las condiciones de precipitación esporádicas y concentradas generan fuerte impacto en la geodinámica externa del semiárido provocando transporte de material sedimentario, afectando la evolución y dinámicas de las formas. Las formas más sensibles a los cambios en el aporte sedimentario y al aumento de las precipitaciones corresponden a la anteplaya, flechas litorales y dunas anteriores.

Según ANTONIOLETTI *et al.*, (1972) durante el invierno austral se originan precipitaciones de origen frontal debido a que la influencia del ASPS se desplaza hacia los 28°S lo que implica precipitaciones no asociadas al evento ENSO, pero que dejan marcas en el paisaje debido a la erosión en la anteplaya, formando microacantilados que según la fuerza de las bravesas, pueden llegar a erosionar las dunas anteriores vegetadas, pero que en ningún caso pueden lograr la desmantelación de la flecha litoral y la abertura de las quebradas.

En el caso de la desembocadura del río Limarí, el primer cordón de nebkas alargadas presenta un origen reciente, debido a que no existe un cambio en la coloración de la especie *ambrosia chamissonis* y que según las imágenes analizadas post evento El Niño se observa desmantelación de todo el campo dunar, por lo que según la presente investigación el campo dunar tendría un origen post evento El Niño 1997

En el caso del campo dunar ubicado en la desembocadura del río Limarí este puede presentar variaciones solo en condiciones vinculadas a evento el Niño, ya que se analizaron las imágenes satelitales entre los años 1987 a 2011 y solo el año 1997 se pudo manifestar según ASHOK *et al.*, (2007) un evento El Niño con condiciones similares a El Niño Modoki, el cual se debe a un aumento en la temperatura oceánica superficial del Pacífico central y que según el autor se ha hecho presente desde los años 70.

En el caso de la bahía Tongoy y Barnes para el año 1997 también se observa la abertura de las flechas litorales y desmantelación de los primeros cordones de dunas anteriores. En períodos invernales la Niña o períodos neutros no existe desmantelación de las flechas litorales y abertura de las quebradas. En verano según lo observado en terreno existe el crecimiento de dunas embrionarias, por lo que se infiere que existe un aporte sedimentario entre las bahías.

Los períodos de sequía no proveen sedimentos a la cuenca, ya que disminuye el caudal con lo cual se imposibilita la transferencia de sedimentos a la desembocadura. Una vez superados los umbrales para el transporte de sedimentos se produce la eyección de sedimentos hacia el océano y el circuito natural por deriva litoral. Cuando los sedimentos siguen su trayectoria de sur a norte y se ven obstaculizados por aspectos morfoestructurales como headland, sus sedimentos cambian de direccionalidad por difracción y son depositados a lo largos de las bahías.

5.2 Conclusiones

En esta memoria se establecieron las condiciones de transferencia de masa entre la desembocadura del río Limarí, bahía Tongoy y bahía Barnes y se evidencia que aspectos morforestructurales y océano-climáticos aportan o desproveen de sedimentos a los diferentes subsistemas. Se reconoce el aporte de sedimentos que transporta la deriva litoral con dirección sur-norte a través de las similitudes mineralógicas y la granulometría evolutiva entre los subsistema.

Además se Identificaron las formas de acumulación en el área de estudio que contribuyeron a establecer las condiciones de transferencia de masas en el litoral. Se evidenciaron modificaciones de ambientes de desembocaduras, playas y dunas. La evidencia encontrada en la bahía de Tongoy de dunas embrionarias señala una tendencia a la deposición y acreción de la bahía, pero también se reconoce el poder erosional que se produce al enfrentar el territorio a condiciones de bravezas.

Se establecieron relaciones morfosedimentológicas a través del análisis, granulométrico, morfoscópico y mineralógico de las muestras recolectadas y se considera que la zona de descarga del río Limarí, junto a otra zona de drenaje pudo haber sido la proveedora de los sedimentos hacia la bahía Tongoy y bahía Barnes, sobre todo por la presencia de minerales metamórficos en la mayoría de las muestras recolectadas en la bahía Tongoy y Barnes. Se considera que la fuente de abastecimiento de las bahías Tongoy y Barnes proviene de la cuenca del río Limarí, debido a la similitud mineralógica de los subsistemas interconectados y a la evolución granulométrica, pero es necesario también considerar los otros medio de transporte de sedimentos que no necesariamente tiene relación con el río ni su zona de descarga como los son las quebradas de la bahía Tongoy (quebrada Pachingo) y en el caso de la bahía Barnes el estero Tongoy que en eventos ENSO son proveedoras de sedimentos al mar de fondo de la bahía Tongoy y que son según la red de muestreo son las únicas fuente de material netamente con un carácter ígneo proveniente de la cuenca costera.

Se analizaron multitemporalmente los ambientes de depositación para reconocer la evolución de las formas esenciales en procesos de transferencia de masa y se analizó que la flecha litoral es un área sensible a los aportes y no aportes de sedimentos de la cuenca, provocando la abertura y cierre de estas. Se identifican dunas embrionarias y procesos en los que formas dunares han sido transmutados y transmudados, lo que reflejaría aporte de sedimentos del mar de fondo en ambientes de estabilidad, además es importante el efecto que produce el viento como fuerza exógena en el área.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALARCON, R. 1975. Oceanographic conditions in coastal waters of the Coquimbo zone, International Symposium Coastal Uwelling. Universidad Católica del norte, Coquimbo. PP: 149-161.

ANTONIOLETTI, R., SCHNEIDER, H., BORCOSQUE, JL., & ZARATE. E. 1972. Características climáticas del Norte Chico (26° a 33° latitud sur. Instituto de Investigación de Recursos naturales, Santiago. IREN. 102 pp.

AQUEVEQUE, C. 2008. Análisis de suelo desarrollado en dunas litorales antiguas de Chile central. Memoria para optar al Título Profesional de Geógrafa. Santiago, Chile, Universidad de Chile, Facultad de Arquitectura y Urbanismo. 60 pp.

ARAYA VERGARA, J.F. 1970. Contribución al estudio de los procesos estuariales en las desembocaduras de los ríos Rapel y Maipo. Inform. Geográficas, Chile, 20: 17-38.

ARAYA-VERGARA, J.F. 1976. "Reconocimiento de tipos de individuos geomorfológicos regionales en la costa de Chile". Informaciones Geográficas Chile (23): 9-30.

ARAYA VERGARA, J.F., CASTRO C., & ANDRADE B. 1978. Análisis de la turbidez fluvial en el mar mediante teledetección y control terrestre. Congreso de Percepción Remota, Santiago, Ed. Instituto Geográfico Militar, Santiago.

ARAYA VERGARA, J.F. 1981. El concepto de delta en ría y su significado en la evolución litoral (ejemplo de Chile Central). Informaciones Geográficas., Chile, 28: 19-42.

ARAYA-VERGARA, J.F. 1982. Análisis de la localización de los procesos y formas predominantes de la línea litoral de Chile: observación preliminar. Informaciones Geográficas, 29: 35-56.

ARAYA-VERGARA, J.F. 1986. Toward a classification of beach profiles. Journal of Coastal Research, 2 (2): 159-165.

ARAYA-VERGARA, J.F. 1987. The evolution of modern Coastal dune systems in Central Chile. In: Gardiner V. (Ed.): International Geomorphology 1986 part II. J.Wiley & Sons Ltd., Chichester: 1231-1239.

ARAYA VERGARA, J.F. 1996. Sistema de interacción oleaje-playa frente a los ergs de Chanco y Arauco, Chile. Gayana Oceanol., 4(2): 159-167.

ARAYA-VERGARA, J.F. 2011. Laboratorio de análisis de sedimentos; guía de uso en laboratorio del curso de Geomorfología. Santiago, Chile, Universidad de Chile, Facultad de Arquitectura y Urbanismo, Departamento de Geografía. 19p.

ARRIAGADA, J. 2005. Cambios en el sistema estuarial del Maipo y su relación con obras portuarias, Chile Central. Memoria para optar al Título Profesional de Geógrafo. Santiago, Chile, Universidad de Chile, Facultad de Arquitectura y Urbanismo. 80 pp.

ARRIAGADA J., SOTO M.V., & CASTRO C.P. 2008. Dinámica del complejo estuarial del Choapa: sistema estuario-playa-duna, región de Coquimbo. Resumen XXIX Congreso Nacional y XIV Internacional de Geografía, Temuco.

ARRIAGADA J. 2009. Geomorfología estuarial comparada en la zona semiárida de Chile. Tesis para optar al grado de magister en geografía, mención recursos territoriales. Santiago, Chile, Universidad de Chile, facultad de Arquitectura y Urbanismo. 100p.

ARRIAGADA, J., SOTO, M.V. & SARRICOLEA, P. 2014. Morphodynamic environment in a semiarid mouth river complex. Choapa River, Chile. In: MARGHANY, M. (editor). Advanced Geosciences Remote Sensing. Croatia, p. 253-271.

ASHOK, K.S., BEHERA, K., RAO, S.A., WENG, H., & YAMAGATA, T. 2007. El Niño Modoki and its possible teleconnection, *J. Geophys. Res.*, 112, C11007, doi:10.1029/2006JC003798.

ASHOK, K., & YAMAGATA, T. 2009. The El Niño with a difference. *Nature*, 461: 481–484.

ASTUDILLO, F. 2011. Controles determinantes en la geoquímica y mineralogía de los sedimentos fluviales activos en la cuenca del río Limarí- IV Región de Coquimbo, Chile. Memoria para obtener el título de geólogo. Universidad de Chile. Santiago de Chile. 129p.

AVILÉS, J. 2016. Estratigrafía y sedimentología de registros marinos de las bahías de Tongoy y Guanaqueros (~30°S), y sus implicancias paleohidrológicas. Memoria para optar al título de geólogo. Santiago, Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile. 96 p.

BENADO, D. 2000. “Estructuras y estratigrafía básica de terrazas marinas en el sector Altos de Talinay y Bahía Tongoy: implicancia neotectónica”. Memoria para optar al título de geólogo. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile. Santiago, Chile. 90p.

BENEDET, L.; KLEIN, A., & HSU J.R-C., 1999. Practical insights and applicability of empirical bay shape equations. Coastal planning & engineering Inc., university of technology, The Netherlands.

BERRIOS, M. 2005. Características hidrográficas de Bahía Tongoy y zona de influencia de proyecto. Proyecto centro de producción de abalones en Puerto Aldea. Universidad Católica del Norte.

BIRD, E. 2008. *Coastal Geomorphology. An introduction. 2nd Edition.* J. Wiley & Sons Ltd. 411p.

BRÜGGEN, J. 1950. Fundamentos de la Geología de Chile. Ed. IGM. Santiago, Chile. 365p.

CASTRO, C. & MORALES, E. 2006. La Zona Costera. Medio Natural y Ordenación Integrada. Instituto de Geografía (PUC)- Serie Geolibros.

CASTRO, C.P., SOTO, M.V., FERNANDEZ, R., MARKER, M., & RODOLFI, G. 2009. Impacto en la geodinámica actual del valle de Nantoco, cuenca del río Copiapó, asociado a la reconversión productiva. *Revista de geografía Norte Grande*, (42), 81-99.

CODIGNOTTO, J. 1997. Geomorfología y dinámica costera. El mar argentino y sus recursos pesqueros.1: 89-105 pp.

COMPTON, R. 1962. *Manual of Field Geology.* John Wiley & Sons, New York, 378 p.

DIRECCION GENERAL DE AGUAS (DGA). 2004a. Ministerio de Obras Públicas. Diagnóstico y clasificación de los cursos de agua según objetivos de calidad. Cuenca del río Limarí. CADE-IDEPE, consultores en ingeniería. Diciembre

DIRECCION GENERAL DE AGUAS (DGA). 2004b. Ministerio de Obras Públicas. Diagnóstico y clasificación de los cursos de agua según objetivos de calidad. Cuenca del río Choapa. CADE-IDEPE, consultores en ingeniería. Diciembre

DIRECCION METEOROLOGICA DE CHILE. 1998. Anuario climatológico 1997. Dirección de aeronáutica civil – Dirección meteorológica de Chile-Subdirección climatología y meteorología aplicada. C.D.U.551.506.1 (83). ISSN 0716.3274

EMPARÁN, C., & PINEDA, F. 2006. “Geología del área Andacollo – Puerto Aldea, Región de Coquimbo” Escala: 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta geológica de Chile. Serie Geológica Básica No. 96. Santiago. 86 pp.

EMPARÁN, C. 2008. Geología del área Ovalle-Peñablanca. Escala 1:100.000. N° Mapa: M159. Mapa en edición.

ESCOBAR, J. 2002. La contaminación de los ríos y sus efectos en las áreas costeras y el mar. División de recursos naturales e infraestructura. CEPAL, Santiago de Chile.

FERRANDO, F., & MUÑOZ. 1977. "Estudio de las Agrícolas. Geomorfología". Instituto de Investigaciones de Recursos Naturales. No. 20. Santiago.

FERRANDO, F. 2002. Cuenca del Río Limarí, Chile Semiárido: Aspectos de la Oferta y Demanda de Agua. *Revista de Geografía Norte Grande*, 30 23-44 (2002).

FIGUEROA, D., & MOFFAT, C. 2000. On the influence of topography in the induction of coastal upwelling along the Chilean Coast. *Geophysical Research Letters* 27: doi: 10.1029/1999GL011302. issn: 0094-8276.

FOLK, R.L. 1966. A review of grain size parameters. *Sedimentology*, 6: 73-93.

FUENZALIDA, H. 1982. Un país de clima extremo. Chile: Esencia y Evolución, H. García, Ed., Instituto de Estudios Regionales de la Universidad de Chile, 27–35.

GACITÚA, V.D. 2003. Gestión en la Planificación Territorial, Comunas de La Serena y Coquimbo, IV Región, Chile. Universidad de Santiago. Tesis para optar al título de Ingeniero de Ejecución en Ambiente.

GARREAUD, R.D. & ACEITUNO, P. 2001. Interannual rainfall variability over the South American Altiplano. *Climate*, 14: 2779–2789.

GARREAUD, R., VUILLE, M., COMPAGNUCCI, R., MARENGO, J. 2008a. Present-day South American Climate. *PALAEO3 Special Issue (LOTRED South America)*, 281: 180-195.

GARREAUD, R., BARICHIVICH, J., CHRISTIE, D.A. & MALDONADO, A. 2008b. Interannual variability of the coastal fog at Fray Jorge relict forests in semiarid Chile, J. *Geophys. Res.-Biogeosciences*, 113, G04011, doi: 10.1029/2008JG000709.

GARREAUD, R., ACEITUNO, P., MUÑOZ, R., ROJAS, Y., & MONTECINO, S. 2008c. Variabilidad climática en Chile: evaluación, interpretación y proyecciones. Proyecto anillo PBCT ACT 19. Departamento de Geofísica, Facultad de ciencias Físicas y Matemáticas Universidad de Chile. Santiago.

GESAMP. 1993. Anthropogenic Influences on sediment discharge to the coastal Zone and Environmental Consequences, GESAM Reports and Studies (52).

HASLETT, S. 2009. *Coastal systems 2nd Edition. Taylor & Francis Group. 216 pp.*

HEINZE, B. 2003. "Active intraplate faulting in the forearc of north central Chile (30- 31°S): Implications from neotectonic field studies". Geo Forschungs Zentrum, Scientific Technical Report STR03/07, 127 p, Germany.

HSU, J.R.C., & EVANS, C. 1989. Parabolic Bay Shapes and Applications. *Institution of Civil Engineers*, Vol. 87, N° 2, p. 556-570.

IRIBARREN, P. 2007. Glaciares rocosos en el semiárido chileno, su significado climático y geomorfológico. Análisis de caso. Cuenca superior del río La Laguna. Memoria de título profesional de Geógrafo. Santiago, Chile, Escuela de Geografía, Facultad de Arquitectura y Urbanismo, Universidad de Chile. 93p.

KOMAR, P.D. 1976. *Beach Processes and Sedimentation*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, NJ.

KOMAR, PAUL D. 1998. Beach processes and sedimentation. 2. Ed. Upper Saddle River, N. J.: Pearson Education.

KRUMBEIN, W.C., & PETTIJOHN, F.J. 1938. Manual of sedimentary petrography. Appleton, N. York.

LAGOS, G. 2013. Caracterización geomorfológica y dinámica costera de bahías del semiárido de Chile. Memoria para optar al título de geógrafa. Facultad de Arquitectura y Urbanismo, Universidad de Chile. Santiago, Chile. 85p.

LE ROUX, J.P., OLIVARES, D., NIELSEN, S., SMITH, N., MIDDLETON, H., FENNER, J., & ISHMAN, S. 2006. Bay sedimentation as controlled by regional crustal behaviour, local tectonics and eustatic sea-level changes: Coquimbo Formation (Miocene–Pliocene), Bay of Tongoy, central Chile. *Sedimentary Geology*, 184: 133 - 153.

LÓPEZ, M.C. 1965. Estudio de los depósitos marinos de la Bahía de Tongoy. Memoria de Título. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago. 193 pp.

MALDONADO, A. & VILLAGRÁN, C. 2006. Climate variability over the last 9900 cal yr BP from a swamp forest pollen record along the semiarid coast of Chile. *Quaternary Research* 66: 246–258.

MARTINEZ, C. 2001. Efecto de ensenada en los procesos litorales de las ensenadas de Valparaíso, Algarrobo y Cartagena, Chile Central. Tesis para optar a título de Magister en Geografía. Universidad de Chile. Santiago, Chile. 152 p.

MPODOZIS, C., & CORNEJO, P. 1988. Carta Geológica de Chile N° 68. Hoja Pisco Elqui, IV Región de Coquimbo. Escala 1:250000.

MONTECINOS, A., & ACEITUNO, P. 2003. Seasonality of the ENSO- Related Rainfall Variability in Central Chile and Associated Circulation Anomalies. American Meteorological Society. Department Geophysics, Universidad de Chile, Santiago, Chile.

MÖRNER, N.A. 1985. Possible Super- ENSO in the past. Abstracts, IAMAP/IAPSO meeting, 31, 44, 68, 94, 118, Honolulu.

MÖRNER, N.A. 1992. Present El Niño-ENSO events and past super- ENSO events; effects of changes in the earth's rate of rotation. Paleo-ENSO Records International Symposium. Extended abstracts. 201-206, Lima.

NOVOA, J. & LOPEZ, D. 2001. IV Región. El escenario Geográfico Físico. En: SQUEO, F. ARANCIO, G. & GUTIÉRREZ, J. 2001. Libro Rojo de la Flora Nativa y de los Sitios Prioritarios para su Conservación: Región de Coquimbo: 13-28. Ediciones Universidad de La Serena, La Serena, 372 pp.

OLIVARES, M. 2004. Evolución Miocena-Pleistocena de las sucesiones sedimentarias marinas de bahía Tongoy IV Región de Coquimbo. Memoria para optar al título de geólogo. Santiago, Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile. 96 p.

ORTEGA, H.C., DÍAZ, G. & CAMPOS, C. 2007. Aportes sedimentarios de los ríos Lluta y San José en la zona costera de la rada de Arica, Chile. IDESIA (Chile) Vol. 25, N° 2; 37-48.

ORTEGA, C., VARGAS, G., RUTLANT, J.A., JACKSON, D., & MÉNDEZ, C. 2012. Major hydrological regime change along the semiarid western coast of South America during the early Holocene. *Quaternary Research*, 78: 513–527.

ORTEGA, C., VARGAS, G., ROJAS, M., PANTOJA, S., MUÑOZ, P., LANGE, C., RUTLANT, J.A, DEZILEAU, L., ORTLIEB, L., in progress. Foreseeing extremo ENSO-driven torrential rainfall episodes at the southern edge of the Atacama Desert.

OTA, Y., & PASKOFF, R. 1993. Holocene deposits on the coast of north-central Chile: radiocarbon ages and implications for coastal changes. *Rev. Geológica de Chile*, 20: 25-32.

OTA, Y., MIYAUCHI, T., PASKOFF, R., & KOBAYASHI, M. 1995. Plio-Quaternary marine terraces and their deformation along the Altos de Talinay, North-Central Chile. *Rev. Geológica de Chile*, 22: 89 – 102.

PASKOFF, R. 1970. Geomorfología de Chile semiárido. Trad. por J. Novoa (1993). Facultad de Humanidades, Universidad de La Serena. La Serena, Chile. 321p.

PETTIJOHN, F.J. 1963. Rocas sedimentarias. Editorial universitaria de Buenos Aires, Buenos Aires, 731 pp.

PFEIFFER, M. 2011. Evolución y génesis de calcretas pedogénicas en la paleobahía de Tongoy. Tesis para optar al grado de magister en ciencias, mención Geología. Universidad de Chile. Santiago, Chile. 173 p.

PFEIFFER, M., ABURTO, F., LE ROUX, J., KEMNIYZ, H., SERGEY, S., SOLLEIRO-REBOLLEDO, E., & SEGUEL, O. 2011. "Preservation of beach ridges due to pedogenic calcrete development in the Tongoy Paleobay, North-Central Chile". *Geomorphology* (132): 234 -248.

PINEDA, F., & EMPARÁN, C. 2006. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica N° 97. Geología del Área Vicuña-Pichasca, Región de Coquimbo. Escala 1:100000.

PINEDA, F. 2008. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica N° 116. Geología del Área Monte Patria-El Maqui, Región de Coquimbo. Escala 1:100000.

POWERS, M.C. 1953. A new roundness scale for sedimentary particles. *J. Sedim. Res.*, 23: 18.

PRITCHARD, D.W. 1967. What is an Estuary: Physical Viewpoint. Pp. 3-5 in: *Estuaries*, G.H. Lauff (editor). American Association for the Advancement of Science (AAAS) Publication No. 83. Washington, DC: AAAS. 757 pp.

QUINN, W.H., NEAL, V.T., & ANTUEZ DE MAYOLO, S.E. 1987. El Niño occurrences over the past four and a half centuries. *Journal of Geophysical Research*. 92: 14, 449-14, 461.

RAHN, D., GARREAUD, R.D., & RUTLANT, J.A. 2011. The low-level atmospheric circulation near Tongoy Bay-Point Lengua de Vaca (Chilean Coast, 30 S). *Monthly Weather Review*, 139(11): 3628-3647.

RIVANO, G., & SEPULVEDA P. 1991. Carta Geológica de Chile N° 69. Hoja Illapel, Región de Coquimbo. Escala 1:250000.

RODOLFI, G. 2006. Erosione hídrica de suolo in ambiente mediterráneo: valutazione diretta e indirecta in aree Campione e Bacini idrografici. Genova: Ministero dell'Università e Delia Ricerca Progetti di Rilevante Interesse Nazionale.

RUDDIMAN, W.F. 2009. *Earth's Climate: past and future*. W.H. Freeman and Company.

RUTLANT, J., & FUENZALIDA, H. 1991. Synoptic Aspects of the Central Chile Rainfall Variability associated with the Southern Oscillation. *International Journal of Climatology*, 11: 63-76.

RUTLANT, J., FUENZALIDA, H., TORRES, R., FIGUEROA, D. 1998. Interacción océano-atmósfera-tierra en la Región de Antofagasta (Chile, 23°S): Experimento DICLIMA. *Revista Chilena de Historia Natural*, 71: 405-427.

RUTLANT, J.A. 2004. Aspectos de la circulación atmosférica de gran escala asociada al ciclo ENOS 1997-1999 y sus consecuencias en el régimen de precipitación en Chile Central. 16 pp. En: AVARIAS, S., CARRASCO, J., RUTLANT, J. & YAÑEZ, E. 2004. El Niño y La Niña 1997-2000. Sus efectos en Chile. Valparaíso, CONA, pp. 61-76.

SAILLARD, M. 2008. Dynamique du soulèvement côtier des Andes centrales: Etude de l'évolution géomorphologique et datations (^{10}Be) de séquences de terrasses marines (Sud Pérou-Nord Chili). Ph.D Thesis, Université de Toulouse, 308 p.

SAILLARD, M., HALL, S.R., AUDIN, L., FARBER, D.L., HÉRAIL, G., MARTINOD, J., REGARD, V., FINKEL, R.C., & BONDOUX, F. 2009. Non-steady long-term uplift rates and Pleistocene marine terrace development along the Andean margin of Chile (31°S) inferred from ^{10}Be dating. *Earth and Planetary Science Letters*, 277: 50–63.

SANCHEZ, N.C. 2014. Geodinámica del sistema de vertientes de media montaña, asociada al sector de Totoralillo, Guanaqueros y Tongoy, Región de Coquimbo. Memoria para optar al título de geógrafa. Facultad de Arquitectura y Urbanismo, Universidad de Chile. Santiago, Chile. 134p.

SHORT, A. D. 1999. Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics. A. Short (Ed). John Wiley & Sons, Ltd. Chichester. P173-191.

SIEVER, R. 1988. Sand. Sci. Amer. Lib., Freeman & Co.

SLATTERY, M. C., & PHILLIPS, J. D. 2011. Control on sediment delivery in coastal plain rivers. *Journal of environmental Management*, N° 92, p. 284-289.

SOTO, M.V. 2005. Aspectos morfodinámicos de ensenadas desalineadas del litoral de Chile Central: Pichilemu y caleta Los Piures. *Revista de Geografía Norte Grande*, 38: 99-112

SOTO, M.V., & ARRIAGADA, J. 2007. Características dinámicas de ensenadas estructurales de Chile central. Maitencillo-Cachagua y Papudo, Región de Valparaíso. *Rev. de Geografía Norte Grande*, 38: 99-112.

SOTO M.V., ARRIAGADA J., CASTRO C.P., MAERKER M., & RODOLFI G. 2009. Aspectos geodinámicos de un paleo estuario del desierto marginal de Chile. Río Copiapó. *Revista de Biología Marina y Oceanografía* (Sometida).

SOTO, M.V., ARRIAGADA, J., & CASTRO, C.P. 2011. Structural and morphotectonic incidens in the coastal of Central Chile. Pichilemu buy. In geosciense. (sometida capítulo de libro online in tech).

SOTO, M.V., ARRIAGADA, J., CASTRO, C.P., IBARRA, I., & RODOLFI, G. 2015. Condiciones geodinámicas derivadas del terremoto y tsunami de 2010 en la costa de Chile central: El caso de Pichilemu. *Revista de geografía Norte Grande*, (60), 79-95.

STEFAN, C. 2007-2011. World atlas of sands. Wordpress template by Jinsona.

STRUB, P.T., MESÍAS, J.M., MONTECINO, V., RUTLANT, J., & SALINAS, S. 1998. Coastal ocean circulation off western South America, in the sea, vol. 1, edited by A.R. Robinson and K.H. Brink, pp. 273-313, John Wiley, New York.

SWEERS, K. B. 1999. Equilibrium Bays. A numerical study after the behaviour of equilibrium bays. Subfaculty of Civil Engineering Hydraulic Engineering Section. Delf.

TEMAM, T. 1985. Navier-Stokes Equations and Nonlinear Functional Analysis, Second Edition.

THOMAS, H. 1967. Geología de la Hoja de Ovalle, Provincia de Coquimbo. Instituto de Investigaciones Geológicas, Chile. Boletín N°23. 58 p.

TORRES, G. 2010. Ecología de la taxocenosis de peracáridos macrobentónicos en playas arenosas protegidas. Centro de investigaciones biológicas del noroeste, S.C. tesis para obtener el grado de Doctor en Ciencias.

TRASK, P.D. 1932. Origin and environment of source sediments of petroleum. Gulf Publ. Co., Houston.

TRASK, P.D. 1968. Recent marine sediments: A Symposium. 5° Ed., Dover. Publ. Co., Houston.

URIARTE, A. 2010. Historia del clima de la tierra (2da. edición). Editor Eusko Jaurlaritz. Gobierno Vasco.

VALERO, B., NAVAS, A., & MACHÍN, J. 1996. Una aproximación sedimentológica al aterramiento de embalses y la erosión en cuenca de montaña. El embalse de Barasona y la cuenca del Ésera- Isábena (Pirineos centrales, Huesca). Cuadernos I.Geográfica 22-23 pp 7-31 Logroño 1996-97.

VERSTAPPEN, H. 1972. On dune types, families and sequences in areas of unidirectional winds. *Gottiner Geogr. Abh.* 60: 341-353.

VILES, H. & GOUDIE, A. 2003. Interannual, decadal and multidecadal scale climatic variability and geomorphology. *Earth-Science Reviews*, N° 61, p. 105-131.

VILLAGRÁN, C.P. 2007. Dinámica costera en el sistema de bahías comprendidas entre ensenada Los Choros y Bahía Tongoy. Memoria para optar al título de Geógrafa. Facultad de Arquitectura y Urbanismo, Universidad de Chile, Santiago. 121p.

VILLASEÑOR, T.G. 2008. Estratigrafía del relleno sedimentario holoceno tardío y variabilidad climática durante los últimos 200 años en bahía Mejillones (23° S), norte de Chile.

YASSO, W.E. 1965. Plan geometry of headland-bay-beaches. J. Geol.73:702-714.

YEH, S.W., KUG, J.S., DEWITTE, B., KWON, M.H., KIRTMAN, B.P & JIN, F.F. 2009. El Niño in a changing climate. Nature, vol.461, 511-514. doi: 10.1038/nature08316. 511- 514.

YU, J.Y., & GIESE, B.S. 2013. ENSO: diversity in observations. U.S. CLIVAR Variations, Vol. 11, No. 2, U.S. CLIVAR Program, Washington, DC, 1-5.

WENTHWORT, C. K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. J. Geol., 30: 377-392.

WILCOX, D.P., SORICE, M.G., & YOUNG, M.H. 2011. Dryland ecohydrology in the antropocene: taking stock of human- ecological interactions. Geography Compass, 5: 112-127

RECURSOS ELECTRONICOS:

CENTRO SISMOLOGICO NACIONAL. 2015. UNIVERSIDAD DE CHILE. [En línea] <<http://www.sismologia.cl>> [Consulta: 17 septiembre 2015].

MINISTERIO DE CIENCIA Y TECNOLOGÍA. DIRECCION DE GENERACION DE IMAGENES, BRASIL. Catálogo de imágenes. 2014. Image of remote sensing by INPE- Instituto Nacional Pesquisas Espaciais [En línea] <www.dgi.inpe.br/CDSR> [Consulta: 20 noviembre 2014].

DIRECCION METEOROLOGICA DE CHILE. 2014. [En línea] <www.meteochile.cl> [Consulta: 10 de noviembre 2014].

DIRECCION METEOROLOGICA DE CHILE. 2015. [En línea] <www.meteochile.cl> [Consulta: 08 de agosto 2015].

Condiciones de transferencia de masa entre la desembocadura del río Limarí, bahía Tongoy y bahía Barnes. Región de Coquimbo, Chile.

ANEXOS

Anexo 1: Afluentes del Limarí. Características Microscópicas.

Afluentes del Limarí. Características Microscópicas					
Área muestra	Fragmentos Volcánicos	Plagioclasa	Feldespato potásico	Cuarzo	observaciones
Río Hurtado	angulosos	Subredondeado	Subredondeado	Subredondeado	Cristal >tamaño +redondeado y esférico que los pequeños
Río Grande	Subanguloso	Subanguloso Esfericidad media a alta	Subanguloso. Esfericidad media a alta	Subanguloso Esfericidad media a alta	Biotita subhedrales
Río Cogotí	Subredondeado a subanguloso medianamente esférico >tamaño de los cristales	Subredondeados con esfericidad media a baja)	Subredondeado con esfericidad (media a baja)levemente a sericita y/o arcillas	Subredondeado con esf.(media a baja) distinto redondeamiento y esfericidad	Mala selección. Se presentan como masas muy redondeadas de arcillas. Clorita y biotita subhedrales a euhedrales
Río Combarbalá	Subangulosos y medianamente esféricos. Matriz alterada a arcillas y presencia de epidota en algunos.	Redondeados, con esfericidad media a alta.	Redondeados, con esfericidad media a alta.	Redondeados, con esfericidad media a alta.	Cristales de hornblenda redondeados. Presencia de hematita entre los opacos. Micas euهدral. Biotita, Clorita y micas blancas euهدral.

Anexo 2: Desembocadura del Limarí. Características microscópicas.

Desembocadura del Limarí. Características Microscópicas					
Área muestra	Fragmentos Volcánicos	Plagioclasa	Feldespato potásico	Cuarzo	observaciones
Ensenada del Limarí. Zona proximal		Subanguloso a anguloso, en general subanguloso, esfericidad relativamente bajo	subanguloso a anguloso, en general sub-angulosos, esfericidad relativamente bajo. Alteración a arcillas y sericita.	sub-anguloso a anguloso, en general sub-angulosos. esfericidad relativamente bajo	fragmentos líticos corresponde a <i>chert</i> y fragmentos volcánicos
Ensenada del Limarí. Zona			Alteración a arcillas y sericita.		Minerales micáceos euهدrales a subhedrales, fragmentos líticos corresponden a <i>chert</i> y

Condiciones de transferencia de masa entre la desembocadura del río Limarí, bahía Tongoy y bahía Barnes. Región de Coquimbo, Chile.

media					fragmentos volcánicos. Presenta microclina.
Ensenada del Limarí. Zona distal	Alteración matriz a arcillas.	subredondeados a angulosos	subredondeados a angulosos	subredondeados a angulosos	Minerales micáceos euhedrales a subhedrales.
Paleobanco lateral fluvial	Cristales pequeños. Subredondeados a angulosos y cristales buen redondeamiento. Alteración a arcillas	Cristales Pequeños subredondeados a angulosos y cristales >tamaño buen redondeamiento	Cristales pequeños subredondeados a angulosos y cristales >tamaño buen redondeamiento. Alteración a arcillas	Cristales pequeños subredondeados a angulosos y cristales >tamaño buen redondeamiento	Minerales micáceos subhedrales a anhedrales
banco lateral fluvial A			Alteración parcial a arcillas y fragmentos arcillosos en el cristal o clasto alterado o arcillas		Minerales micáceos subhedral a euhedral. Hematita entre los opacos. Fragmentos Corresponden a masas de arcilla.
Banco lateral fluvial B	redondeados y esféricos Alterados en su matriz a arcillas	Textura gráfica. Alteración sericita	subredondeados a angulosos.	subredondeados a angulosos.	Presencia de microclina. Biotita y micas blancas euhedrales, subredondeados a angulosos.

Anexo 3: bahía Tongoy. Características microscópicas.

Bahía Tongoy. Características Microscópicas					
Área muestra	Fragmentos Volcánicos.	Plagioclasa	Feldespato potásico	Cuarzo	observaciones
Zona proximal	Poseen baja esfericidad, pero buen redondeamiento		Esfericidad media, subredondeados a angulosos.	Esfericidad media, subredondeados a angulosos.	Calcita presente en conchillas.
Zona media	Matriz alterada a arcillas	Angulosos a subangulosos con esfericidad media alta	Angulosos a subangulosos, con esfericidad media alta	Anguloso a subanguloso, con esfericidad media alta	Algunos cristales micáceos (biotita y clorita) euhedrales.

Condiciones de transferencia de masa entre la desembocadura del río Limarí, bahía Tongoy y bahía Barnes. Región de Coquimbo, Chile.

Zona distal	Alterados fuertemente a arcillas		Alterados a arcillas		Presencia de microclina, por macla tartán. Cristales de mica se presentan tanto en fragmentos como en sus formas euhedrales.
Cordón de playa holoceno zona proximal		Subredondeados a angulosos (mayoría) esfericidad media alta.	Subredondeados a angulosos (mayoría) esfericidad media alta. más alterados	Subredondeados a angulosos (mayoría). Esfericidad media alta. más alterados	Hematita entre los opacos. Calcita se presenta en conchillas redondeadas pero de baja esfericidad. Cristales de mica euhedrales, existiendo unos pocos subhedrales y subredondeados a angulosos. Presencia de microclinas..
Cordón de playa holoceno zona media A	Alterados a arcillas.	sub-redondeados a angulosos	sub-redondeados a angulosos	sub-redondeados a angulosos	Presencia de hematita entre los opacos. Epidota poseen un buen redondeamiento y buena esfericidad. Minerales micáceos están en su forma subhedral a levemente euhedrales.
cordón holoceno zona media B	matriz fuertemente alterada a arcillas	buena esfericidad	buena esfericidad	buena esfericidad	Minerales micáceos formas subhedrales a euhedrales, algunos fracturados. Fragmentos líticos (fragmentos volcánicos y <i>chert</i>)
Duna Transversal	Matriz alterada a arcillas.		Levemente alterado a sericita		Minerales micáceos a subhedrales a euhedrales. Calcita presente en conchillas. Presencia de microclina.

Anexo 4: Bahía Barnes. Características Microscópicas.

Bahía Barnes. Características Microscópicas					
Área muestra	Fragmentos Volcánicos	Plagioclasa	Feldespato potásico	Cuarzo	Observaciones
Zona proximal	Subredondeados.	Angulosos	angulosos	Angulosos	Calcita presente en conchillas angulosas.
Zona media	Subredondeados.	Subangulosos	Subangulosos. Alterados a sericita.	subangulosos	Calcita presente en conchillas algunas de ella redondeadas y otras angulosas.
Zona distal	Subredondeados.	subredondeados a subangulosos	Subredondeados a subangulosos. Más alterados que en el corte de la zona media .Alterados a sericita.	subredondeados a subangulosos	Calcita presente en conchillas redondeadas.

Condiciones de transferencia de masa entre la desembocadura del río Limarí, bahía Tongoy y bahía Barnes. Región de Coquimbo, Chile.

Quinto cordón de dunas holocénicas	Sub-redondeados a angulosos. con matriz alterada arcillas.	alterados a sericita	sub-redondeados a angulosos alterados a sericita	Sub-redondeados a angulosos	Presencia de hematita entre los opacos. Calcita presente en conchillas redondeadas.
Dunas parabólicas	Sub-angulosos.	sub-redondeados	Sub-redondeados alterados a sericita	Sub-redondeados	Presencia de microclina. Calcita presente en conchillas sub-redondeadas a redondeadas.

Anexo 5: Descripción mineralógica. Afluentes del Limarí.

Afluentes del Limarí. Descripción					
Área muestra	Mineral predominante.	Posible Fuente	Otros minerales	Otras características	Observaciones
Río Hurtado	++feldespato +cuarzo, subredondeados	Feldespato potásico distanciado del depósito sedimentario. Cuarzo se ubica previo a la fuente del feldespato potásico. Proveniencia roca ígnea intrusiva con alto contenido de sílice y álcalis, altamente diferenciada, posible granodiorita-granito	La presencia de biotita euhedral a subhedral, junto al tamaño de los cristales observados, sugieren una fuente relativamente cercana, probablemente roca intrusiva diferenciada.	clorita y epidota explica aporte desde roca metamórfica en facies esquistos verdes o roca que ha sufrido alteración hidrotermal,	La alta presencia de fragmentos volcánicos, esencialmente angulosos, indica la cercanía de depósitos volcánicos que aportan material sedimentario al cauce.
Río Grande	++Cuarzo+ feldespato. sub-angulosos	Posible intrusivo granodiorítico-granítico.	Alta presencia de fragmentos Volcánicos. Podría ser un afloramiento de lavas cercano al trayecto del agente de transporte, sin embargo, la gran presencia de arcillas en la matriz es indicio de mayor alteración del vidrio volcánico.	Clorita y epidota, origen no se puede determinar con seguridad.	Fuente de proveniencia con alto contenido de sílice y fuertemente diferenciada. El carácter sub-anguloso indica relativamente poco tiempo de transporte, sugiriendo una fuente no lejana al depósito sedimentario

Condiciones de transferencia de masa entre la desembocadura del río Limarí, bahía Tongoy y bahía Barnes. Región de Coquimbo, Chile.

Río Cogotí	++cuarzo, ++fragmentos Volcánicos y ++biotita, +feldespato potásico y +plagioclasa.	Depósito más maduro composicionalmente. Fuente intrusiva, rica en sílice y diferenciada, posiblemente granodiorita-granito.	La biotita también puede provenir de una fuente ígnea intrusiva diferenciada debido al tamaño de los cristales y abundancia en el depósito.	Feldespato con alteración a sericita > tiempo de transporte y abrasión	Los fragmentos Volcánicos sub-redondeados, parcialmente esféricos y con gran alteración a minerales de arcilla.
Río Combarbalá	Fragmentos Volcánicos. Matriz alterada a arcilla o epidota	Fuente no lejana a pesar de estar alterados. Fragmentos volcánicos no presentan esfericidad y redondeamiento elevado.	Minerales Micáceos se presentan en sus formas primarias (euhedrales), es decir poco tiempo de transporte.	Cristales subredondeados y con esfericidad media.	< % cuarzo en relación a la cantidad de minerales composicionalmente inmaduros.

Anexo 6: Descripción mineralógica. Desembocadura del Limarí, bahía Tongoy y bahía Barnes.

Área	Mineral predominante.	Posible Fuente	Otros minerales	características	observaciones
Desembocadura del Limarí	>cuarzo más cerca de la costa. 25% versus un 5% en zonas + altas	Se debe tener en cuenta que la zona de drenaje, en este caso el río Limarí, arrastra sedimentos de los lugares por los que avanza, por lo que cristales que son más angulosos que otros de la misma especie pudieron ser adquiridos posteriormente, e incluso pudieron ser adquiridos por otros métodos, como lo son transporte eólico, fluvial, aluvial, litoral o coluvial	Feldespato, biotita y clorita disminuyen en aguas abajo	Subangulosas y con esfericidad media a mala, hacia la costa la selección del tamaño de grano, redondeamiento y la esfericidad mejoran, lo cual es debido al retrabajo provocado por el transporte por más tiempo y con una madurez composicional.	Los diferentes niveles de redondeamiento y esfericidad, cuando son de misma especie, hablan de la distancia relativa a la fuente, y cuando son en especies minerales distintas, hablan de la resistencia a la abrasión que posee cada una y la madurez textural y composicional del sedimento final.

Condiciones de transferencia de masa entre la desembocadura del río Limarí, bahía Tongoy y bahía Barnes. Región de Coquimbo, Chile.

Bahía Tongoy	El >% de cuarzo hacia la costa, llegando a 25% versus 5% aguas hacia arriba. Anteplaya posee una mayor cantidad de mica	Se debe tener en cuenta que en la bahía también actúan otros métodos de transporte, como lo son transporte eólico, fluvial, litoral o coluvial, por lo que no se puede asegurar sólo esta hipótesis, como ocurre en todos los otros casos del estudio.	Cordón de playa posee + cuarzo que los depósitos de la playas.	Esto podría explicarse desde el punto de vista que el mar también retrabaja y moviliza los sedimentos, por lo que puede que estos queden concentrados en el cordón de playa o incluso ser arrastrados mar adentro.	Minerales angulosos y con esfericidad media a buena. Madurez composicional es mucho mayor en el cordón de playa, por >%de cuarzo y la selección es mucho mejor en la duna, ya que esta se forma por transporte eólico principalmente. posteriormente o en distintos lugares
Bahía Barnes	++Feldespatos potásico, ++calcita Feldespatos disminuye desde la zona proximal de la anteplaya hasta la zona distal, mientras que la calcita disminuye inversamente	El >feldespato es indicador de una fuente de sedimentos bien cercana y de carácter ígneo cuya composición se caracteriza por un alto contenido en sílice y álcalis, el carácter sub-anguloso de estos cristales presentes en las tres muestras y la poca alteración de los feldespatos refuerza la teoría de la cercanía de la fuente. Se sugiere una fuente de sedimentos diferenciada rica en sílice, posiblemente granodiorita-granito	Fragmentos volcánicos subredondeados sugiere afloramiento de rocas volcánicas en zonas lejanas al depósito	Minerales angulosos y > abundancia relativa de opacos, junto a > biotita y clorita. Refleja características de un depósito con buena selección y media madurez composicional, ya que siguen minerales que son poco resistentes a la erosión y meteorización, como lo son el feldespato y la plagioclasa.	En las muestras de duna existen abundancias homogéneas de feldespato, cuarzo y plagioclasa. Se tienen cristales y fragmentos de menor tamaño en comparación a los que componen a las muestras de playa.

Anexo 7: Presencia mineralógica en afluentes del Limarí y desembocadura. Fuente: (ASTUDILLO, 2011).

Mineral	N° Muestra					
	Río Hurtado (9)	Río Grande (77)	Río Guatulame (93B)	Río Cogotí (83)	Desembocadura río Limarí (21)	
Cuarzo	✓	✓	✓	✓	✓	✓
Feldespatos	✓	✓	✓	✓	✓	✓
Anfíbola	✓	✓	✓	✓	✓	✓
Filosilicatos	✓	✓	✓	✓	✓	✓
Zeolita	✓		✓	✓	✓	✓
Piroxeno		✓	✓			
Magnesita				✓		
Circón						✓
Ox. Hierro	✓					
Calcita		✓				

Condiciones de transferencia de masa entre la desembocadura del río Limarí, bahía Tongoy y bahía Barnes. Región de Coquimbo, Chile.

Condiciones de transferencia de masa entre la desembocadura del río Limarí, bahía Tongoy y bahía Barnes. Región de Coquimbo, Chile.