



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

CARACTERIZACION GEOMORFOLOGICA Y
DINAMICA COSTERA DE BAHIAS DEL SEMIARIDO DE CHILE

Casos de estudio: Bahía Tongoy y Bahía Barnes
Región de Coquimbo

Memoria para optar al título de Geógrafa

GERALDINE JACQUELINE LAGOS SALAZAR

Profesora Guía: María Victoria Soto Bäuerle

SANTIAGO – CHILE

2013

*Caracterización geomorfológica y dinámica costera de bahías del
semiárido de Chile*

A mi familia, amigos y compañeros.

Agradezco a todas y todos los seres que
contribuyeron de este proceso en alguna medida
especialmente a mi profesora guía en este último periodo.

RESUMEN

Se caracteriza la dinámica costera y la estructura geomorfológica de las bahías Tongoy y Barnes, considerando los factores geodinámicos que operan en ellas bajo el concepto del efecto de ensenada. La caracterización de la dinámica costera indica una baja energía en el litoral cercano, debido principalmente al alto grado de refracción del oleaje incidente identificado en los diagramas de refracción de oleaje producido por los *headlands* en el área y la orientación relativa de la línea de costa, preferentemente oblicuas, expresado en tipos de rompiente de predominio reflectivo, con variaciones espacio-temporales mínimas medidas en anchos de zona de rompiente y de playa, y bajas condiciones globales de ataque en las zonas proximal y distal para ambas bahías, resultados que en conjunto con evidencias morfológicas señalan una tendencia generalizada a la progradación de la playa. La descripción geomorfológica basada esencialmente en ARAYA-VERGARA (1987, 2001), BIRD (2008) y PFEIFFER (2011) presenta una clasificación genética, compuesta de: formas fluviales y fluvio-marinas distinguiéndose T', T° y lagunas litorales; formas eólicas, tales como dunas transversales en bahía Tongoy y dunas parabólicas con tendencia a la longitudinalidad en bahía Barnes; y formas marinas, destacando los cuatro niveles de terrazas marinas Plio-Cuaternarias, acantilados muertos, paleocordones de playa, cordones de playa holocenos y plataformas litorales. Los resultados alcanzados denotan el fuerte control estructural y la orientación predominantemente oblicua de las bahías como factores que restan energía al sistema litoral, operando los principios de efecto de ensenada en éstas. Se concluye que los factores estructurales son los que mayormente influyen la dinámica litoral, así como la presencia y distribución de formas; así la dinámica costera y geomorfológica son elementos indisolubles al momento de analizar ambientes litorales.

Palabras claves: dinámica costera, geomorfología, efecto de ensenada.

INDICE DE CONTENIDOS

RESUMEN.....	3
INDICE DE FIGURAS Y CUADROS.....	6
Figuras:	6
Cuadros:	7
CAPITULO 1: PRESENTACION.....	8
1.1 Introducción.....	8
1.2 Planteamiento del problema.....	10
1.3 Area de estudio.....	11
1.3.1 Antecedentes Generales.....	11
1.3.2 Antecedentes Geológicos.....	15
1.3.3 Antecedentes Geomorfológicos.....	20
1.4 Objetivos.....	24
1.4.1 Objetivo General.....	24
1.4.2 Objetivos Específicos.....	24
1.5 Hipótesis de trabajo.....	24
CAPITULO 2: ESTADO DEL ASUNTO.....	25
CAPITULO 3: PLANTEAMIENTO METODOLOGICO.....	36
3.1 Procedimientos.....	36
CAPITULO 4: RESULTADOS.....	39
4.1 Dinámica Costera.....	39
4.1.1 Bahía Tongoy.....	39
4.1.2 Bahía Barnes:.....	48
4.2 Descripción Geomorfológica.....	55
a) Formas Fluviales y Fluvio-marinas:.....	55

*Caracterización geomorfológica y dinámica costera de bahías del
semiárido de Chile*

b) Formas Eólicas:.....	58
c) Formas Marinas.....	61
CAPITULO 5: DISCUSION Y CONCLUSIONES.....	69
5.1 Discusión.....	69
Dinámica costera: Refracción del oleaje, anchos y tipos de rompientes:	69
Análisis geomorfológico:	72
5.2 Conclusiones.....	77
BIBLIOGRAFIA.....	78
ANEXOS.....	83

INDICE DE FIGURAS Y CUADROS

Figuras:

Fig. 1. Area de Estudio	11
Fig. 2. Bahía Tongoy.....	12
Fig. 3. Bahía Barnes.	13
Fig. 4 Condiciones Oceanográficas de Bahía Tongoy.....	14
Fig. 5. Perfil esquemático transversal a la Cuenca Cenozoica.	15
Fig. 6. Carta Geológica del Area de Estudio	16
Fig. 7 Bloque diagrama de “Región de costas abrasivo y erosivo tectónicas con bahías lobuladas protegidas”.....	20
Fig. 8. Extracto de “ <i>Esquisse Geomorphologique du bassin du Rio Limari et du haut bassin du Rio Elqui. Chili</i> ”, sector Tongoy.....	21
Fig. 9. Perfil de niveles de terrazas marinas pliocuaternarias, sector Coquimbo.....	22
Fig. 10. Niveles de terraza de abrasión marina definidos por PFEIFFER (2011).....	23
Fig. 11. Subducción de Placa de Nazca bajo la sudamericana.	27
Fig. 12. Evolución del <i>continuum</i> dunar.	29
Fig. 13. Clasificación de acantilados.....	33
Fig. 14. Modelo de formación de terraza marinas en Altos de Talinay.	34
Fig. 15. Diagrama de refracción del oleaje de bahía Tongoy.	40
Fig. 16. Tipos de Zona de Rompiente de bahía Tongoy.....	41
Fig. 17. Diferencia de rompientes, bahía Tongoy.....	41
Fig. 18. Anchos de zona de rompiente, bahía Tongoy.	42
Fig. 19. Anchos de playa, bahía Tongoy.....	43
Fig. 20. Perfil zona proximal, bahía Tongoy.....	44
Fig. 21. Berma en zona proximal, bahía Tongoy.....	44
Fig. 22. Perfil zona media, bahía Tongoy.....	45
Fig. 23. Microacantilado y <i>beach cusps</i> , zona media, bahía Tongoy.....	45
Fig. 24. Perfil zona distal, bahía Tongoy.....	46
Fig. 25. Pendiente convexa de perfil, zona distal, bahía Tongoy.....	46
Fig. 26. Diagrama de refracción del oleaje de bahía Barnes.	48
Fig. 27. Tipos de Zona de Rompiente de bahía Barnes.	49
Fig. 28. Anchos de zona de rompiente, bahía Barnes.....	50
Fig. 29. Anchos de playa, bahía Barnes.....	51

Fig. 30. Perfil zona proximal, bahía Barnes.....	52
Fig. 31. Pendiente de perfil, zona proximal, bahía Barnes.	52
Fig. 32. Perfil zona media, bahía Barnes.	53
Fig. 33. Microacantilado y <i>beach cusps</i> , zona media, bahía Barnes..	53
Fig. 34. Perfil zona distal, bahía Barnes.....	54
Fig. 35. Cause meandreante, Quebrada Los Litres.....	55
Fig. 36. Distinción de T' y T°, Estero Tongoy.	56
Fig. 37. Barrera litoral de humedal Pachingo	57
Fig. 38. Duna embrionaria y dunas anteriores, bahía Tongoy	58
Fig. 39. Dunas transversales vegetadas en zona distal de bahía Tongoy	59
Fig. 40. Nebkas y dunas parabólicas, bahía Barnes	60
Fig. 41. Dunas estabilizadas, sector Puerto Velero.	61
Fig. 42. Niveles de Terrazas Marinas II a V, cercanías a Puerto Aldea.....	62
Fig. 43. Afloramiento de “losa” en escarpe de TM II.....	63
Fig. 44. Terraza Marina III en Quebrada Los Almendros.....	64
Fig. 45. Perfil de nivel de terraza marina IV	65
Fig. 46. Paleocordones de playa.....	66
Fig. 47. Sucesión de cordones litorales sobre TM V	67
Fig. 48. Plataforma de abrasión en Península Tongoy.....	68

Cuadros:

Cuadro N° 1. Edades para los niveles de terrazas marinas	22
Cuadro N° 2. Materiales de trabajo.....	38
Cuadro N° 3. Denominación de los niveles de terrazas	62

CAPITULO 1: PRESENTACION

1.1 Introducción

La información que se ha generado con respecto a la franja costera de Chile ha sido abordada desde diferentes puntos de vista y autores, y teniendo en consideración las múltiples actividades productivas, recreacionales, turísticas, portuarias, entre otras, que se desarrollan en el sector, además debe tenerse en cuenta que el territorio costero se extiende a lo largo de todo el país, alcanzando aproximadamente los 34.500 km de línea de costa en el país. En este sentido ARAYA-VERGARA (1982) calcula que más del 90% de la línea de costa es rocosa acantilada, y aproximadamente en un 90% estable. Con respecto a las zonas arenosas señala que se ubican preferentemente entre los 33° y 37° S, y luego más al sur, entre los 38° y 43° S, considerando la franja arenosa relativamente estable dentro de las dinámicas que la acompañan y definen.

La zona costera vista desde una perspectiva de gestión y ordenamiento, conforma un espacio escaso y socialmente muy deseado, lo que se explica por la presencia de recursos naturales, clima benigno, fertilidad de los suelos, convergencia de usos y actividades (CASTRO & MORALES, 2006). En este sentido, ha de considerarse históricamente el uso turístico que ha tenido la franja costera, donde principalmente en épocas estivales se incrementa considerablemente el número de personas que acuden a estos espacios, y por otra parte, considerar el aumento de demanda habitacional que cada vez ejerce mayor presión, lo que si no se desarrolla de manera planificada, puede llevar a una alteración y degradación del sistema, provocando desequilibrios en el mismo.

Además de los usos que le da el hombre a estos espacios, hay que tener en consideración las características únicas y especiales que albergan, como zona de “triple interfase” (tierra, mar y aire) lo que le confiere de una condición de alta dinámica (DAVIDSON-ARNOT, 2010), encontrándose en permanente acción, interacción y retroacción, albergando componentes como el clima, el balance sedimentario, los procesos costeros, el nivel relativo del mar y el ser humano, como agente que ha provocado grandes y rápidas alteraciones al litoral (GOMEZ, 2008). De esta manera, estos espacios constituyen ambientes interesantes desde un punto de vista geomorfológico, biológico, arqueológico y patrimonial.

El área en estudio corresponde a la franja costera de Tongoy en la Región de Coquimbo, la cual está compuesta por bahía Tongoy y bahía Barnes, separadas por la península de Tongoy. Actualmente el balneario de Tongoy (con pretensiones de convertirse en comuna) destaca por el atractivo turístico recreacional, paisajístico y patrimonial. Sin embargo los planes de desarrollo para el sector apuntan a un nuevo polo de atracción, generado por la inminente construcción de un nuevo aeropuerto internacional, que ya está generando repercusión en los proyectos inmobiliarios que se desarrollan tanto en el extremo oeste de la bahía de Tongoy, localidad de Puerto Aldea con el loteo de parcelas,

hasta el extremo noreste en bahía Barnes donde existe una ampliación de complejos turísticos y construcción de más edificios en altura.

Estos posibles nuevos escenarios incrementarán el desarrollo turístico del sector, y el aumento de la demanda de bienes y servicios tanto materiales como naturales. En este contexto, la generación de información y conocimiento de la dinámica costera y su morfología asociada en la línea litoral, permitiría un mejor manejo y planificación de la inserción del ser humano y sus actividades en estos ambientes, con el objetivo de no generar mayores alteraciones en el medio costero, a través de una gestión integrada que considere las dinámicas físicas que se desarrollan en el sector.

De esta manera se puede entender que el conocimiento de la configuración geológica y geomorfológica, como también el comportamiento de la línea litoral reflejado en la dinámica litoral, son aspectos fundamentales a tener en cuenta, ante los proyectos de uso del territorio costero. En este sentido, la franja litoral no es un espacio uniforme, pues cada ensenada presenta condiciones particulares en su morfoestructura, lo cual tiene una clara incidencia en las dinámicas litorales y formas resultantes de esta interacción, considerándose importante el conocimiento en particular de cada playa, ensenada o bahía.

Dentro del sistema de ensenadas compuesto por bahía Tongoy y bahía Barnes, sobresale el control morfoestructural que ejerce el *headland* ubicado al oeste de las ensenadas, Punta Lengua de Vaca, donde debido a procesos de refracción del oleaje, la energía de onda se concentra y luego se debilita hacia el interior de las bahías (KOMAR, 1998, en MARTINEZ, 2001), lo cual confiere un efecto de protección que genera una distribución sistemática de la energía de onda en dirección deriva abajo de la saliente rocosa (MARTINEZ, 2001). Esta forma referida a bahías en zeta, se caracteriza por poseer una mayor refracción del oleaje que playas sensiblemente rectas, lo que trae como consecuencia un ataque diferencial dentro del estilo (ARAYA-VERGARA, 1983); se señala también que en las playas de estas características la energía del oleaje se reparte de manera desigual durante bravesas o marejadas

Para el estudio de estas ensenadas se procedió a dividir las en sección proximal, media y distal a partir del *headland*, lo que permite establecer variaciones sistemáticas, y que también incide en la distribución espacial de los perfiles de playa, tipos de zona de rompiente y además en la configuración de los cuerpos dunares presentes. Así, la observación de la confluencia de estos factores, de formas y procesos predominantes, permite llegar a establecer una noción de estado de la playa, donde se distingue entre avance, retroceso y estabilidad, lo cual refiere a su condición de estado (ARAYA-VERGARA, 1983).

Los estudios relativos a dinámica costera en Chile, que incluyen análisis de tipos de zona de rompiente, condición global de ataque y perfiles de playa, han sido desarrollados principalmente en el centro y sur de la zona central del país (ARAYA-VERGARA, 1986,

1996, 2003; MARTINEZ, 2001; SOTO, 2005; SOTO & ARRIAGADA, 2007; MARTINEZ, 2007).

Como señala MARTINEZ (2001), el efecto de ensenada se entiende como el resultado de la interacción de factores tanto geomorfológicos como oceanográficos, con repercusión directa en la distribución de las formas litorales y en su comportamiento diferencial dentro de una ensenada. Bajo esta idea, el presente trabajo se orienta a realizar el nexo entre las características de la dinámica costera de las bahías en estudio y la geomorfología de la línea litoral de Tongoy, como resultado de la interacción en esta interfaz. Con esto se pretende contribuir al conocimiento de los procesos, dinámicas y formas litorales que configuran este sistema de bahías, así también como documento que da cuenta del estado actual de la franja litoral de Tongoy y como antecedente de las condiciones del sector, entregando información tendiente a la planificación y ordenamiento territorial del borde costero, con miras a un manejo integral.

1.2 Planteamiento del problema

Considerando que la mayor parte de la población mundial y las principales ciudades de nuestro país se concentran en la zona litoral, además de ser un punto atractivo en épocas estivales para los turistas, surge la necesidad de estudiar las dinámicas que se desarrollan en el borde costero, para el caso se apunta a desarrollar los ámbitos físicos referidos a geomorfología y dinámica costera, pues las presiones inmobiliarias, la construcción de mega-estructuras, los cambios de uso de suelo, entre otras, son acciones que modifican el escenario litoral, transformando las condiciones de *input*, *output* e intercambios de energía para estos sectores ubicados en el margen continental hacia donde fluyen y se pueden apreciar las modificaciones morfológicas consecuentes.

Por otra parte el desconocimiento del cómo funcionan estos sistemas en sus procesos, su estado y función, conlleva a un vacío de información que impide el manejo y uso de zonas costeras de manera equilibrada con el medio y sus dinámicas. A modo de ejemplo se cita a PASKOFF (1985, en NOVOA, 1991) *“La mejor manera de conservar una playa consiste en respetar lo más que sea posible, la dinámica litoral natural. En todos los lugares donde aún esto pueda realizarse, el conjunto del espacio costero, en el más amplio sentido, de la duna que bordea a la pre-playa, debería ser objeto de una protección integral”*, considerando las funciones turísticas, recreacionales, ecológicas, culturales, almacenamiento de arenas, barrera de protección natural, etc. que implican estos espacios es que se da énfasis a las características físicas como un factor modificable y potencial modificador del paisaje costero, que deben tomarse en cuenta para una planificación integrada y equilibrada para el desarrollo de estas áreas.

1.3 Área de estudio

1.3.1 Antecedentes Generales

El área de estudio se ubica en el balneario de Tongoy, a 35 km. al suroeste de la ciudad de Coquimbo, en la comuna de Coquimbo, comprendiendo la franja litoral que contiene las bahías de Tongoy y bahía Barnes para el estudio de dinámica costera, y el área ubicada entre los $30^{\circ} 14' 30''$ S – $30^{\circ} 21' S$ y los $71^{\circ} 28' W$ - $71^{\circ} 37' W$ para la descripción geomorfológica (Fig. 1). La selección del área de estudio está referida a los objetivos 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*”. El proyecto se enmarca en los sistemas litorales del semiárido de Chile, en la región de Coquimbo, en la mega ensenada de Coquimbo, que abarca desde Tongoy hasta punta de Choros, teniendo como finalidad analizar la evolución de los grupos de formas que configuran la mega ensenada de Coquimbo a fin de poder establecer las condiciones de cambio y tendencias evolutivas, que permitan realizar una prognosis respecto a las amenazas de origen natural ante escenarios de cambio ambiental y tectónico.

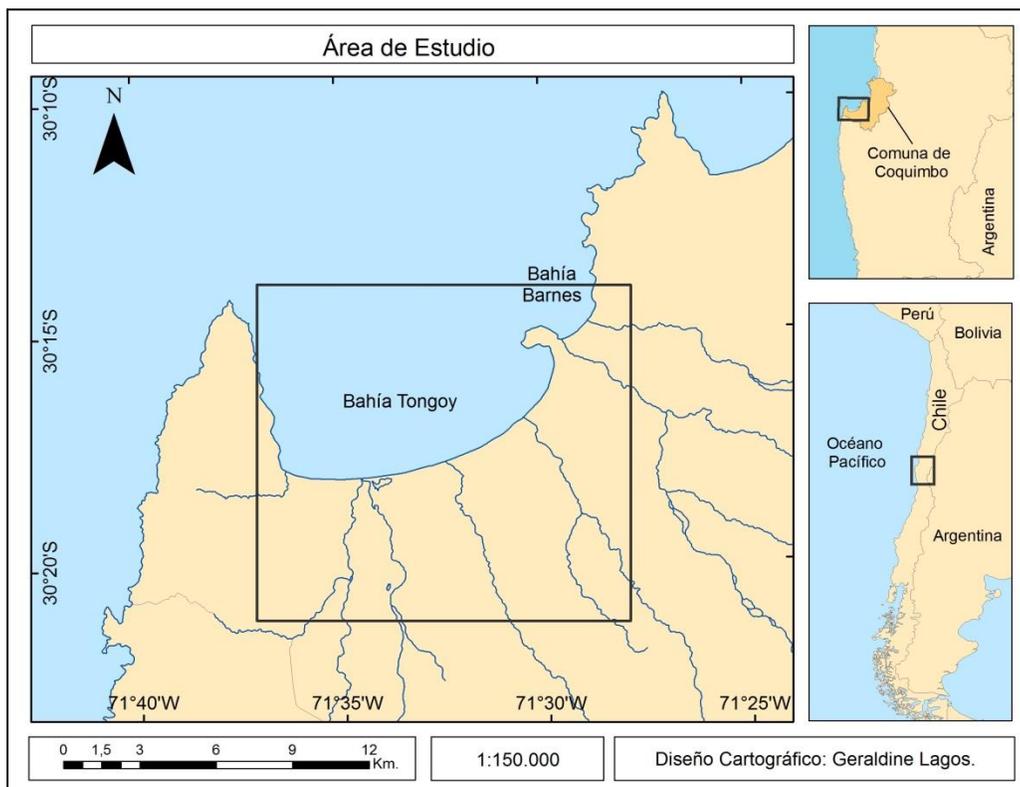


Fig. 1. Área de estudio. FONDECYT N° 1120234.

Las bahías en estudio se encuentran separadas morfológicamente por un tómbolo que une Península Tongoy al continente (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, las cuales se encuentran limitadas al mar por barreras conformadas por bermas formando lagunas litoral (Fig. N° 2). Se caracterizan 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 (VILLAGRAN, 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 (EMPARAN & PINEDA, 2006; LE ROUX *et al*, 2006), sobresaliendo las cumbres de Altos de Talinay.



Fig. 2. Bahía Tongoy.

Fuente: Elaboración en base a imágenes CONAMA-CONAF (2001), FONDECYT N° 1120234.

Bahía Barnes (Fig. 3), 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 Tongoy que genera nuevamente este efecto.



Fig. 3. Bahía Barnes.

Fuente: Elaboración en base a imágenes CONAMA-CONAF (2001), FONDECYT N° 1120234.

Tongoy se ubica en el margen costero del Chile semiárido (PASKOFF, 1970), también caracterizado como Norte Chico (BRÜGGEN, 1950). Desde el punto de vista climático, la región de Coquimbo se encuentra en una transición entre clima mediterráneo desértico y semi-desértico, con diferentes matices: húmedo y nuboso en el litoral, y estepario cálido en el interior, considerándose para la franja costera un predominio de clima de estepa con nubosidad abundante, caracterizado por la presencia de alta humedad (85%) y alta nubosidad (principalmente en las mañanas), con temperaturas moderadas y una oscilación térmica que no sobrepasa los 6°C, en tanto las precipitaciones se concentran en los meses de inviernos (mayo-agosto) presentando una elevada variabilidad interanual de precipitaciones que repercute en los recursos hídricos (NOVOA & LÓPEZ, 2001), alcanzando una anomalía de los 800 mm/año producto del peculiar microclima proporcionado por Altos de Talinay (BENADO, 2000).

En tanto a los factores oceanográficos, se señala que la batimetría (Fig. 4) es uno de los principales condicionantes de las variaciones temporales y espaciales (VILLAGRAN, 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 periodos 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 VILLAGRAN, 2007). En cuanto al componente oleaje, para la bahía de Tongoy ha registrado que el periodo de olas es casi siempre 10 segundos, debido a que olas de este periodo no pueden formarse localmente infiere que la zona de generación se encuentra alejada de la costa (BERRIOS, 2005).

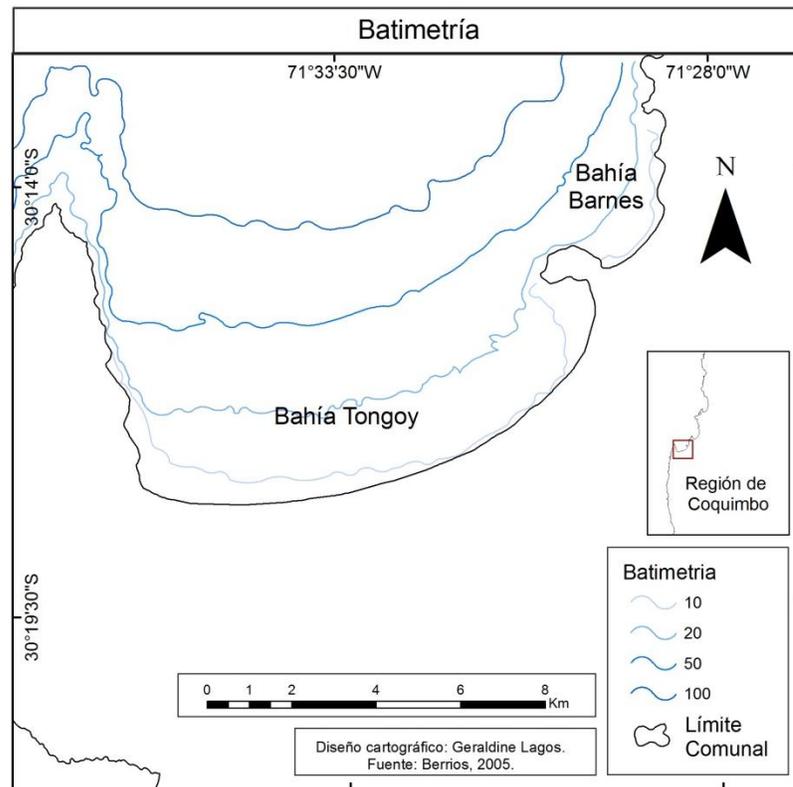


Fig. 4 Condiciones Oceanográficas de Bahía Tongoy.
Fuente: BERRIOS (2005).

1.3.2 Antecedentes Geológicos

La geología y morfotectónica resultan ser factores determinantes en el modelado de las formas actuales que se encuentran en la bahía de Tongoy, considerando que el basamento litológico es el que condiciona el desarrollo geomorfológico que existe en el área. En este sentido, BIRD (2008) señala que la geología costera, referida a las formaciones rocosas o estructuras que se ven a orillas de acantilados, afloramientos y los sedimentos que han sido depositados en las zonas costeras, es la que proporciona la base para el desarrollo geomorfológico. Este es un importante factor ya que Tongoy se encuentra en un sector donde la litología muestra la mayor alternancia entre rocas blandas y rocas duras que se pueda detectar en las costas del país en un tramo tan largo (ARAYA- VERGARA, 1976).

El marco geológico de Chile semiárido se caracteriza por la ausencia de efusiones volcánicas recientes, pues éstas hubiesen culminado en el Mioceno (STERN, 2004, en PFEIFFER, 2011). 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) (Fig. 5), donde se han labrado cuatro niveles de terraza marina, compuestos por areniscas y calizas.

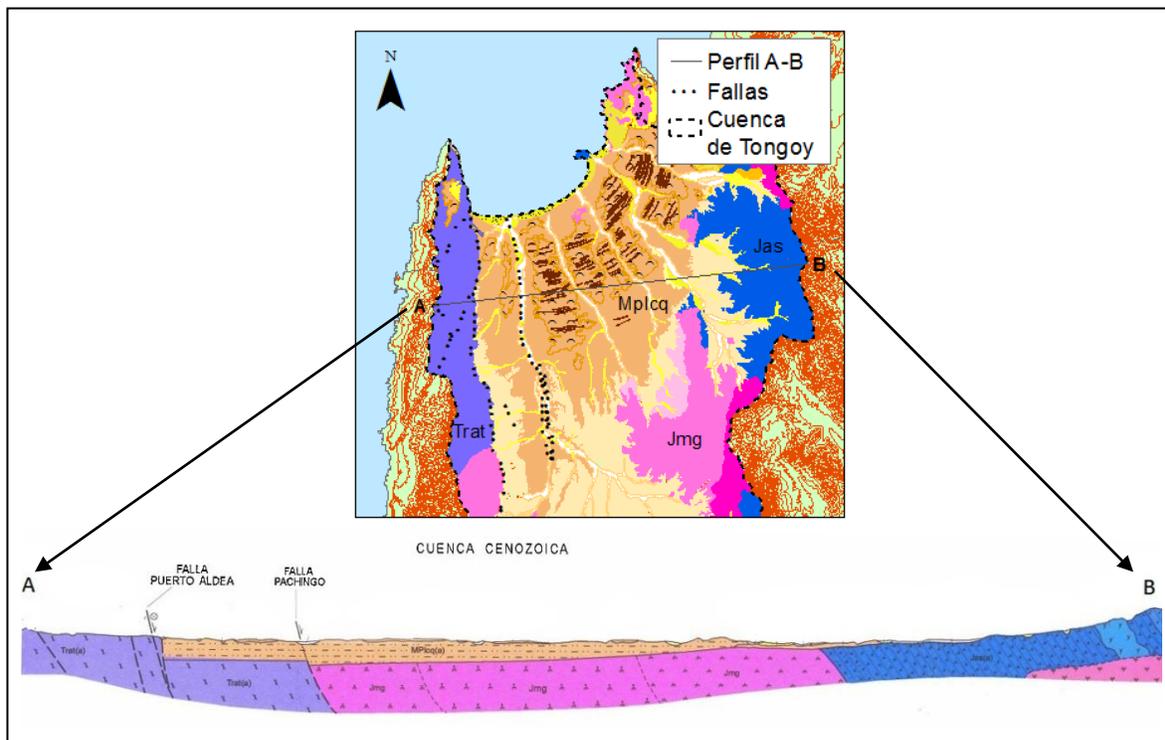


Fig. 5. Perfil esquemático transversal a la Cuenca Cenozoica.
Fuente: EMPARAN & PINEDA (2006).

Caracterización geomorfológica y dinámica costera de bahías del semiárido de Chile

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.

Las formaciones descritas a continuación corresponden a las que se encuentran dentro del área de estudio, los antecedentes geológicos y dataciones han sido extraídos de a la Carta Geológica del Área Andacollo – Puerto Aldea 2006, de EMPARAN & PINEDA (2006) (Fig. 6).

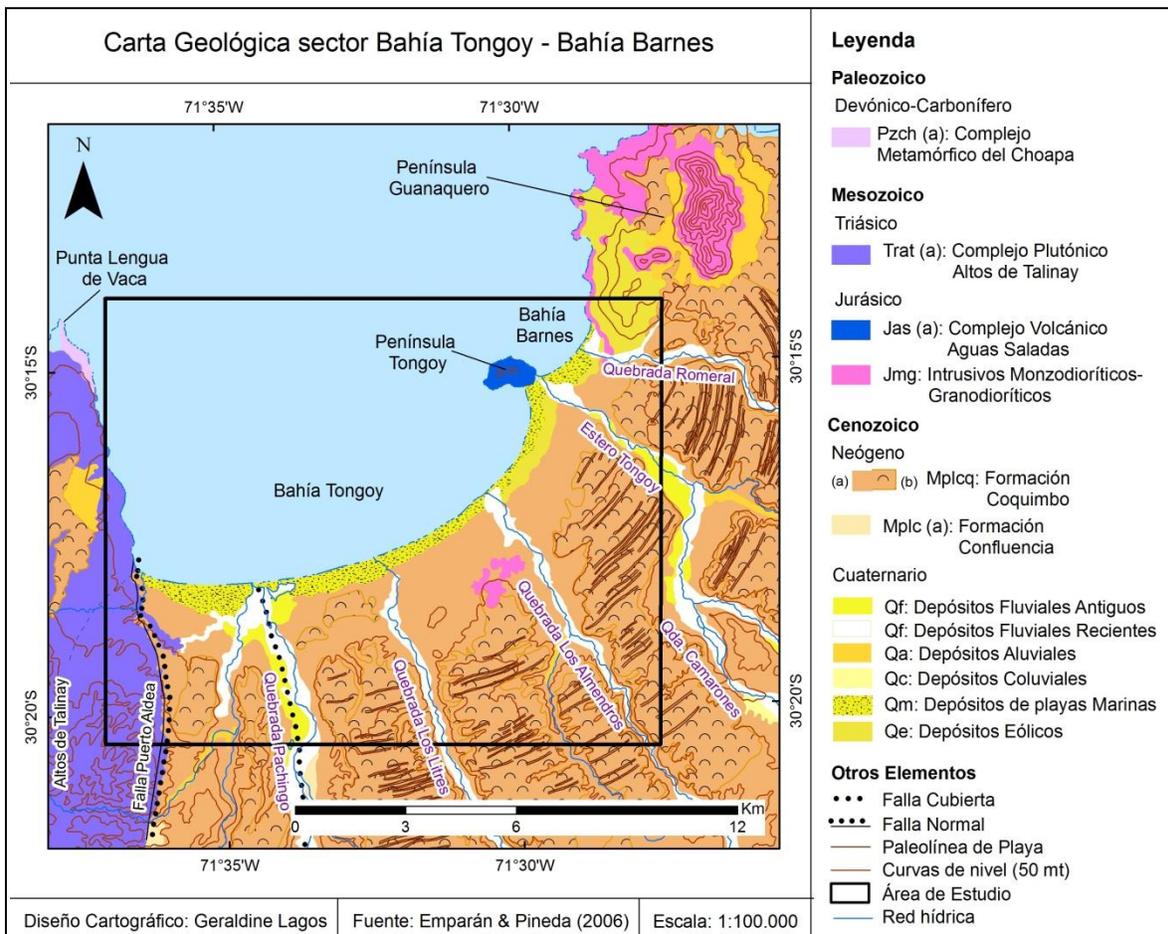


Fig. 6. Carta Geológica del Área de Estudio. Fuente: EMPARAN & PINEDA (2006).

Formaciones Geológicas:

a) Complejo Plutónico Altos de Talinay (Trat):

Ubicado al oeste de la cuenca, a lo largo del cordón montañoso Altos de Talinay, BRÜGGEN (1950) lo señala como una franja formada por pizarras cristalinas que se extienden desde Punta Lengua de Vaca (30° 10') hasta los Altos de Talinay (31°). 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 (EMPARAN & PINEDA, 2006).

b) Complejo Volcánico Agua Salada (Jas):

Para el área en estudio esta formación aflora aisladamente en Península Tongoy, sin embargo cabe resaltar que también cubre en gran parte la cabecera del Estero Tongoy (Quebrada Camarones) en los cordones precordilleranos. Las características litológicas de este Complejo indicarían un ambiente geológico de gran actividad volcánica. 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. (EMPARAN & PINEDA, 2006).

c) Intrusivos Monzodioríticos-Granodioríticos (Jmg):

Esta formación aflora en Península Guanaquero, subyaciendo a los depósitos eólicos que se encuentran al sur de ésta y de forma aislada en la Formación Coquimbo, al oeste de la Quebrada Los Almendros. 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 Guanaquero. Esta unidad intruye el Complejo Volcánico Agua Salada y se encuentra intruida por Intrusivos Granitoides en el sector del cordón precordillerano, además está cubierta en discordancia por depósitos de las formaciones Coquimbo y Confluencia en este mismo sector, ocupando parte de la depresión litoral donde se emplazó la cuenca sedimentaria cenozoica. 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 Guanaquero (EMPARAN & PINEDA, 2006).

d) Formación Coquimbo (MPlcq):

Esta formación sedimentaria cubre el mayor área dentro de la zona en estudio, emplazándose en la denominada "Cuenca cenozoica" (HEINZE, 2003), anteriormente llamada la Gran Planicie por PASKOFF (1970). A esta cuenca se la ha identificado como límite occidental una falla normal Falla Puerto Aldea (FPA) (Figs. 5 y 6) de tipo intraplaca e inclinada al este, dentro de esta cuenca también se ha inferido la ubicación de la Falla Pachingo (FP) (Fig. 5 y 6) en el trazado rectilíneo de la quebrada del mismo nombre,

constituyendo el límite entre el Dominio Costero formado por rocas Jurásicas y el Dominio Marginal Formado por rocas Devónicas(?) – Triásicas «*adosadas*» al borde continental (EMPARAN & PINEDA, 2006).

Al sector se le ha dado la denominación informal de Formación Tongoy y se ha estimado un espesor total del 140 m (LOPEZ, 1965) y una franja con un ancho de 5 a 19 km. Se presenta como una secuencia sedimentaria fosilífera, bien estratificada, con débil litificación y de color pardo anaranjado, que aflora de forma discontinua a lo largo de toda la cuenca. Muestra facies sedimentarias de ambiente litoral y en parte transicional. Se apoya de forma discordante sobre el Complejo Plutónico Altos de Talinay y engrana con la Formación Confluencia (EMPARAN & PINEDA, 2006), ubicada más al sur.

En la cuenca Cenozoica 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. Esta facies presenta dos modalidades de afloramiento y relaciones de contacto: i) expuesta en los flancos de quebradas, con bajo grado de consolidación y contacto por engranaje lateral con la facies (a), se interpreta como parte de un evento transgresivo, a la que se le ha asignado una edad pliocena; y ii) como una costra cementada de superficies aterrazadas donde se desarrollaron de paleolíneas de playa, que sobreyace a la facies (a) con contacto de erosión, se interpreta como parte de un evento regresivo al cual se le confiere una edad pleistocena media a superior (EMPARAN & PINEDA, 2006).

e) 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:

1.- Depósitos Antiguos: están compuestos por gravas gruesas y muy gruesas polimícticas con abundante matriz de arena, débilmente consolidadas. Presentan intercalaciones de gravas finas arenosas y arenas de guijarros. Estos depósitos al estar más consolidados que los recientes son lo que forman terrazas (EMPARAN & PINEDA, 2006).

2.- Depósitos Recientes: los conforman gravas gruesas y muy gruesas polimícticas con abundante matriz de arena, no consolidadas. Presenta clastos orientados y/o imbricados. Constituyen los cauces de las quebradas actuales (EMPARAN & PINEDA, 2006).

f) Depósitos Aluvionales (Qa):

Constituyen el relleno de quebradas y forman conos en la salida de ellas, se pueden observar en pequeñas quebradas efluentes a las principales. 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 (EMPARAN & PINEDA, 2006).

g) Depósitos Coluviales (Qc):

Su distribución es muy restringida, sólo se puede observar en Quebrada Camarones. Se trata de depósitos inconsolidados, adosados a las laderas. En general son de aspecto macizo, es posible observar una mala estratificación que se engrosa al descender la cota. Están constituidos por clastos oligo- y monomícticos, angulosos, con matriz de limo. Su edad se estima del Pleistoceno?-Holoceno (EMPARAN & PINEDA, 2006).

h) Depósitos de Playas Marinas (Qm):

Constituyen depósitos litorales, distribuidos a lo 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 (TM¹). Están constituidos por arenas medias a gruesas arcósicos-líticas, no consolidadas con contenido variable de bioclastos. La edad de estos depósitos se calcula holocena (EMPARAN & PINEDA, 2006).

i) 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. Esta descripción corresponde a los depósitos que se pueden observar en la parte norte de bahía Tongoy y en la parte posterior a la playa de bahía Barnes, sin embargo los depósitos eólicos del sector de Puerto Velero (Fig. 2) se encuentran con un mayor nivel de estabilización producto de la vegetación desarrollada en el lugar. La edad de estos depósitos es holocena (EMPARAN & PINEDA, 2006).

1.3.3 Antecedentes Geomorfológicos

Los estudios de carácter geomorfológico que se han realizado hasta el momento en el sector 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).

En un primer acercamiento al área, y a modo de contextualización, esta bahía se inserta en la clasificación de unidades regionales en la costa de Chile realizada por ARAYA-VERGARA (1976), donde define en 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” (Fig. 7), 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 herraduras, siendo las primeras costas arenosas a nivel nacional en sentido norte-sur.

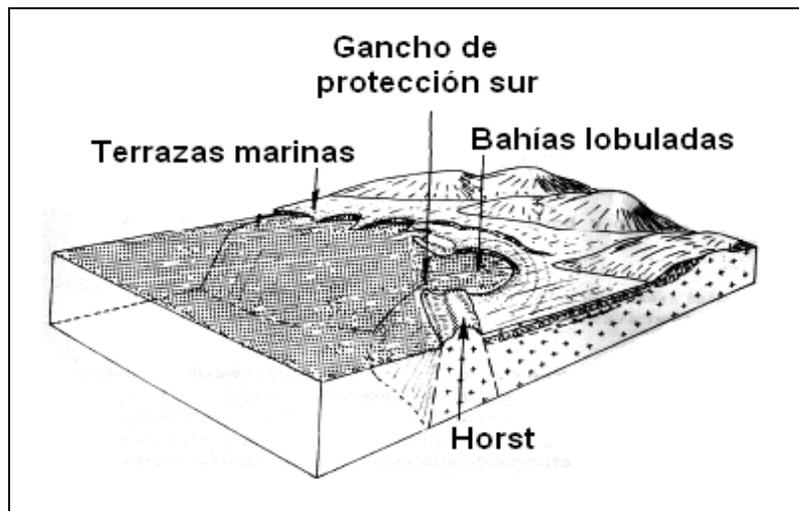


Fig. 7 Bloque diagrama que representa a la “Región de costas abrasivo y erosivo tectónicas con bahías lobuladas protegidas”.
Fuente: ARAYA-VERGARA (1976).

En lo que respecta a estudios geomorfológicos para Tongoy 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 (Fig. 8). 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. Esta superficie se dice jalónada 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.

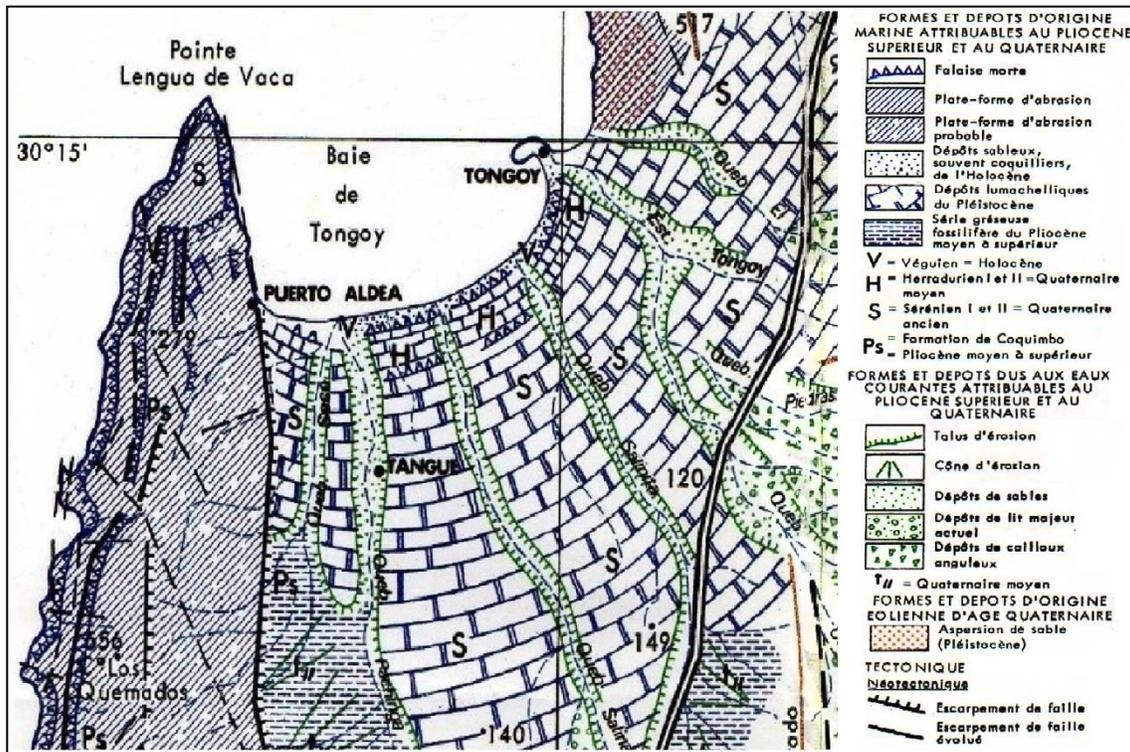


Fig. 8. Carta geomorfológica del sector de Tongoy, extracto de "Esquisse Geomorphologique du bassin du Rio Limari et du haut bassin du Rio Elqui. Chili"
Fuente: PASKOFF (1968, en PASKOFF, 1970).

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 (Serénense I y II) (Fig. 9).

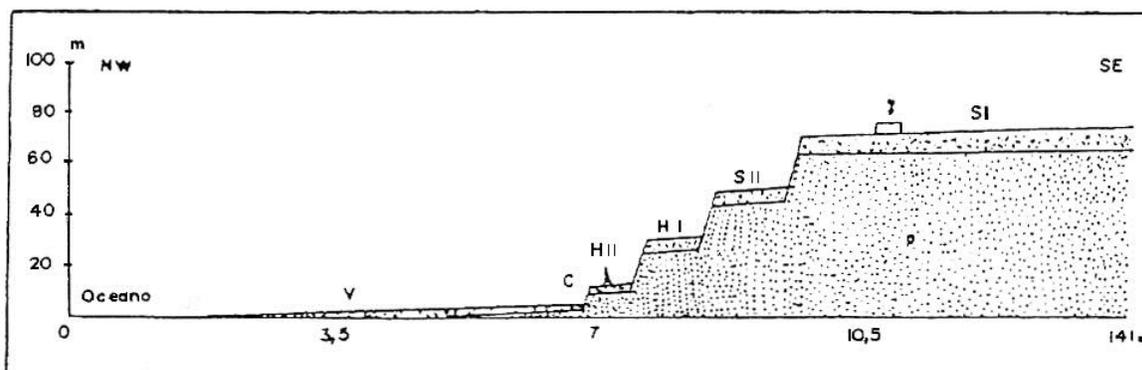


Fig. 9. Perfil de niveles de terrazas marinas pliocuaternarias correlacionadas, sector Coquimbo. P: Mioceno; S I: Sereniense I; S II: Sereniense II; H I: Herraduriense I; H II: Herraduriense II. C: Cachaguiense. V: Veguiense. Fuente: PASKOFF (1970).

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 el cuadro N°1.

Terraza	Altitud al pie del escarpe (m)	Edad (ka)	Método	Referencia
T _{II}	200	412	U-Th en fósiles marinos	Saillard (2008)
T _{III}	48	225	¹⁰ Be en Altos de Talinay	Saillard <i>et al.</i> (2009)
T _{IV}	14	123	U-Th en fósiles marinos	Saillard (2008) Ota <i>et al.</i> (1995)
T _V	9	6	¹⁰ Be en Altos de Talinay	Saillard <i>et al.</i> (2009) Ota y Paskoff (1993)

Cuadro N° 1. Edades para los niveles de terrazas marinas de la Paleobahía de Tongoy. Fuente: PFEIFFER (2011).

Considerando estas observaciones, la distribución de los niveles de terraza serán los utilizados por PFEIFFER (2011). La figura 10 muestra modelo de elevación digital generado por el este autor, 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.

Dentro de esta temática, LE ROUX *et al* (2006) proponen que la bahía se extendía 30 km más al sur que la actual durante el Mioceno y Plioceno, y que a través de transgresiones y regresiones relacionadas a movimientos de tectónica regionales y locales, combinados con cambios globales del nivel del mar esta cuenca se fue llenando con lodo, arenas, coquinas y gravas. Se determinaron 6 transgresiones a través de la data de fósiles con ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr, siendo la primera entre 11.9–11.2 Ma. y la última entre 1.7–1.4 Ma. Señalan

también que la Formación Coquimbo forma parte de una serie de cuencas discontinuas del Cretácico Tardío al Neógeno, extendidas en las costas de Chile desde Antofagasta (23°S) hasta la Península de Taitao (47°S) y que han sido afectadas por cuatro episodios de transgresión y regresión marina durante el Cuaternario.

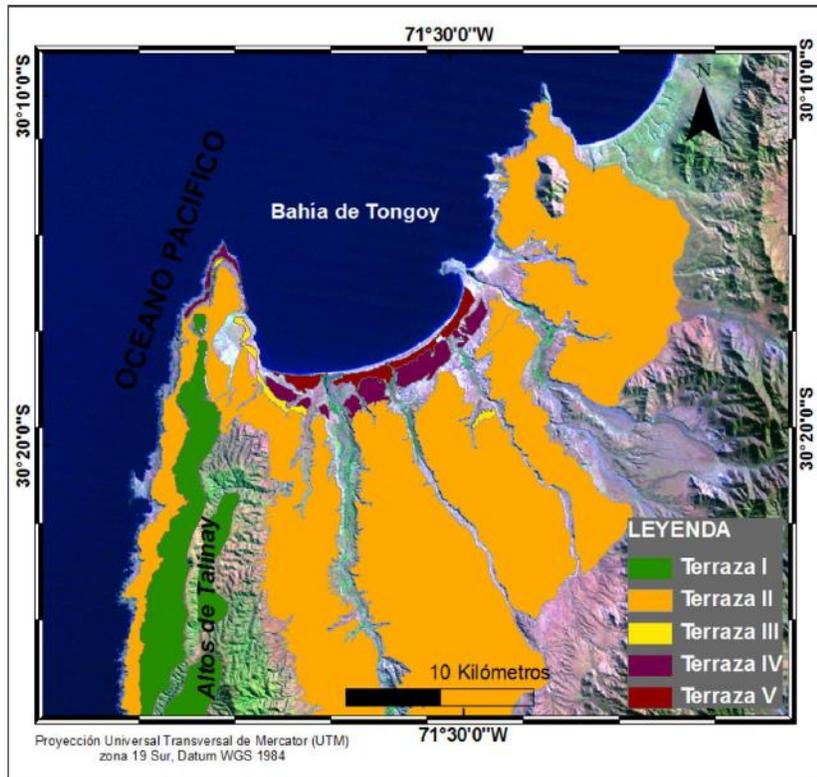


Fig. 10. Niveles de terraza de abrasión marina definidos por PFEIFFER. Fuente: PFEIFFER (2011).

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 m 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 m 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

Caracterizar la dinámica costera y estructura geomorfológica de las bahías Tongoy y Barnes, entendidas como resultado de la interacción de los factores geomorfológicos y oceanográficos presentes en el área.

1.4.2 Objetivos Específicos

-Determinar la tendencia de la dinámica costera existente en el litoral cercano del sistema de bahías en estudio.

-Describir la geomorfología en asociación a las estructuras del área en estudio, identificando formas y procesos implicados.

-Analizar y comparar las condiciones morfodinámicas de las bahías en relación a la teoría de ensenada, considerando las bahías como un sistema.

1.5 Hipótesis de trabajo

En la zona costera se presentan una serie de agentes morfogenéticos que interactúan generando diversas unidades morfológicas (dunas, playas, acantilados, terrazas) (SHORT, 1999; BIRD, 2008). ARAYA-VERGARA (1983) señala que frente a bahías en zeta existe una mayor refracción del oleaje que frente a playas sensiblemente rectas, lo que trae como consecuencia un ataque diferencial del oleaje. Por tanto la distribución de las formas del litoral y su comportamiento diferencial serían resultado de la interacción de factores geomorfológicos y oceanográficos (MARTINEZ, 2001), para el caso influenciados principalmente por factores morfoestructurales.

CAPITULO 2: ESTADO DEL ASUNTO

El desarrollo de estudios abocados al conocimiento de la morfología litoral y a la dinámica costera relacionada al concepto de bahía en Chile es reciente, donde destacan trabajos de ARAYA-VERGARA (1983) en que describe el comportamiento diferencial del oleaje en la bahía con repercusión en las formas encontradas en la bahía; por otra parte MARTINEZ (2001) llega a resultados similares en su estudio de bahías de la zona central de Chile. Posteriormente SOTO *et al* (2004), SOTO (2005) y SOTO & ARRIAGADA (2007) generan información relacionada a las formas, procesos oceanográficos y morfológicos, mientras ARRIAGADA (2009) realizó un análisis geomorfológico y tendencia evolutiva de dos sistemas del semiárido.

Las bahías son entendidas por SWEERS (1999, en VILLAGRAN, 2007) como una costa arenosa entre dos puntos resistentes a la erosión (*headlands*), que se va reajustando para dar paso a un *beachface* más o menos perpendicular a la dirección principal de la onda, desempeñando un importante papel la difracción y refracción del oleaje en los *headlands*, y la deriva de la playa sobre la erosión y distribución de las arenas, proceso que se conoce como desarrollo de una bahía, o costa entre afloramientos rocosos (*headland*) (VILLAGRAN, 2007).

De esta manera las bahías pueden ser expuestas o abrigadas, en función de la presencia de salientes y el grado de penetración de las ondas en la bahía, así la fuente mínima de alimentación son los ríos, pudiendo ser el transporte litoral constante en caso de existir una fuente continua de abastecimiento de arena que provenga en sentido de la deriva litoral. En consecuencia la bahía depende de la cantidad de sedimento que viene de mar de fondo y por la entrada de sedimento que trae un río a la bahía. Así también la escala del equilibrio depende del comportamiento del clima de la onda, ya que muchas bahías pueden no encontrarse en estado estático o de equilibrio, debido a estar en un estado dinámico con una fuente constante de sedimento proveniente del mar (*offshore*) (SWEERS 1999, en VILLAGRAN, 2007).

Los primeros estudios especializados acerca del origen de las llamadas bahías en formas de espiral logarítmica, fueron descritos por primera vez por HALLIGAN (1906, en ARAYA-VERGARA, 1983), y en adelante una serie de autores abarca esta forma incorporando información acerca de los procesos y formas asociados, destacando JENNINGS (1955, en VILLAGRAN, 2007), que reconoce la bahía como forma junto con sus características. Complementariamente DAVIES (1959, en VILLAGRAN, 2007) agrega la incidencia de las ondas en estas formas destacando la importancia de la refracción del oleaje en las bahías. Posteriormente, YASSO (1965, en VILLAGRAN, 2007) demuestra la relación existente entre las bahías que midió en Estados Unidos y las playas en forma de zeta, ajustando el modelo de la espiral logarítmica y proponiendo el concepto. Más tarde LE BLOND (1979, en VILLAGRAN, 2007) indica que la forma de espiral logarítmica, observada en muchas bahías con salientes rocosas (*Headland-bay*), pueden ser definidas

en términos de un balance entre los efectos del *headland* y la batimetría del litoral cercano (*nearshore*) en relación a la refracción y difracción de la onda, y a través de una relación entre la pendiente de la playa, la energía de onda y el tamaño del grano. Posteriormente HSU & EVANS (1989, en VILLAGRAN, 2007) desarrollan la teoría de formas parabólicas, relación más universal que permite el análisis de otras configuraciones litoral antes no cubiertas por la literatura.

Otros términos usados para este tipo de playa son los referidos a *logspiral bay* o bahía en espiral logarítmica, *headland bay*, bahías en forma de zeta y bahía en *crenulate*. Debido a que presentan un litoral arenoso se han denominado como playas en *headland bay*, y playas en forma de zeta. Según PHILLIPS (1985, en MARTINEZ, 2001), las playas en *headland bay* ocurren a sotavento de los *headlands* o estructuras de ingeniería como muelles o rompeolas. Estos modelos se atribuyen al efecto de protección del *headland*, que resulta en una distribución sistemática de la energía de onda en dirección deriva abajo de estos promontorios, es decir, se genera principalmente un proceso de refracción del oleaje, que produce una concentración de la energía en los promontorios resistentes (*headlands*) los cuales corresponden al punto 0 de una bahía (MARTINEZ, 2001).

Otra característica de las bahías en zeta es que en ellas hay más refracción del oleaje que frente a playas sensiblemente rectas (ARAYA-VERGARA, 1983), de tal manera que la refracción varía en forma directa con la curvatura y el ángulo de *offset*, desalineamiento producido por las estructuras transversales y oblicuas que dominan las rocas del zócalo cristalino. De esta manera las crestas de los trenes de olas oceánicas se encorvan proporcionalmente a la curvatura de las bahías y playas a la que llegan, lo que causa un ataque diferenciado para cada estilo. Sumado a esto hay que considerar que las bahías, playas y ensenadas se encuentran estrechamente relacionadas a factores morfoestructurales y tectónicos regionales que condicionan la posición relativa de la línea litoral y al tipo de alineamiento, incidiendo dinámicamente en la acción de la refracción del oleaje, en los tipos de playa y consecuentemente en los procesos geodinámicos dominantes del borde costero (SOTO, 2005).

De esta manera el reconocimiento morfodinámico del litoral, su correlación con los diseños tectónicos principales y el análisis morfoestructural costero, permite diferenciar y destacar el control tectónico en la configuración de la línea costera (MUÑOZ, 2005). Factor muy importante debido al escenario inestable en que se ubica Chile, como es la convergencia del bloque continental de la placa Sudamericana en subducción con la placa de Nazca (Fig. 11), procesos tectónicos que provocan sollevamientos y hundimientos, condicionando las características basales, donde ocurren los procesos geodinámicos externos que modelan el borde costero (SOTO, 2005).

Así, estudios que se enfocan a precisar las morfoestructuras fundamentales que se relacionan con las líneas de costa irregulares indicarían que los lineamientos o controles tectónicos tienen efectos en los desalineamientos y curvatura del litoral, por lo cual la determinación de la influencia de factores condicionantes de la morfometría de la línea

litoral, deriva litoral, ángulo que incide al oleaje en la línea de playa y tipo de zona de rompiente, se puede establecer no sólo con un modelo morfológico, sino también como un sistema proceso-respuesta (ARAYA-VERGARA, 1986).



Fig. 11 : Subducción de Placa de Nazca bajo la sudamericana. Factor tectónico condicionante de la morfoestructura. Fuente: CHARRIER *et al* (2007).

ARAYA-VERGARA (1983) en su estudio de Chile central se refiere a bahías en zeta griega, formada por una playa asociada a un sistema dunar, donde la parte sur de la bahía presenta mayor curvatura que la parte norte. Esta forma corresponde a bahía de medio corazón, como señala SILVESTER (1960, en ARAYA-VERGARA, 1983); sin embargo autores como KING (1972, en ARAYA-VERGARA, 1983) trata a las bahías de medio corazón y la espiral logarítmica de forma separada, pero estima que son formas similares, presentando un comportamiento físico-natural similar dentro de la bahía.

Se ha determinado que los campos de dunas asociados a bahías en zeta presentan una distribución clara de los grupos dunares (ARAYA VERGARA, 1983). Estudios del autor en Pichilemu han definido que ahí existe una mayor proporción de dunas secundarias, representadas por dunas transversales acompañadas de parabólicas. Otros estudios de ARAYA-VERGARA (1986, 1996) en ensenadas de la zona central concluyen que las partes más anchas de los sistemas dunares se encuentran espacialmente en la zona distal de las ensenadas, considerando una orientación de la línea de costa transversal, con tipos de zonas de rompientes intermedias. Resultados análogos se ha encontrado en estudios de playas en zeta de Australia (DAVIES, 1977 en ARAYA VERGARA, 1983) que dan a conocer que en la mayor curvatura sur existen bermas más bajas con arenas más finas y pendientes de playas menores que en los sectores norte, más expuestos y rectilíneos. Esto es interpretado como una respuesta al aumento de la energía de la ola hacia el norte en condiciones de transporte largamente impedidos.

Por otra parte se debe considerar las funciones de las dunas, por ejemplo la duna anterior sobresale por mantener una estrecha interacción con la playa, en primer lugar destacar que constituye una reserva de arena que alimenta a la playa en épocas del año en que el oleaje adquiere una mayor energía y logra llevarse parte de la arena de la playa, periodo correspondiente principalmente al invierno. En segundo lugar, la duna anterior constituye una barrera de protección natural frente a la eventual inundación que estas mismas olas provocarían (PASKOFF & MANRÍQUEZ, 1997).

Si bien comúnmente en Chile las dunas han sido vistas como agentes invasores (GOMEZ, 2008) y sus primeras prácticas de control, que comenzaron de forma sistemática hacia el año 1950, se enfocaban a la estabilización de éstas para un uso forestal, actualmente se consideran como un componente crítico de las costas arenosas ya que constituyen una barrera natural que protege las tierras interiores de las acciones marinas, por lo que deberían protegerse (CASTRO, 1984-1985). Así como existen dunas que por sus características naturales deberían ser conservados como parte del patrimonio paisajístico del litoral (CASTRO, 1983, en CASTRO, 1984-1985) también se debe considerar zonas de interés científico desde el punto de vista geomorfológico, botánico y arqueológico.

Considerando las dunas desde un punto de vista geomorfológico, estas formas son el resultado de largos procesos y por lo tanto representan la evolución de un paisaje costero junto con tener una gran dinámica de transformación espacial como temporalmente (CASTRO, 2003, en CASTRO & MORALES, 2006). Conocido es el hecho de la existencia de muchos lugares en la costa con diferentes generaciones de dunas que indican por una parte los factores productores de su formación así como los procesos dunares asociados (COOPER, 1958, en VELOSO, 2005).

De esta manera el litoral se considera como un sector donde se presentan condiciones favorables para la disponibilidad, transporte y acumulación de sedimentos en campos dunares (CASTRO, 1984-1985) con una distribución más o menos definida a lo largo de una bahía, asociadas a la orientación y tipo de zona de rompiente (ARAYA-VERGARA, 1996). Sin embargo, además de los factores que condicionan su presencia, los conjuntos dunares evolucionan mediante generaciones o pulsos (COOPER, 1958, en VELOSO, 2005) los cuales son definidos como periodos de actividad y avance dunar sucedidos por fases de estabilización, determinados por variaciones eustáticas, climáticas y tectónicas de solevantamiento (VELOSO, 2005). Así es posible clasificar las dunas de formas individual o en conjunto, donde el proceso de transformación de ellas hacia formas más complejas se denomina secundarización, según el *continuun* dunar (Fig. 12) definido por ARAYA-VERGARA (1987, en VELOSO, 2005).

En regiones húmedas los campos de dunas costeras, las antedunas y dunas parabólicas son los tipos más comunes (PYE, 1984, ILLENBERGER, 1988, en ARAYA, 2010). Los tipos de dunas que se pueden distinguir se basan en principios desarrollados por ARAYA-VERGARA (1987, 2001), diferenciados principalmente según su morfología, lo que ha sido descrito por diversos autores, reconociéndose las siguientes:

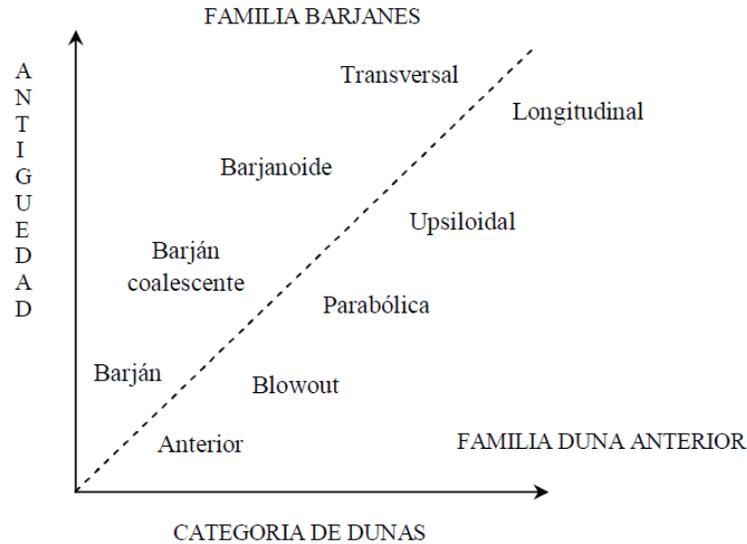


Fig. 12. Evolución del *continuum* dunar. Fuente: ARAYA-VERGARA (1987, en VELOSO, 2005).

Las dunas primarias o embrionarias pueden generarse a partir de la interferencia de vegetación con morfología de nebkas, o bien cuando ésta es poco importante o inexistente similar a un ambiente de desierto (barján), generándose posteriormente las dunas secundarias a medida que las redistribuciones de masa las transforman en unidades más complejas (VELOSO, 2005)

-Nebka y duna anterior (anteduna): Su génesis se vincula a vegetación (las más comunes en Chile son *Ammophila arenaria*, *Ambrosia chamisonis* y *Carpobrotus aequilaterus*). Las nebkas poseen una morfología lenticular mientras las dunas anteriores se presentan como un cordón paralelo a la línea de playa y perpendicular al viento dominante. Presentan una estrecha relación, ya que las dunas anteriores surgen por la coalescencia de nebkas (HESP, 1999 en GIMÉNEZ, 2012) o en una playa la duna anterior es un conjunto de nebkas (CASTRO, 1984-195).

Las antedunas están fuertemente ligadas al abastecimiento de los campos de dunas interiores, ya que son las generadoras de éstos, lo cual tiene una primera expresión en la dinámica de la playa, pues si ésta retrocede las antedunas lo hacen en conjunto con la playa y avanzan si ésta progresa, generándose nuevos cordones de antedunas como evidencia de este último proceso (VELOSO, 2005). Los *blowout* se originan a partir de la

ruptura de un cordón de dunas anteriores, lo que da paso a la primera fase del origen de una duna parabólica.

-Depresión Interdunaria: Corresponde a espacios de flujo activo de sedimentos que pueden estar total o parcialmente ocupados por una laguna litoral, se encuentra paralela a la anteduna ubicándose tras ésta, y las separa del campo de dunas libres interiores (CASTRO, 1984-1985).

-Duna Parabólica: Tienen forma de “U” o “V” apuntando sus brazos a barlovento, pudiendo evolucionar hacia una duna upsiloidal cuando sus brazos se alargan a tal punto que se transforman en largas y estrechas alineaciones, paralelas entre sí (VELOSO, 2005) unidas en su frente.

-Duna Longitudinal: Surgen a partir de una upsiloidal, cuando ésta se transforma en dos cordones paralelos e independientes, orientados de manera longitudinal al viento dominante (VELOSO, 2005).

-Duna transversal: Se forman una vez que los barjanoides conforman una duna con una cresta relativamente homogénea orientada de forma transversal al viento dominante (VELOSO, 2005).

Otro elemento que se desarrolla a lo largo de la playa, que puede generarse a partir de cordones de dunas y que cabe dentro de la clasificación de depósitos marinos, son los cordones de playa. Se forman donde las arenas o grava han sido depositados por el oleaje, las mareas y vientos, sobre del nivel de marea alta en una costa de progradación (OTVOS, 2000; BIRD, 2008) y por un descenso del nivel relativo del mar (OTA & PASKOFF, 1993). Los cordones de arenas se generan como bermas construidas por acción del oleaje, mientras los cordones conformados por guijarros se originan por olas de tormentas (BIRD, 2008). La persistencia de un cordón de playa depende de progradación general de la línea de costa y su separación de crestas anteriores por depresiones a menudo resultado de una fase de erosión (BIRD, 2008). Por otra parte una sucesión de cordones litorales antiguos (paleocordones) sobre una terraza marina, representaría momentos de calma en el transcurso de una regresión marina, en los cuales el mar deposita sedimentos (BENADO, 2000; SAILLARD, 2008).

En lo que se refiere a zonas de rompiente y su relación con la playa, ARAYA-VERGARA (1996) realizó una investigación considerando el sistema oleaje – playa, expresado en las zonas de rompientes, en donde la considera como elemento indicador del grado de abastecimiento de masa a playas y dunas. Análisis de ARAYA-VERGARA & VARGAS (1991, en ARAYA-VERGARA, 1996) indican buena conexión entre la orientación de la playa y el ángulo de incidencia de las crestas de olas con el límite externo de la zona de rompiente, en donde a través de mediciones establece una relación directa entre el ancho de la zona de rompiente y la playa.

La clasificación de zona de rompiente definida por WRIGHT & SHORT (1984, en SHORT, 1999) se relacionan directamente con la orientación de la playa, en términos de balance de masa interno, con la estructura cambiante y el balance de masa externo. En este ámbito, estudios de ensenadas por ARAYA-VERGARA (1996) encontraron que las partes más anchas del sistema dunar se encuentran en la zona distal, cuya orientación es aproximadamente perpendicular al viento y oleaje significativos, coincidiendo con las zonas de rompientes intermedias que oscilan entre barra y rip transversal, y barra y playa rítmica. Mientras en las zonas proximales, el sistema dunar es angosto, frente a zonas de rompiente que pueden ser reflectivas o disipativas según su orientación.

Los tipos de zona de rompiente han sido clasificados por WRIGHT & SHORT (1984, en SHORT, 1999) según las siguientes características:

- Disipativa (D): son aquellas playas cuya *zona de surf* es muy ancha, posee una baja gradiente y múltiples barras, lo que se expresa en al menos 3 líneas rompientes, con olas de derrame. Representa condiciones de alta energía y suelen encontrarse en costas con exposición directa al *swell* oceánico.
- Intermedias: son aquellas playas que varían entre rompientes disipativa de alta energía y reflectivas de baja energía; se subdividen en cuatro tipos: barra y surco longitudinal (LBT); playa y barra rítmica (LBB); barra y *rips* transversal (TBR); y terraza de bajamar (LTT). Su morfología es poco estable, presentando constantes cambios en sus barras y *rip currents*, exhibiendo diferencias dinámicas entre los tipos. Las playas intermedias son las más frecuentes.
- Reflectivas (R): se presentan en playas que tienen una zona de saca y resaca (*swash zone*) relativamente estrecha, escarpada y sin presencia barras, representando condiciones de baja energía; comúnmente se desarrollan *beach cusps* en ellas. Este tipo se asocia a ambientes protegidos como ensenadas, bahías y estuarios.

De esta manera existe un comportamiento diferencial en la bahía que influye en los agentes oceanográficos y geomorfológicos dentro de ella, por lo que la refracción del oleaje incidente en la ensenada asociada al efecto de la saliente rocosa (*headland*), presenta una expresión espacial en su zona próxima, media y distal, por las formas encontradas en cada sistema, las cuales son atacadas con diferente intensidad de acuerdo al oleaje incidente (GOMEZ, 2008). Existen trabajos que relacionan el tamaño de los granos de arena y la pendiente de la playa, ambos fuertemente relacionados a la energía de onda, que también suelen cambiar sistemáticamente (PHILLIPS, 1985, en MARTINEZ, 2001)

En este sentido KLEINT *et al* (2002 en GOMEZ, 2008) al analizar este tipo de playas llega a la conclusión de que las variaciones en playas de *headland bay* definen sectores de diferente comportamiento, así en eventos erosivos son a menudo causado por la reestructuración de la playa como una respuesta a cambios de dirección del oleaje

incidente, en donde el sedimento generado por la erosión no se pierde del sistema de playa, sino que más bien se reubica en otro sector a lo largo de la playa misma. Por su parte DE MENEZES *et al* (2000, en GOMEZ, 2005) a través de su estudio de costas de *headland bay beach*, en el norte central del estado de Santa Catarina, Brasil, establece una clasificación de playas dividiéndolas en tres grupos principales: expuestas, semiexpuestas y protegidas, dando énfasis a la dirección del oleaje, perfiles de playa (pendiente), litoral cercano, características sedimentológicas, condición dinámica de la playa y morfometría.

Todas estas características mencionadas generan relaciones dinámicas que repercuten en las variaciones temporales y espaciales de los perfiles de playa; así diversos estudios han tratado de dar a conocer la variabilidad de los perfiles de playa y las variables involucradas. Por una parte, SAVILLE (1950, en ARAYA-VERGARA, 1986) en sus investigaciones distinguen dos perfiles de playa, mientras SHEPARD (1950, en ARAYA-VERGARA, 1986) divide las costas del pacífico en dos categorías: invierno o cóncavo arriba y verano o convexo. Otros autores como MASSELINK (2000, en GOMEZ, 2005), señala que los cambios que ocurren en la playa son cíclicos, diferenciados por una playa erosional con formación de barras bajo condiciones de energía del oleaje importante y playas con formación de bermas bajo condiciones de oleaje calmado. BOOTHROYD (1969, en GOMEZ, 2005) infiere que los cambios son estacionales, es decir invierno/verano; algunos coinciden con el autor, como NORDSTROM (1980, en GOMEZ, 2005) que señala la presencia de cambios cíclicos tormenta/post tormenta, aunque en ambos casos los cambios morfológicos de la playa se atribuyen principalmente a la variabilidad de la energía incidente del oleaje.

Complementado y ampliando estas ideas, ARAYA-VERGARA (1986) propone la existencia de perfiles simples, compuestos y complejos, los que pueden tener elementos tanto erosionales como acresionales al mismo tiempo. Estas tendencias reflejan procesos de erosión y depositación presentes a escala temporal y espacial con un comportamiento cíclico estacional, considerando que los perfiles de tormenta no siempre son sinónimo de perfiles erosionales, pues existen casos en que a consecuencia de una tormenta se han encontrados zonas con evidencia de acresión. A raíz de sus observaciones el autor define una clasificación morfológica y genética, donde cada categoría es una combinación de formas y elementos, resulta de una noción de secuencia de elementos morfológicos, que pueden ser simples, complejos y compuestos, mientras genéticamente se trata de procesos acresionales, erosionales o mixtos (Anexo 1).

En base a esto, y de acuerdo a la configuración y al tipo de forma que sea atacada por el oleaje, es posible establecer la noción de estado en que se encuentra una forma determinada de la línea litoral, distinguiéndose entre avance, retroceso y estabilidad de diferentes tipos de línea litoral. De ello han derivado los conceptos de Condición de Ataque y Condición de Estado, de ARAYA-VERGARA (1983), autor que estima que ambas condiciones pueden variar según el sector de la playa, lo que dificulta su situación por lo que es necesario conocer patrones morfoestructurales y evolutivos más generales.

De todas formas esta clasificación morfogenética ha permitido una mejor interpretación de los estados a los cuales los perfiles de playa están sujetos (MARTINEZ, 2001).

Por otra parte existen dos maneras elementales de clasificar los tipos de costa según procesos y formas que se encuentran en ellas: costas bajas o depositacionales (constructivas) y costas escarpadas o de erosión (destructivas) (CASTRO & MORALES, 2006). En las primeras dominan procesos de reagrupamiento y estabilización de los sedimentos, teniendo como formas comunes las playas y dunas, existiendo un constante reajuste morfológico y una dinámica muy cambiante en cortos periodos de tiempo (SHORT, 1999). Mientras las segundas se conforman de acantilados y plataformas litorales, jugando un importante rol la acción de la erosión marina así como también la conformación estructural de los afloramientos rocosos. Dentro las costas escarpadas destacan las siguientes formas:

-Acantilados: Son pendientes muy altas, casi verticales (30 a 40° o más) que caen abruptamente hacia el mar o a una plataforma base (EMERY & KUHN, 1982, en BIRD, 2008), siendo el principal proceso involucrado en la formación y evolución de los acantilados la erosión basal que genera el mar (BIRD, 2008). Según su frecuencia de ataque (PASKOFF, 1981, en ANDRADE *et al*, 2004) se pueden dividir en:

-Acantilado muerto: Corresponde a aquel que no es alcanzado por el mar, debido a sedimentación en su base, ascenso tectónico o descenso eustático, continuando su evolución como ladera continental (Fig. 13. 1).

-Acantilado estabilizado: Son embestidos solo durante tormentas y otros eventos excepcionales, suelen poseer pendientes más suaves por la acumulación de materiales en su base y/o por colonización de vegetación (Fig. 13. 2).

-Acantilado vivo: En su mayoría poseen pendientes abruptas, corresponden aquellos que son atacados por las olas al menos durante marea alta (Fig. 13. 3).

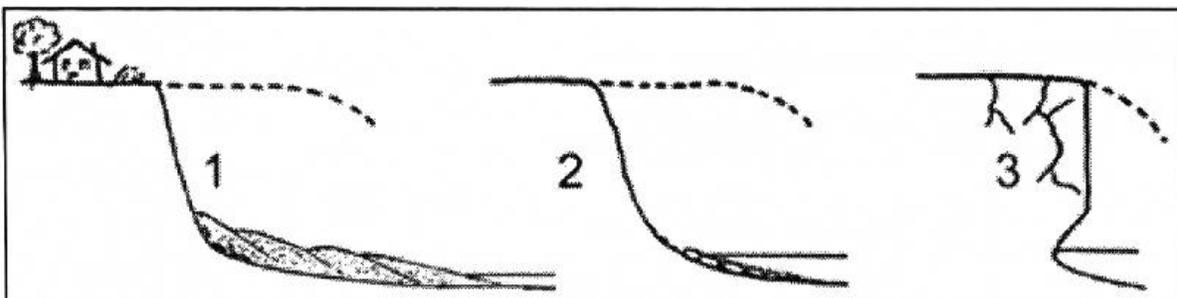
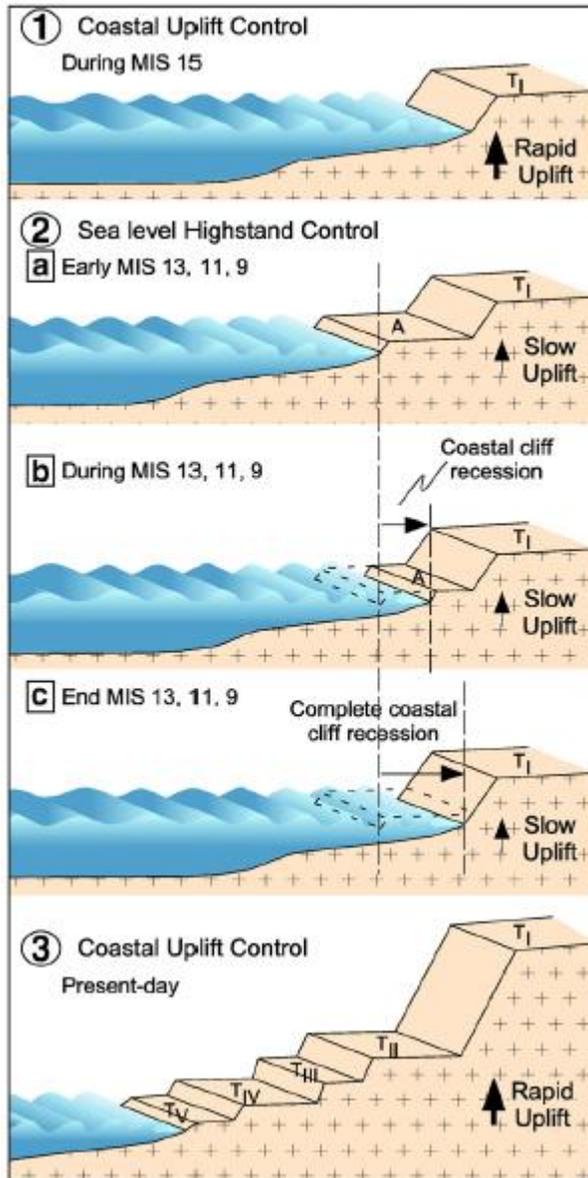


Fig. 13. 1) Acantilado muerto. 2) Acantilado estabilizado. 3) Acantilado vivo.
Fuente: OTTMAN (1964).

-Plataforma litoral: Son superficies horizontales o de suave pendiente respaldadas por un acantilado, originadas por erosión marina y subaérea de éstos. Un importante agente en el control de su extensión y pendiente son las mareas, así si el rango mareal es bajo las olas concentrarán su energía en una zona estrecha (STEPHENSON & KIRK, 2005, en GIMÉNEZ, 2012).

Otro elemento característico de los paisajes costeros, que posee una génesis y morfología similar a la de las plataformas litorales pero de mayor desarrollo espacial y

temporal, son las terrazas marinas, que además de estar fuertemente ligadas a eventos tectónicos y eustáticos, entre otros factores, en su proceso de desarrollo van dejando evidencias en su superficie como son los paleocordones de playa.



-Terrazas marinas: es una superficie de origen marino, relativamente plana, antecedida por un escarpe (acantilado muerto) y sucedida por un ángulo de línea de costa o borde interior. Se forma por erosión de las olas durante un nivel alto del mar (nivel eustático alto), y su extensión depende de cuánto tiempo el nivel base se mantenga estático (sin sollevamientos considerables), así si se mantiene por un largo periodo de tiempo, los acantilados retroceden dando paso a una amplia terraza (SAILLARD *et al*, 2009) (Fig. 14).

- Paleo cordones de playa (beach ridges): se trata de formas relictas, semiparalelas de ondulaciones del relieve, formadas por el oleaje y el viento, generadas por diferencias de marea, que originalmente podrían haber sido bermas o cordones de dunas, y que forman parte de planicies. Se señalan además como indicadores de antiguas líneas de costa (OTVOS, 2000) y como evidencia de descenso del nivel del mar, progradación de la costa y/o ascenso tectónico (BIRD, 2008; OTA &

Fig. 14. Modelo de formación de terraza marinas en Altos de Talinay, afectadas por la variación de tasas de elevación tectónica. Fuente: SAILLARD *et al* (2009).

PASKOFF, 1993), y han sido relacionados a momentos de estabilidad durante el progresivo descenso del nivel del mar (BENADO, 2000; SAILLARD, 2008).

De esta manera características como la naturaleza del emplazamiento geológico, los procesos ocurridos durante el Cuaternario, la curvatura de la bahía y la posición relativa del litoral son condiciones geográficas que permiten explicar la presencia, distribución y variabilidad de formas en las ensenadas, tal como la presencia y dinámica de dunas (SOTO 1987 y 1991, en SOTO, 2005) y su relación con las características del litoral cercano (ARAYA-VERGARA, 1996). De esta manera, el efecto de ensenada es entendido como el resultado de la interacción de factores geomorfológicos y oceanográficos, con repercusión directa en la distribución de las formas del litoral y en su comportamiento diferencial dentro de una ensenada (MARTINEZ, 2001).

Investigaciones acerca de la dinámica costera en bahías controladas por estructuras, han tenido un buen desarrollo en países como Brasil, Nueva Zelanda y Australia, este último país ha desarrollado un Manual de Playas para su litoral donde se indica el tipo de zona de rompiente y el riesgo asociado con fines de resguardo de vidas y un mejor manejo recreativo de las playas (COASTAL STUDIES UNIT, U. OF SIDNEY, 1988, en MARTINEZ, 2001). Mientras en Chile el tema ha sido abordado por ARAYA-VERGARA (1983, 1986, 1996), MARTINEZ (2001), SOTO (2005), SOTO *et al* (2004), SOTO & ARRIAGADA (2007), ARRIAGADA (2009) entre otros. En este sentido esta investigación se orienta a generar un aporte al conocimiento de la línea litoral de la Región de Coquimbo, con pretensiones de contribuir en procesos de ordenamiento territorial, uso y manejo de recursos, así en definitiva como antecedentes a ser considerados en un manejo integral del área litoral de Tongoy.

CAPÍTULO 3: PLANTEAMIENTO METODOLÓGICO

3.1 Procedimientos

Este trabajo desarrolla la dinámica costera, definida en función del arribo del oleaje a la ensenada y la distribución de la energía a lo largo de ella, y las formas litorales como conjunción de las características geomorfológicas, ligadas a su sustrato geológico y estructura.

Para determinar las características de la dinámica costera, aplicada al litoral cercano, se estudió la refracción del oleaje, los tipos de zonas de rompiente, los anchos de rompientes y anchos de playa, sugiriendo relaciones entre estas variables y los perfiles de playa levantados:

- La caracterización de la llegada de los trenes de ola a las bahías se realizó mediante un diagrama de refracción de oleaje para cada una, donde se identifican los trenes de olas desde los cuales se proyecta una perpendicular al siguiente tren. Esto da una idea de la deformación sufrida por los trenes de olas, de manera que las crestas de los trenes de olas se encorvan proporcionalmente a la curvatura de las bahías a la que llegan (BIRD, 2008), así la refracción varía en forma directa con la curvatura de la bahía, provocando un ataque diferenciado (ARAYA-VERGARA, 1983).
- Para la determinación de la tendencia de la dinámica costera se procedió a realizar un análisis espacio-temporal, utilizando imágenes del software Google Earth, con fechas: 07 de Junio de 2004; 28 de abril de 2007; 07 de Octubre de 2011; y 07 de Diciembre de 2012; se establecieron estaciones de monitoreo separadas por 1 km de distancia en bahía Tongoy y cada 400 m en bahía Barnes debido a sus menores dimensiones, y se procedió a determinar el Tipo de Zona de Rompiente (TZR) de cada una de acuerdo a la sistematización de WRIGHT & SHORT (en SHORT, 1999), modificada por ARAYA-VERGARA (1996) para su uso en fotografías aéreas (Anexo 2); también se midió el ancho de rompiente (zona de *surf*) y ancho de playa en los mismo puntos de las bahías en estudio.
- La noción de Condición Global de Ataque, que analiza el estado de ataque del oleaje sobre las formas del litoral y la permanencia de ellas en el tiempo, se realizó mediante el análisis de perfiles de playa, utilizando la clasificación de ARAYA-VERGARA (1986) (Anexo 1), en donde se abordó esta metodología de levantamiento de perfiles de playa desde una perspectiva genética y evolutiva, es decir en secuencias de playa y procesos asociados. Los perfiles pueden resultar morfológicamente monosecuenciales, bisecuenciales o multisecuenciales, y en un sentido genético: erosionales, acresionales o mixtos. Los perfiles fueron trazados

con el método de mira y horizonte de EMERY (1961), durante los días 13 y 14 de Marzo de 2013.

Para desarrollar la descripción geomorfológica se toman en cuenta los datos levantados en trabajos anteriores por diferentes autores (PASKOFF, 1970; FERRANDO & MUÑOZ, 1977; BENADO, 2000; EMPARAN & PINEDA, 2006; LE ROUX *et al*, 2006; SAILLARD, 2008; SAILLARD *et al*, 2009; PFEIFFER, 2011, PFEIFFER *et al*, 2011) referidos principalmente a dataciones, composición y génesis de los niveles de terrazas marinas; mientras las formas holocenas costeras se analizan a partir de las investigaciones y dataciones realizadas por OTA & PASKOFF (1993) y OTA *et al* (1995).

Las observaciones generadas para esta memoria, fueron realizadas en una primera instancia de gabinete a través revisión del área con el software Google Earth, en conjunto con una fotointerpretación de fotografías aéreas de las bahías con estereoscópio de espejos. Esta información pudo ser corroborada y detallada en el trabajo de terreno, desarrollado entre los días 10 a 13 de Julio del año 2012.

Las manifestaciones morfológicas propias de este trabajo se concentran en formas holocenas encontradas en las quebradas y bahías, donde la identificación, interpretación y análisis de ellas se basa en diversos autores, mencionados en el capítulo anterior, considerando:

- Formas fluviales y fluvio-marinos: incluyendo T', T° y lagunas litorales, se analizan bajo principios de ARAYA-VERGARA (2003), BIRD (2008) y DAVIDSON-ARNOTT (2010).
- Formas Eólicas: compuestas por formas dunares, se clasifican según ARAYA-VERGARA (1987, 2001), CASTRO (1984-85) y PASKOFF (1970).
- Formas marinas: conformadas por acantilados, clasificados según principios de OTTMAN (1964), ANDRADE *et al* (2004) y BIRD (2008); y cordones de playa basándose en OTVOS (2000), BIRD (2008) y QUEZADA (2007).

Finalmente la descripción se presenta como una clasificación de formas basada en su génesis, donde se analizan los resultados encontrados previamente por los autores señalados en conjunción con las observaciones propias de este trabajo. La espacialización de estos resultados se adjunta en la carta "Geomorfología Litoral de Tongoy" a escala 1:25.000, con detalles de las formas eólicas a escala 1:10.000.

Los materiales utilizados en labores de terreno y de laboratorio se componen de:

MATERIALES	INFORMACIÓN
Fotografías Aéreas	Vuelo SAF 78. Fuente: SAF. Escala 1:30.000
Imágenes Google Earth	Años: 2013, 2012, 2011, 2007, 2004.
Imágenes Satelitales	Fuente: CONAMA-CONAF, 2001. Escala 1:70.000
Carta Geológica	“Geología del área Andacollo-Puerto Aldea” Fuente: EMPARAN & PINEDA, 2006. Escala 1:100.000
Cartas Topográficas	Cartas: Puerto Aldea, Tongoy, Guanaquero. Fuente: IGM. Escala 1:50.000

Cuadro N° 2. Materiales de trabajo.

Para la representación cartográfica de los resultados y procesamientos digitales se utilizó el software ArcGIS 9.3. Mientras los topónimos señalados en el estudio han sido extraídos de las cartas topográficas 1:50.000 del IGM.

CAPÍTULO 4: RESULTADOS

4.1 Dinámica Costera

4.1.1 Bahía Tongoy

a) Refracción del oleaje:

La figura 15 muestra un diagrama que representa el efecto que genera la saliente rocosa (*headland*), compuesta por el cordón montañoso granítico de Altos de Talinay, sobre la llegada y distribución de los trenes de olas en bahía Tongoy. Debido a que las imágenes disponibles no mostraban la disposición de los trenes de olas dentro de toda la bahía se procedió a realizar la identificación de éstos en las zonas en que eran visibles.

Se puede observar que la refracción del oleaje está dada por factores morfoestructurales, donde el cordón montañoso de Altos de Talinay juega un rol preponderante dentro de la bahía de Tongoy (y consecutivamente en bahía Barnes) protegiéndola de los vientos predominantes e interfiriendo en la dirección original del oleaje predominante, suroeste, confiriéndole una nueva dirección, noroeste. Además cabe destacar la orientación básicamente sur-norte que posee la bahía, o posición relativa oblicua en su zona distal y longitudinal en la zona media y proximal (VILLAGRAN, 2007), como un factor que también condiciona el arribo de los trenes de olas.

En el diagrama de refracción del oleaje (Fig. 15) se puede observar concentración de energía en la zona septentrional del *headland* (sector Punta Lengua de Vaca) que luego es disipada al entrar en la bahía; esto se puede apreciar en la inflexión de la dirección de los trenes de olas principales. En toda su longitud la bahía presenta una importante refracción del oleaje, siendo la zona proximal la que presenta una mayor alteración en el arribo de trenes de olas principales, mientras de forma progresiva esta condición se va atenuando hacia el noreste de la bahía, en tanto en el extremo distal se puede apreciar que los trenes de olas vuelven a ser interferidos por la península de Tongoy, curvándolos levemente hacia el norte. Puede observarse que a medida que la bahía toma una orientación más oblicua al *swell*, en la zona distal, la refracción del oleaje se hace menor, aunque no poco significativa. No obstante el viento local de dirección norte-sur forma trenes de olas secundarios en la misma dirección (VILLAGRAN, 2007) que pudieron ser identificados en la imagen CONAMA-CONAF (2001) utilizada, observándose en la zona proximal de la bahía.

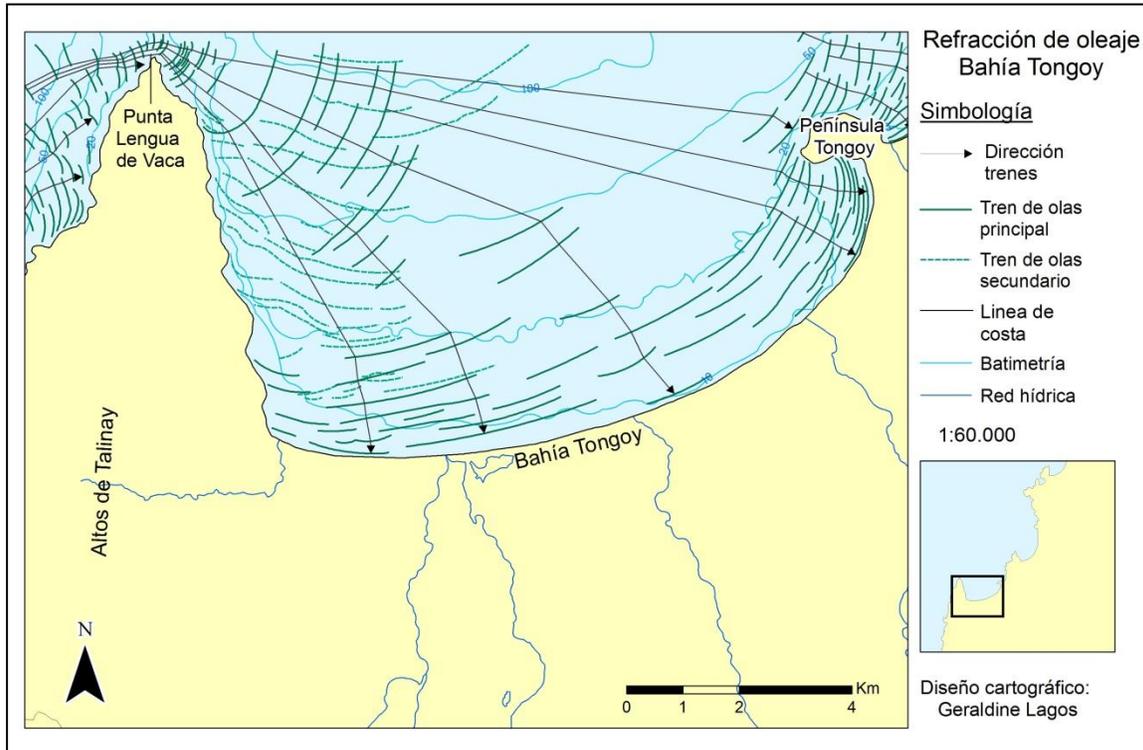


Fig. 15. Diagrama de refracción del oleaje de la bahía de Tongoy.
Fuente: Elaboración en base a imágenes CONAMA-CONAF (2001).
Proyecto FONDECYT N° 1120234

b) Tipo de Zona de rompiente:

De acuerdo a las observaciones realizadas en terreno, en el mes de Julio del año 2012, y al análisis de imágenes satelitales de Google Earth para los años 2001, 2004, 2007, 2011 y 2012 (Fig. 16), se pudo establecer que la bahía presenta un predominio del tipo de zona de rompiente Reflectivo de baja energía; estos resultados concuerdan con la posición relativa de la bahía, oblicua en su zona distal y longitudinal en la zona media y proximal, y con el efecto de disipación del oleaje incidente y abrigo que genera el *headland* ubicado al oeste observado en el diagrama de la figura 15. La tendencia observada es hacia un dominio del tipo de rompiente Reflectivo (R) en la zona proximal y media, mientras para la zona distal se observa una alternancia de tipos de rompiente entre el Reflectivo (R) y Terraza de bajamar (LTT), predominando el segundo tipo sólo en el año 2011, aun permaneciendo condiciones de baja energía.

Caracterización geomorfológica y dinámica costera de bahías del semiárido de Chile

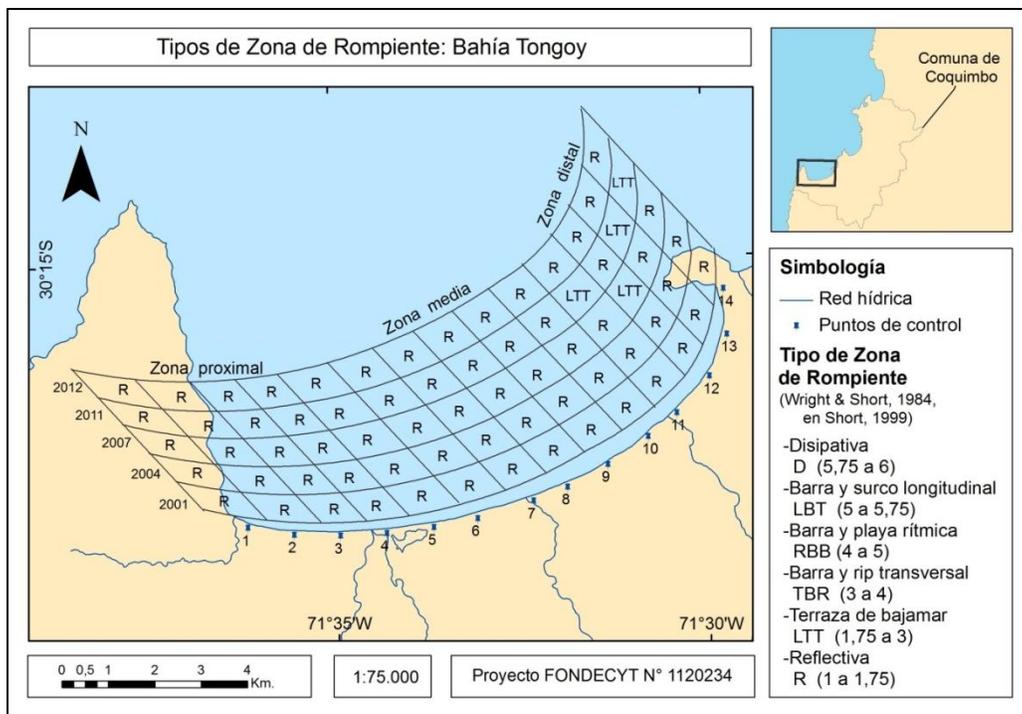


Fig. 16. Tipos de Zona de Rompiente de bahía Tongoy. Puntos de control cada 1 km. aproximadamente. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

Por otra parte, observaciones en terreno dejan ver que si bien a lo largo de la bahía se puede identificar una (1) rompiente, existen pequeñas variaciones de altura y energía en las olas, siendo estas variables mayores hacia la zona distal de la bahía (Fig. 17).

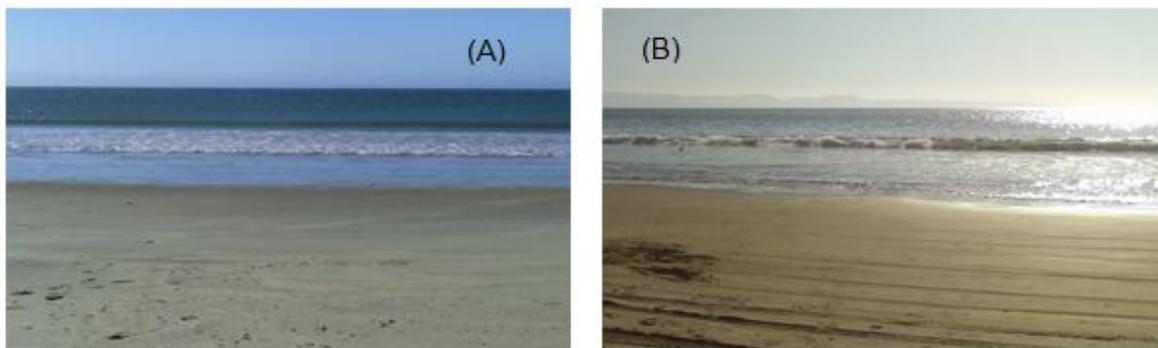


Fig. 17. Muestra la diferencia de energía relativa de las rompientes en la zona proximal (A) y la zona distal (B). Proyecto FONDECYT N° 1120234.

La observación y análisis de imágenes satelitales Google Earth (2001, 2004, 2007, 2011, 2012), permitieron la identificación de *beach cusps* con dimensiones cercanas a las 30 m presentes desde el punto de control 6 hasta el 12, de manera casi continua, ligeramente interrumpidos en las zonas donde se ubican las bermas que contienen a las lagunas litorales; esto es observado para todos los años analizados.

c) Ancho de zona de rompiente (zona de surf):

Para el periodo en análisis el ancho de zona de rompiente de la bahía de Tongoy (Fig. 18) muestra bajos valores para la zona proximal con un promedio de 38 m, en la zona media el promedio es de 60 m, mientras la zona distal presenta un promedio de 63 m, de esta manera los anchos de rompientes pueden variar de 20 m a más de 90 m, con una amplitud máxima que alcanza los 40 m en la zona media para los años estudiados. Se presenta en general una tendencia similar en el comportamiento para los distintos años, mostrando valores similares y bajos en la zona proximal, y observándose una tendencia al aumento de los anchos de rompientes de manera progresiva hacia la zona distal, mostrando las mayores amplitudes y anchos de rompientes en la transición de la zona media a la distal de la bahía.

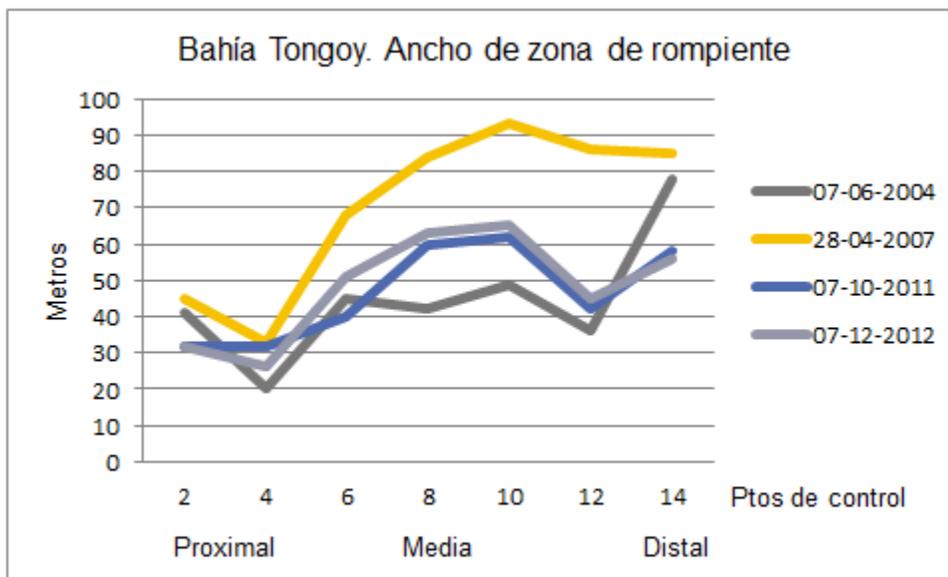


Fig. 18. Anchos de zona de rompiente, bahía Tongoy. Puntos de control cada 1 km. aproximadamente. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

d) Ancho de playa:

La playa de bahía Tongoy se presenta en general angosta, seguida en su zona proximal por una berma compuesta de arenas gruesas, restos de conchas, gravas y rodados, mientras en la transición a la zona media la playa se presenta seguida de dos cordones de dunas anteriores que se extienden hasta la zona distal, interrumpidos por las barreras en los exutorios de las lagunas litorales.

Los valores registrados muestran un promedio de 34 m en la zona proximal, 63 m en la zona media y 66 m en la zona distal. En la figura 19 se observa que existe una tendencia similar en el comportamiento de los valores de ancho de playa con los de ancho de rompiente, presentándose las playas más estrechas hacia la zona proximal alcanzando poco menos de 20 m, y mostrando mayores valores hacia la zona media donde la playa alcanza sobre los 100 m de ancho, para que posteriormente en su transición con la zona distal los valores vuelvan a disminuir. Las amplitudes de los anchos de playa se mantienen bajas en toda su longitud, y a diferencia del ancho de rompiente, las más amplias se ubican en los extremos distal y proximal de la bahía.

Por otra parte a través de la observación de las mismas imágenes satelitales Google Earth, se pudo identificar la presencia de *beach cusps* desde el punto 6 al 12, abarcando la transición entre la zona proximal y la media hasta parte de la zona distal, sector donde existe una concentración de valores altos de anchos de playa para la bahía.

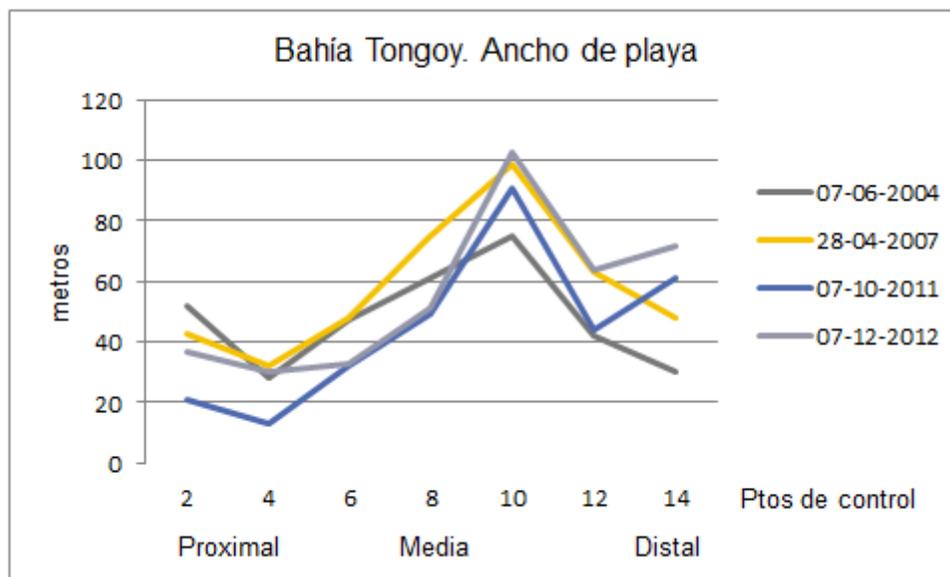


Fig. 19. Anchos de playa, bahía Tongoy. Puntos de control cada 1 km. aproximadamente. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

e) Perfiles de playa y condición global de ataque:

El perfil de playa de la zona proximal de bahía Tongoy (Fig. 20) se presenta como una silueta con una (1) secuencia convexa sin evidencia de procesos erosivos, por lo cual se identifica como genéticamente acrecional. La condición de ataque en esta zona es baja (15), con un perfil de morfología monosecuenal. El perfil se encuentra limitado en su borde continental por una berma, y el ancho de la secuencia se presenta muy estrecho (Fig. 21).

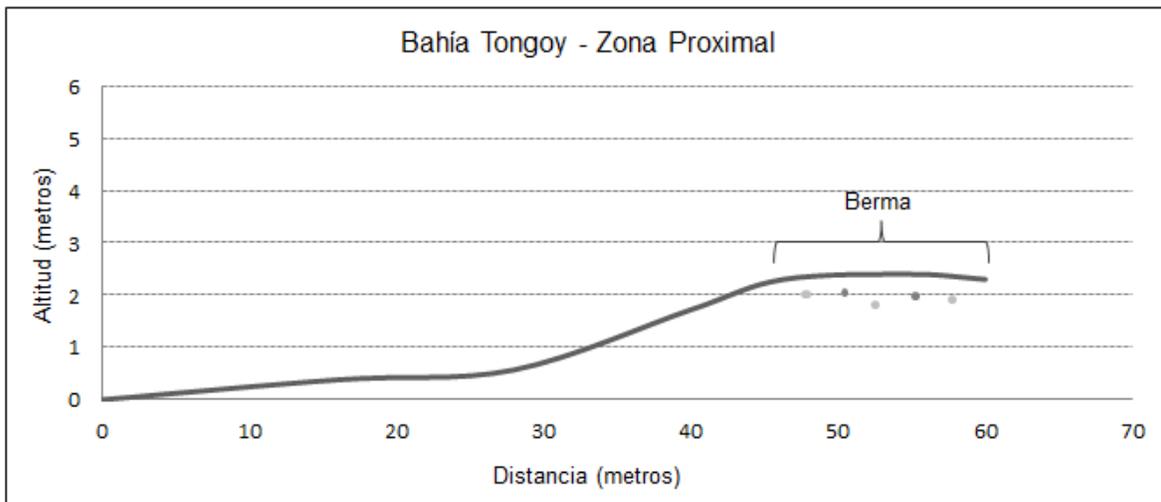


Fig. 20. Bahía Tongoy, zona proximal. Perfil monosecuenal acrecional, Condición global de ataque (C.A.): 15. Proyecto FONDECYT N° 1120234.



Fig. 21. Bahía Tongoy, zona proximal. A la derecha, berma que limita el perfil de playa. Proyecto FONDECYT N° 1120234

En la zona media de bahía Tongoy se presenta un perfil más ancho que el de la zona proximal, con una suave y continua pendiente que sube desde la anteplaya a la anteduna con una forma casi rectilínea, salvo por la presencia del microacantilado ubicado a los 47 m que marca el límite del dominio del *beach cusp* trazado y desde donde la pendiente disminuye levemente hacia el continente (Fig. 22). Para este sector el perfil se encuentra limitado en su borde continental por dos cordones de dunas anteriores de baja altura. La presencia del microacantilado (Fig. 23) confiere la característica erosional a este perfil, y no se identifica una segunda secuencia de playa, por lo que la denominación morfogenética corresponde al tipo monosecuencial erosivo, con una alta condición de ataque (39).

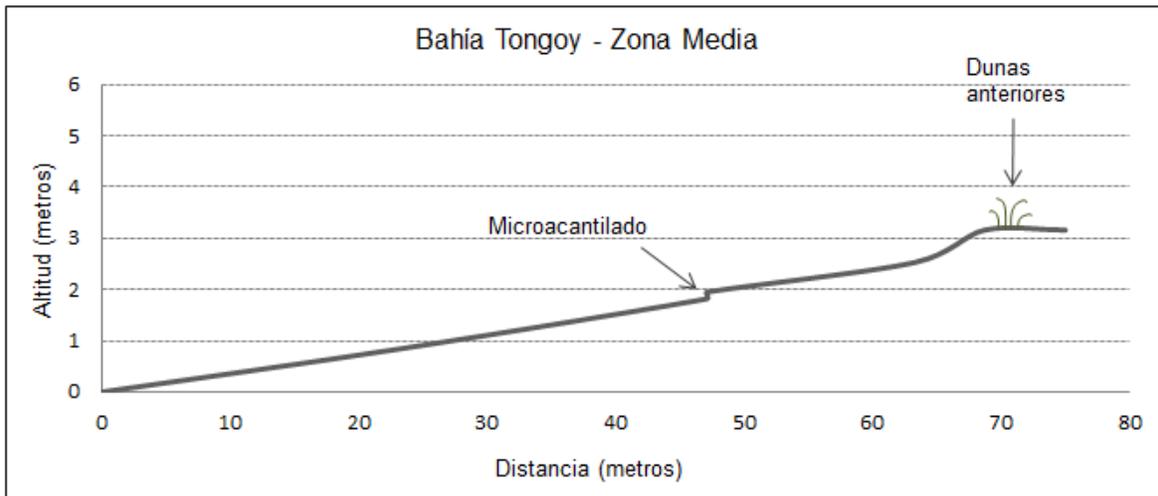


Fig. 22. Bahía Tongoy, zona media. Perfil monosecuencial erosional, condición global de ataque (C.A.): 39. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

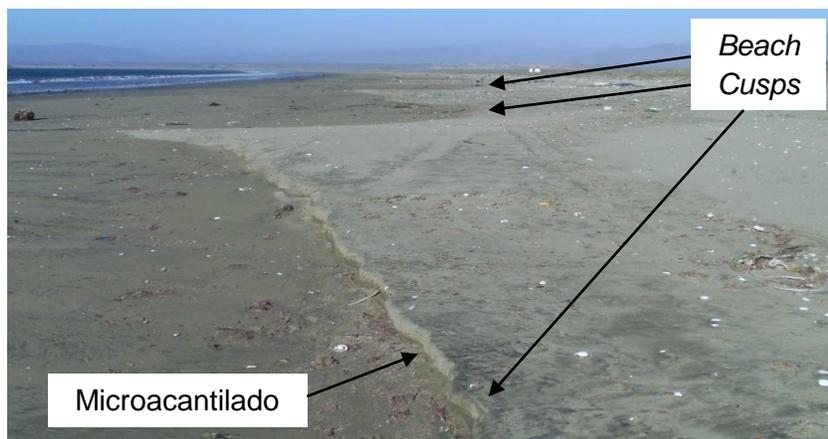


Fig. 23. Bahía Tongoy, zona media. En primer plano microacantilado de anteplaya formado por *beach cusps* en perfil erosional. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

El perfil de la zona distal de bahía Tongoy (Fig. 24) se presenta ligeramente más ancho en relación al perfil de la zona media, limitado por cordones de antedunas de mayor altura. El contorno trazado presenta una pendiente positiva, acentuada hasta los 30 m de distancia, donde se observa una considerable disminución de ésta, alcanzando una forma casi horizontal hasta la base de las dunas anteriores (Fig 25), presentándose una secuencia de anteplaya sin elementos erosivos observables, la leve convexidad de este perfil y la presencia de dunas embrionarias indican una clasificación monosecucional acresional, con una condición de ataque baja (9).

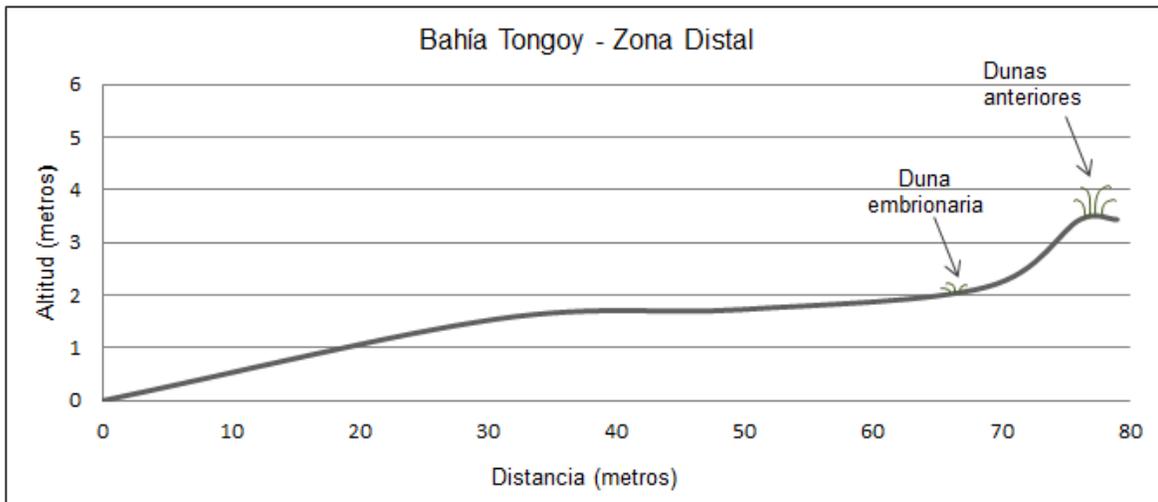


Fig. 24. Bahía Tongoy, zona distal. Perfil monosecucional acresional, condición global de ataque (C.A.): 9. Proyecto FONDECYT N° 1120234.



Fig. 25. Bahía Tongoy, zona distal. Muestra la baja pendiente del perfil con una leve convexidad. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

La bahía se presenta con perfiles que se van ensanchando hacia la zona distal, así como también las formas estabilizadas que los limitan van aumentando en altitud. Presenta en sus zonas extremas perfiles tendientes a la convexidad, con ausencia de testimonios erosivos y condiciones de ataque bajas; mientras en su zona media la presencia de microacantilados evidencian eventos erosivos para el sector, vinculados a una alta condición de ataque. Se puede asumir que las condiciones de ataque bajas en los extremos se deban a que en la zona proximal los trenes de ola llegan con el mayor nivel de refracción dentro de la bahía, además del roce que tiene éstos desde Punta de Lengua de Vaca hasta el extremo proximal (Puerto Aldea) que también podrían afectar el nivel de energía de los trenes de ola más inmediatos. Por otra parte, en la zona distal existe el efecto de abrigo generado por la península de Tongoy que genera una segunda refracción del oleaje predominante y de los trenes de ola secundarios provenientes del norte, disminuyendo su energía. En tanto la zona media recibe los trenes de olas sólo una vez refractados en Punta Lengua de Vaca y sin consecuentes interferencias que disminuyan su energía, por lo contrario se cree que el viento local norte-sur podría potenciarlos entregando más fuerza a los trenes que por consiguiente en su arribo a la playa tendrían mayor poder erosivo en ésta. Por otra parte la concentración de mayores anchos de playa y de rompientes en la zona media de esta bahía podrían estar explicados de la misma manera.

4.1.2 Bahía Barnes:

a) Refracción del oleaje:

La figura 26 corresponde al diagrama de refracción de oleaje de bahía Barnes, donde se puede observar que los trenes de olas principales del *swell* arriban de forma indirecta, alterados desde su dirección original, debido a un primer contacto de éstos con el macizo de Altos de Talinay. De tal manera estos trenes presentan un segundo efecto de refracción generado por la saliente volcánica que conforma la península de Tongoy. Si bien la desviación de los trenes de olas principales que arriban a la línea de costa de bahía Barnes es considerable, este efecto se atribuye en mayor parte al primer agente refractor del sistema de bahías en estudio, el cordón granítico (*headland*) de Altos de Talinay, pues las pequeñas interferencias en las ondas ya refractadas que produce la saliente rocosa Península Tongoy genera influencias mayormente y de forma local en la zona proximal de la bahía, donde se observó un bajo nivel de energía en la llegada de los trenes de olas. Por otra parte ha de destacarse la orientación relativa al *swell* de esta bahía, resultando predominantemente longitudinal, aunque con disposición oblicua en su extremo distal, lo que provoca el arribo de las olas con un poco más de energía que para el resto de la bahía. Al igual que para la bahía de Tongoy, en bahía Barnes destaca el agente morfoestructural como una importante condicionante de la dinámica costera que protege a la bahía del viento y oleaje predominante, reflejado en el alto grado de refracción del oleaje.

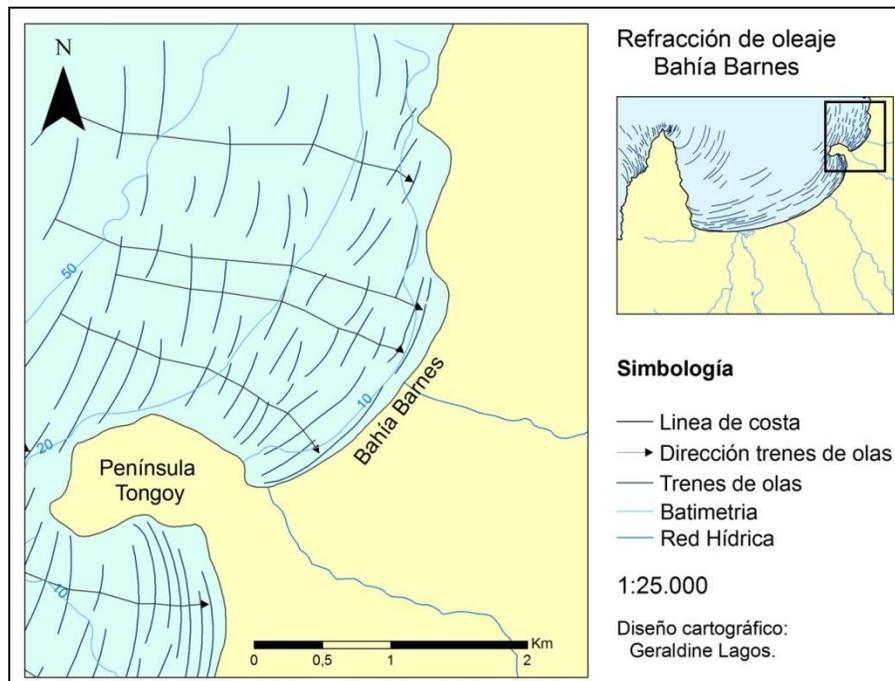


Fig. 26. Diagrama de refracción del oleaje de bahía Barnes. Fuente: Elaboración en base a imágenes CONAMA-CONAF, 2001. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

b) Tipo de Zona de Rompiente:

Las observaciones en terreno y el análisis de imágenes satelitales Google Earth (años 2001, 2004, 2007, 2011 y 2012) (Fig. 27) sugieren que el régimen de las zonas de rompiente se mantiene de baja energía, al igual que en bahía Tongoy, lo que concuerda con la alta refracción que sufren los trenes de olas en su arribo a la bahía modificados por los factores morfoestructurales presentes en su recorrido. Existe un predominio de tipo de zona de rompiente Reflectiva (R), preponderante en la zona proximal de la bahía, sin embargo se presentan variaciones temporales para las zonas media y distal donde se alternan años de predominancia de tipos Reflectiva (R) con Terraza de bajamar (LTT). De esta manera se observa que las variaciones del periodo en análisis son mínimas, mostrando una continuidad de condición de baja energía.

Por otra parte las observaciones de las imágenes satelitales muestran concordancia de los años en que se presenta condiciones de tipo de rompiente de Terraza de bajamar (LTT) con presencia de *beach cusps*, que durante los años 2004 y 2007 se desarrollan prácticamente en todo el largo de la bahía, mientras en el año 2012 son observados sólo en la zona proximal coincidiendo con la identificación de Terraza de bajamar (LTT) entre la zona media y la distal, lo cual concuerda con la idea de que los *beach cusps* se asocian a tipos de rompiente Reflectiva (MASSELINK. & PATTIARATCHI, 1998).

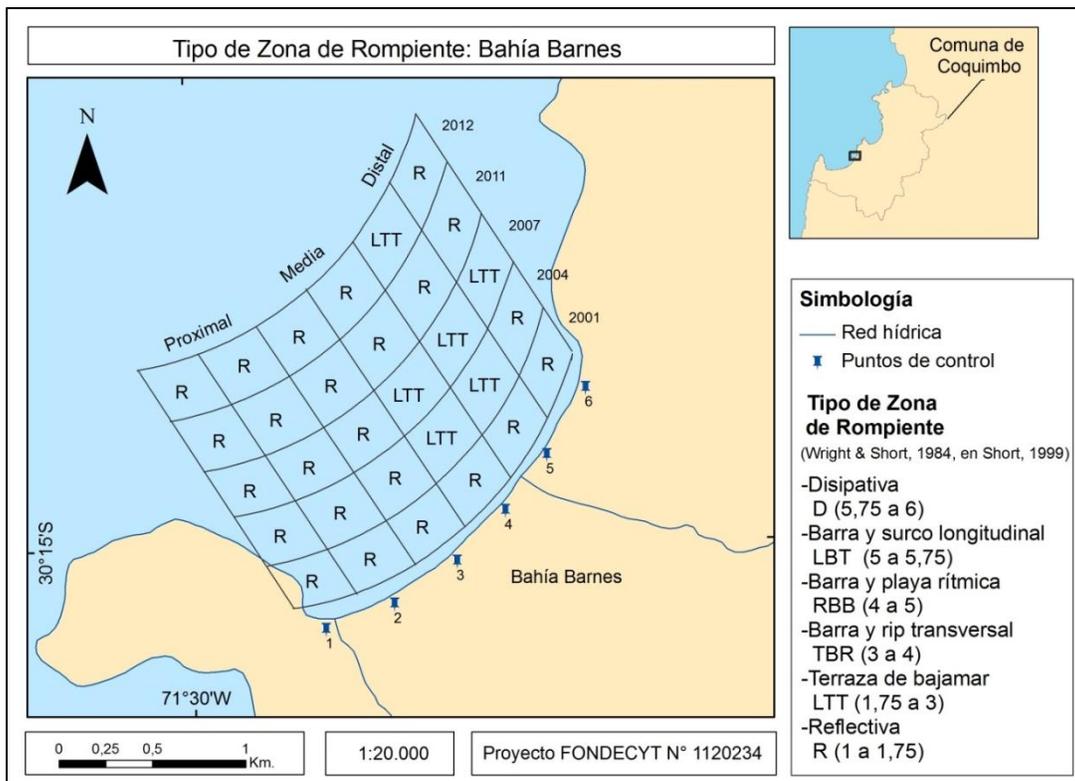


Fig. 27. Tipos de Zona de Rompiente de bahía Barnes. Puntos de control cada 400 m aproximadamente. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

c) Ancho de zona de rompiente:

Los anchos de zona de rompiente de bahía Barnes (Fig. 28) muestran valores similares con un promedio de 55 m en la zona proximal, en la zona media igualmente 55 m y en la zona distal un promedio de 59 m, sin embargo el comportamiento es variable en los diferentes años estudiados, mostrando tendencia a ensancharse desde la zona proximal a la distal en los años 2007 y 2011, una conducta contraria en el año 2012 y una máxima en la zona media para el año 2004. Sin embargo el comportamiento general tiende a mostrar poca diferencia en las mediciones de cada año individualmente, y una tendencia al alza de los valores en la zona media. Por otra parte los valores extremos de anchos de rompiente no se presentan fuertemente disímiles, fluctuando entre 34 m en la zona proximal para el año 2004, hasta 105 m en la zona distal para el año 2007, así como la mayor amplitud se registra en la zona distal con 62 m.

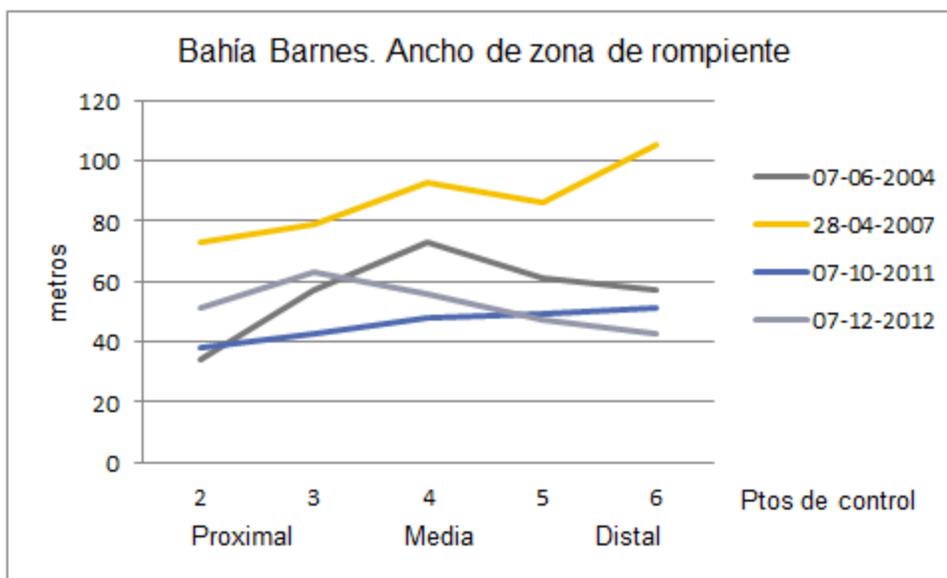


Fig. 28. Ancho de zona de rompiente, bahía Barnes. Puntos de control cada 400 m. aproximadamente. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

d) Ancho de playa:

La playa de bahía Barnes, al igual que bahía Tongoy, se presenta angosta en toda su longitud, secundada por hasta cuatro cordones de dunas anteriores; el extremo más proximal se presenta asociado a la una flecha litoral de dirección este-oeste debido a la refracción del oleaje; mientras en su zona distal, desde la desembocadura de Quebrada El Romeral hacia el norte, se pierden los cordones debido a modificaciones en el sector realizadas por complejo inmobiliario de Puerto Velero.

La figura 29 muestra que no hay una gran dispersión de los valores de anchos de playa, registrándose en la zona proximal un promedio de 40 m, en la zona media 46 m y en la zona distal 56 m, mostrando además una amplitud máxima que apenas supera los 30 m en la zona proximal. Por otra parte el comportamiento de estos anchos de playa es similar a los anchos de rompientes, presentando una concentración de valores bajos en la transición entre la zona proximal y la media, así como una concentración de altos valores de anchos de playa en la transición entre la zona media y distal.

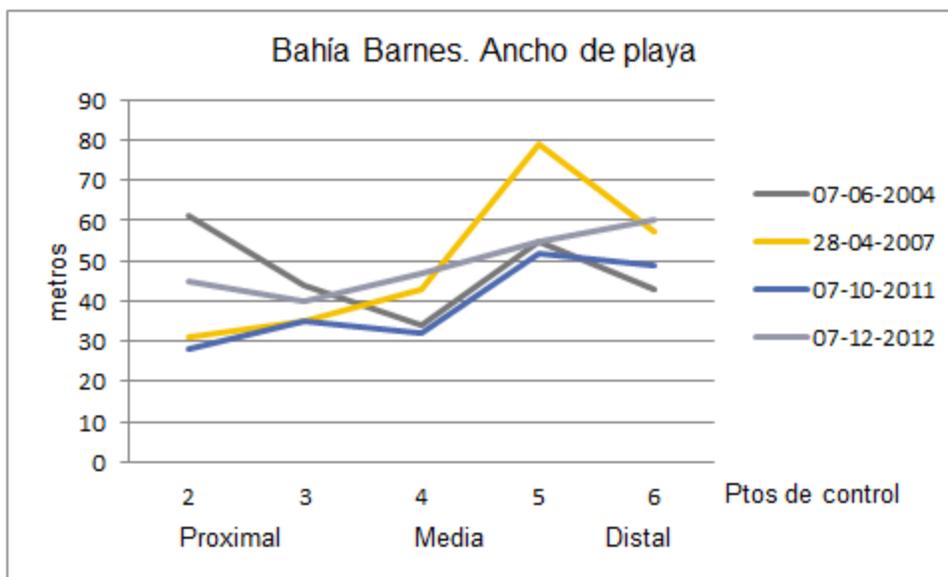


Fig. 29. Ancho de playa, bahía Barnes. Puntos de control cada 400 m. aproximadamente. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

e) Perfiles de playa y condición global de ataque:

La zona proximal de bahía Barnes presenta un perfil de playa con una pendiente pronunciada hasta los 37 m tierra adentro, donde experimenta una disminución considerable que se mantiene hasta el primer cordón de dunas anteriores (Fig. 30). No se observa evidencia erosiva (Fig. 31), mostrando una sola secuencia de anteplaya, por lo que se clasifica como un perfil monosecucional acrecional con una baja condición de ataque (9).

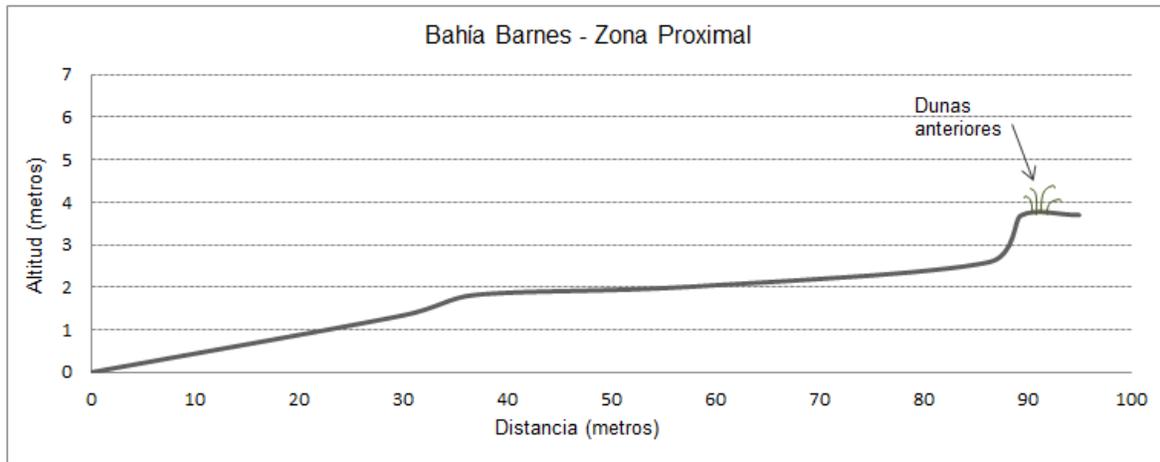


Fig. 30. Bahía Barnes, zona proximal. Perfil monosecucional acrecional, condición global de ataque (C.A.): 9. Proyecto FONDECYT N° 1120234.



Fig. 31. Bahía Barnes, zona proximal. Muestra la pendiente positiva del perfil sin evidencia erosiva. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

El perfil de la zona media de bahía Barnes (Fig. 32) es considerablemente más estrecho que el anterior, con una pendiente acentuada en toda su longitud, cordones de dunas anteriores con mayor altitud y presencia de *beach cusps* en la zona. El contorno trazado se presenta con una pendiente continua hasta los 39 m tierra adentro donde un microacantilado de 40 cm diferencia la alta playa de perfil convexo con un ancho de 3 m, en el cual se encuentran dunas embrionaria con cierto grado de consolidación (Fig. 33), continuadas por una sucesión de cuatro cordones de dunas anteriores.

Pese a la presencia de dunas embrionarias ubicadas en una alta playa que señalan eventos de acreción antecedentes, la formación del microacantilado en la anteplaya señala la acción de eventos erosivos que ha afectado la zona. Con esta evidencia se estima que el perfil es de tipo monosecuenal erosivo, con una condición de ataque alta (39).

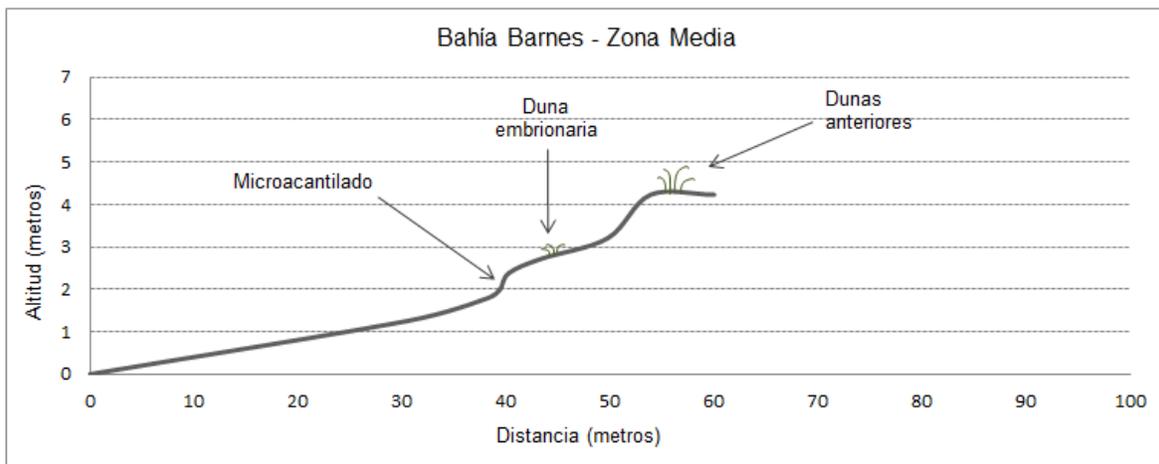


Fig. 32. Bahía Barnes, zona media. Perfil monosecuenal erosivo, condición global de ataque (C.A.): 39 Proyecto FONDECYT N° 1120234.



Fig. 33. Bahía Barnes, zona media. Muestra microacantilado y *beach cusps*. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

La zona distal de bahía Barnes presenta un perfil más extenso que en la zona media y más estrecho que el de la zona proximal, sin embargo posee dunas anteriores de mayor altitud. El contorno trazado indica un incremento progresivo de pendiente hasta los 45 m de distancia, donde experimenta una disminución hasta la base del primer cordón de dunas anteriores, generando una forma convexa (Fig.34), este cambio de pendiente se relaciona al área de dominio de los *beach cusps*.

La clasificación del perfil corresponde al tipo monosecucional acrecional con una baja condición de ataque (9)

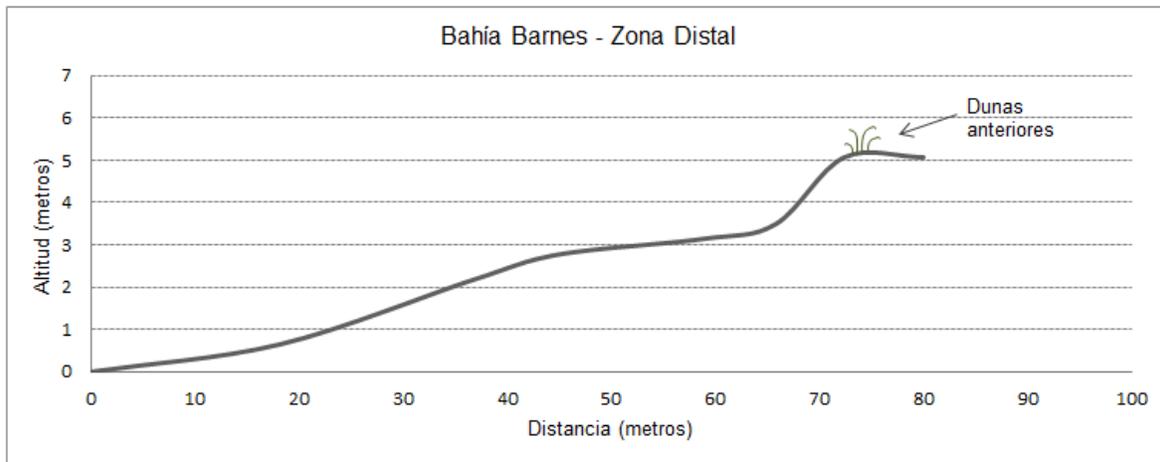


Fig. 34. Bahía Barnes, zona distal. Perfil monosecucional acrecional, condición global de ataque (C.A.): 9. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

En esta bahía el perfil de playa más ancho trazado es el de la zona proximal, lo que se explica por la presencia de los depósitos que conforman la flecha litoral que se encuentran en las cercanías a donde fue levantado el perfil, ubicado a aproximadamente 200 m del inicio de la bahía en la zona proximal donde comienzan los cordones de dunas anteriores, siendo éstos los que se encuentran más alejados de la línea de máxima resaca en esta bahía. Posterior a este perfil, se observa un aumento en el ancho y en la altitud de los perfiles, desde la zona media a la distal, presentando un perfil monosecucional erosivo en la zona media para pasar a uno monosecucional acrecional en la zona distal.

De esta manera se observa un comportamiento similar al de bahía Tongoy, se presentan perfiles monosecuenciales acrecionales con condiciones de ataque bajas en los extremos proximal y distal, mientras la parte media de la bahía presenta un perfil monosecucional erosivo con una alta condición de ataque, donde los perfiles van alcanzando progresivamente mayor altura desde la zona proximal a la distal.

4.2 Descripción Geomorfológica

Los factores que influyen en la presencia, origen y morfología de las formas son variados, destacando para el sector estudiado la ubicación marginal en la franja litoral, la característica climatológica de tipo semiárida definida por un clima de transición expuesto a eventos excepcionales, acentuados y de poca duración; eventos de alzamiento tectónico concentrados en el Plio-Cuaternario, y las variaciones glacio-eustáticas y climáticas asociadas.

La siguiente clasificación se presenta por grupos de formas diferenciadas según su génesis (ver cartografía adjunta, Geomorfolología Litoral de Tongoy).

a) Formas Fluviales y Fluvio-marinas:

Estas formas se desarrollan en el Estero Tongoy y los cuatro *talwegs* distribuidos a lo largo de las bahías (Fig. 2 y 3), que fluyen en sentido sureste-noroeste y disectan los niveles de terraza marinas. Presentan una suave pendiente y un patrón de tipo subparalelo perpendicular a los cordones litorales que se encuentran paralelos a la actual línea litoral, formas muy perceptibles en terreno e imágenes, que han sido analizados por PFEIFFER (2011). La baja pendiente de estas quebradas se expresa en la forma meandreante que adquieren en las cercanías a las bahías, mientras en su curso medio se pueden apreciar depósitos que generan un lecho de tipo anastomosado (Fig. 35), con presencia de bancos fluviales lo cual evidencia la alta capacidad de carga que han poseído estos cauces para transportar los materiales que conforman estos lechos.



Fig. 35. Lecho anastomosado con tendencia general meandriforme, Quebrada Los Litres. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

Estas quebradas se encuentran delimitadas lateralmente por los escarpes de las terrazas marinas, donde en los escarpes de su parte superior se observan afloramientos de calcretas llamadas “losa” (DARWIN, 1846, en PFEIFFER, 2011; PASKOFF, 1970; FERRANDO & MUÑOZ, 1977; OTA *et al*, 1995; BENADO, 2000; OLIVARES, 2004; PFEIFFER, 2011), producto de depósitos de coquinas, ricas en carbonatos de calcio (OLIVARES, 2004), desde estos escarpes se extiende una superficie de erosión hasta los depósitos fluviales del lecho, donde operan procesos de denudación. De esta forma los *talwegs* se entienden como un quiebre en la continuidad de los niveles de terrazas marinas debido a la disección que éstos han provocado.

T° y T': ubicadas en los fondos de valle, se extienden a lo largo de éstos, con anchos superiores a los 100 metros (Fig. 35 y 36). T° corresponde al lecho de inundación actual, por donde fluyen los cauces estacionales en este caso, y donde es posible encontrar evidencias de bancos fluviales asociados a los eventos pluviométricos competentes y recientes. Son depósitos no consolidados, compuestos de gravas de variado calibre y abundante matriz de arena. Como lechos son activos las formas de bancos y canales constituyen formas efímeras que migran y se reacomodan a cada evento de crecidas. Los depósitos de T' se ubican en los extremos laterales de las quebradas, incluyendo sedimentos aluviales originados desde las laderas y quebradas afluentes, como los materiales del lecho; se conforman de gravas gruesas y muy gruesas con abundante matriz de arena. Estas terrazas de edad holocénica corresponden a los lechos mayores episódicos, que sólo se inundan en las crecidas mayores, cuando el caudal logra abarcar todo el lecho. Se observa la presencia de una vegetación más gruesa, matorrales y suelos muy embrionarios, que dan cuenta de un mayor período de tiempo sin inundaciones y sobre todo sin destrucción de las formas por las crecidas. En Quebrada Pachingo, en el sector El Tanguo, durante el evento El Niño de 1997, la quebrada se activó e inundó las terrazas T' y T° (Fig.36).

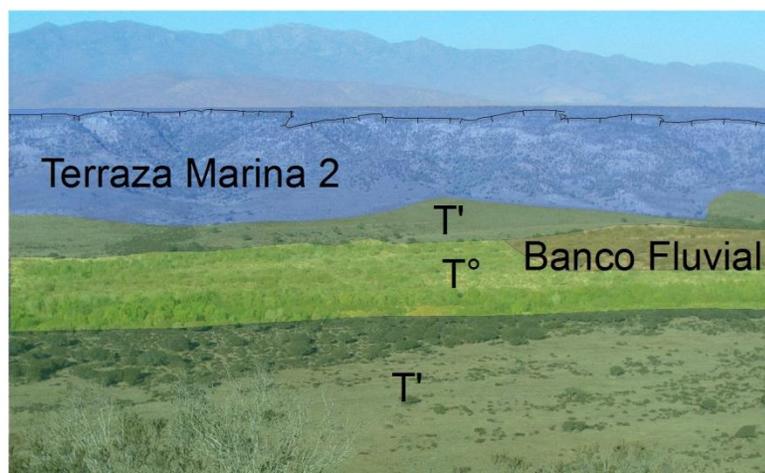


Fig. 36. Distinción de T' y T°, Estero Tongoy.
Proyecto FONDECYT N° 1120234.

Lagunas litorales: Ubicadas en el exutorio de las quebradas, se encuentran cerradas al mar por una barrera litoral conformada por bermas que se disponen a lo largo de la bahía de Tongoy, las que se encuentran afectadas por el trazado vial que une Puerto Aldea con el área urbana de Tongoy (Fig. 37). Mientras en bahía Barnes el Estero Tongoy se mantiene abierto durante todo el año, formando una flecha litoral con sentido este-oeste que se conserva bastante constante según se pudo observar en imágenes satelitales Google Earth de diferentes años (2004 a 2012), por su parte la laguna litoral generada a partir de Quebrada El Romeral se mantiene cerrada por una berma afectada por el manejo del sector debido al complejo habitacional de Puerto Velero.

En estos sectores el tipo de vegetación presente en las dunas anteriores circundantes a la barrera litoral, se considera como una extensión de las asociaciones vegetales que se desarrollan en los humedales de las lagunas litorales. A este mismo nivel y a lo largo de ambas bahías se pueden apreciar afloramientos de aguas subterráneas acompañadas de vegetación de tipo palustre, lo que corresponde al nivel de la Vega señalado por PASKOFF (1970).



Fig. 37. Barrera litoral de humedal Pachingo conteniendo la laguna litoral. Fotografía gentileza de Javier Valdés.

b) Formas Eólicas:

Estas formas se extienden a lo largo de toda la bahía de Tongoy, presentando una mayor acumulación y desarrollo en su zona distal; mientras bahía Barnes presenta formas dunares en toda su longitud aunque concentradas en su zona media; existiendo formas secundarias diferentes para cada bahía.

Bahía Tongoy: desde la transición de la zona proximal con la media, y hasta la zona distal se pueden observar dos cordones de dunas anteriores como una unidad casi continua, interrumpida en las zonas de las lagunas litorales por las barreras que las contiene, esta forma se encuentra sucedida por una depresión interdunaria con afloramientos del nivel freático.

Sin embargo es en su zona distal donde se concentran y desarrollan mayormente las formas dunares, principalmente desde Quebrada Los Almendros hacia el norte, se puede observar una secuencia de dunas que apenas sobrepasa el medio km en su parte más ancha (530 m aproximados) (ver detalle 1 de cartografía adjunta "Geomorfología Litoral de Tongoy"). Las formas distinguidas corresponden a una sucesión que comienza en la playa con dunas embrionarias (Fig. 38), lo cual es un indicador de que existe abastecimiento a la bahía; posteriormente se distinguen de forma clara hasta dos cordones de dunas anteriores con forma de nebkka y cubiertas de *Ambrossia chamissonis*. Tras los cordones de dunas anteriores surge el nivel palustre, donde se hace visible la napa freática, acompañado de vegetación palustre, este nivel correspondería a la depresión interdunar que separa las dunas anteriores de las dunas libres (CASTRO, 1984-1985), relacionado al nivel de Vega (PASKOFF, 1970).



Fig. 38. Duna embrionaria en primer plano seguida de dunas anteriores, Bahía Tongoy. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

A continuación se encuentra un grupo de dunas secundarias más antiguas y estabilizadas, lo cual es deducido en base al color más pardo que presentan las arenas y a la presencia de vegetación plantada sobre las dunas, se presume para controlar su

avance sobre el área urbana. Se puede diferenciar dos depósitos eólicos, uno más reciente, de arenas más claras y una densidad de vegetación menor, que avanza sobre otro más antiguo (Fig. 39), con una morfología transversal a los vientos predominantes. Este conjunto de dunas se extiende unos 400 m hasta el pie del acantilado de la Terraza Marina IV, que limita su avance.



Fig. 39. Dunas transversales vegetadas en zona distal de bahía Tongoy.
Proyecto FONDECYT N° 1120234.

Bahía Barnes: A diferencia de la bahía anterior, en esta playa las formas dunares presentan un mayor desarrollo en su zona media, donde alcanza una longitud de hasta 750 m tierra adentro, exhibiendo cordones de dunas anteriores en su zonas proximal y media, pero no en la distal debido a manejo del área para uso habitacional. Por otra parte cabe destacar que esta bahía se encuentra asociada al Estero Tongoy, única quebrada que presenta contacto superficial con el mar, que desemboca en el extremo sur de la bahía asociado a una flecha litoral.

De esta manera la sucesión de formas de dunas comienza con la presencia de dunas embrionarias en la playa, seguida por hasta cuatro cordones de dunas anteriores en la zona media vegetados por *Ambrosia chamissonis*, a continuación se presenta el nivel palustre asociado a una depresión interdunaria con mayor densidad de vegetación hacia la zona distal donde se encuentra la laguna litoral derivada del exutorio de Quebrada El Romeral. La sucesión continúa presentando dunas estabilizadas por vegetación inducida debido a manejo antrópico con una morfología originalmente transversal, aunque poco definida actualmente, que alcanzan un promedio de 240 m de ancho, y se muestra altamente intervenida por caminos que la cruzan constantemente en diversos sentidos. Posteriormente se presenta un área de mayor actividad sedimentaria, exhibiendo remanentes de dunas vegetadas con el borde frontal erosionado y socavado, y en su parte posterior el depósito más inmediato de estas arenas con una disposición transversal, la cual se estima se genera por corredores de viento producidos por la presencia de los caminos con el mismo sentido y uno particularmente demarcado que distingue el inicio de estas formas remanentes. A este mismo nivel se observa el

afloramiento de conchales debido a la erosión que genera *blowouts*, desde donde, se estima, se traspasan arenas a la siguiente sucesión dunar, compuesta por dunas con una morfología con frente transgresivo de forma parabólica y que a la vez presentan tendencia a la longitudinalidad a barlovento (Fig. 40, ver detalle 2 de cartografía adjunta “Geomorfología Litoral de Tongoy”), en las que se observa una dinámica actual activa.

De esta manera se desprende que existe una dinámica de traspaso de sedimentos en el mismo campo dunar, desde los remanentes de dunas vegetadas a las dunas longitudinales activas, sin embargo la medición y comparación de imágenes Google Earth del año 2004 con imágenes del año 2012 no muestran un avance del frente transgresivo parabólico, ni variaciones significantes en la morfología de las dunas y disposición de las dunas longitudinales, por lo que se presume existe una tendencia a la estabilidad de estas formas debido al manejo que ha tenido esta área.



Fig. 40. Nebkas en primer plano, al fondo dunas parabólicas, bahía Barnes.
Proyecto FONDECYT N° 1120234.

Hacia el norte, y sin continuidad con las dunas ya descritas, se encuentran dunas sobre la Península Guanaquero, en el sector de Puerto Velero, su color es notoriamente más pardo y se encuentran cubiertas por vegetación tanto arbórea como arbustiva que han estabilizado estos depósitos (Fig. 41). Estas características denotan un mayor grado de evolución y antigüedad para estos depósitos, los cuales han sido clasificados como pleistocenos o paleodunas por PASKOFF (1970).

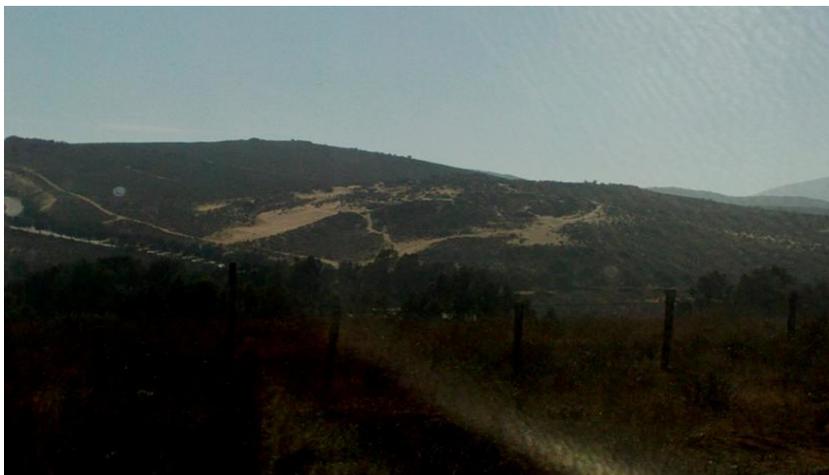


Fig. 41. Dunas pleistocenas señaladas por PASKOFF (1970), sector Puerto Velero. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

Pese a que bahía Barnes posee una menor longitud que bahía Tongoy se presenta un desarrollo más extenso de las formas dunares, esto se explicaría por transferencia de sedimentos de una bahía a otra en sentido de la deriva provocada por el *swell*, además de la presencia de un cuerpo hídrico (Estero Tongoy) abierto al mar, con mayor capacidad de aporta sedimentos.

c) Formas debidas a la Acción Marina

Terraza Marinas: la génesis de estas plataformas resulta de la erosión marina durante niveles altos del mar, es decir, durante periodos interglaciales, que luego fueron dejadas al descubierto por descenso del nivel del mar y ascensos de la costa (QUEZADA *et al*, 2007; BIRD, 2008; SAILLARD *et al*, 2009), y que para el sector en estudio han sido afectadas regionalmente por la placa de Juan Fernández (LE ROUX *et al*, 2006). De esta manera en el Pleistoceno el proceso de alzamiento continental conllevó a la exhumación de los depósitos de la cuenca Cenozoica (HEINZE, 2003), con un desarrollo episódico que originó diversos niveles de terrazas, generadas por ciclos marinos de origen glacio-eustáticos (PASKOFF, 1970) con depositación marina regresiva (EMPARAN & PINEDA, 2006).

La descripción presentada incluye las observaciones realizadas en trabajos de PASKOFF (1970); OTA & PASKOFF (1993); OTA *et al* (1995); BENADO (2000); LE ROUX *et al* (2006); SAILLARD (2008) y SAILLARD *et al* (2009), mientras la distinción de los niveles de terrazas marinas se ha realizado en base a cartografías de PFEIFFER (2011) manteniendo la denominación del autor para los niveles. Sin embargo, para no incurrir en confusiones, el cuadro N° 3 muestra las denominaciones que reciben cada nivel de terraza según la clasificación de diferentes autores.

PFEIFFER (2011)	PASKOFF (1970)	GUILCHER (1954)	Edad*	MIS*
Terraza Marina II	Sereniense I	Terraza Marina IV	412 Ka. (Plioceno tardío- Pleistoceno)	11
Terraza Marina III	Sereniense II	Terraza Marina III	225 Ka. (Pleistoceno Medio)	7e
Terraza Marina IV	Herraduriense I	Terraza Marina II	123 Ka. (Pleistoceno superior)	5e
Terraza Marina V	Veguiense	Terraza Marina I	6 Ka. (Holoceno)	1

Cuadro N° 3. Denominación de los niveles de terrazas marinas según PFEIFFER (2011)*, PASKOFF (1970) y GUILCHER (1954). Proyecto FONDECYT N° 1120234.

A lo largo de las bahías en estudio es posible observar tres niveles de terraza continuos (terrace marinas II, IV y V), que se disponen con una leve inclinación hacia el mar de forma escalonada, pudiéndose observar los cuatro niveles existentes sólo en el sector este a Puerto Aldea (Fig. 42, Cartografía adjunta “Geomorfología Litoral de Tongoy”) y de forma local la terraza marina III en el interior de Quebrada Los Almendros (BENADO, 2000).

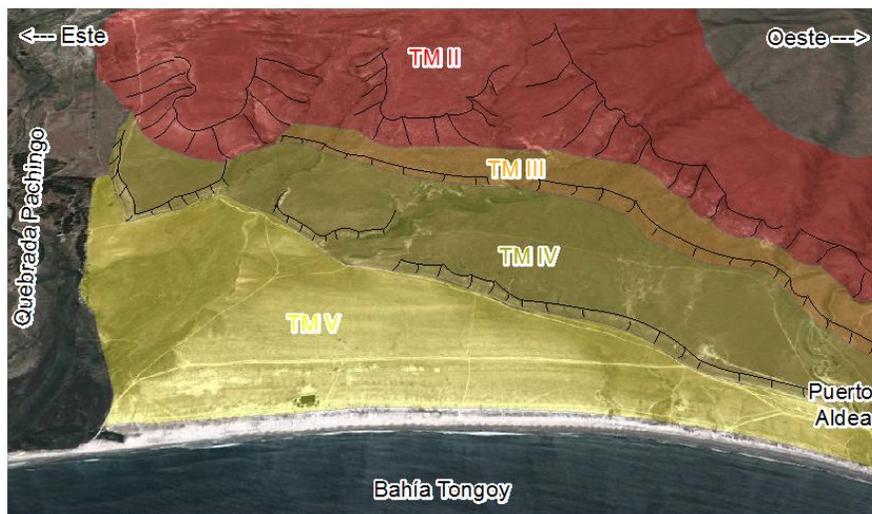


Fig. 42. Niveles de terrazas marinas II a V, cercanías a Puerto Aldea. Fuente: Elaboración propia en base a Pfeiffer, 2011. Imagen Google Earth 2013.

- Terraza Marina II: Esta es la terraza más extensa de la paleobahía de Tongoy, rellenando ampliamente de la cuenca Cenozoica (HEINZE, 2003) de Tongoy, desde los cordones de Altos de Talinay hasta la Península Guanaquero, y desde un par de km a las bahías hasta 30 km hacia el sur. Alcanza una altura de 134 m y se encuentra labrada en la Formación Coquimbo. En este nivel se han desarrollado de manera extensa los depósitos calcáreos llamados “losa” que se exponen en superficies de los escarpes de terrazas (Fig. 43) alcanzando espesores a veces mayores a 1 m (PASKOFF, 1970). Este nivel se separa del siguiente por un acantilado de suave pendiente, donde su perfil se ha desdibujado por acumulación de coluvios, según señala ANDRADE *et al* (2004) su evolución continuaría como una vertiente continental, por otra parte debido al solevantamiento este acantilado ha quedado fuera del alcance del ataque del mar, caracterizándose como acantilado muerto.

El color de los materiales que componen esta terraza es pardo anaranjado, sus sedimentos poseen una matriz arenosa con presencia de limos y arcillas poco consolidados (EMPARAN & PINEDA, 2006), acompañados de rodados que en su gran mayoría se encuentran aplanados y oxidados, evidenciando la acción marina en una etapa de transgresión, en su superficie se pueden apreciar depósitos de calcretas con conchas de moluscos, que conforman coquinas, en los lugares donde se concentran este tipo de depósitos se encuentran los paleocordones de playa. Dataciones mediante U-Th le confieren una edad de 412 Ka., asignándole el estadio marino isotópico 11 (SAILLARD, 2008).



Fig. 43. Afloramiento de “losa” en escarpe de la terraza marina II, borde este de Quebrada Los Almendros. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

- Terraza Marina III: Este nivel es el más reducido en tamaño y distribución para el área en estudio, ha sido identificado al este del sector de Puerto Aldea (Fig. 42) y en el interior de Quebrada Los Almendros (BENADO, 2000) (Fig. 44), posee una altura que va de los 35 a los 50 m y un escarpe de aproximadamente 20 m con una pendiente suave y considerablemente erosionado (OTA *et al*, 1995; BENADO, 2000), formando al igual que el anterior un acantilado muerto. Se desarrolla en la Formación Coquimbo, en su facies (a) (EMPARAN & PINEDA, 2006).



Fig. 44. Presencia de Terraza Marina III en Quebrada Los Almendros. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

Su composición es similar a la terraza marina II, de color pardo anaranjado, sus sedimentos presentan una matriz de areniscas finas con presencia de limos e intercalaciones con areniscas gruesas y presencia de conglomerados fosilíferos (EMPARAN & PINEDA, 2006). Mediante dataciones con ^{10}Be se ha calculado una edad de 225 Ka., correspondiente al MIS 7e (SAILLARD, 2009).

- Terraza Marina IV: Este nivel se extiende a lo largo de las bahías, sucediendo al nivel de terraza marina II (excepto en sector este a Puerto Aldea), posee un ancho que va de los 500 a los 800 m (BENADO, 2000) y una altitud de 20 a 30 msnm. (OTA *et al*, 1995), mientras su acantilado mide unos 8 m de altura y posee poca pendiente (BENADO, 2000). La superficie de esta terraza es similar a la que le antecede, está compuesta por arenas finas limosas de color pardo claro anaranjado y grisáceo, y presentando clastos aplanados y oxidados con leve imbricación hacia el mar (EMPARAN & PINEDA, 2006). Dataciones mediante U-Th en fósiles marinos le confieren una edad de 123 ± 10 Ka., asignándole el MIS 5e (OTA *et al*, 1995; SAILLARD *et al*, 2009).

La observación en terreno de un perfil de esta terraza trazado a un costado de la laguna litoral de Quebrada Los Almendros, que disecta estos niveles, deja ver una composición de areniscas, con estratos de diferentes grados de oxidación en el subsuelo generados en su proceso de formación por depósitos sedimentarios de distintas texturas, acompañados de intercalaciones de calcretas, mientras en la superficie presenta depósitos de conglomerados fosilíferos dejados al descubierto en la última regresión que dio origen a

este nivel (Fig. 45). Por otra parte, pese a que este nivel de terraza marina con presencia de acantilado es el que se encuentra más cercano al mar, no presenta contacto directo con él y tampoco sería alcanzado eventos extremos como tsunamis, por lo que se clasifica como un acantilado muerto.



Fig. 45. Perfil de nivel de terraza marina IV, desembocadura Quebrada Los Litres.
Proyecto FONDECYT N° 1120234.

- Terraza Marina V: Contigua a la terraza marina IV, se extiende desde el cordón de playa actual hasta un poco más de 1 km hacia el interior y alcanza una altitud de 10 msnm medido al pie del escarpe (BENADO, 2000). Para este nivel se ha calculado una velocidad de progradación de la playa de 0,13-0,14 m/año durante el Holoceno, en conjunto con una tasa de elevación lenta en relación a Chile central, del orden de 3 a 5 m, lo que señala que el Cuaternario tardío ha sido relativamente estable (OTA & PASKOFF, 1993). Posee una composición diferente a los niveles anteriores, presentando arenas medias a gruesas no consolidadas de color gris claro amarillento con depósitos de conchas en su mayoría desintegradas (EMPARAN & PINEDA, 2006). La edad de esta terraza ha sido datada en 6.000 años (OTA & PASKOFF, 1993; SAILLARD *et al*, 2009), lo que corresponde a MIS 1, por lo que representa el nivel de terraza marina actual, TM', según la clasificación de GUILCHER (1954).

Esta terraza se presenta progresivamente más angosta hacia la zona distal de Bahía Tongoy y al igual que los anteriores este nivel se presenta discontinuo debido a que contiene las lagunas litorales en que desembocan las quebradas, además abarca al tómbolo que une Península Tongoy al continente y que divide las bahías en estudio; también sobreyacen a esta terraza los cordones de playa holocenos y formas dunares que lo cubren en gran medida en el sector bahía Barnes y en la zona distal de bahía Tongoy. Las formas desarrolladas en este nivel y el hecho de ser sucedido por la playa actual son elementos que caracterizan a este nivel de terraza como el más dinámico en términos de traspaso de masa y energía, relacionado principalmente a la interacción que desarrolla con las dinámicas litorales.

Paleocordones de playa: Estas formas dispuestas de forma paralela a la línea de playa se encuentran sobre el nivel de terraza marina II (Fig. 46), compuestos mayormente por depósitos de conchas marinas (PFEIFFER *et al*, 2011) y desarrollados en la facies (b) de la Formación Coquimbo. Estos depósitos se interpretan como resultado de una fase regresiva del nivel del mar debido a un alzamiento tectónico continental iniciado tentativamente en el Pleistoceno Medio (EMPARAN & PINEDA, 2006), en momentos en que la fase de regresión presentaba etapas de estabilidad (SAILLARD, 2008). Esta progradación hacia el mar tuvo lugar durante el MIS 11, en un alto nivel del mar hace 412 Ka. (PFEIFFER *et al*, 2011). La preservación de este microrrelieve frente a la erosión ha sido posible por el desarrollo de calcretas resistente a condiciones húmedas, que caracterizaron el Pleistoceno Tardío y el Holoceno Medio (PFEIFFER *et al*, 2011).

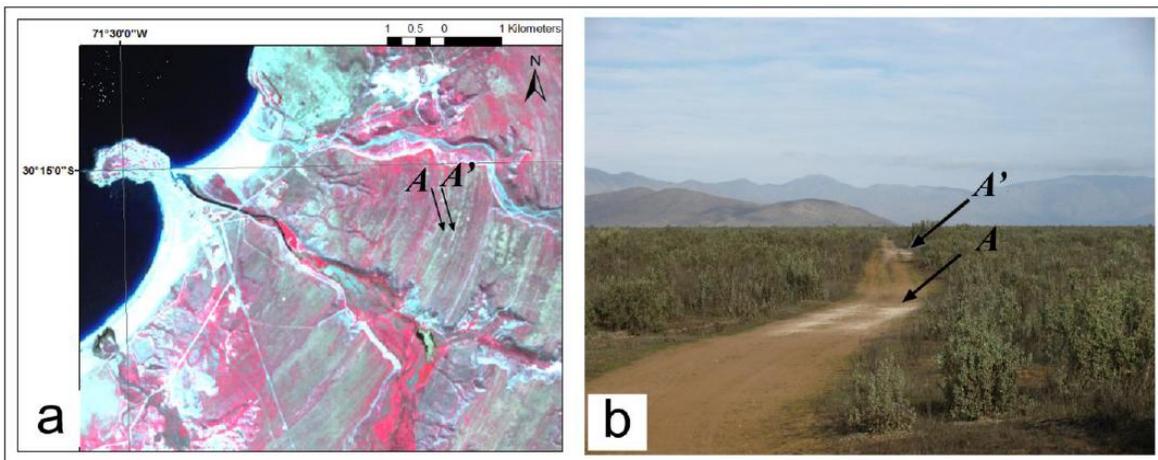


Fig. 46. (a) Imagen de satélite ASTER (RGB: 321) muestra los paleocordones de playa y la ubicación de la fotografía (b). (b) Fotografía tomada en TM II que muestra las diferencias en el color de la superficie del suelo debido a los afloramientos de calcretas en los antiguos depósitos de playa. Fuente: PFEIFFER *et al*, 2011.

El mapeo de estas formas en la cartografía adjunta se realizó en base a los paleocordones identificados por EMPARAN & PINEDA (2006) en su carta geológica del área Andacollo-Puerto Aldea.

Cordones de playa: morfológicamente son formas similares a los paleocordones anteriormente escritos, pero se desarrollan a una mayor escala de detalle y representa formas actuales, de edad holocena. Se disponen sobre el nivel de terraza marina V de manera paralela a la línea de costa actual (Fig. 47) y son resultado de la progradación de la línea de costa (OTVOS, 2000) en conjunto con la caída del nivel relativo del mar (BIRD, 2008) y/o altas descargas de sedimentos por varios torrentes efímeros (OTA & PASKOFF, 1993). Se señala que el origen de los cordones litorales de arenas podrían ser en base a bermas generadas por ondas de acción constructiva (BIRD, 2008). La formación de estos cordones y del nivel de terraza que los contiene (terracea marina V) habría sucedido luego del término de la transgresión posglacial (ARAYA-VERGARA 2003), hace unos 6.000

años, dataciones realizadas a los cordones registran una edad de 910 AP. para el más joven y una edad de 5.400 AP. para el más antiguo, este último registro corresponde también a la edad asignada a la playa holocena más antigua, calculándose una tasa de progradación promedio de 0,14 m/año (OTA & PASKOFF, 1993).

Su identificación en terreno e imágenes satelitales es posible debido a la observación de formas paralelas a la línea de playa actual, demarcadas por la presencia de material calcáreo procedente de las conchitas de moluscos que se concentraron en estas formas, generando ondulaciones en el nivel. Sin embargo en la actualidad esta forma se pierde hacia las zonas donde se ubican las dunas secundarias debido al manejo que han tenido estas últimas en términos de vegetación, cubriendo y desvanecido la morfología de los cordones de playa, encontrándose las formas más evidentes y abundantes en la zona proximal de Bahía Tongoy, donde el nivel de terraza V que los contiene se desarrolla de forma más extensa.



Fig. 47. Sucesión de cordones litorales sobre TM V, sector oeste a Quebrada Los Almendros. Proyecto FONDECYT N° 1120234.

Plataformas de litorales: Se ubican en la base de las laderas graníticas del cordón Altos de Talinay, en la base de las laderas volcánicas de la Península Tongoy y bordeando por el oeste a la Península Guanaqueros, con una extensión muy angosta a continuación de formas acantiladas activas que van de los 10 a los 30 m. En su mayoría se presentan emergidas, por lo que se infiere que la acción marina actúa en momentos de pleamar, por otra parte se observó un patrón vertical de clivaje que facilita el diaclasamiento de las rocas (Fig. 48).



Fig. 48. Plataforma de abrasión en extremo norte de península de Tongoy que muestra patrón vertical de clivaje.
Proyecto FONDECYT N° 1120234.

CAPITULO 5: DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

5.1 Discusión

Dinámica costera:

Refracción del oleaje, anchos y tipos de rompientes:

Una de las principales características de las bahías en estudio es que se encuentran protegidas del oleaje y viento predominante por una saliente rocosa resistente que refracta la energía proveniente del suroeste, generando una entrada de los trenes de olas con menor energía dentro de las bahías y otorgándoles una nueva dirección. Esto produce un fuerte efecto en la dinámica costera que se desarrolla en el área, y tal como señala SOTO (2005) son los factores morfoestructurales y tectónicos regionales los que inciden en la refracción del oleaje, los tipos de playa y los procesos geodinámicos dominantes en el borde costero. Para el caso en estudio el *headland* Punta Lengua de Vaca cumple significativamente esta función para ambas bahías, donde la energía de onda de las olas se concentra y luego se debilita hacia el interior de las bahías, generando un efecto de protección que produce una distribución sistemática de la energía de onda en dirección deriva abajo de la saliente rocosa (MARTINEZ, 2001).

El resultado de la refracción del oleaje, generado por la extensa y resistente saliente rocosa (Altos de Talinay), sumado a la orientación relativa de la línea de costa, tiene repercusión directa en la distribución de los trenes de olas al aproximarse a la playa, pues a través de observaciones en terreno y de imágenes satelitales se aprecia que progresivamente pierden energía desde la zona distal hacia la proximal, lo cual se denota mayormente en el extremo proximal de bahía Tongoy, localidad de Puerto Aldea, donde la deformación de los trenes de olas alcanza un sentido contrario al original conferido por el viento y oleaje predominante (*swell*).

Este efecto de protección expresado en los tipos de rompiente encontrados, de una característica baja energía, presenta mínimas variaciones para los años analizados, con predominio del tipo Reflectivo (R) alternándose en menor medida con Terraza de bajamar (LTT) hacia las zonas distales. De acuerdo con las proposiciones de MASSELINK & PATTIARATCHI (1998) los tipos de rompientes Reflectivos identificados se encuentran relacionados a presencia de *beach cusps*, además de mostrarse asociados a anchos de zona de rompiente (zona de *surf*) poco extensos; así el tipo intermedio (LTT) se asocia con las zonas donde se concentran mayores extensiones de la zona de *surf*. Debido al constante y amplio efecto del *headland* de Altos de Talinay y a la orientación norte de las bahías, bastante uniforme considerando la extensión de bahía Tongoy, las variaciones del ancho de rompiente son mínimas tanto espacial como temporalmente, sobresaliendo los valores del año 2007.

Por otra parte según señala MUÑOZ (2005) para bahías de tamaño reducido habría de esperarse resultados más homogéneos para los tipos de rompientes, sin embargo este estudio muestra que pese a que bahía Barnes posee sólo una sexta parte de longitud de Bahía Tongoy exhibe un comportamiento similar y hasta más inestable, siendo la variable de la extensión de las bahías prácticamente despreciada. De tal forma para las ensenadas analizadas parece ser un factor más determinante la orientación de las bahías, considerando además la alta refracción del oleaje producida por factores morfotectónicos, lo cual concuerda con los resultados encontrados por diversos autores (ARAYA-VERGARA, 1982, 1983, 1986, 1996; VARGAS, 1990; MARTINEZ, 2001; SOTO, 2005; SOTO & ARRIAGADA, 2007), donde principalmente se alude a la distribución de la energía del oleaje con respecto a la orientación de la línea litoral, presentando mayores niveles de energía las de disposición transversal, asociadas a la zona distal de bahías, sector donde se concentran las formas dunares (ARAYA-VERGARA, 1986, 1996; MARTINEZ, 2001) y decallendo hacia las zonas de disposición longitudinal, generalmente ubicadas en sectores proximal.

Clasificación y cambios espaciales de los perfiles de playa. Condición Global de Ataque

Para la determinación taxonómica de los perfiles de playa fue elemental la clasificación morfogenética de ARAYA-VERGARA (1986), donde a través de la distinción de secuencias y procesos que afectan a la playa se presentan categorías compuestas y complejas, que señala tratarse de un comportamiento más que estacional. Por otras parte autores como SHEPARD (1950, en ARAYA-VERGARA, 1986) o MASSELINK (2000, en GOMEZ, 2005) plantean un comportamiento cíclico o estacional de los perfiles, asociando la época de verano a perfiles acresionales con amplias playas y a la época de invierno con perfiles erosivos y playas más estrechas, lo cual expone ideas generales y poco flexibles, insuficientes para clasificar los perfiles encontrados en las playas, si se tiene en cuenta que los perfiles trazados presentan elementos tanto erosivos (en las zonas medias) como acresionales (en los extremos proximales y distales) para una misma época de verano, y por lo tanto exhibiendo comportamientos diferidos en una misma bahía y tiempo. Ello concuerda con las proposiciones de ARAYA-VERGARA (1986) con respecto a la posibilidad de encontrar perfiles que pueden tener componentes tanto de elementos erosionales como acresionales al mismo tiempo, toda vez que el área se encontraron estas características distribuida en la bahía en un mismo período de tiempo.

Por otra parte para el caso en estudio es difícil establecer una tendencia, pues para ello es necesario tener una serie de datos completa como se ha logrado en los trabajos de SHORT (1999) en Australia, y tratándose del registro de perfiles sólo para el periodo de verano del presente año no se puede establecer una tendencia con respecto a respuestas morfológicas acerca de si la playa se encuentra más propensa a procesos erosivos o acresionales con los datos levantados.

Con respecto a la condición global de ataque (CA), el bajo puntaje predominante en los extremos proximal y distal de ambas bahías se atribuye a la morfoestructura existente, tomando en cuenta los beneficios que genera la condición de abrigo con respecto al ataque del oleaje y viento predominante suroeste, lo que se podría considerar como una de las variables con mayor influencia en la dinámica de las ensenadas, reflejada en los bajos niveles de energía plasmado en perfiles monosecuenciales acresionales. Sin embargo los perfiles de mayor puntaje, ubicados en las zonas medias de las bahías, escapan a esta explicación y la alta condición de ataque se asocia a dinámicas locales relacionadas a vientos y oleaje generados en las cercanías al área, de origen norte-sur, evadiendo la influencia estructural de las bahías y produciendo un ataque más directo en las zonas medias de las bahías.

Sin embargo, la información obtenida sólo se puede considerar como un registro del estado de las playas en el momento estudiado, donde se observó un predominio absoluto de perfiles monosecuenciales tanto para bahía Tongoy como para bahía Barnes, genéticamente acresionales en los extremos distal y proximal de las bahías, y con evidencia erosiva en las zonas medias, también ambas bahías presentan variaciones poco significantes en sus anchos de playa mostrando un crecimiento progresivo desde la zona proximal hasta la transición de la zona media y la distal donde existe una acumulación de valores altos, lo que se relaciona con resultados encontrados por ARAYA-VERGARA (1996), donde la masa de arenas contenida en playas y dunas es mayor hacia la parte distal de estos sistemas.

Por otra parte los resultados encontrados muestran para bahía Tongoy una relación directa entre el ancho de rompiente y el ancho de playa, presentando variaciones similares en mismos puntos de control en una bahía con orientación relativa de predominancia longitudinal, lo que concuerda con lo expuesto por ARAYA-VERGARA & VARGAS (1991, en ARAYA-VERGARA 1996), sin embargo los valores encontrados en bahía Barnes, también de orientación relativa predominantemente longitudinal, no poseen una relación tan proporcional, aunque de todas formas hay que considerar que no existe una gran dispersión de valores ni amplitudes por lo que estas diferencias no son altamente significativas.

Esta información podría ser de ayuda a futuro para generar una serie de datos que a través de observaciones sistemáticas establezcan una tendencia de la morfología de las playas y su relación según posición.

Pese a no poseer una base de datos recientes del comportamiento de la playa se asume que la tendencia en el largo plazo es a la progradación según datos de NOVOA (1991), SOTO *et al* (2013) sustentado en indicadores morfológicos como las dunas embrionarias, además de la existencia de cordones de playa, que referidos a periodos de tiempos extensos, que también son indicadores de progradación de la línea litoral.

Finalmente estos resultados se condicen con las afirmaciones de ARAYA-VERGARA (1986) y SOTO (2005) con respecto a que la dinámica litoral presentada señala un fuerte vínculo con la morfoestructura litoral, relacionada a controles tectónicos, que condicionan entre otros factores la deriva litoral, ángulo que incide al oleaje en la línea de playa y tipo de zona de rompiente, presentando además de un modelo morfológico, un sistema proceso-respuesta.

Análisis geomorfológico:

Formas fluviales y fluviomarinas:

El encajonamiento y la profundidad de los *talwegs* que disectan las terrazas marinas de la cuenca de Cenozoica de Tongoy señalan la capacidad de socavamiento que han tenido los cauces sobre estas formaciones sedimentarias, lo que da cuenta de un origen epigénico de los *talwegs*. A esto se le debe sumar la actividad tectónica que principalmente durante el Pleistoceno ha generado un alzamiento continental episódico (PASKOFF, 1970; EMPARAN & PINEDA, 2006), que morfológicamente se puede apreciar en los niveles de rebaje que presentan las terraza en las superficies de erosión que conectan en fondo de valle con el nivel superior de las terrazas, y que se encuentran sometidos a procesos de denudación aportando sedimentos a los fondos de las quebradas, formando parte de los cauces y reubicándose durante eventos de activación fluvial.

En lo que respecta al exutorio de estos sistemas, las evidencias señalan una estabilización del sistema, tal como lo demostró ARRIAGADA (2009) en sistemas del semiárido, referida a la presencia de formas como barreras litorales, lagunas litorales y flecha litoral, las cuales son indicadores los bajos caudales que transportan los *talwegs*, pudiendo ser que las barreras litorales se abran y permitan drenar los *talwegs* hacia el mar durante eventos excepcionales como El Niño. De esta forma, la condición de endorreísmo relativo en que se encuentran los *talwegs* del área permiten aseverar que el aporte sedimentarios de éstas al sistema litoral es mínimo o nulo, toda vez que no existe una asociación directa entre la masa dunar litoral y red hídrica asociada, salvo el Estero Tongoy que posee un exutorio exorreico.

Formas Eólicas:

Tomando en cuenta que el litoral se considera como un sector donde se presentan condiciones favorables para la disponibilidad, transporte y acumulación de sedimentos en campos dunares (CASTRO, 1984-1985). Tal como se ha señalado anteriormente, los *talwegs* asociados a la línea litoral endorreicos, relativamente, debido a que con posterioridad al año 1997 no constituyen fuentes dinámicas de sedimentos a las playas, no obstante se ha establecido que la línea litoral está en estado de progradación (como indica la presencia de dunas embrionarias). A partir de ello se platea en consecuencia que

la fuente de sedimentos a las bahías no proviene propiamente de la cuencas fluviales asociadas, sino de un origen externo, como la plataforma litoral o el río Limarí, ya que es el primer cuerpo fluvial abierto al mar que proviene en sentido de la deriva litoral, sin grandes áreas de depósito en su recorrido hasta estas bahías en estudio, sin embargo esta hipótesis queda sujeta a análisis sedimentarios futuros. En el caso de bahía Barnes se puede vincular el abastecimiento al Estero Tongoy, inmediatamente al sur de la bahía y de curso permanente. Sin embargo, la masa dunar existente debiese estar también asociada a la misma fuente que Tongoy y vinculada a la transferencia de masa entre bahías contiguas, tal como ha verificado por SOTO (2005), SOTO *et al* (2012), favorecido por la deriva litoral como otro agente que facilita el traspaso de sedimentos desde bahía Tongoy y desde fuentes antecedentes.

ARAYA-VERGARA (1986, 1996) planteó que en Chile central las partes más anchas de los sistemas de dunas se localizan en la zona distal de las ensenadas considerando una orientación de la línea de costa transversal, con tipos de zonas de rompientes intermedias, situación que ha sido a su vez demostrada por MARTINEZ (2001), SOTO & ARRIAGADA (2007), ARRIAGADA (2009). En Tongoy existe una predominancia de rompientes de tipo reflectivas, y el mayor ancho de playa se observa en la parte distal, verificándose lo expuesto por los antecedentes anteriores; ello al considerar como un mismo sistema a las bahía Tongoy y Barnes. Sin embargo al analizar individualmente bahía Barnes, ésta presenta su mayor ancho dunar en la zona media de la ensenada, pero se debe considerar que en la zona distal se localizan las paleo dunas, (intensamente manejada para habilitar un uso habitacional), con una orientación relativa longitudinal, junto a las que en existen dunas anteriores y parabólicas. Consecuentemente en ambas bahías o en el sistema de bahías se verifica que los espesores mayores de dunas se localizan en las zonas distales, en playas oblicuas, pero en este caso en costas reflectivas de baja energía y los depósitos dunares son correlativos a ellos, tal como lo comprobó ARAYA-VERGARA (1986, 1996) al relacionar ancho de zona de rompiente y de dunas.

Por otra parte para el sector estudiado sobresale el rol jugado por los vientos locales, ya que si bien la morfología encontrada en bahía Tongoy muestra dunas transversales, éstas se relacionan a un viento con procedencia similar al dominante del SW, aun considerando las variaciones de éste por el efecto de abrigo del *headland*, sin embargo la morfología parabólica con tendencia longitudinal encontrada en las dunas de bahía Barnes responde a una disposición relativa a vientos locales provenientes del norte, que tiene reflejo en los *ripple marks* y la disposición de estas formas (ver cartografía adjunta "Geomorfología Litoral de Tongoy").

Formas marinas:

La preservación de un nivel de terraza marina es posible si la tasa de alzamiento tectónico es superior a la de alzamiento de los niveles del mar asociado a los interestadiales posteriores (QUEZADA *et al*, 2007; SAILLARD *et al*, 2009). Si a ello se agrega que

terrazas marinas en otras regiones del país se relacionan a los mismo estadios isotópicos registrados por MARQUARDT *et al* (2004, en QUEZADA *et al*, 2007) para Caldera, y son similares a península de Mejillones, y Arauco en aspectos estructurales y geomorfológicos (HEINZE, 2003), refiriéndose este último a la presencia de amplias plataformas como elemento predominante del paisaje, se puede entonces asumir la evidencia de procesos tectónicos activos generales a los largo del límite de convergencia de placas (HEINZE, 2003), como uno de los principales factores modeladores de los paisajes costeros en un amplio sector del país, que repite dinámicas con resultados geomorfológicos similar para zonas geográficamente distanciadas.

Otro elemento morfológico del paisaje costero es la diferencia de niveles de terrazas marinas, para el caso los acantilados que suceden a los niveles de terrazas marinas II, III y IV, que fueron labrados en sedimentos de la Formación Coquimbo, debido a su posición elevada y distanciada actual al nivel del mar poseen pendientes suavizadas por detritos que han cubierto esta diferencia entre niveles, presentando mayores pendientes mientras menor es la edad de la terraza que les antecede, y en vista de que no existe posibilidad de que su base sea atacada, se les clasificó como acantilados muertos (PASKOFF, 1981, en ANDRADE *et al*, 2004) siendo los predominantes en extensión. Por otra parte fue identificado un acantilado vivo en los afloramientos graníticos de Puerto Aldea, los cuales se encuentran sometidos a ataque en su base durante las pleas, al igual que la plataforma de abrasión que le sucede.

La clasificación recién referida hace alusión a la frecuencia con que los acantilados son atacados, sin embargo sobresale otra característica que los define en término de dinámicas más actuales, la cual se enfoca en la composición litológica de éstas formas, pues el hecho de que un acantilado se clasifique como vivo, como es el caso del sector Puerto Aldea, no necesariamente refiere a la dinámica actual a la que se encuentra afectado, esto debido a que su composición granítica resistente podría no mostrar cambios morfológicos observables durante centenares de años (DAVIDSON-ARNOTT, 2010). En contraparte, los acantilados muertos que predominan el área han sido labrados en la secuencia sedimentaria de la Formación Coquimbo (terrazas marinas II, III y IV), que debido a su leve litificación se encontrarán más propensos a modificaciones como procesos de denudación que suavizan su perfil por la depositación de coluvios, dando paso a la formación de vertientes continentales, así pudiéndose generar para esta forma de litología blanda mayores modificaciones, con dinámica actual más activa, en un mismo periodo de tiempo que para una de litología dura. De esta manera se pone énfasis en la evolución de la forma, denotando cuán rápido pueden darse los cambios morfológicos en relación a las dinámica a las que se encuentran expuestos los acantilados según su litología/dureza.

Tomando en cuenta las observaciones de ARAYA-VERGARA (1982), quien señala que más del 90% de la costa es acantilada, de la cual el 92% se encuentra estable y un 6% en retroceso, además de destacar la importancia de la composición litológica como principal condicionante, vinculada a procesos erosivos-depositacionales posteriores al abandono.

Sumado a esto y en relación a la evolución de estas formas abandonadas, pareciera además relevante indicar las condiciones dinámicas que la rodean como son las características climáticas a las que se exponen, pues también resulta un factor importante a considerar en su evolución según la frecuencia e intensidad que puedan tener diferentes fenómenos meteorológicos sobre las formas encontradas en el paisaje.

En lo que refiere a los cordones de playa, tanto holocenos como pleistocenos, se entienden en su génesis originados desde bermas de playa en un ambiente de progradación (OTVOS, 2000; BIRD, 2008) y por caída del nivel relativo del mar (OTA & PASKOFF, 1993). Con respecto a los paleocordones de playa desarrollados sobre el nivel de terraza marina II, estudios referidos señalan que representan líneas de costa abandonadas durante procesos de regresión marina (QUEZADA *et al*, 2007, PFEIFFER *et al*, 2011), relacionados a momentos de estabilidad durante la progresiva caída del nivel del mar (BENADO, 2000), para el área en estudio durante el MIS 11 (SAILLARD, 2008). La particularidad de los paleocordones pleistocenos formados en el área de estudio es que son muy poco comunes, ya que su preservación suele darse mayormente en climas áridos donde el efecto de la erosión es más limitado (como señalan QUEZADA *et al* (2007) en el área Caldera-Bahía Inglesa y Península Mejillones), sin embargo la preservación de este microrrelieve ha sido posible por el desarrollo de calcretas resistente a la erosión química y mecánica generada por las condiciones húmedas que caracterizaron el Pleistoceno Tardío y el Holoceno Medio (PFEIFFER *et al*, 2011).

Una de las dificultades generadas por los cordones de playa del Holoceno es su identificación, pues la fotointerpretación de ellos resulta compleja al momento de individualizarlos, si bien en terreno se pueden apreciar algunos cambios que producen en el relieve de la terraza marina V y distinguir por su diferente tonalidad en fotografías aéreas e imágenes satelitales, la vegetación e interferencia en el nivel no permiten realizar la identificación completa de la forma, por lo que en relación a la escala de trabajo y su significancia geomorfológica se decidió mantener los cordones identificados por OTA & PASKOFF (1993) en la representación cartográfica.

Los cordones de playa son un indicador de la progradación que se ha producido en la playa (BIRD, 2008) durante el Holoceno, situación que pareciera mantenerse durante los últimos años, pues como indica NOVOA (1991) la playa progradó durante el periodo 1954-1978, e indicadores vistos en terreno como perfiles acresionales y presencia de dunas embrionarias apuntan en la misma dirección, corroborando la tendencia de SOTO *et al* (2013). Esta situación de progradación podría verse beneficiada por la condición de abrigo que produce el *headland* del cordón Altos de Talinay. Por otra parte BIRD (2008) señala que el tamaño de los cordones de playa es relativo al tamaño de las olas que los forman, y considerando la dificultad de su identificación en terreno como a través de imágenes aéreas, se concluye que las condiciones de las bahías y su dinámica costera han poseído condiciones de baja energía similares a las actuales, al menos durante el Holoceno.

Finalmente el análisis de la morfoestructura y procesos asociados a los resultados geomorfológicos expuestos, presentan una clara concordancia con la clasificación de ARAYA-VERGARA (1976), que inserta estas bahías la categoría de “región de costas abrasivo y erosivo tectónicas con bahías lobuladas protegidas” aludiendo a los principales factores modeladores que influyen la morfología distinguida, incluyendo como principales elementos las terrazas marinas, los *headlands* como elementos modeladores de protección, ambos influenciados por la tectónica regional.

5.2 Conclusiones

De acuerdo a los análisis realizados, ambas bahías en estudio mantienen una dinámica costera bastante estable durante el tiempo, lo que se aprecia en variaciones mínimas en sus anchos de rompientes, anchos de playa y tipos de rompientes, caracterizadas por su baja energía. Para el caso analizado, la estructura de estas bahías en zeta se considera como la variable de mayor peso dentro de la morfodinámica costera, pues produce grandes influencias en el litoral cercano, relacionando el alto nivel de refracción generado por los *headlands* en conjunto con la posición relativa de las bahías, predominantemente oblicuas, lo que se refleja en una fuerte condición de abrigo a las bahías y es coherente con los resultados obtenidos. De esta forma las variaciones que pueda sufrir el oleaje y vientos predominantes del suroeste se ven amortiguados al entrar en contacto con el *headland* del cordón montañoso Altos de Talinay antes de llegar a las bahías, por lo que las variaciones registradas quedarían sujetas a la acción de vientos y oleajes locales. Si bien el estudio de la playa indica el estado estacional de ella, la evidencia acumulada señala que ésta presenta una tendencia generalizada a la progradación. Por otra parte la alta refracción del oleaje, la distribución de formas dunares y el ataque diferencial dentro de las bahías tienen estrecha relación y concordancia con la teoría de ensenada, siendo estos principios aplicables a bahías de orientación al *swell* esencialmente oblicua con una fuerte influencia estructural.

Con respecto a la caracterización geomorfológica, los principales elementos distinguidos son las terrazas marinas, acantilados, cordones de playa, dunas, lagunas litorales y playas arenosas. Las formas litorales de génesis holocénica, principalmente las dunas, son las que reciben influencia de la dinámica litoral, y son resultados de la asociación de la dinámica interna terrestre y el comportamiento diferencial del oleaje que las distribuye y condiciona su desarrollo. En este sentido la presencia de dunas embrionarias en las bahías pueden ser interpretadas como parte la sucesión que lleva desde la formación de cordones de dunas anteriores, a cordones de playa y potenciales paleocordones de playa. De esta manera la dinámica litoral actual en conjunción con factores tectónicos y estructurales que actúan en una escala temporal mayor llevan a la formación del paisaje geomorfológico actual en una asociación de largo período, que en relación a las variaciones glacio-eustáticas y los efectos del solevantamiento, han dado paso a la formación de un paisaje costero dominado por los niveles de terrazas marinas, no sólo a nivel local, lo que señala a las variables tectónicas como uno de los agentes externos de mayor trascendencia espacial como temporalmente.

De esta manera tanto la dinámica costera como la geomorfología se presentan como dos fenómenos individuales, sin embargo en las áreas litorales es difícil que puedan ser desagregados y analizados de manera independiente pues los resultados de formas, dinámicas y flujos se generan en conjunción de estos dos elementos, debido a que se influyen y desarrollan de forma vinculada confiriendo características particulares a cada bahía o ensenada.

BIBLIOGRAFÍA

ANDRADE, B., CONDEZA, A., ELIZALDE, P., HALABY, M. 2004 Morfología de acantilados y plataformas litorales en la costa de Chile central entre la boca de Rapel y Boyecura (33° 54'S – 34° 41'). *Rev. Geogr. Terra Australis*, 49: 299-311.

ARAYA, C. 2010. Morfogénesis evolutiva y sedimentología del sistema de dunas costeras de La Trinchera, Región del Maule. Memoria para optar a título de geógrafo. Universidad de Chile. Santiago, Chile.

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

ARAYA-VERGARA, J. F. 1982. Análisis de la localización de los procesos y formas predominantes de la línea litoral de Chile. *Observación Preliminar*. *Rev. Informaciones Geográficas*. Chile, 29: 35-55.

ARAYA-VERGARA, J. F. 1983. Influencias morfogenéticas de los desalineamientos y líneas de costa contrapuestas en el litoral de Chile central. *Rev. Informaciones Geográficas*. Chile, 30: 3-23.

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

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. 2003 Morfogénesis de la ensenada zeta y de la terraza estuarial asociada en Pichilemu. Prototipo para Chile Central. *Rev. Investigaciones Geográficas*. Chile, 37: 41 – 65.

ARRIAGADA, J. 2009. Geomorfología estuarial comparada en la zona semiárida de Chile. Casos de Copiapó y Choapa. Tesis para optar al grado de magister en geografía. Universidad de Chile. Santiago, Chile.

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. Universidad de Chile. Santiago, Chile.

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. Geostudies, University of Melbourne, Australia.

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

CASTRO, C. 1984-1985. Reseña del estado actual de conocimiento de las dunas litorales en Chile. Rev. Geogr. Terra Australis, 28: 13-32.

CASTRO, C. & MORALES, E. 2006. La zona costera, medio natural y ordenación integrada. GEOlibros, Pontificia Universidad Católica de Chile. Santiago, Chile.

CHARRIER, R., PINTON, L., RODRIGUEZ, M. 2007. Tecnostratigraphic evolution of the andean Orogen in Chile. En: Moreno, T. & Gibbons, W. [eds.] The Geology of Chile. The Geological Society, Londres: 21:114.

DAVIDSON-ARNOT, D. 2010. Introduction to coastal processes and geomorphology. Cambridge University Press, Cambridge.

EMERY, K. 1961. A simple method of measuring beach profiles. Limnology and oceanography, V., 6: 90 – 93.

EMPARAN & PINEDA. 2006. Geología del área Andacollo – Puerto Aldea, Región de Coquimbo. Esc: 1:100.000. Servicio Nacional de Geología y Minería. No. 96. Santiago.

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

GIMÉNEZ, D. 2012. Caracterización de la estructura geomorfológica y dinámica costera de las ensenadas de La Ligua, Horcón y Quintay. Región de Valparaíso. Memoria para optar al grado de geógrafo. Universidad de Chile. Santiago, Chile.

GOMEZ, S. 2008. Relaciones dinámicas de la línea litoral de una ensenada de Chile central, caleta los Piures. Memoria para optar al título profesional de geógrafa. Universidad de Chile. Santiago, Chile.

GUILCHER, A. 1954. Morphologie littorale et sousmarine. Paris, Presses Universitaires de France. 216 pp.

HEINZE, B. 2003. Active intraplate faulting in the forearc of north central Chile (30- 31°S): Implications from neotectonic field studies, GPS data, and elastic dislocation modeling. Scientific Technical report, Geoforschungszentrum, Potsdam, Germany.

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.

LOPEZ. M.C. 1965. Estudio de los depósitos marinos de la bahía de Tongoy. Memoria para optar al título de geólogo. Universidad de Chile. Santiago, Chile.

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.

MARTINEZ, C. 2007. Shoreline changes in Concón and Algarrobo bays, central Chile, using an adjustment model. *Investigaciones Marinas*, 35 (2): 99-112.

MASSELINK, G. & PATTIARATCHI, C. 1998. Morphological evolution of beach cusps and associated swash circulation patterns. *Marine Geology*, 146: 93–113.

MUÑOZ, F. 2005. Análisis de la dinámica costera en ensenadas de Chile Central. Litoral de Cachagua y Papudo. Memoria para optar a título de Geógrafo. Universidad de Chile. Santiago, Chile.

NOVOA, J. 1991. Cambios recientes en la línea litoral, área intercomunal La Serena-Coquimbo (IV Región) Chile Semiárido, análisis comparativo (1954-1978). *Rev. Geogr. Terra Australis*, 35: 35 – 45.

NOVOA, J. & LÓPEZ, D. 2001. Libro Rojo de la Flora Nativa y de los Sitios Prioritarios para su Conservación: Región de Coquimbo. IV Región: El Escenario Geográfico Físico Ediciones Universidad de La Serena. La Serena, Chile, 2: 13 – 28.

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. Universidad de Chile. Santiago, Chile.

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.

OTTMAN, F. 1964. Introducción a la geología marina y litoral. Trad. por A. Riggi (1967). Editorial Universitaria de Buenos Aires. 287 p.

OTVOS, E. 2000. Beach ridges — definitions and significance. *Geomorphology*, 32: 83–108.

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

PASKOFF, R. & MANRIQUEZ, H. 1997. Manejo del borde costero y manejo sustentable en Chile Central. *Rev. Geogr. Terra Australis*, 42: 73 – 89.

PFEIFFER, M. 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.

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

QUEZADA, J., GONZÁLEZ, G., DUNAI, T., JENSEN A & J. JUEZ-LARRE. 2007. Alzamiento litoral Pleistoceno del norte de Chile: Edades ^{21}Ne de la terraza costera más alta del área de Caldera-Bahía Inglesa. *Rev. Geológica de Chile*, 34 (1): 81-96.

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.

SERNAGEOMIN, 2002. Mapa Geológico de Chile. Esc: 1:1.000.000 Servicio nacional de Geología y Minería. Básica No. 75. Santiago.

SHORT, A. 1999. Handbook of beach and shoreface morphodynamics. Ed. Andrew Short, Wiley.

SOTO, M., ARAYA-VERGARA, J., CASTRO C. 2004. Variación de condición de ataque y de zona de rompiente en la ensenada de Pichilemu, VI Región. Resúmenes XXIV Congreso de Ciencias del Mar. Coquimbo: Sociedad Chilena de Ciencias del Mar.

SOTO M.V. 2005. Aspectos morfodinámicos de ensenadas desalineadas del litoral de Chile central, Pichilemu y Caleta Los Piures. *Rev. de Geografía Norte Grande*, 33: 73-87.

SOTO & ARRIAGADA. 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., RODOLFI, G. 2012. Condiciones geodinámicas derivadas del terremoto de 2010 en el litoral de Pichilemu. Inédito, Informe final Proyecto Fondecyt 1100223.

SOTO, M.V., DILLENBURG, S.R., ARRIAGADA, J., CABELLO, M. 2013. Evolución geomorfológica de la barrera litoral de la ensenada de Tongoy, semiárido de Chile. Actas XXXIII Congreso de Ciencias del Mar, Antofagasta, Chile.

VARGAS, I. 1990. Interacciones oleaje-playas-dunas en Rocas de Santo Domingo. Informe de práctica profesional para optar al título de geógrafo. Universidad de Chile. Santiago, Chile.

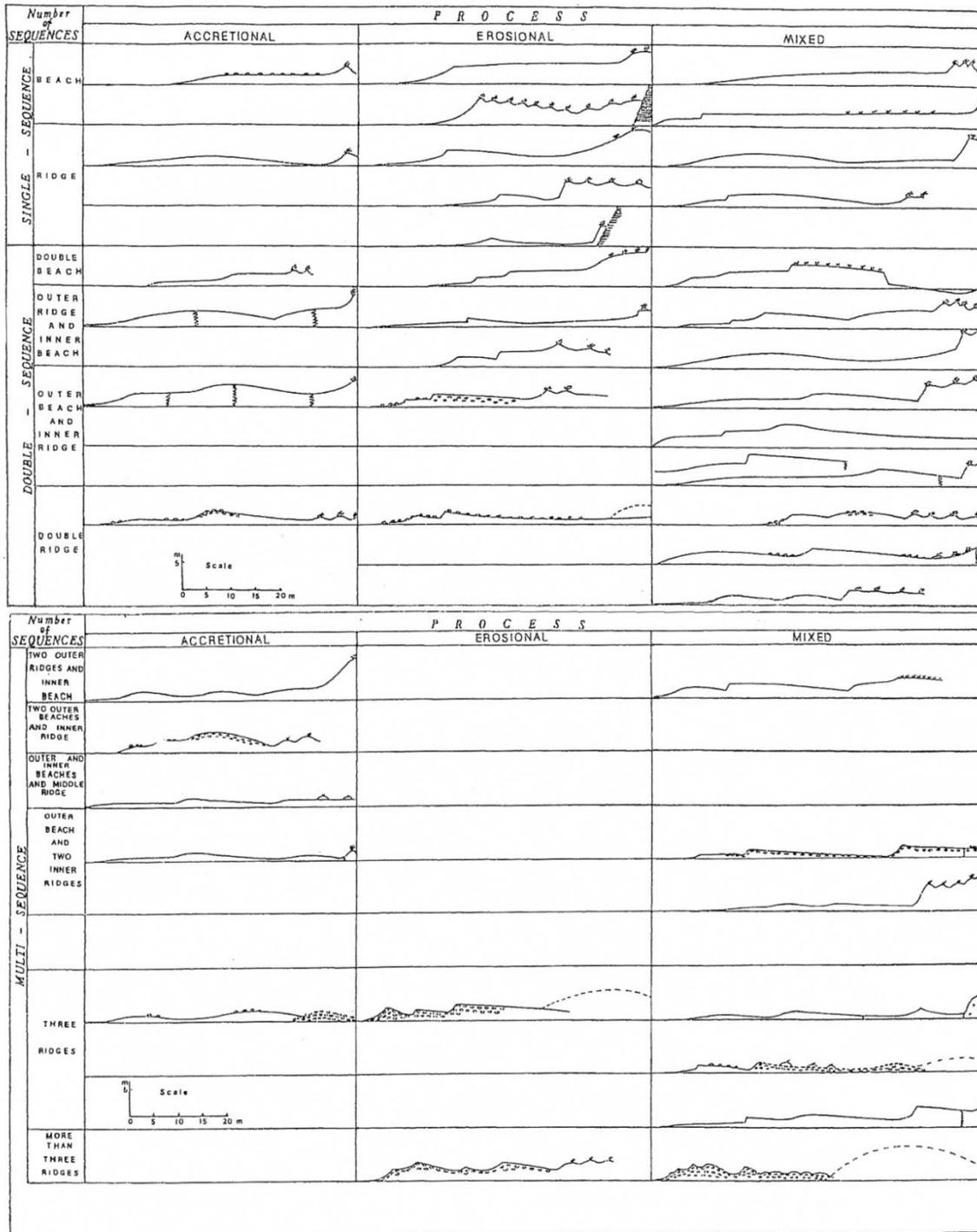
VELOSO, B. 2005. Estructura y dinámica del sistema dunar de Longotoma. Memoria para optar a título de geógrafa. Universidad de Chile. Santiago, Chile.

VILLAGRAN C. 2007. Dinámica costera en el sistema de bahías y ensenadas comprendidas entre Bahía Los Choros y Bahía Tongoy. Memoria para optar al título de geógrafo. Universidad de Chile. Santiago, Chile.

ANEXOS

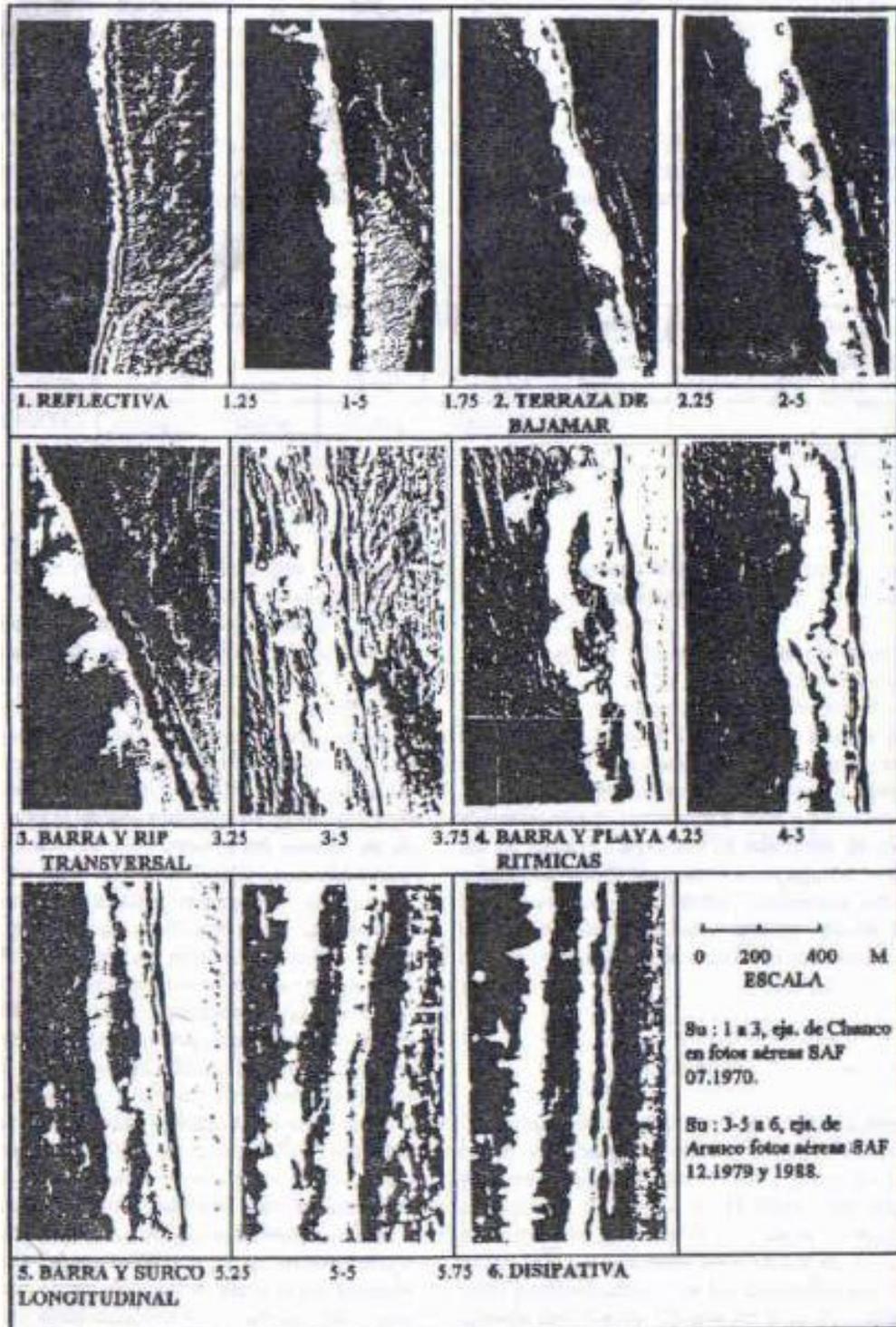
Anexo 1:

Clasificación morfogenética de perfiles de playa. Fuente: ARAYA-VERGARA, 1986.

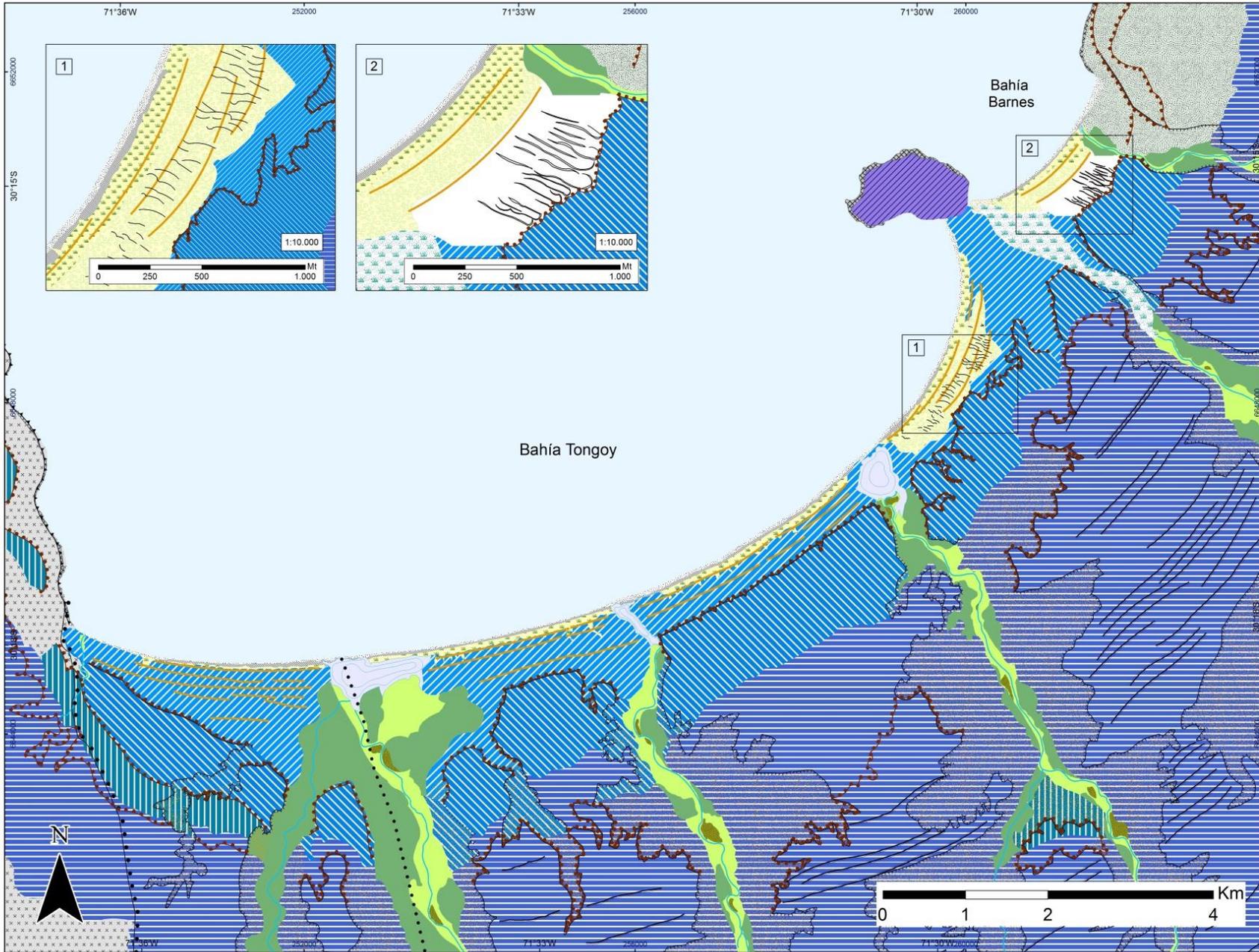


Anexo 2:

Clasificación de Tipos de Zona de Rompiente de WRIGHT & SHORT (1984 en SHORT, 1999), modificado por ARAYA-VERGARA (1996) para su uso en fotografías aéreas.
Fuente: ARAYA-VERGARA, 1996.



Geomorfología Litoral de Tongoy




 Universidad de Chile
 Departamento de Geografía
 Proyecto FONDECYT
 N° 1120234:
 Geodinámica y tendencia
 evolutiva del sistema litoral
 de la mega ensenada
 de Coquimbo.
 Diseño cartográfico:
 Geraldine Lagos
 Basado en Pfeiffer (2011),
 Empanán & Pineda (2006)**,
 Ota & Paskoff (1993)**,
 y Paskoff (1970)***



SIMBOLOGÍA	Morfotectónica	Sistema de Vertientes	Formas Fluviales	Formas Palustres	Formas Eólicas	Formas Litorales	Playa actual	Plataforma de abrasión	Superficie de erosión de terrazas marina****	TM II *	TM III *	TM IV *	TM V *
	Falsa cubierta Pachingo ** Falsa normal Puerto Aldea**	Monoclinales Graníticas	T ⁺ T ⁻ Bancos fluviales	Humedal Lagunas litorales Nivel palustre	Dunas anteriores Dunas longitudinales y parabólicas Dunas transversales vegetadas Paleodunas ****	Acantilado muerto Acantilado vivo Escarpe de terrazas Paleocordones de playa ** Cordones de playa holocenos *** Flecha Litoral	Playa actual	Plataforma de abrasión	Superficie de erosión de terrazas marina****				

Sistema de Coordenadas
 Universal Transversal
 de Mercator
 Datum WGS 1984
 Huso 19 Sur
 Escala
 1:25.000

