



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

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

DAVID ALEJANDRO GIMÉNEZ BURGOS

Profesora Guía: María Victoria Soto Bäuerle

Santiago – Chile

2012

*Agradezco a Dios, a mi familia y mis amigos,
a mis compañeros y a mi profesora guía*

ÍNDICE GENERAL

RESUMEN.....	7
1. INTRODUCCIÓN.....	8
1.1. Propósito	8
1.2. Estado de asunto.....	8
2.1.1. Tipos de costas.....	8
2.1.2. Oleaje, mareas y corrientes.....	10
2.1.3. Playas y ensenadas.....	12
2.1.4. Dunas litorales.....	17
2.1.5. Acantilados, plataformas litorales y terrazas marinas.....	20
2.1.6. Desembocaduras de Chile central.....	24
2. OBJETIVOS.....	26
3. HIPÓTESIS.....	26
4. MATERIALES Y MÉTODOS.....	27
4.1. Procedimientos.....	27
4.2. Área de estudio.....	28
4.3. Geología del área de estudio.....	31
4.3.1. Geología de las ensenadas de La Ligua y Horcón.....	31
4.3.2. Geología de la ensenada de Quintay.....	36
4.4. Geomorfología de la Región de Valparaíso.....	40
5. RESULTADOS.....	42
5.1. Ensenada de La Ligua.....	42
5.1.1. Geomorfología.....	42
5.1.2. Morfometría y orientación de playas.....	48
5.1.3. Morfodinámica costera.....	48
5.2. Ensenada de Horcón.....	56
5.2.1. Geomorfología:.....	56
5.2.2. Morfometría y orientación de Bahía Horcón.....	60

Caracterización de la estructura geomorfológica y dinámica costera de las ensenadas de La Ligua, Horcón y Quintay. Región de Valparaíso

5.2.3. Morfodinámica costera	60
5.3. Ensenada de Quintay	68
5.3.1. Geomorfología.....	68
5.3.2. Morfometría y orientación de Playa Quintay	71
5.3.3. Morfodinámica costera.....	71
6. DISCUSIÓN.....	76
7. CONCLUSIONES.....	82
8. BIBLIOGRAFÍA.....	83
9. ANEXOS.....	87

ÍNDICE DE FIGURAS

Fig. 1: Subducción de la placa de Nazca bajo la de Sudamericana.....	9
Fig. 2: Bloque diagrama representativo de la región de costas abrasivo y erosivo tectónicas con bahías lobuladas protegidas.....	10
Fig. 3: Representación de la refracción del oleaje.....	11
Fig. 4: Orientación de playas.....	14
Fig. 5: Continuum dunar.....	18
Fig. 6: Continuum dunar desde las antedunas hasta la duna transgresiva.....	19
Fig. 7: Esquema evolutivo de un acantilado.....	21
Fig. 8: Acantilado muerto, acantilado estabilizado y acantilado vivo.....	21
Fig. 9: Tipos de plataformas litorales y acantilados según su posición con respecto a la marea.....	22
Fig. 10: Tipos de plataforma litoral según forma del perfil.....	23
Fig.: 11: Acantilados de norte de Chile asociados a escarpes de falla.....	23
Fig. 12: Sucesión escalonada de terrazas marinas	24
Fig. 13: Tipos de estuario.....	25
Fig. 14: Área de estudio.....	29
Fig. 15: Bahía La Ligua.....	30
Fig. 16: Bahía Horcón.....	30
Fig. 17: Ensenada de Quintay.....	31
Fig. 18: Carta geológica de Bahía La Ligua.....	35
Fig. 19: Carta geológica original de Rivano <i>et al.</i> (1993) de bahía La Ligua.....	32
Fig. 20: Carta geológica de Bahía Horcón.....	35
Fig. 21: Carta geológica original de Rivano <i>et al.</i> (1993) de bahía Horcón.....	32
Fig. 22: Carta geológica de Quintay.....	39
Fig. 23: Bloques tectónicos de la planicie litoral de Quintay.....	39
Fig. 24: Unidades de relieve de la Región de Valparaíso.....	40
Fig. 25: Fallas y bloques en las planicies litorales de la Región de Valparaíso.....	41
Fig. 26: Carta geomorfológica de Bahía La Ligua.....	47
Fig. 27: Pichicuy. Urbanización del campo de dunas.....	43
Fig. 28: Longotoma. Sucesión de cordones de anteduna en la zona distal de la playa....	43
Fig. 29: Pichicuy. Acantilado muerto y dunas ascendentes.....	44
Fig. 30: Detalle de las dunas ascendentes de Pichicuy.....	44
Fig. 31: Perfil transversa en la zona sur de la playa de Longotoma.....	44
Fig. 32: Punta La Ligua. Plataforma litoral al pie del acantilado.....	45
Fig. 33: Pichicuy. Acantilado estabilizado con evidencias de ataque basal.....	45
Fig. 34: Sector próximo al representado en la Fig. 33.....	46
Fig. 35: Parámetros morfométricos y orientación de playas de bahía La Ligua.....	48
Fig. 36: Diagrama de refracción del oleaje de Bahía La Ligua.....	49
Fig. 37: Playa Pichicuy. Tipo de zona de rompiente.....	49
Fig. 38: Playa Pichicuy. Ancho de zona de rompiente.....	50
Fig. 39: Playa Pichicuy. Ancho de playa.....	50
Fig. 40: Playa Pichicuy, perfil de zona proximal.....	51
Fig. 41: Playa Pichicuy, perfil de zona media.....	51

Fig. 42: Playa Pichicuy, perfil de zona distal.....	52
Fig. 43: Playa Longotoma. Tipo de zona de rompiente.....	53
Fig. 44: Playa Longotoma. Ancho de zona de rompiente.....	53
Fig. 45: Playa Longotoma. Ancho de playa.....	54
Fig. 46: Playa Longotoma, perfil de zona proximal.....	54
Fig. 47: Playa Longotoma, perfil de zona media.....	55
Fig. 48: Playa Longotoma, perfil de zona distal.....	55
Fig. 49: Carta geomorfológica de Bahía Horcón.....	59
Fig. 50: Bahía Horcón. Acantilado arenoso con notch en la base.....	56
Fig. 51: Bahía Horcón, acantilado sumergido.....	57
Fig. 52: Bahía Horcón. Acantilado arenoso con plataforma litoral.....	57
Fig. 53: Caucau. Acantilado granítico con plataforma litoral.....	58
Fig. 54: Parámetros morfométricos y orientación de Bahía Horcón.....	60
Fig. 55: Diagrama de refracción del oleaje de Bahía Horcón.....	60
Fig. 56: Bahía Horcón. Tipo de zona de rompiente.....	61
Fig. 57: Bahía Horcón, ancho de zona de rompiente.....	62
Fig. 58: Bahía Horcón. Ancho de playa.....	62
Fig. 59: Condición global de ataque en la ensenada de Cachagua-Maitencillo.....	63
Fig. 60: Playa Caucau. Tipo de zona de rompiente.....	64
Fig. 61: Playa Caucau. Ancho de zona de rompiente.....	64
Fig. 62: Playa Caucau. Ancho de playa.....	65
Fig. 63: Playa Caucau, perfil de zona proximal.....	65
Fig. 64: Playa Caucau, perfil de zona media.....	66
Fig. 65: Playa Caucau, perfil de zona distal.....	66
Fig. 66: Erosión basal en el acantilado de la ensenada de Cachagua.....	67
Fig. 67: Carta geomorfológica de Quintay.....	70
Fig. 68: Bloque tectónico Quintay visto desde el bloque Curauma.....	68
Fig. 69: Escarpe de falla de origen tectónico al norte de playa Quintay.....	69
Fig. 70: Caleta Quintay. Borde costero con estructuras de protección en la plataforma.....	69
Fig. 71: Parámetros morfométricos de playas de Quintay.....	71
Fig. 72: Diagrama de refracción del oleaje en la ensenada de Quintay.....	71
Fig. 73: Playa Quintay. Tipo de zona de rompiente.....	72
Fig. 74: Playa Quintay. Ancho de zona de rompiente.....	73
Fig. 75: Playa Quintay. Ancho de playa.....	73
Fig. 76: Playa Quintay, perfil de zona proximal.....	74
Fig. 77: Playa Quintay, perfil de zona media.....	74
Fig. 78: Playa Quintay, perfil de zona distal.....	74

RESUMEN

El trabajo presenta la descripción de la geomorfología de las ensenadas de La Ligua, Horcón y Quintay, también se analiza la dinámica del litoral cercano de cada una de ellas, sustentada en el concepto del efecto ensenada y de las variaciones espaciales en la morfología costera, considerando la refracción del oleaje, los cambios espaciotemporales en el tipo de zona de rompiente, el ancho de zona de rompiente, el ancho de playa y la elaboración de perfiles de playa. Las geoformas más comunes de la línea litoral corresponden a acantilados, ocupando playas y campos dunares espacios relativamente menores. Por las zonas interiores, en tanto, la presencia de terrazas marinas es importante y común a toda el área de estudio. Una distribución diferencial de la energía del oleaje incidente es reflejada en la relación entre la orientación de la línea litoral y la refracción del oleaje, siendo bahía La Ligua una ensenada de posición transversal con rompientes de energía media a alta, Horcón una bahía en la que la posición de la costa cambia de sur a norte, desde una playa longitudinal protegida por una saliente, con rompientes de baja energía, hacia otra oblicua expuesta al oleaje, con playas de energía media a alta. Quintay, por su parte, posee una playa oblicua donde la energía del oleaje es homogénea a lo largo de ella (intermedia de baja energía). Se concluye que la geomorfología manifiesta la influencia estructural de la actividad tectónica, especialmente por la presencia de terrazas marinas en toda el área de estudio, así como el predominio de la erosión marina en la línea litoral por la mayor extensión que cubren los acantilados. También se concluye que las ensenadas poseen dinámicas diferenciales en función del arribo del oleaje, explicándose esta situación según las relaciones entre factores estructurales (orientación de la costa) y oceanográficos (arribo del oleaje y refracción).

Palabras clave: geomorfología costera, morfodinámica costera, efecto ensenada.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Propósito

Los fenómenos geomorfológicos presentes en la zona costera están asociados a formas y agentes particulares derivados de la convergencia de tres ámbitos de la Tierra: la atmósfera, la hidrósfera y la litósfera (SHORT, 1999a). Las formas, procesos y agentes característicos del medio litoral interactúan de manera constante entre sí (BIRD, 2008) otorgándole a éste una importante dinámica espaciotemporal.

La zona costera, dadas sus cualidades, permite una amplia diversidad de usos e intervenciones por parte del ser humano, que derivan comúnmente en presiones para la expansión de los asentamientos costeros (PASKOFF & MANRÍQUEZ, 1997). Es fundamental comprender que al ser la morfología costera el resultado de procesos dinámicos, las constantes alteraciones humanas al medio litoral muchas veces implican modificaciones a estos procesos, y por ende, a las formas con las que interactúan, siendo necesario de tomar en cuenta como variable a la dinámica temporal dentro de la evolución de los paisajes costeros.

El conocer la geomorfología y los procesos involucrados en el desarrollo del medio morfológico litoral es un fin en sí mismo, de modo que es necesaria la comprensión de las relaciones existentes entre los diversos agentes genéticos, que funcionan como un sistema dinámico y variable, en donde son desarrolladas formas de actividad y evolución diferente.

En Chile, producto de la interacción entre las placas tectónicas de Nazca y Sudamérica, la morfología de la zona costera está fuertemente condicionada por la estructura (PASKOFF, 2005), por lo cual, la línea litoral dominante es rocosa, escarpada o acantilada (ARAYA-VERGARA, 1982a), mientras que en muchas bahías y ensenadas, al estar igualmente desarrolladas bajo la influencia estructural, tiende a producirse una distribución desigual de la energía del oleaje incidente dada la refracción (MARTÍNEZ, 2001) habiendo, por lo tanto, diferencias en la dinámica y evolución de las formas (SOTO & ARRIAGADA, 2007).

El propósito de este trabajo es estudiar la geomorfología y la dinámica costera de las ensenadas de La Ligua, Horcón y Quintay, ubicadas en la Región de Valparaíso, a fin conocer las unidades costeras desarrolladas en ellas, los procesos involucrados y la influencia de la oceanografía del litoral cercano en su desarrollo.

1.2. Estado del asunto

1.2.1. Tipos de costas

Dentro de las caracterizaciones para clasificar los tipos de costa han sido identificados dos tipos elementales, las costas bajas o depositacionales (constructivas) y las costas escarpadas o de erosión (destructivas) (CASTRO & MORALES, 2006).

En las costas de depositación predominan los procesos de reagrupamiento y estabilización de sedimentos, siendo las playas y las dunas las formas más comunes. Este tipo de costas se encuentra en constante reajuste morfológico al componerse de materiales desagregados, poseyendo dinámicas muy cambiantes en cortos períodos (SHORT, 1999a). Las costas erosivas, por su parte, incluyen a los acantilados y plataformas litorales, siendo distintivo de este tipo de formas la erosión marina, presentando su desarrollo condicionado por las características estructurales de los afloramientos costeros (BIRD, 2008).

Otra clasificación para las costas es aquella que las agrupa según los movimientos isoeustáticos o glacioeustáticos (STRAHLER & STRAHLER, 1989). Así, están definidas las costas de emersión cuando implican la exposición subaérea de los relieves submarinos por retirada del mar o ascenso del terreno, y costas de inmersión cuando aluden a la transgresión del mar debido a un aumento en el nivel de las aguas o a un descenso cortical. En la costa de Chile central existen formas que evidencian procesos de alzamiento tectónico y emersión del relieve, tales como terrazas marinas emergidas o líneas de paleocosta (QUEZADA *et al.*, 2007).

La tectónica de la costa chilena está explicada por la interacción entre la placa oceánica de Nazca y la placa continental de Sudamérica, que produce un margen continental activo en donde la subducción de la placa de Nazca bajo la Sudamericana corresponde al mecanismo fundamental del que derivan la actividad tectónica y las características estructurales de la costa en Chile (Fig. 1). Al respecto, la emersión del fondo marino es explicada por el ascenso isostático a raíz de la subducción, estando el rol de las variaciones eustáticas subordinado a la mayor magnitud del alzamiento del relieve costero, para explicar la presencia de formas de origen marino sobre el nivel del mar (R. Rauld, comunicación personal).



Fig. 1: Subducción de placa de Nazca bajo la de Sudamérica. Mecanismo estructural fundamental asociado a la tectónica de la costa chilena. Fuente: Charrier *et al.* (2007).

Geomorfológicamente, la costa chilena ha sido sectorizada por ARAYA-VERGARA (1976) en una serie de regiones de acuerdo a la existencia de formas características. Para gran parte de Chile centro-norte corresponde la denominada “región de costas abrasivo y erosivo tectónicas con bahías lobuladas protegidas” (ARAYA-VERGARA, 1976) (Fig. 2). Esta región geomorfológica destaca por una gran alternancia entre rocas duras y blandas que le dan un alto grado de indentación e irregularidad a la línea litoral, así como por la presencia de acantilados, terrazas marinas y bahías en herradura.

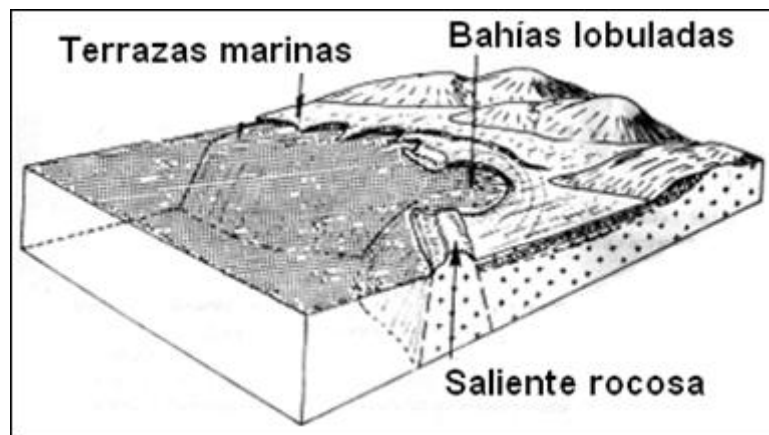


Fig. 2: Bloque diagrama representativo de la “región de costas abrasivo y erosivo tectónicas con bahías lobuladas protegidas”. Fuente: Araya-Vergara (1976).

1.2.2. Oleaje, mareas y corrientes

a) Las olas:

Son el principal agente geomorfológico del mar (CASTRO & MORALES, 2006) estando su acción condicionada según la resistencia de las formaciones costeras, así como por la refracción (Fig. 3) (BIRD, 2008). Este fenómeno, dado que produce el desvío y la concentración de las olas en torno a zonas menos profundas, es asociado a una distribución desigual de la energía del oleaje incidente a lo largo de la costa y en las bahías (MARTÍNEZ, 2001).

b) Tipos de olas según origen y energía:

Olas de mar de fondo (swell): Corresponden a olas originadas por el viento en centros en alta mar. Son muy regulares y tienen la capacidad de recorrer cientos o miles de kilómetros desde su sector de generación, siendo guiadas por el viento (CARTER, 1991, en DE PEDRAZA, 1996).

Cuando una costa está expuesta directamente al *swell* oceánico y a las tormentas es clasificada como “costa de alta energía de oleaje”, mientras que si está protegida de éstos factores se denomina como “costa de baja energía” (BIRD, 2008). La costa de Chile central, producto de su orientación expuesta al *swell* del suroeste, comprende una costa de energía media a alta de oleaje (ARAYA-VERGARA, 1986).

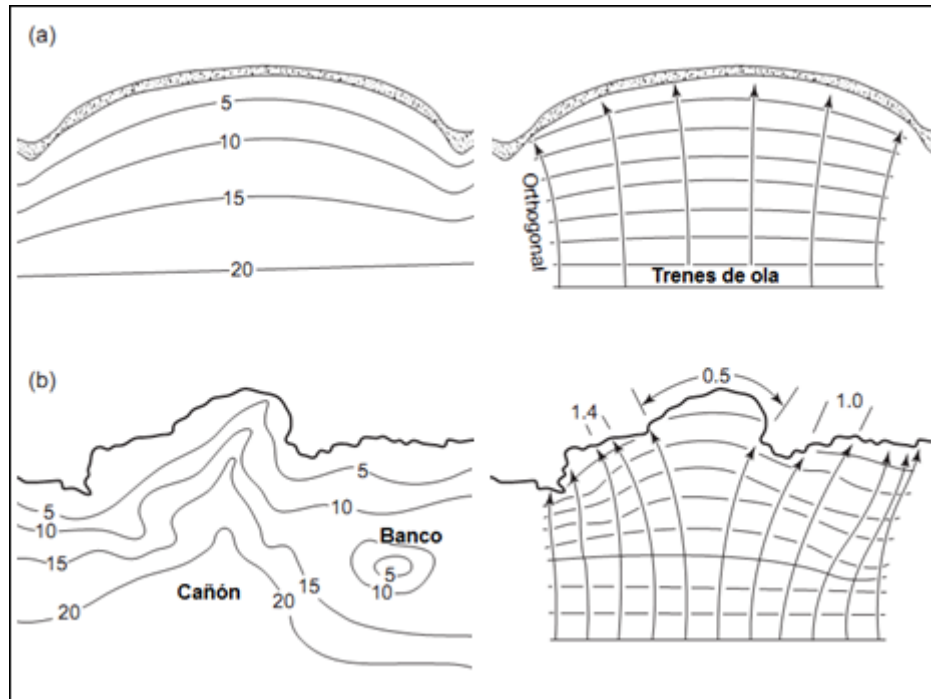


Fig. 3: Representación de la refracción de los trenes de ola. a) En una bahía; b) A través de una zona de cañón submarino. Fuente: Bird (2008).

Olas de tormenta: Son generadas bajo la influencia de tormentas en la costa. Tienen la capacidad de avanzar rápidamente impidiendo los flujos de retorno, provocando que su apilamiento les permita ocupar zonas que no alcanza el oleaje normal. Tienden a ser muy destructivas y de gran altura (6 a 14 mts.) (CARTER, 1991, en DE PEDRAZA, 1996).

Los fenómenos de marejadas o bravezas se deben al arribo a la costa del oleaje producido por tormentas en alta mar. Son comunes en invierno en el litoral norte y centro de Chile e involucran alta energía, con efectos morfológicos que pueden ser muy importantes en la evolución de las formas costeras (ARAYA-VERGARA, 1979).

Tsunamis: Son generados por procesos geológicos que impulsan y desplazan una columna de agua originando trenes sucesivos de olas propagados rápidamente en todas direcciones, que pueden viajar centenas de kms. por el mar a gran velocidad (DE PEDRAZA, 1996). Involucran mucha energía en un breve período, alcanzan grandes alturas (10 mts. y más) al acercarse a la costa inundando vastas áreas (LAGOS & CISTERNAS, 2008).

Los tsunamis generan modificaciones morfológicas muy importantes, dejando depósitos característicos y distintivos (LAGOS, 2004). Las zonas de subducción cortical son particularmente propensas a la generación de tsunamis, siendo aquella localizada en la costa pacífica de Sudamérica una de las principales, por lo cual estos fenómenos son recurrentes en la evolución de la costa chilena.

c) Las mareas:

Son oscilaciones periódicas en el nivel medio de las aguas debido a las interacciones gravitatorias entre la Tierra, la Luna y el Sol. Según su ritmo son denominadas como diurnas (una variación en 24 hrs.), semidiurnas (dos variaciones en 24 hrs.) y mixtas (dos pleas y dos bajas diarias de alturas desiguales). La magnitud de sus ascensos y descensos puede ser micromareal (menor a 2 mts.), mesomareal (entre 2 y 4 mts.) o macromareal (sobre 4 mts.) (HUGGET, 2007; BIRD, 2008). En la costa de Chile central las mareas poseen una amplitud media a baja y un régimen mixto de dominancia semidiurna (ARAYA-VERGARA, 1982a).

Las mareas determinan el espacio de acción del oleaje (CASTRO & MORALES, 2006; BIRD, 2008) definiéndose la zona intermareal como aquella que alterna entre pleas y bajas. Los rangos bajos de marea limitan el espacio de acción de las olas a una franja estrecha donde se concentra su accionar (ARAYA-VERGARA, 1982a).

d) Las corrientes de deriva y de retorno:

La disipación de la energía de las olas al romper genera una serie de corrientes que pueden ser perpendiculares o paralelas a la playa, estando éstas directamente relacionadas con el transporte de sedimentos y la transferencia de masa dentro de las ensenadas (AAGAARD & MASSELINK, 1999; MASSELINK *et al.*, 2006, en SOTO *et al.*, 2010).

Las olas que alcanzan la costa en sentido oblicuo permiten la generación de la deriva litoral (*longshore currents*) (AAGAARD & MASSELINK, 1999), como el *swell* oceánico del suroeste que arriba a las costas de Chile provocando una deriva dominante de dirección norte (ARAYA-VERGARA, 1985).

Las corrientes de retorno (*rip currents*) son típicas de playas intermedias, corresponden flujos perpendiculares a la playa de alta velocidad hacia mar adentro, a través de un canal o depresión en el fondo (*rip*). Están asociadas a la retirada de sedimentos desde las playas (AAGAARD & MASSELINK, 1999) y a la ocurrencia de cúspides de playa (*beach cusps*) en la cara de playa, siendo derivados del ataque directo del oleaje (SOTO, 2005).

1.2.3. Playas y ensenadas

Las playas corresponden a las formas de acumulación de sedimentos costeros más comunes, su fisonomía está influenciada por las características del oleaje incidente, por la estructura de las masas costeras y por los procesos del litoral cercano (SHORT, 1999b). Las playas operan con una serie de interacciones entre ellas y los agentes costeros (corrientes, mareas, vientos) (BIRD, 2008), lo cual implica que son sistemas muy dinámicos debido a que en ellas se concentra y disipa gran parte de la energía dirigida desde el mar a tierra firme (SHORT, 1999a), estando sujetas a constantes cambios morfológicos y topográficos (SHORT, 1999a; CASTRO & MORALES, 2006).

a) Headland-bay beaches y ensenadas en zeta:

Los términos *headland-bay beach* (SHORT, 1999b), *logspiral bay* y ensenada en zeta o medio corazón (ARAYA-VERGARA, 1983), han sido utilizados para denominar a las bahías y playas desarrolladas en medios morfoestructurales en los que existe una saliente (*headland*) que produce refracción del oleaje, interfiriendo en la incidencia de éste y en la distribución de su energía (KOMAR, 1998, en MARTÍNEZ, 2001), generándose un arribo diferencial de las olas a la costa que repercute en un modelado dinámico entre las ensenadas y dentro de ellas.

El *headland* es el punto cero de la bahía a partir del cual es producido un cambio sistemático en la distribución de la energía de las olas incidentes (SOTO 2005). MARTÍNEZ (2001) denomina este proceso como efecto de ensenada, en donde la interacción entre factores geomorfológicos y oceanográficos incide en el desarrollo de las formas de la bahía y en su comportamiento espacial y temporal, con condiciones dinámicas tanto para la morfología del litoral cercano (zona de rompiente) como en la unidades subaéreas (playas, dunas) (SOTO, 2005; SOTO & ARRIAGADA, 2007).

De acuerdo a MARTÍNEZ (2001), las variaciones espaciotemporales relativas a la transferencia de masa y energía entre los diferentes sectores están vinculadas estrechamente al tipo de zona de rompiente y a la orientación de la línea litoral. Asociado a este último aspecto, los tipos de orientación de playa determinan dinámicas y características distintivas según el arribo del oleaje, estando éstos definidos en función de la posición de la costa en relación a las olas incidentes, siendo determinante para Chile central la incidencia del *swell* del suroeste, existiendo entonces las playas transversales, oblicuas y longitudinales según su posición (Fig. 4) (ARAYA-VERGARA, 1982b).

La morfometría es un concepto asociado al análisis de playas y bahías que ha sido utilizado por ARAYA-VERGARA (1983) en la clasificación de una porción de la costa de Chile central. Es usada fundamentalmente para identificar características estructurales y geométricas de la costa mediante parámetros como el azimut, u orientación de la costa medida en grados con respecto al norte, que refleja la orientación de playa en grados; y el índice de curvatura, o relación entre el ángulo subtendido por la playa y el valor de un radián, que refleja el ángulo de abertura de la playa.

b) Perfiles de playa:

Las características morfológicas de las ensenadas en zeta quedan de manifiesto en la dinámica y en el balance sedimentario de las playas, repercutiendo esto directamente en la ocurrencia de variaciones espacio-temporales en los perfiles de playa (MARTÍNEZ, 2001). A partir de esto, es posible analizar el perfil subaéreo de una playa a fin de dar cuenta de los factores que inciden en su variabilidad y en su forma.

ARAYA-VERGARA (1986) clasificó los perfiles de playa según su connotación genética y morfológica, permitiendo su identificación mediante la relación entre las secuencias y

procesos que los han modelado, distinguiendo entre secuencias de playa (una, dos o más) y procesos morfológicos (erosivos, acrecionales o mixtos).

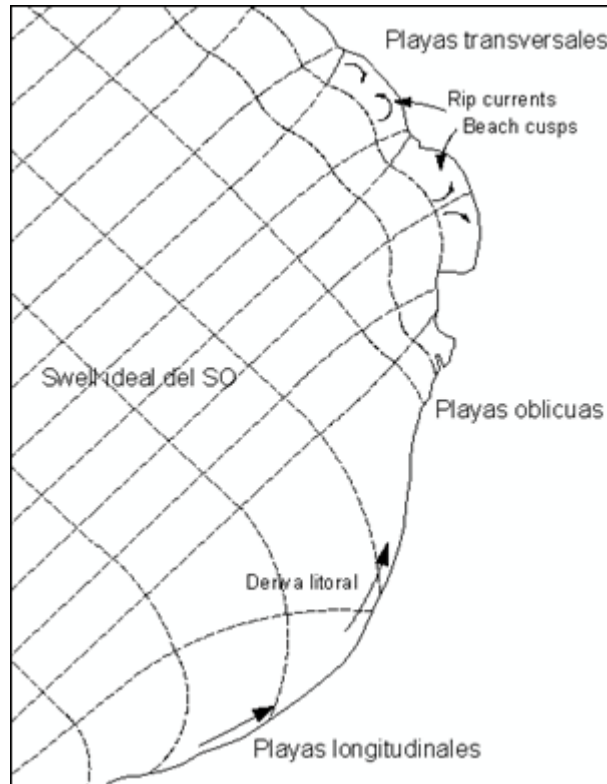


Fig. 4: Orientación de playas. Fuente: Araya-Vergara, 1982b.

La presencia de microacantilados y *beach cusps* permite analizar los perfiles de playa en función del ataque que realiza el oleaje, proceso que puede ser cuantificado mediante la observación de estas formas a partir de la idea de condición global de ataque (C.A.) (ARAYA-VERGARA, 1983), basada en los requisitos mínimos que requiere una forma para ser atacada por las olas. La C.A. es clasificada según un puntaje en baja (menos de 15), media (entre 16 y 30) y alta (mayor a 30).

La zona bajo la influencia del oleaje y las mareas puede dividirse en tres segmentos, el litoral cercano, la zona de *surf* y la zona de *swash* (SHORT, 1999b). El litoral cercano (*nearshore zone*) es el área a partir de la cual comienza la interacción entre el oleaje y el fondo marino, provocando que las olas adquieran mayor pendiente y velocidad para posteriormente romper. La zona de rompiente (*surf zone*) se compone de una serie de barras y surcos según la acción de las olas, comprende el área desde la línea de rompientes hasta la zona en la que éstas colapsan y generan un flujo que avanza hacia la playa (*swash*). Finalmente, la zona de *swash* tiende a ser relativamente estrecha, extendida desde el punto de colapso de las olas a partir del cual forman una delgada lámina que desborda en una corriente de ascenso (*swash*) que luego retrocede (*backswash*).

c) Morfodinámica de playas y playas dominadas por olas:

La morfodinámica de playas implica el constante ajuste morfológico al que están sometidas las playas debido a las variaciones y a las dinámicas del oleaje, de las mareas y de las corrientes, incidentes en los flujos de agua y sedimentos (SHORT, 1999b). El análisis de la morfodinámica está determinado por los tiempos de observación, por cual es requerida siempre la consideración del contexto morfoestructural de la ensenada, pues éste configura los patrones evolutivos generales del sistema (MARTÍNEZ, 2001).

Las playas dominadas por olas (SHORT, 1999b) han sido clasificadas en una serie de tipologías por WRIGHT & SHORT, 1984 (en SHORT, 1999b), las cuales derivan de la aplicación del parámetro Ω de Dean, representado de la siguiente forma:

$$\Omega = H_b / w_s * T$$

Donde H_b es la altura de la ola rompiente, w_s es la velocidad promedio del sedimento transportado y T es el período de la ola. Según el parámetro Ω , cuando $\Omega < 1$ la playa es reflectiva, si $\Omega > 5$, es disipativa y si Ω está entre 1 y 5, es intermedia.

ARAYA-VERGARA (1996) ha adaptado la clasificación de WRIGHT & SHORT (1984) para su uso en la fotointerpretación de fotografías aéreas.

Las playas dominadas por olas se presentan en la naturaleza como un *continuum*, pudiendo ellas variar morfológicamente según sean las condiciones dinámicas presentes (disponibilidad de sedimentos, clima, tipo de olas). A continuación son definidos los tipos de playa de WRIGHT & SHORT (1984, en SHORT, 1999b):

Playas disipativas (D): Están ubicadas en el extremo de alta energía del *continuum* de playas. Poseen una zona de surf muy ancha y de baja pendiente en la cual las olas al romper disipan su energía. Se encuentran en costas de exposición directa al *swell* oceánico y en ambientes donde la energía de las olas incidentes es alta.

Morfológicamente las caracteriza una zona de *swash* amplia, de baja pendiente y plana, que puede ir extendida desde el pie de la anteduna hasta la línea de más baja marea, con anchos comunes de 100 mts. o más. La zona de *surf* usualmente alcanza los 200 mts. de amplitud, conteniendo entre dos y cinco tenues barras y surcos paralelos. Las olas incidentes rompen al chocar contra la barra más externa, vuelven a formarse en el primer surco y rompen nuevamente al entrar en contacto con la barra posterior, y así de manera sucesiva.

Playas intermedias: Es el tipo más común, siendo ubicadas entre las playas de alta y las de baja energía. Su característica morfológica esencial es la existencia de una zona de surf horizontalmente segregada con barras y *rip currents*.

Las playas intermedias son las más variables, alcanzando en ellas la línea de costa el máximo grado de movilidad. Las barras poseen rápida posibilidad de migración según la dinámica del oleaje y de los sedimentos, permitiendo que varíe la morfología de la zona de *surf*. Estas playas son inherentemente inestables siendo constantes los cambios en el tipo de zona de rompiente.

Barra y surco longitudinal (LBT): Estas playas son definidas por una barra prácticamente continua paralela a la costa separada de ella por un surco. La línea de costa así como el surco tienden a ser relativamente rectos, mientras que la barra puede presentarse cruzada por *rip currents*. La cara de playa puede tener *cusps* o una berma con un escalón en la base.

En estas playas las olas rompen como voluta continua en la barra, son reformadas luego al atravesar el surco rompiendo nuevamente en la cara de playa. Las barras tienden a ser móviles hacia el interior, mientras que el flujo sedimentario hacia fuera está dado por las *rip currents*. Las corrientes longitudinales tienden a dominar en estas playas, por lo cual los mayores flujos de sedimentos son dados en dirección de la deriva, determinando intercambios restringidos entre la playa y la zona de rompiente que producen una alta variabilidad en el almacenamiento de arena (ARAYA-VERGARA, 1996).

Barra y playa rítmica (RBB): Corresponden a playas con morfología rítmica, la cual es manifestada en una barra y cara de playa de forma semilunar o creciente, estando ambas separadas por un surco. La barra alterna entre secciones más profundas que apuntan hacia el mar (*rips*) separadas de zonas de menor profundidad que apuntan hacia la playa. La cara de playa puede presentar *megacusps* (dentro de los cuales tienden a desarrollarse microacantilados).

En estas playas las olas rompen en las zonas menos profundas de la barra, pasando normalmente de largo en las secciones de mayor profundidad rompiendo en la cara de playa, el *backwash* de ambas rompientes puede concentrarse formando *rip currents*.

Barra y *rip* transversal (TBR): En estas playas las barras son transversales a la costa de manera similar a las playas rítmicas, salvo que aquí la barra está unida a la playa sin la presencia un surco continuo, sino con sistemas de corrientes individuales.

La dinámica sedimentaria de estas playas está dada por una baja o nula preponderancia de las corrientes de deriva longitudinal, resultando en intercambios directos entre la zona de rompiente y la playa producto de las corrientes transversales, siendo el almacenamiento de arena del sistema poco variable, aunque determinando intercambios de masa de gran escala (ARAYA-VERGARA, 1996).

Terraza de bajamar (LTT): Corresponden a las playas intermedias de menor energía. Están caracterizadas por una cara de playa moderadamente empinada unida a una barra o terraza durante las bajas mareas. La barra suele ser plana y sin rasgos distintivos,

pudiendo contener pequeñas y superficiales *rip currents* y *mini rips*. Se diferencian de las playas de barra y *rip* transversal al no poseer rasgos de topografía rítmica.

Playas reflectivas (R): Componen el extremo de menor energía del *continuum*, aunque no necesariamente son modeladas por olas bajas, se ubican en sectores protegidos del oleaje directo. Las playas reflectivas y su zona de *swash* se caracterizan por ser estrechas, siendo comunes las *rip currents*. No poseen barras ni zona de rompiente, por lo que las olas rompen directamente en la cara de playa dándole a ésta una pendiente empinada.

1.2.4. Dunas litorales

El litoral presenta condiciones favorables para la disponibilidad, transporte y acumulación de sedimentos en forma de campos dunares (CASTRO, 1985), como la orientación de la costa, la alimentación de materiales, las características climáticas y el régimen de vientos (HESP, 1999). Comúnmente en la zona central de Chile los sistemas dunares presentan sus partes más anchas en los sectores distales de las ensenadas, correlacionándose con tipos de zona de rompiente intermedias y líneas de costa de orientación transversal (ARAYA-VERGARA, 1996).

Los conjuntos dunares evolucionan mediante generaciones o pulsos (COOPER, 1958, en VELOSO, 2005) que son definidos como períodos de actividad y avance dunar sucedidos por fases de estabilización, determinados por las variaciones eustáticas, climáticas y el sollevamiento cortical (VELOSO 2005). Las características morfológicas y sedimentológicas de las dunas son posibles de utilizar como criterio para determinar su edad (dunas actuales, medias y antiguas) (ARAYA-VERGARA, 1989, en VELOSO, 2005).

PASKOFF (1970) identificó para el Norte chico del país tres grandes generaciones diferentes de dunas: a) las “dunas antiguas pleistocénicas o paleodunas”, éstas normalmente abarcan superficies mayores que los campos actuales, han perdido su morfología característica y tienden a estar en niveles altos; b) las “dunas estabilizadas holocénicas”, típicamente de morfología alargada, que fueron de manera natural colonizadas por vegetación; y c) las “dunas libres”, aquellas que manifiestan actualmente la dinámica dunar, tienden a avanzar y sepultar a las formaciones más antiguas.

Los pulsos formativos del campo dunar de Longotoma, en Bahía La Ligua, fueron estudiados por VELOSO (2005), determinado cinco pulsos dunares compuestos por diferentes asociaciones de dunas.

Las dunas son posibles de clasificar según su evolución individual o compartida, donde la transformación de ellas hacia formas más complejas es denominada secundarización, según el *continuum* dunar (Fig. 5) definido por ARAYA-VERGARA (1987, en VELOSO, 2005). Las dunas primarias pueden generarse a partir de la interferencia de la vegetación (nebka), o bien cuando ésta es poco importante o inexistente similar a un ambiente de

desierto (barján) (HESP, 1999), generándose posteriormente las dunas secundarias a medida que las redistribuciones de masa las transforman en unidades más complejas (VELOSO, 2005).

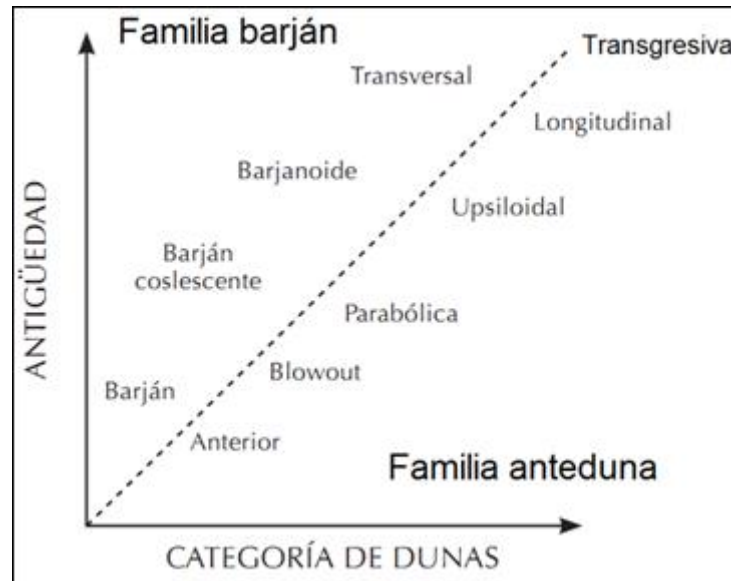


Fig. 5: Continuum dunar. Fuente: Veloso (2005).

a) Nebka y anteduna: Corresponden a dunas cuya génesis es vinculada a la vegetación (siendo *Ammophila arenaria*, *Ambrosia chamissonis* y *Carpobrotus chilensis* las más comunes en Chile). La nebka posee morfología monticular, mientras que la anteduna tiene un aspecto de cordón paralelo a la playa y perpendicular al viento dominante (Fig. 5). La relación entre ambas es estrecha, siendo común que, sobre todo en estados de evolución incipientes, las antedunas surjan a partir de la coalescencia de nebkas (HESP, 1999), o bien, que en una playa la anteduna sea un conjunto de nebkas (CASTRO, 1985).

Las antedunas están fuertemente vinculadas con el aporte de materiales a los campos interiores, siendo las generadoras del sistema dunar consecuente (VELOSO, 2005), tienden a ser móviles retrocediendo en conjunto con la playa y avanzando si ésta progresa, generándose sucesiones de cordones de antedunas como evidencia de éste último proceso (HESP, 1999; VELOSO, 2005). La ruptura de un cordón de anteduna da origen a los *blowout* (Fig. 6), que corresponden a la primera fase del origen de una duna parabólica.

b) Depresión interdunaria: Es paralela a la anteduna, se ubica tras de ésta y la separa del campo de dunas libres interiores, corresponden a espacios de flujo activo de sedimentos y pueden estar total o parcialmente ocupadas por una laguna litoral (CASTRO, 1985).

c) Duna parabólica: Son dunas con forma de "U" o "V" apuntando sus brazos a barlovento (Fig. 6). Pueden evolucionar hacia una duna upsilonoidal (Fig. 6) cuando uno o

sus dos brazos son extendidos considerablemente formando dos crestas paralelas unidas en el frente de la duna (VELOSO, 2005).

d) Duna longitudinal: Surgen una vez que la duna upsiloidal es transformada en dos cordones paralelos independientes entre sí orientados de manera longitudinal al viento dominante (VELOSO, 2005).

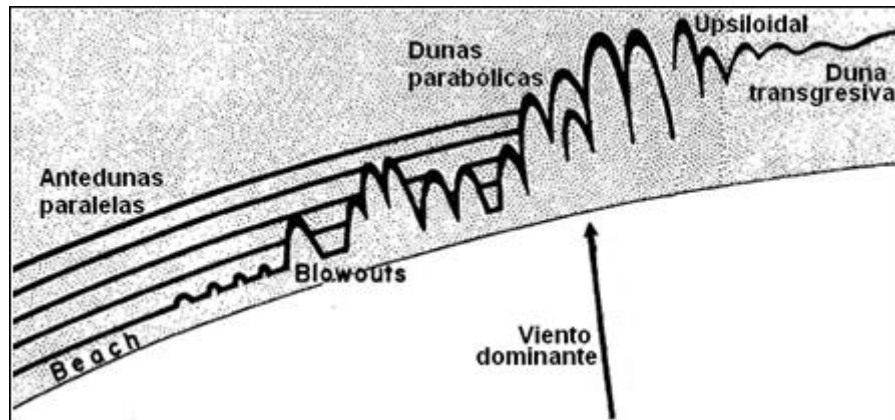


Fig. 6: Secuencia del *continuum* dunar desde las antedunas hacia la duna transgresiva. Fuente: Bird (2008).

e) Barján: Posee forma de medialuna apuntando sus brazos a en la dirección del viento. Cuando varios barjanes se emplazan adyacentes entre sí manteniendo su forma se llaman barjanes coalescentes, denominándose barjanoides si su unión resulta en la pérdida de su morfología individual (VELOSO, 2005).

f) Duna transversal: Surge una vez que los barjanoides son transformados en una duna con una cresta relativamente homogénea orientada transversalmente al viento dominante (VELOSO, 2005).

g) Duna transgresiva y patrón aklé: Estas dunas tienen su origen en el avance y la coalescencia de formas dunares que pueden ser similares o distintas entre sí (VELOSO, 2005). Las dunas transgresivas (Fig. 6) resultan de la coalescencia de masas que, originadas desde una playa, no han sido retenidas por la vegetación (BIRD, 2008), comúnmente a partir de dunas parabólicas, mientras que el patrón aklé define a la masa formada por la superposición de dunas parabólicas o barjánicas dentro de un conjunto transgresivo (VELOSO, 2005).

h) Dunas ascendentes: Corresponden a cuerpos dunares que avanzan por la ladera de sotavento de un obstáculo topográfico (HUGGET, 2007). Su origen, está vinculado a abastecimientos notables de arena y regímenes de viento importantes que permiten que las dunas remonten superficies en altura (ARAYA, 2010).

1.2.5. Acantilados, plataformas litorales y terrazas marinas

a) **Acantilados:**

Representan cerca del 98% de la línea litoral de Chile (ARAYA-VERGARA, 1982a). Corresponden a pendientes muy altas, casi verticales (30 o 40° y más), que caen de manera abrupta hacia el mar o a una plataforma en la base (EMERY & KUHN, 1982, en BIRD, 2008; TRENHAILE, 2005; DAVIDSON-ARNOTT, 2010), la cual puede actuar como una pequeña playa (CASTRO & MORALES, 2006). Este tipo de formas no está vinculada a la progradación de la costa, sino a su erosión o estacionamiento (DAVIDSON-ARNOTT, 2010). El principal proceso involucrado en la formación y evolución de los acantilados es la erosión basal por parte del mar (BIRD, 2008).

Según el material que los compone (MAY, 1972, en BIRD, 2008), son denominados como "acantilados duros" si están labrados en rocas de alta resistencia, como por ejemplo, rocas graníticas frescas, o "acantilados blandos" si están desarrollados en formaciones débiles, como areniscas y sedimentos recientes.

Las debilidades estructurales favorecen el modelado de plataformas litorales, cavernas, arcos, *notch* y *pocket beaches*; formas que surgen a medida que el acantilado retrocede, típicas de rocas que presentan fracturas o fallas, no comunes en cambio en formaciones blandas o extremadamente débiles (TRENHAILE, 2005; BIRD, 2008), por lo cual la evolución de los acantilados duros puede ser muy irregular en función de su estructura (ANDRADE *et al.*, 2004).

Los procesos de erosión en los acantilados que conllevan su retroceso son por lo general intermitentes. La teoría clásica de evolución de estas formas (Fig. 7) (OTTMAN, 1964) señala que el primer estadio de su evolución es iniciado mediante el ataque basal por el oleaje cargado de materiales abrasivos, que da origen a un *notch* (circa de abrasión) que es progresivamente agrandada hasta que la pared acantilada pierde sustentación y colapsa, generando una cobertura de derrubios que protege temporalmente la base hasta que es finalmente removida, comenzando nuevamente el proceso mediante la embestida al pie de la forma. El retroceso de estas formas es, en consecuencia, mediante pulsos (CASTRO & MORALES, 2006) determinados por la intensidad y frecuencia de los fenómenos erosivos. A partir de esto último, los acantilados entonces presentan actividad diferencial según la frecuencia del ataque al que son sometidos, pudiendo subdividirse en tres categorías (OTTMAN, 1964; PASKOFF, 1981, en ANDRADE *et al.*, 2004) (Fig. 8):

a) Acantilado vivo: tiende a poseer pendientes abruptas, corresponden a aquellos que son atacados por las olas al menos durante la marea alta;

b) Acantilado estabilizado: son embestidos únicamente durante tormentas y otros eventos excepcionales, comúnmente poseen pendientes más suaves por la acumulación de materiales en su base y/o por la colonización por vegetación;

c) Acantilado muerto: aquel que ya no es ni será alcanzado por el mar (por sedimentación en su base, ascenso tectónico o descenso eustático) continuando su evolución como ladera continental.

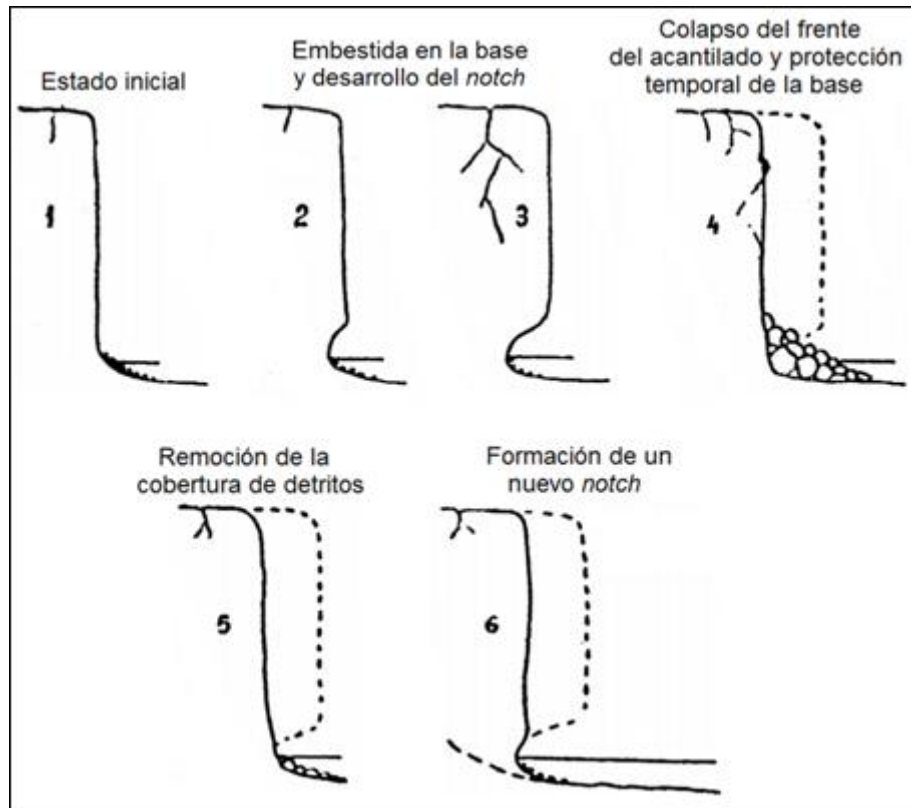


Fig. 7: Esquema evolutivo de un acantilado. Fuente: Ottman (1964).

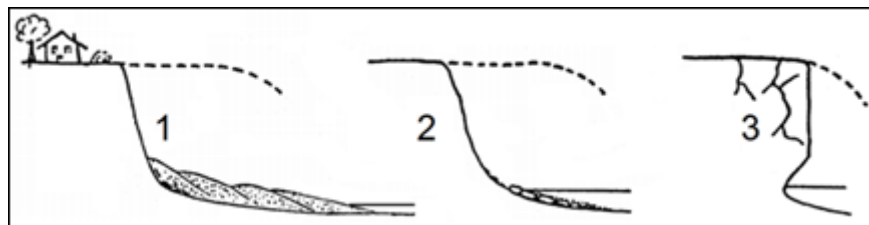


Fig. 8: 1) Acantilado muerto. 2) Acantilado estabilizado. 3) Acantilado vivo. Fuente: Ottman (1964).

Estas reflexiones sobre la evolución de los acantilados, sin embargo, requieren de consideraciones según el fenómeno que los afecte, pues incluso formas consideradas como acantilados muertos del Pleistoceno Superior, pueden aún ser atacados durante eventos incidentales de alta energía (ARAYA-VERGARA, 1979), los cuales incluso pueden atacar a la forma removiendo materiales desde la cabecera del acantilado, y no desde la base como la teoría descrita por OTTMAN (1964).

b) Plataformas litorales:

Son superficies horizontales o de suave pendiente respaldadas por un acantilado, originadas por la erosión marina y subaérea de éstos. Las mareas son un agente importante en el control de su extensión y pendiente, por ende, si el rango mareal es bajo las olas concentrarán su energía en una zona estrecha.

Como reflejo de las múltiples nociones e interpretaciones sobre estas formas la literatura contiene una notable cantidad de términos para referírseles, a raíz de lo cual el término *shore platform* (plataforma litoral) ha sido el más aceptado al no poseer connotaciones genéticas (STEPHENSON & KIRK, 2005), puesto que aún no están del todo claros los mecanismos y procesos que les dan origen, no habiendo consenso sobre la preponderancia de los agentes marinos y subaéreos en la morfología de estas plataformas.

Las plataformas litorales han sido clasificadas según su elevación en relación a la marea (BIRD, 2008) como: *seaward-sloping shore platform* (Fig. 9a), *high-tide shore platform* (Fig. 9b) y *low-tide shore platform* (Fig. 9c); o bien, según la forma de su perfil en *sloping shore platform* (Fig. 10a) y *horizontal shore platform* (Fig. 10b), denominadas estas últimas como Tipo A y Tipo B respectivamente (STEPHENSON & KIRK, 2005). Ambas clasificaciones concuerdan en denominar como *plunging cliff* (acantilado sumergido) (Fig. 9d) a aquellos acantilados que caen directamente al mar sin poseer plataforma.

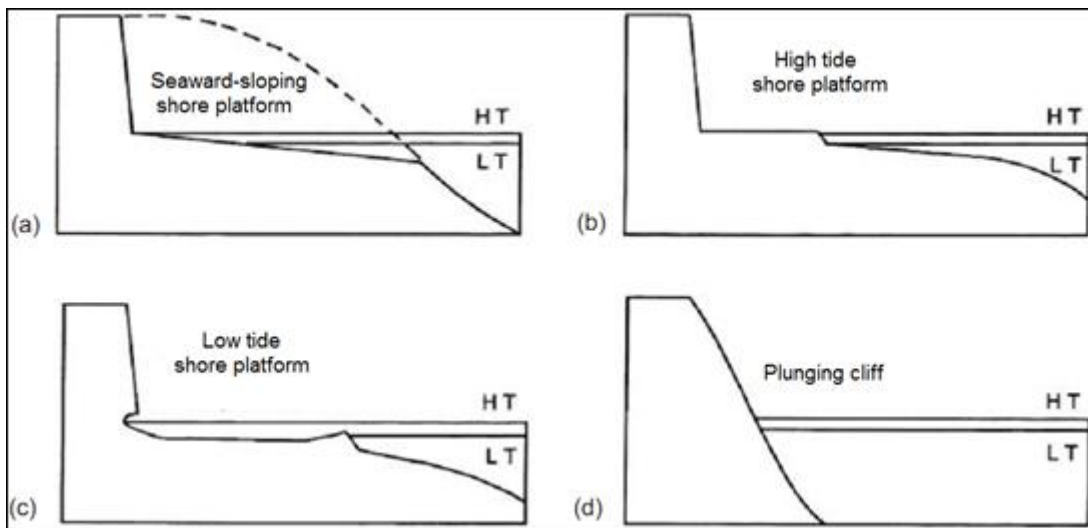


Fig. 9: Tipos de plataformas litorales según su posición con respecto a la marea. Ht: Pleamar, Lt: Bajamar. Fuente: Bird (2008).

Las plataformas Tipo A son aquellas que continúan más allá de las más bajas mareas y las Tipo B aquellas que culminan en un pequeño escarpe que marca el contacto con el mar. El primer tipo puede ser desarrollado de mejor manera en rocas blandas y posiblemente en ambientes de baja energía, a diferencia del segundo que sería desarrollado fundamentalmente en rocas duras y sujetas a mayor energía del oleaje

(STEPHENSON & KIRK, 2005). El Tipo A sería el reflejo de una erosión intensa tanto vertical como horizontal, que redonda en un retroceso relativamente homogéneo del acantilado, a diferencia del Tipo B, que muestra una erosión vertical mayor en el frente del acantilado que una horizontal en la plataforma (DAVIDSON-ARNOTT, 2010).

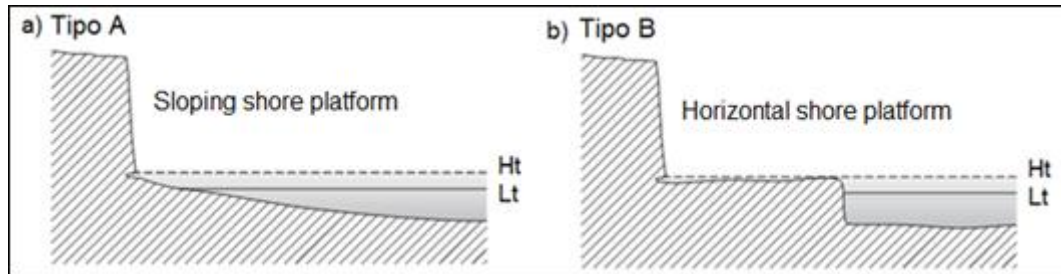


Fig. 10: Tipos de plataforma litoral según forma del perfil. Ht: Pleamar, Lt: Bajamar. Fuente: Hugget (2007).

En costas de colisión de placas, como la de Chile, es común el desarrollo de *plunging cliff* por la actividad de fallas, confiriéndole a la costa una morfología con escarpes abruptos y continuos (Fig. 11) (PASKOFF, 2005).

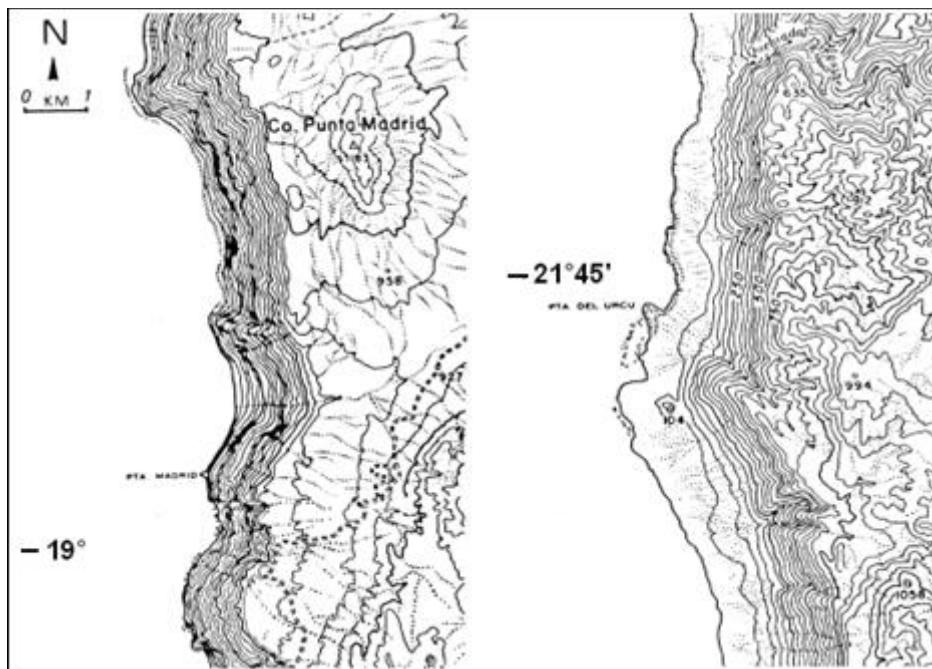


Fig. 11: Acantilados del norte de Chile asociados a escarpes de falla. A la izquierda, *plunging cliff*; a la derecha, acantilado muerto con plataforma basal. Fuente: Paskoff (2005).

ANDRADE *et al.* (2004) al estudiar la morfología acantilada de la Región de O'Higgins clasifican a las plataformas litorales en dos categorías según su morfología y regularidad. Una corresponde a las "plataformas rocosas" desarrolladas en acantilados duros labrados en el basamento cristalino-metamórfico. Estas plataformas pueden estar

horizontalmente poco nítidas y escalonadas en dos niveles. La segunda categoría comprende las “plataformas arenosas”, labradas en acantilados blandos de materiales sedimentarios sin base resistente, ellas son de superficie ampliamente regular sólo interrumpida por el microrrelieve.

c) Terrazas marinas:

Una terraza marina es una superficie de origen marino relativamente horizontal, plana o con inclinación leve, limitada por una pendiente descendente en un lado (acantilado), y otra ascendente en el opuesto (acantilado muerto) (PIRAZZOLI, 2005). Pueden ser subdivididos en dos categorías a partir del material que las conforma (PIRAZZOLI, 2005), estando las que resultan de la abrasión de un relieve preexistente llamadas *marine-cut terraces* (terrazas de abrasión marina) y aquellas construidas a partir de depósitos marinos emergidos, o *marine-built terraces* (terrazas de sedimentación marina).

A lo largo de gran parte de la costa de Chile, sobre todo al norte de los 40° S, destaca una notable presencia de terrazas marinas. Son el resultado de la interferencia entre la tendencia al sollevamiento de la costa y las variaciones del nivel del mar durante ciclos glacioeustáticos, cuya ocurrencia sucesiva ha dado al litoral la forma de un relieve escalonado (QUEZADA *et al.*, 2007) que PASKOFF (1970) ha denominado costa de rasas (Fig. 12).

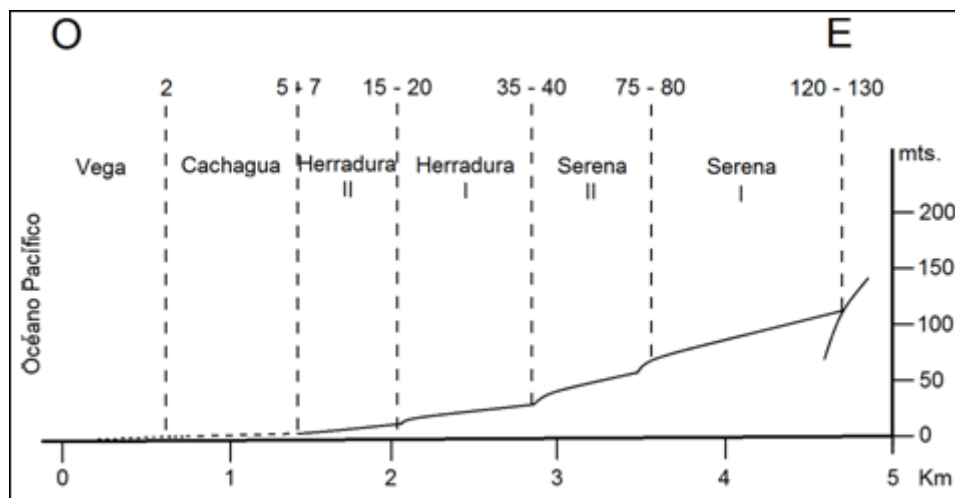


Fig. 12: Sucesión escalonada de niveles marinos identificados en el Norte Chico de Chile. Fuente: Paskoff (1979), en Leyton & Andrade (1987).

1.2.6. Desembocaduras de Chile central

Hidrológicamente las desembocaduras de Chile central corresponden a estuarios cuando poseen una laguna litoral que conecta los procesos fluviales con los marinos (PRITCHARD & CASPERS, 1967, en ARRIAGADA, 2009), pudiendo presentar esta laguna un bloqueo parcial por una flecha (Fig. 13a) o total por una barrera (Fig. 13b). Los estuarios han sido definidos como parte de un *continuum* entre las rías y los deltas

(DAVIES, 1977, en ARAYA-VERGARA, 1981), siendo clasificados por DALRYMPLE *et al.* (1992, en ARRIAGADA, 2005, 2009) en dos categorías: los estuarios dominados por olas y los dominados las mareas.

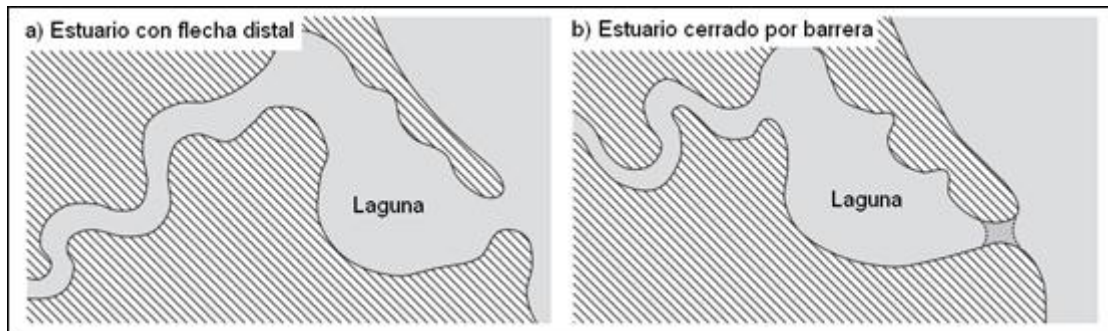


Fig. 13: Tipos de estuario. Fuente: Modificado de Hugget (2007).

PASKOFF (1970, en ARAYA-VERGARA, 1982a) realizó la primera aproximación a la clasificación de las desembocaduras ubicadas en la costa de Chile centro-norte catalogándolas como rías progradadas. Esta noción alude a la condición pasada de ría que poseyó el curso inferior de un río, donde actualmente es característico un fuerte relleno sedimentario que contrasta con el bajo caudal del cauce (ARAYA-VERGARA, 1985); sin embargo, no hace referencia a la morfología específica del sistema de desembocadura.

ARAYA-VERGARA (1981) analizó la morfología de las desembocaduras de Chile central, con énfasis en el dominio morfoclimático subhúmedo de los "delta en ría". Este concepto, de tipo geomorfológico, es aplicable a los sistemas que comprendan las siguientes formas desde el interior hacia el mar: una zona fluvial con meandros estuariales, una zona de delta interior con bancos medios y distributarios y una zona distal lagunar con laguna semi bloqueada por barrera litoral o flecha.

El análisis de la geomorfología de las desembocaduras es un tema aún en desarrollo, como es planteado por ARRIAGADA (2009) a raíz de sus propios resultados, señalando además la necesaria orientación de nuevas nomenclaturas para las desembocaduras de la zona central de Chile, basadas en las características morfoclimáticas y evolutivas de cada sistema.

2. OBJETIVOS

Objetivo general

- Caracterizar la estructura geomorfológica y dinámica costera de las ensenadas de La Ligua, Horcón y Quintay, en la Región de Valparaíso.

Objetivos específicos

- Analizar la configuración estructural y geomorfológica del área de estudio identificando las formas y procesos involucrados en el paisaje costero.
- Determinar las condiciones oceanográficas del litoral cercano a través de un análisis espaciotemporal.
- Establecer las condiciones morfodinámicas esenciales que configuran cada ensenada y bahía en estudio.

3. HIPÓTESIS

En la zona costera se desarrollan una serie de unidades morfológicas (dunas, playas, acantilados, desembocaduras) como reflejo de la conjunción de múltiples agentes morfogenéticos, que pueden interactuar entre sí (SHORT, 1999a; BIRD, 2008). En Chile central el litoral presenta una fuerte condicionante estructural que influye en el desarrollo de su geomorfología (PASKOFF, 1970; ARAYA-VERGARA 1983), provocando esto a su vez que la relación entre factores estructurales y oceanográficos determinen una distribución de la energía del oleaje de manera desigual al interior de las ensenadas (MARTÍNEZ, 2001), dando origen a manifestaciones y comportamientos geodinámicos entre los sectores de una *headland-bay beach*, y a lo largo del litoral estudiado.

4. MATERIALES Y MÉTODOS

4.1. Procedimientos

El trabajo plantea las relaciones entre la geomorfología costera, la cual está asociada al medio geológico y estructural, y la dinámica costera, al involucrar aspectos relacionados con la incidencia de las olas sobre las ensenadas y las variaciones que su intensidad y energía producen en la dinámica del litoral cercano.

Dadas las diferentes manifestaciones morfológicas involucradas, se procederá a detallar aquellos autores sobre los cuales se basó la interpretación y el análisis de la geomorfología costera de las ensenadas de estudio. En cuanto a acantilados, plataformas litorales y terrazas marinas, PASKOFF (2005), PIRAZZOLI (2005), STEPHENSON & KIRK (2005) y TRENHAILE (2005) detallan sus características básicas, procesos y morfología. A su vez, ANDRADE *et al.* (2004) y OTTMAN (1964) entregan principios esenciales para comprender sus tipos y estados evolutivos.

Con respecto a las dunas costeras, HESP (1999) habla de ellas en sentido de sus características y procesos generales, PASKOFF (1970) las abarca en relación a la evolución de la geomorfología del Norte Chico del país determinando generaciones de dunas. CASTRO (1985) realiza una exposición de las formas fundamentales en Chile y de los factores que inciden en su evolución, mientras que VELOSO (2005) elabora un detallado estudio sobre la evolución del campo dunar de Longotoma a través de la identificación y clasificación de pulsos dunares.

Sobre los sistemas de desembocaduras, las publicaciones de ARAYA-VERGARA (1981, 1982a, 1985) aportan ideas relevantes relativas a su morfología, a la clasificación de éstos en función del medio morfoclimático costero y a su evolución y vínculo con otros tipos de desembocadura del país. Los trabajos de ARRIAGADA (2005, 2009) analizan y presentan aspectos sobre la teoría elaborada para estos sistemas, así como otorgan importantes consideraciones respecto a la geomorfología de algunas desembocaduras de Chile central.

En cuanto a las playas dominadas por olas y ensenadas, importante es el trabajo de SHORT (1999), mientras que ARAYA-VERGARA (1982b, 1983, 1996) y MARTÍNEZ (2001) dan cuenta de las características y procesos de las playas y ensenadas de la zona central de Chile. ARAYA-VERGARA (1983) resume los conceptos acerca de morfometría de playas. Recientes estudios sobre las mismas temáticas ha sido realizados por GÓMEZ (2008), MUÑOZ (2005), SOTO (2003, 2005), SOTO & ARRIAGADA (2007), entre otros.

Finalmente, la geología fue considerada para las bahías de La Ligua y Horcón a partir del trabajo de RIVANO *et al.* (1993) a escala 1:250.000, y para Quintay, de CORVALÁN *et al.* (1977) y del mapa geológico de GANA *et al.* (1996) a escala 1:100.000.

La dinámica del litoral cercano es abordada mediante el estudio de la refracción del oleaje y el tipo de zona de rompiente, y en cómo estos factores se asocian con la

orientación de la playa, con la morfometría, con los perfiles de playa, con la condición global de ataque y con el ancho de las zonas de rompiente y de las playas.

Para determinar las condiciones de arribo de las olas a las ensenadas se realizaron diagramas de refracción del oleaje, mientras que el tipo de zona de rompiente fue obtenido por fotointerpretación a partir de la guía elaborada por ARAYA-VERGARA (1996) basada en la clasificación de WRIGHT & SHORT (1984, en SHORT, 1999b). Así mismo, SHORT (1999b) definió las propiedades y características de cada una de las zonas de rompiente.

La noción de condición global de ataque (ARAYA-VERGARA, 1983) se utilizó para analizar el estado de ataque del oleaje sobre las formas del litoral y la permanencia de éstas en el tiempo. Está basada en el levantamiento de perfiles de playa en terreno mediante el método de EMERY (1961) los cuales fueron posteriormente interpretados según la clasificación de ARAYA-VERGARA (1986).

Con respecto a la medición del ancho de las zonas de rompiente y de las playas, éste proceso fue realizado sobre imágenes extraídas de Google Earth.

Las imágenes utilizadas para la elaboración de las cartas geomorfológicas fueron extraídas de Google Earth, al igual que aquellas para determinar el tipo de zona de rompiente, para Pichicuy y Longotoma, del 17/10/03 y 31/12/11, así como una imagen SINIA de 2001; para Bahía Horcón y Playa Caucau del 10/12/03, 17/12/04, 28/04/07 y 17/05/10, y para Quintay, del 03/09/08, 10/04/11 y 10/09/11.

Las actividades de terreno al área de estudio fueron realizadas los días 15/03/12 a Quintay y Horcón y 08/06/12 a Pichicuy-Longotoma. Estas salidas contemplaron la observación de la geomorfología del área, así como el trabajo de levantamiento de perfiles de playa, observación de la zona de rompiente, de la cara de playa y la identificación de la condición global de ataque.

El procesamiento digital de la información y la elaboración de cartografías fue realizado con el software ArcGIS.

4.2. Área de estudio

Ubicada en la Región de Valparaíso, el área de estudio comprende a las ensenadas de La Ligua, Horcón y Quintay (Fig. 14). La selección del área de estudio obedece a los objetivos del proyecto FONDEF “Chile Litoral 2025: Modelo de Gestión Territorial para Asentamientos de Pescadores Artesanales”, en cuyo marco se realizó la práctica profesional que derivó en esta memoria de título. El proyecto referido está orientado, entre otros aspectos, a establecer las condiciones de vulnerabilidad física de las caletas de pescadores artesanales en Chile.

Caracterización de la estructura geomorfológica y dinámica costera de las ensenadas de La Ligua, Horcón y Quintay. Región de Valparaíso

La ensenada de La Ligua (Fig. 15) se ubica en el sector norte de la Región. Está caracterizada por la existencia de dos playas principales, Pichicuy al norte y Longotoma al sur, con el gran campo dunar de Longotoma asociado. Desemboca en la zona sur de la ensenada el río La Ligua, el cual próximo a culminar su curso, recibe las aguas del río Petorca.

La ensenada de Horcón (Fig. 16) está emplazada a unos 35 kms. al sur de la de La Ligua. La línea de costa de esta bahía es recorrida por un extenso acantilado desde la península de Horcón, al sur, hasta Maitencillo, al norte.

La ensenada de Quintay (Fig. 17) tiene como característica sus reducidas dimensiones presentando una playa rectilínea, en la que desembocan pequeños esteros y quebradas, rodeada de notorias masas rocosas que conforman sectores de acantilados.

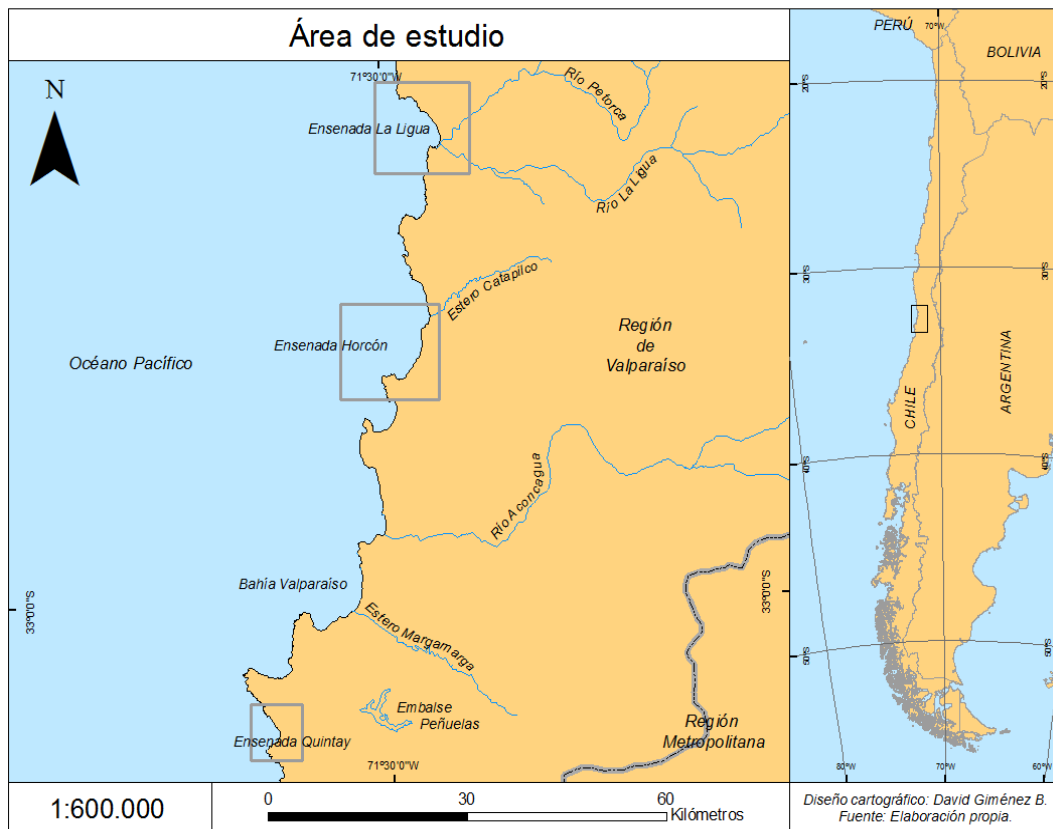


Fig. 14: Área de estudio. Fuente: Elaboración propia.

Caracterización de la estructura geomorfológica y dinámica costera de las ensenadas de La Ligua, Horcón y Quintay. Región de Valparaíso

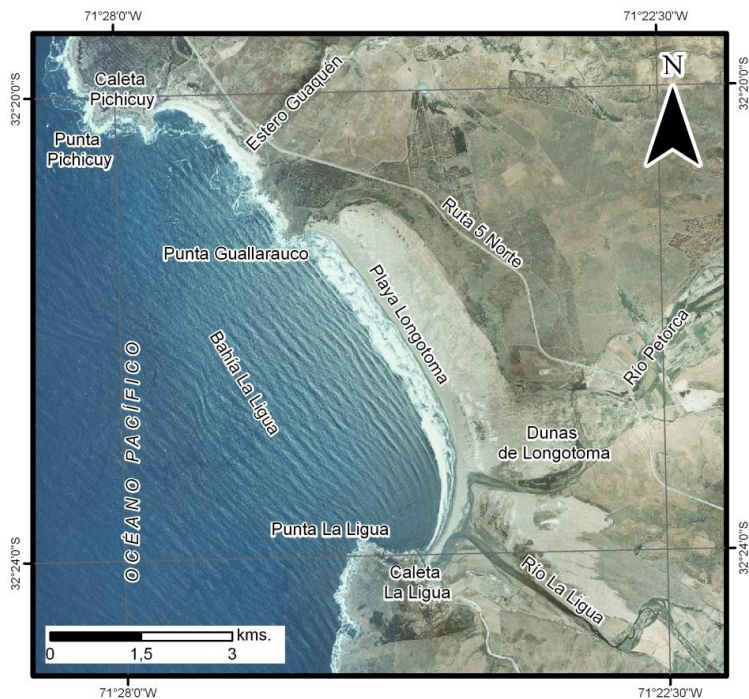


Fig. 15: Bahía La Ligua. Fuente: Elaboración propia.

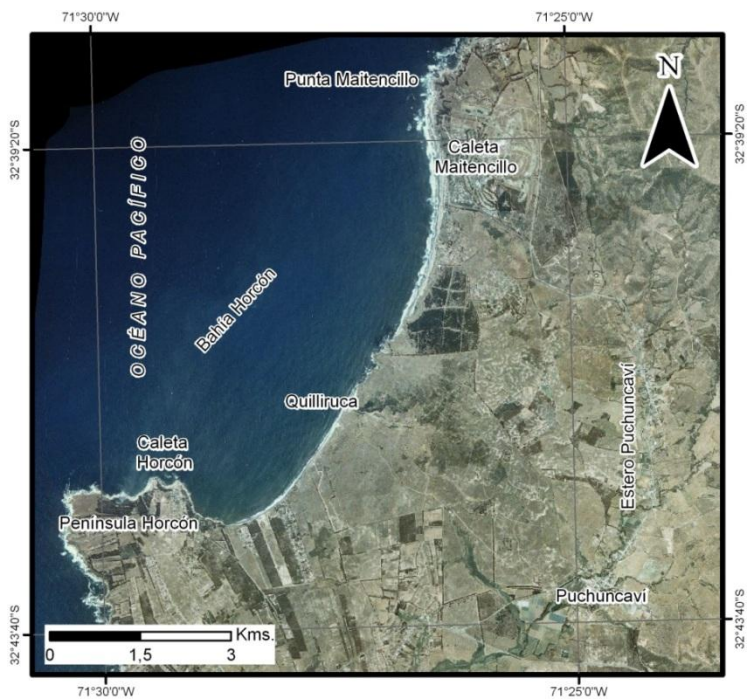


Fig. 16: Bahía Horcón. Fuente: Elaboración propia.

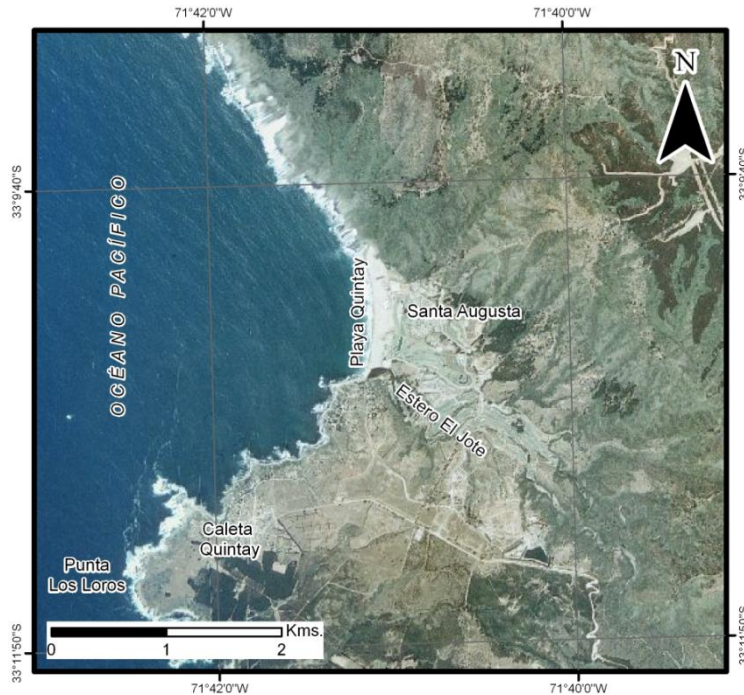


Fig. 17: Ensenada de Quintay. Fuente: Elaboración propia.

4.3. Geología del área de estudio

4.3.1. Geología de las bahías de La Ligua y Horcón

En la ensenada de La Ligua, la carta geológica de RIVANO *et al.* (1993) (Fig. 18) muestra que las formaciones más antiguas datan a lo más del Triásico-Jurásico, distribuyéndose éstas tanto en una estrecha franja en el borde litoral (Formación Pichidangui), como en un batolito Jurásico (Superunidad Mincha) que conforma la cordillera de la costa y sus estribaciones. Gran parte del área está cubierta por una formación sedimentaria del Plioceno dispuesta en terrazas fluviales altas (Formación Confluencia), así como de una importante masa de paleodunas. Los depósitos del Cuaternario Actual, dunarios y fluviales, se presentan inconsolidados.

La carta de RIVANO *et al.* (1993), a escala 1:250.000, omite la representación de las dunas de Longotoma, identificando el sector de su emplazamiento como Depósitos de relleno de valle (Qac) y no define a la unidad dunar como Campos de dunas actuales (Qel) (Fig. 19), por lo cual en este trabajo se decidió editar la carta agregando el campo de dunas a una escala de 1:80.000.



Fig. 19: Carta original de Rivano *et al.* (1993) sin el campo dunar de Longotoma. Fuente: Rivano *et al.* (1993).

La ensenada de Horcón, según RIVANO *et al.* (1993) (Fig. 20), posee un sector en el que las paleodunas son sumamente extensas, alcanzando anchos este-oeste incluso mayores a los 8 kms. A lo largo de la línea litoral de la bahía aflora la Formación Horcón, de origen marino, la cual rellena una amplia extensión hacia el interior.

La carta geológica de RIVANO *et al.* (1993) representa depósitos marinos en la zona de Península Horcón (Fig. 21), pero se ha constatado en terreno que en ese lugar afloran rocas graníticas (Superunidad Micha?). Esto implica que la línea de costa de la ensenada de Horcón está conformada, en la península, por rocas graníticas, y hacia el norte, por depósitos sedimentarios. Dada la incapacidad de establecer fehacientemente la unidad geológica correspondiente, se optó por cartografiarla como Rocas graníticas, a una escala de 1:70.000.

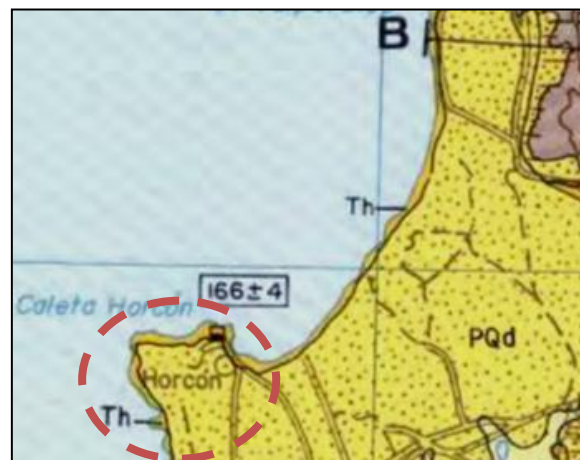


Fig. 21: Carta original de Rivano *et al.* (1993) que representa depósitos marinos (Th, Formación Horcón) en una zona de afloramientos graníticos. Fuente: Rivano *et al.* (1993).

a) Formaciones geológicas:

a) Formación Pichidanguí (Trp):

Litología: Volcanosedimentaria. Compuesta de intercalaciones entre brechas volcánicas, volcanitas y rocas sedimentarias marinas.

Estratigrafía: Concordante con otras formaciones sedimentarias marinas y volcánicas. Es intruída por la Superunidad Mincha.

Edad: Mesozoico. Triásico Inferior a Medio (228 – 203 Ma.).

Distribución: Desde el río La Ligua hacia el norte en una franja continúa por la costa.

b) Superunidad Mincha – Unidad Puerto Oscuro (Jmi2):

Litología: Granítica. Conformada de dioritas, tonalitas, monzonitas, cuarzodioritas y cuarzomonzodioritas.

Estratigrafía: Intruye a todas las formaciones más antiguas y es intruída por filones dioríticos. Parte de sus afloramientos son cubiertos por depósitos no consolidados del Cuaternario.

Edad: Mesozoico. Jurásico Medio (170 – 167 Ma.).

Distribución: Aflora de manera irregular en dos cuerpos batolíticos principales extendidos entre el río La Ligua por el norte y el estero La Canela por el sur, denominados plutón Papudo y plutón La Laguna, respectivamente.

c) Superunidad Mincha – Unidad Cavilolén (Jmi4):

Litología: Granítica. Comprende granodioritas, tonalitas y monzogranitos.

Estratigrafía: Intruye a todas las formaciones más antiguas estando a su vez intruída por pequeños cuerpos graníticos y filones dioríticos.

Edad: Mesozoico. Jurásico Medio a Superior (170 – 156 Ma.).

Distribución: Es un extenso intrusivo que aflora en grandes plutones, siendo los más importantes los de Petorca-Quilimarí y Guaquén, y en una serie de cuerpos menores asociados.

d) Formación Horcón (Th):

Litología: Sedimentaria marina, poco consolidada. Está compuesta por arcillolitas, limolitas y areniscas, con intercalaciones de coquina en algunas zonas.

Estratigrafía: De disposición notablemente horizontal, presenta discordancia clara con las formaciones más antiguas y engrana lateralmente con la Formación Confluencia. Está cubierta por paleodunas.

Edad: Cenozoico. Mioceno Tardío a Plioceno (10 – 3 Ma.).

Distribución: De manera más o menos continúa a lo largo del acantilado entre Cachagua y Horcón.

e) Formación Confluencia (Tc):

Litología: Sedimentaria fluvio-aluvial, poco consolidada. Está formada por gravas y ripios con intercalaciones de arenas.

Estratigrafía: Discordante sobre las rocas más antiguas, engranando lateralmente con la Formación Horcón. Está en parte cubierta por paleodunas y sedimentos aluvionales.

Edad: Cenozoico. Plioceno (3,5 Ma.).

Distribución: Conforman terrazas altas con potencias entre 50 y 100 mts., las cuales muestran una distribución concordante con la red de drenaje actual.

f) Paleodunas (PQd, PQd(a)):

Litología: Corresponden a depósitos de arenas muy poco consolidados y bien seleccionados.

Estratigrafía: Estratificación cruzada frecuente. Se extienden sobre las terrazas costeras.

Edad: Cenozoico. Plio-pleistoceno (3,5 – 1 Ma.).

Distribución: Conforman superficies suavemente onduladas a lo largo de la franja litoral, en las zonas de sotavento y al norte de las playas. Su emplazamiento sugiere que han sido acumuladas bajo un régimen de vientos muy similar al actual, con una componente predominante desde el suroeste.

g) Depósitos eólicos y litorales recientes (Qel):

Características: Comprenden a los depósitos de playas y dunas costeras. Su distribución está estrictamente relacionada a la morfología actual y a la actividad de cursos de agua.

Edad: Cuaternario. Holoceno.

h) Sedimentos aluviales, coluviales y depósitos de relleno de valle (Qac):

Características: Están relacionados con los cursos de agua actuales, formados por acumulaciones de gravas y ripios con estratificación regular a mala. Corresponden también a conos de deyección y de colapso gravitacional.

Edad: Cuaternario. Holoceno.

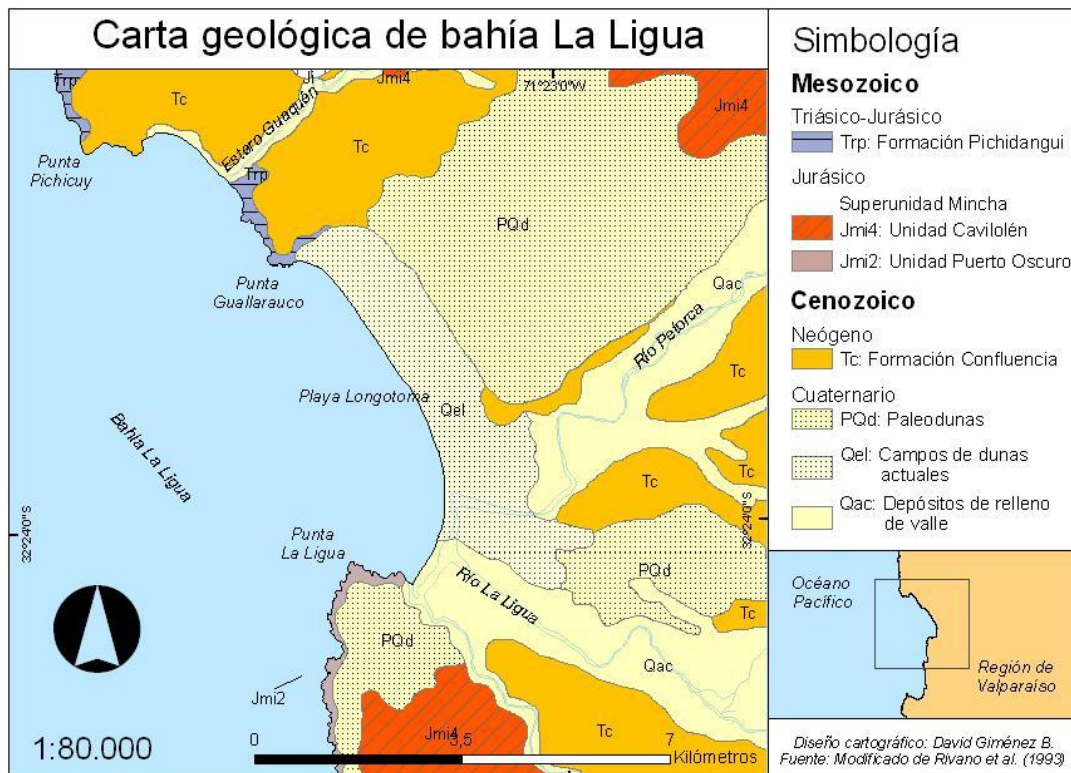


Fig. 18: Carta geológica de Bahía La Ligua. Fuente: Modificado de Rivano et al. (1993).

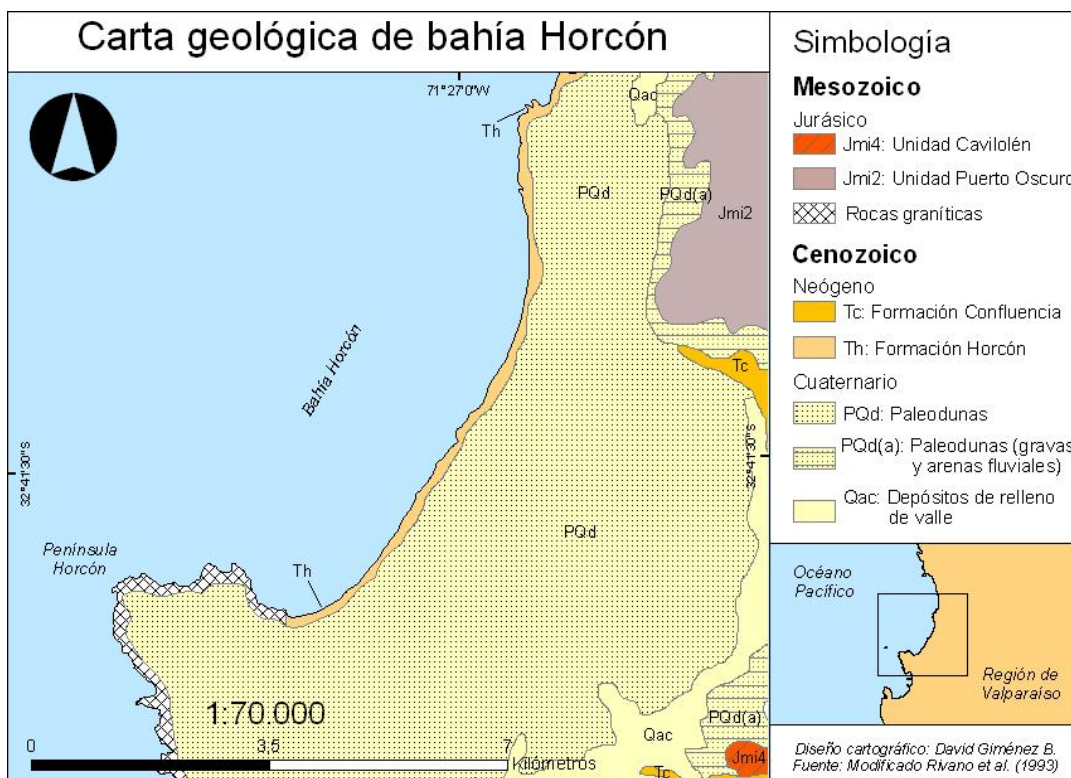


Fig. 20: Carta geológica de Bahía Horcón. Fuente: Modificado de Rivano et al. (1993).

4.3.2. Geología de Quintay

a) **Formaciones y unidades:**

De la carta geológica de GANA *et al.* (1996) (Fig. 22) se desprende que el área es dominada por extensos afloramientos de rocas plutónicas de edad jurásica, cuya composición principal corresponde a rocas graníticas. En el área de Quintay se encuentra a la unidad Sauce (Js) y a la unidad Laguna Verde (Jlv). A lo largo de la línea litoral, en una franja de ancho reducido, afloran las formaciones paleozoicas que comprenden el basamento rocoso regional, la unidad Mirasol (Pzmg) y el Complejo Metamórfico Valparaíso (Pzmv). El Terciario manifiesta los depósitos marinos de la Formación Navidad, los cuales están extendidos hasta más o menos seis kms. hacia el interior. El Neógeno comprende terrazas con cobertura marina y fluvial (QTt), y del Holoceno se distinguen depósitos eólicos y de playa (Qe) y coluviales (Qc).

a) Complejo metamórfico Valparaíso (Pzmv):

Litología: Metamórfica, producto del metamorfismo de rocas plutónicas principalmente y en menor grado de rocas sedimentarias. Comprende ortogneises graníticos y tonalíticos, además de esquistos anfibólicos, clóricos y sericíticos.

Estratigrafía: Es intruído por granitoides paleozoicos y gabros jurásicos.

Edad: Paleozoico. Carbonífero - Pérmico (330 – 278 Ma.).

Distribución: Aflora dentro de complejos intrusivos en la zona costera en pequeños enclaves de longitud inferior a 2 kms.

b) Unidad Mirasol (Pzmg):

Litología: Granítica, comprende tonalitas, granodioritas, granitos, sienogranitos y monzogranitos.

Estratigrafía: Está intruído por diques y plutones del Jurásico, que dan forma a una zona de enclaves magmáticos donde interactúan magmas ácidos y básicos en proporción variable.

Edad: Paleozoico. Pérmico Inferior (296 – 288 Ma.).

Distribución: Conforman un plutón de 36 kms. de largo que se extiende principalmente desde Quintay hacia el sur.

c) Unidad Sauce (Js):

Litología: Compuesta, granítica a basáltica. Formado por dioritas, tonalitas y gabros.

Estratigrafía: El contacto con los intrusivos jurásicos es gradual, pudiendo ser mediante falla con las unidades paleozoicas.

Edad: Mesozoico. Jurásico Superior (157 – 155 Ma.).

Distribución: Es el mayor plutón del área, abarcando gran parte de la zona costera.

d) Unidad Laguna Verde (Jlv):

Litología: Compuesta, entre rocas graníticas, basálticas y metamórficas. Está formada por dioritas, monzodioritas, anfibolitas, ortoanfibolitas, gabros y gneises.

Estratigrafía: Intruye a rocas paleozoicas graníticas de la Unidad Mirasol, originando enclaves magmáticos de composición variada. Es intruída por abundantes filones cuarcíferos.

Edad: Mesozoico. Jurásico Medio (167 – 159 Ma.).

Distribución: Están restringidos a la zona norte de Quintay, mayoritariamente en el sector de Laguna Verde.

e) Formación Navidad (Tn):

Litología: Sedimentaria marina, medianamente consolidada. Comprende areniscas arcillosas y areniscas de grano muy fino a muy grueso, limolitas, bancos de conglomerado, coquina y calizas.

Estratigrafía: De disposición subhorizontal, presenta variaciones laterales y verticales de facies muy fuertes. El contacto con las rocas paleozoicas y mesozoicas es depositacional, estando cubierta por sedimentos de origen eólico y aluvial. Poseería una potencia máxima en el área de 170 mts.

Edad: Cenozoico. Mio-Plioceno (20 – 3 Ma.).

Distribución: A pocos kms. de la costa, próxima a actuales playas y ensenadas.

f) Terrazas de abrasión (QTt):

Litología: Sedimentaria, de origen marino. Corresponden a terrazas marinas con cobertura de arenas cuarzosas y cubiertas de depósitos aluviales. Pueden presentar también superficies marinas sin cobertura sedimentaria.

Estratigrafía: Están labradas en rocas intrusivas paleozoicas y jurásicas y en formaciones sedimentarias terciarias.

Edad: Cuaternario. Pleistoceno (Plioceno?).

Distribución: A lo largo de la zona costera, a altitudes que pueden variar entre 40 y 550 mts. y a distancias inclusive mayores a los 20 kms. de la línea de costa.

g) Depósitos coluviales (Qc - Qrm):

Características: Corresponden a depósitos inconsolidados de origen gravitacional y muy mala selección, incluyendo desde bloques hasta arcillas intercalados con lentes de gravas y arenas de origen fluvio-aluvial.

Edad: Cuaternario. Holoceno.

h) Depósitos litorales y eólicos actuales (Qe):

Características: Sedimentos inconsolidados de playa y dunas formados por arenas, gravas y bolones bien redondeados, con estratificación plana horizontal y estratificaciones cruzadas.

Edad: Cuaternario. Holoceno.

b) Estructura:

Las planicies litorales del área de Quintay se presentan moldeadas en una serie de bloques, atribuidos por CORVALÁN *et al.* (1977) a la dislocación de un relieve original a

raíz de una actividad de fallas desarrollada durante el Plioceno. Estos bloques tectónicos son los de Quintay, Llampaiquillo y Curauma (Fig. 23), descritos a continuación.

a) Nivel 1: Bloque Curauma (500 – 400 m.s.n.m.):

Está delimitado al sur por la falla Quintay que provocó el hundimiento de todo el sector al sur de ella. Los desplazamientos detectados en esta falla son de entre 150 y 400 mts. aproximadamente. La falla Quintay presenta una traza perfectamente distinguible, indicada en el abrupto escarpe que separa las superficies al norte de Santa Augusta.

b) Nivel 2: Bloque Llampaiquillo (300-400 mts.):

Representa el mínimo hundimiento experimentado al sur de la falla Quintay, de aproximadamente 200 mts. en relación al bloque Curauma.

c) Nivel 3A: Bloque Quintay (100-130 mts.):

Ubicado al noroeste del bloque Llampaiquillo, se encuentra separado de éste por la falla La Cuesta. Está bien preservado y con una serie de remanentes no nivelados que conforman cerros islas. La magnitud del hundimiento en relación al Nivel 1 es de más de 400 mts., y con respecto al Nivel 2, de entre 180 y 200 mts. Posee una suave inclinación hacia el oeste finalizando en un acantilado de 30-40 m.s.n.m.

d) Nivel 3B: Bloque Quintay (45-75 mts.):

Corresponde a una superficie secundaria del bloque Quintay labrada en rocas sedimentarias marinas del Terciario. No tiene una relación clara con la tectónica, pudiendo corresponder un embahiamiento marino en el bloque.

e) Nivel 3C: Bloque Quintay (<25 mts.):

Conforma la superficie de menor altitud del área, la cual comprende una estrecha superficie que recorre la costa entre la playa de Quintay y la caleta homónima

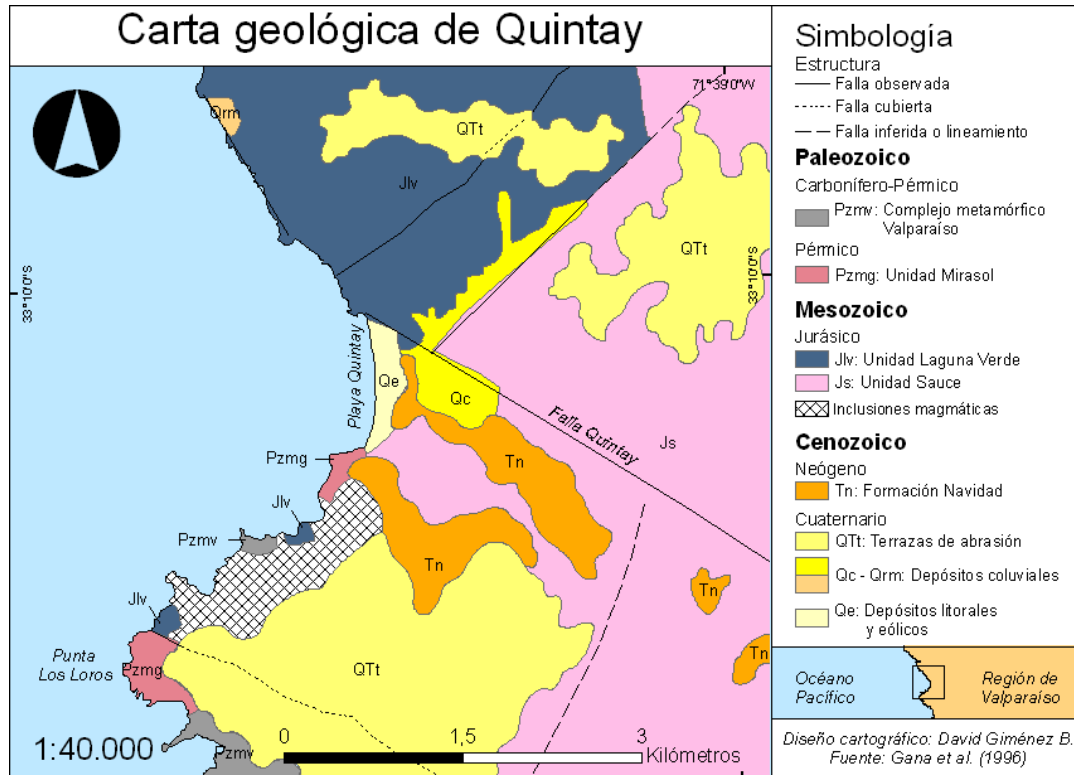


Fig. 22: Carta geológica de Quintay. Fuente: Gana et al. (1996).

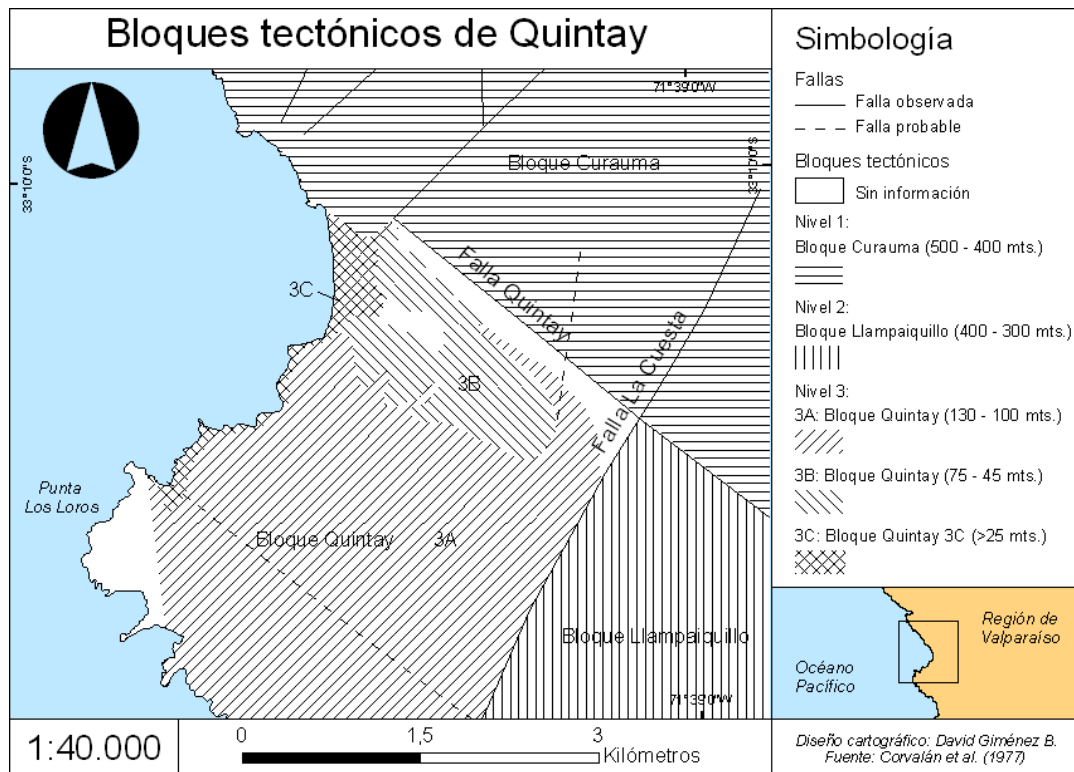


Fig. 23: Bloques tectónicos de la planicie litoral de Quintay. Fuente: Corvalán et al. (1977).

4.4. Geomorfología de la Región de Valparaíso

El relieve de la Región de Valparaíso (Fig. 24) se caracteriza por la presencia de un litoral plano y por un complejo montañoso interior (BÖRGEL, 1983). En la Región están inscritas tres unidades de relieve de gran magnitud: la Cordillera de los Andes, la Cordillera de la Costa y las planicies litorales, entre las cuales una serie de valles y cuencas de origen fluvial han sido modelados.

Desde el río Aconcagua, o más menos desde los 33° S hacia el norte, el paisaje posee los rasgos de los valles transversales, en donde son característicos los cordones montañosos que comunica ambas cordilleras ante la ausencia de la depresión central. La zona costera, por su parte, comprende planicies de origen marino actualmente caracterizadas por la erosión hídrica (que ha generado un modelado suave y acolinado) y por el tectonismo (que ha definido un relieve en bloques).

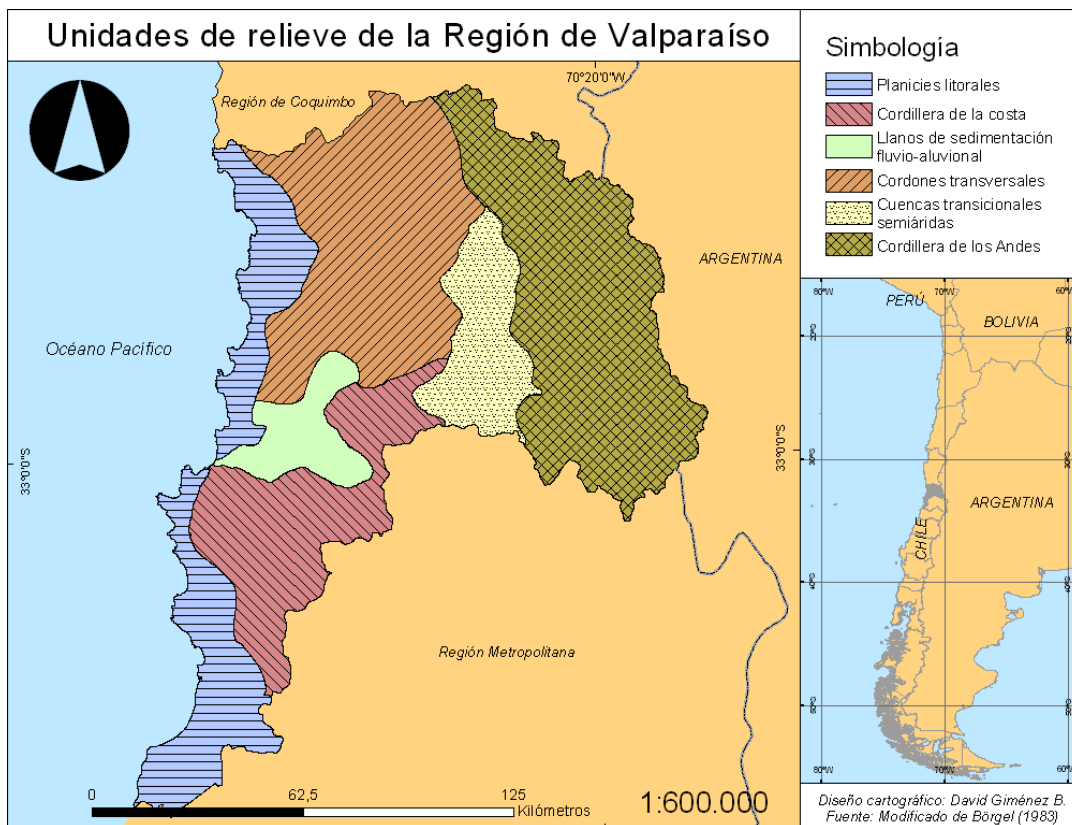


Fig. 24: Unidades de relieve de la Región de Valparaíso. Fuente: Börgel (1983).

a) Cordillera de los Andes: Entre los 32 y 33° S la cordillera de los Andes presenta un eje montañoso principal de orientación N-S, con altitudes sobre los 4.000 m.s.n.m. De este eje surgen una serie de ramificaciones de sentido fundamental E-O que luego conforman parte de la cordillera de la costa.

b) Cordillera de la costa: Ubicada hacia el oeste de los valles transversales, se caracteriza por poseer cadenas de cerros separadas por cursos fluviales de fondo plano y

trazado sinuoso. Presenta fuerte disección y aspecto de lomas dados los procesos de nivelación de relieve que han actuado en ella (CASTRO & BRIGNARDELLO, 1997).

c) Planicies litorales: Están emplazadas entre la línea de costa y la Cordillera de la Costa, con amplitudes variables entre el centenar de mts. y algo más de 10 kms. El contacto con la Cordillera de la Costa puede ser estar definido claramente mediante cambios abruptos de pendiente, o bien, ser paulatino a través de suaves lomajes. Con el mar su límite puede ser sinuoso, compuesto por relieves bajos de playas y campos dunarios, o abrupto mediante acantilados de alta pendiente (INSTITUTO GEOGRÁFICO MILITAR, 1996).

Se encuentran moldeadas en una serie de bloques, desde aproximadamente los 32° S hacia el sur, que dan forma a un relieve en peldaños originados por medio de dislocación tectónica (CORVALÁN *et al.*, 1977; CASTRO & BRIGNARDELLO, 1997; FIGUEROA, 2002). Provocando que no exista regularidad altimétrica en las planicies litorales, pues la tectónica de bloques desarrollada ha generado un relieve de altitud diferencial (Fig. 25).

La alternancia de afloramientos rocosos de diversa resistencia incide en procesos de erosión diferencial que le otorgan un alto grado de irregularidad a la línea litoral (ARAYA-VERGARA, 1976). Según su grado de erosión es posible distinguir dos sub-unidades dentro de las planicies litorales (CASTRO & BRIGNARDELLO, 1997):

a) Planicies litorales llanas: Presentan muy baja disección e inclinan suavemente hacia el mar formando verdaderas planicies, como las de Horcón.

b) Planicies litorales disectadas: Poseen aspecto de lomajes por la fuerte incisión fluvial y por el desarrollo de planicies fluvio-aluviales. La estructura ha favorecido la erosión hídrica producto de la acción de fallas y un fuerte diaclasamiento.

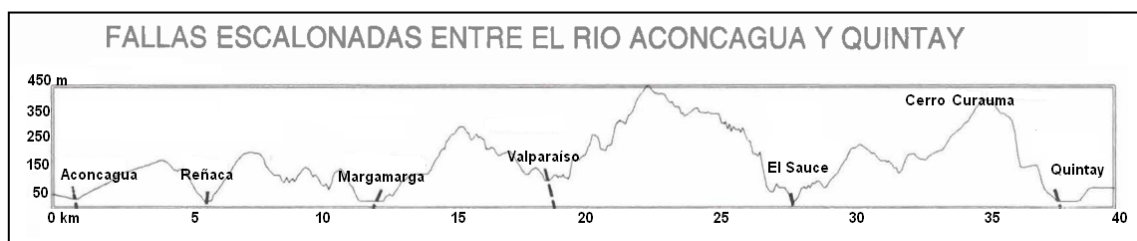


Fig. 25: Bloques y fallas en las planicies litorales de la Región de Valparaíso, entre el río Aconcagua y Quintay. Fuente: Castro & Brignardello (1997).

5. RESULTADOS

5.1. Ensenada de La Ligua

5.1.1. Geomorfología

La carta geomorfológica (Fig. 26) muestra que la playa de Pichicuy (entre Punta Pichicuy y Punta Guallarauco) y la de La Ligua (entre Punta Guallarauco y Punta La Ligua) conforman una costa de bahías sucesivas con eje principal noroeste, por lo que están expuestas directamente al *swell* y a los vientos provenientes del suroeste.

a) **Formas fluviales y fluviomarinas:**

El estero Guaquén, que desemboca cerca de un km. hacia el este de caleta Pichicuy, presenta su curso inferior en forma de garganta epigénica (PASKOFF, 1970), siendo esto evidencia del alzamiento tectónico de la costa. Posee además una laguna estuarial bloqueada por una barrera litoral.

En la bahía de La Ligua, los ríos La Ligua y Petorca confluyen muy cerca de su desembocadura conformando ambos una laguna litoral que tiende a estar cerrada por una barrera durante la temporada estival, mientras que cuando el caudal es mayor ésta puede ser abierta dando origen a una flecha. Ambos ríos presentan una sucesión de terrazas fluviales separadas a veces por claros escarpes de erosión, que se han representado en la cartografía como niveles de terrazas fluviales.

b) **Formas eólicas:**

Las desembocaduras del estero Guaquén y del río La Ligua se asocian a campos de dunas. El campo de Longotoma en la bahía de La Ligua conforma el de mayor superficie, presentando diversos pulsos de actividad y evolución, debiendo ocupar un espacio relativamente estrecho (un km. de ancho) tendiendo a la superposición de las formas y pulsos dunares (VELOSO 2005). En Pichicuy el campo dunar presenta una reducida extensión, estando emplazado entre el acantilado muerto y la depresión interdunaria. Este conjunto está urbanizado en el sector central de la bahía (Fig. 27) por lo que su parte activa está reducida a los márgenes de la laguna litoral del estero Guaquén.

Los campos de dunas anteriormente mencionados están asociados directamente a una anteduna ubicada a sotavento de la playa arenosa. Esta anteduna se presenta como continuación topográfica de las flechas o barreras que bloquean las lagunas, siendo en Pichicuy de forma relativamente irregular, intervenida por el tránsito de vehículos, mostrando una morfología baja con numerosas nebkas, sin poseer un cordón regular y continuo; mientras que en La Ligua existen hasta cuatro cordones paralelos de anteduna que le confieren a ésta una gran dimensión (Fig. 28) y sugieren progradación de la línea litoral.



Fig. 27: Urbanización del campo de dunas en Pichicuy. Al fondo acantilado muerto, en primer plano cordón de anteduna. Fuente: Colección personal.



Fig. 28: Longotoma. Sucesión de cordones de dunas anteriores en la zona distal de la playa. Fuente: Colección personal.

En las ensenadas de Pichicuy y Longotoma hay presencia de dunas ascendentes, ubicadas éstas en emplazamientos muy similares entre ellas, aunque con grandes diferencias en su extensión y morfología. Hacia el sureste de Pichicuy existe un pequeño conjunto que asciende por el frente del acantilado muerto (Fig. 29), posee una morfología fundamentalmente de nebka (Fig. 30), encontrándose asociado a un pequeño campo dunar al sur de la laguna de Guaquén al cual posiblemente vinculan su formación; están vegetadas, aunque intervenidas por el tránsito de vehículos.

Las dunas ascendentes ubicadas en la zona sur de Longotoma son de gran magnitud, con morfología de barjanes coalescentes o en patrón aklé (VELOSO, 2005). Ocupan la terraza alta ubicada en la confluencia de los ríos Petorca y La Ligua, cubriéndola y permitiendo el desarrollo de dunas libres en zonas altas (Fig. 31).



Fig. 29: Acantilado muerto y dunas ascendentes en la zona proximal de Pichicuy. Fuente: Colección personal.



Fig. 30: Detalle de las dunas ascendentes de Pichicuy. Se aprecia la morfología monticular de nebka. Fuente: Colección personal.

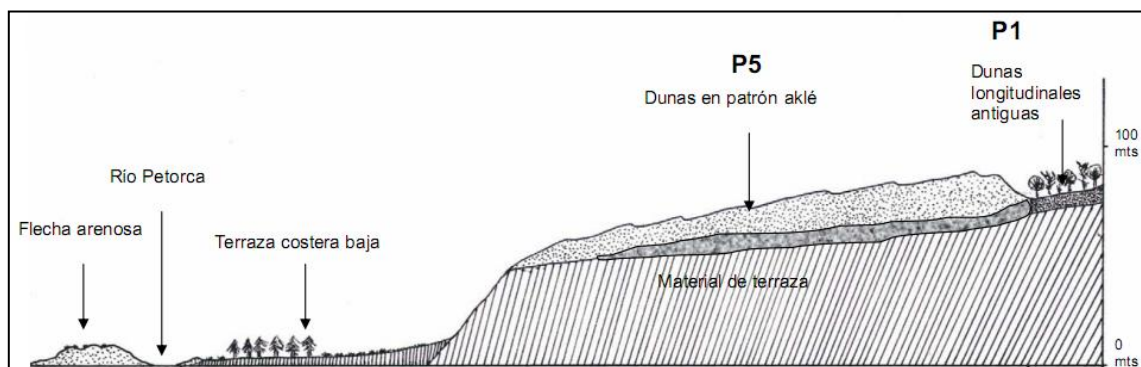


Fig. 31: Perfil transversal en la zona sur de las dunas de Longotoma. Representa la transecta entre la flecha litoral del río La Ligua y la terraza alta entre los ríos Petorca y La Ligua. Nótese el campo de dunas activas en patrón aklé sobre la terraza. Fuente: Veloso (2005).

a) Formas marinas:

Gran parte de la línea litoral de la bahía es rocosa, a excepción de las playas. Los acantilados que bordean el mar presentan un perfil más bien irregular con una plataforma litoral en su base que puede tener más de un nivel y que no tiende a poseer una superficie aplanada o regular (Fig. 32). Estas plataformas, sin embargo, son lo suficientemente anchas y/o elevadas como para que los acantilados contiguos puedan ser definidos como estabilizados.



Fig. 32: Punta La Ligua. Plataforma litoral rocosa e irregular al pie del acantilado estabilizado. Fuente: Imagen Google Earth.

En los márgenes interiores de ambas bahías existe un acantilado muerto que marca el límite de una antigua línea de costa, alcanzado altitudes incluso sobre los 100 m.s.n.m. al norte del río Petorca. En Pichicuy, al oeste, el acantilado muerto es discontinuo por un sector de acantilado estabilizado que presenta en su base evidencias de remoción de materiales asociado al ataque de las olas (Figs. 33 y 34).



Fig. 33: Pichicuy. Acantilado estabilizado cubierto de vegetación. En su base, sector con evidencias de ataque. Tomada el 18/10/11. Fuente: Colección personal.



Fig. 34: Sector próximo al representado en la figura 33. Nótese como gran parte de la playa es invadida por las aguas mientras el oleaje ataca el sector basal del acantilado. El oleaje mismo impidió fotografiar el lugar exacto de la figura 27. Tomada el 08/06/12.

Fuente: Colección personal.

Las terrazas marinas en esta área aparentemente no son de grandes extensiones, limitadas a los alrededores de caleta Pichicuy. Corresponden a terrazas de abrasión marina pues han sido labradas en el basamento y no presentan depósitos marinos. Estas terrazas marinas, y el resto de los niveles altos contiguos a las bahías, poseen una extensa cobertura de materiales eólicos antiguos (paleodunas) que se extienden además hacia el sur de Punta La Ligua y hacia el interior de la bahía homónima.

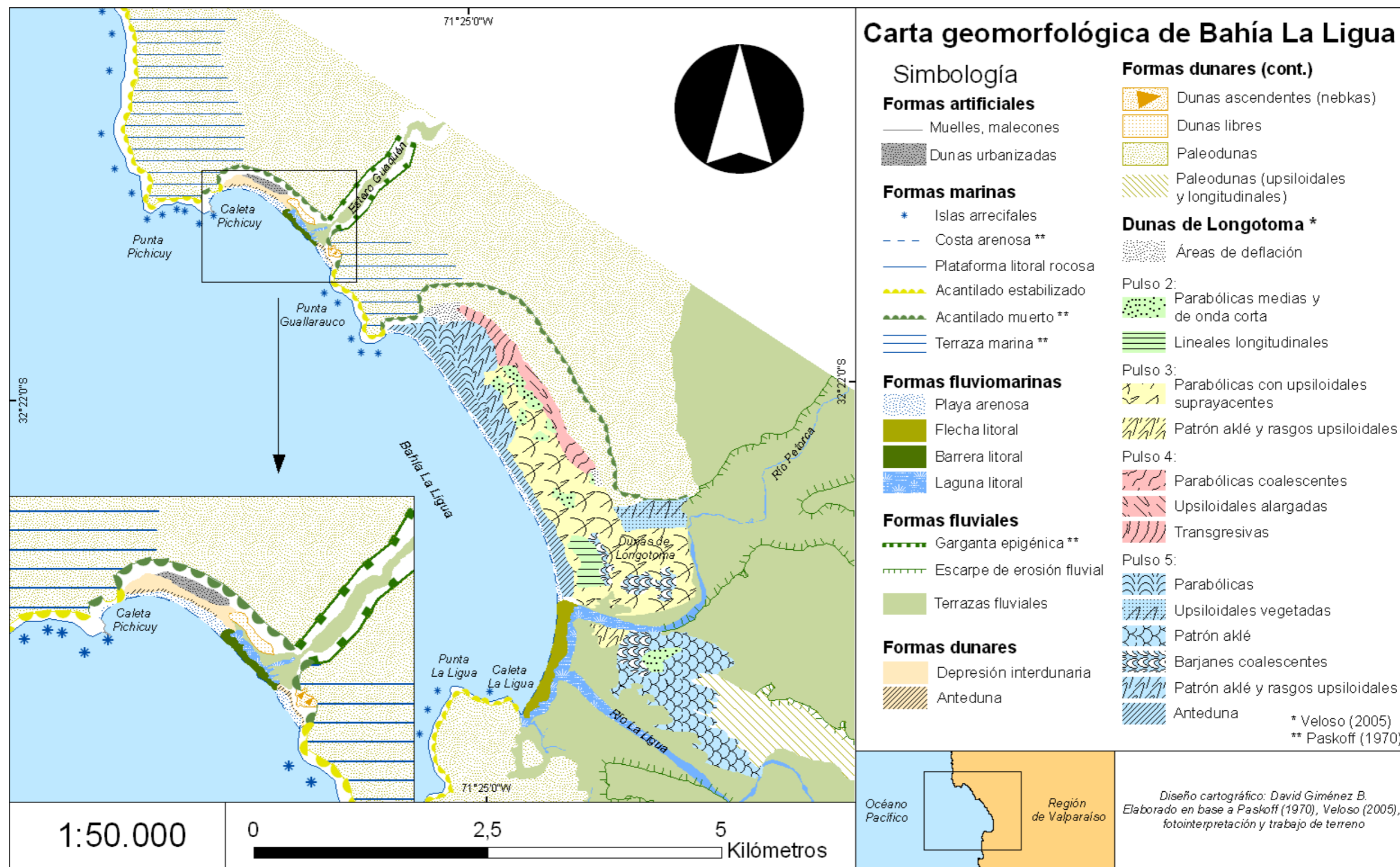


Fig. 26 Carta geomorfológica de bahía La Ligua. Fuente: Elaboración propia.

5.1.2. Morfometría y orientación de playas, Pichicuy y Longotoma

Los parámetros morfométricos de las playas de Pichicuy y Longotoma (Fig. 35) muestran que ambas poseen un radio de curvatura relativamente alto, manifestando la amplitud que ambas playas presentan. El azimut es alto en ambos casos, expresando el eje predominante NO-SE que presenta la costa, correlativo con la orientación transversal de Pichicuy y oblicua/transversal de Longotoma.

Playa	Orientación al <i>swell</i>		Índice de curvatura	Azimut (°)	
Pichicuy	Transversal		1,3	Proximal	321,21
				Media	318,03
				Distal	278,1
				Promedio	305,78
Longotoma	Proximal	Oblicua	1,53	Proximal	23,73
	Media	Oblicua/Transversal		Media	328,97
	Distal	Transversal		Distal	325,31
				Promedio	226

Fig. 35: Parámetros morfométricos y orientación de las playas de Pichicuy y Longotoma.
Fuente: Elaboración propia.

5.1.3. Morfodinámica costera

a) Bahía La Ligua, refracción del oleaje:

El diagrama de refracción del oleaje de bahía La Ligua (Fig. 36) muestra que la incidencia del *swell* del suroeste es directa tanto para la zona de Pichicuy como de Longotoma. Se aprecia que no hay mayor diferencia entre el oleaje recibido por ambas playas como por los sectores rocosos identificados por las islas arrecifales, siendo gran parte de esta línea de costa un ambiente de alta energía. Es posible inferir por tanto que la posición relativa de la línea litoral en bahía La Ligua, de tipo transversal, excepto en la zona proximal de playa Longotoma donde es oblicua, surge como un factor importante que condiciona el ambiente en el que está inserta la morfodinámica de estas dos ensenadas.

En la zona proximal, en el sector de punta La Ligua, se produce refracción de los trenes de ola al interactuar con la saliente rocosa, la cual puede ser considerada más bien como de influencia local dada la orientación general de la línea de costa.

b) Playa Pichicuy, tipo de zona de rompiente:

En la playa de Pichicuy (Fig. 37) dominan los tipos de rompiente intermedios de media a alta energía y los de alta energía, situación que se condice con la orientación de esta playa con respecto al oleaje incidente. La tendencia es hacia los tipos de zona de

rompiente disipativos, fundamentalmente en las zonas media y proximal, mientras que en la parte distal suele aparecer más frecuentemente el tipo de barra y surco longitudinal.

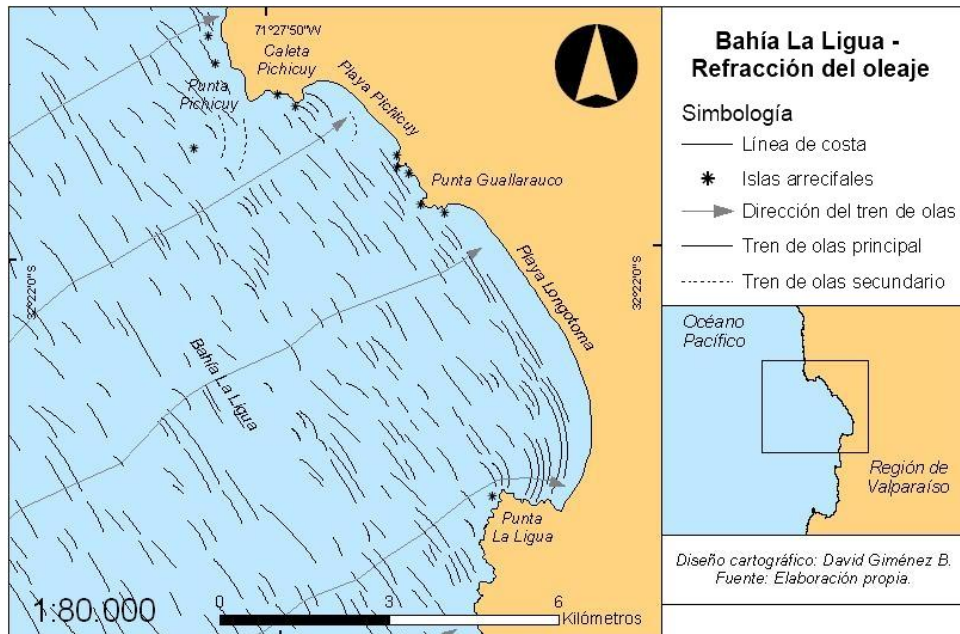


Fig. 36: Diagrama de refracción del oleaje de Bahía La Ligua. Fuente: Elaboración propia.

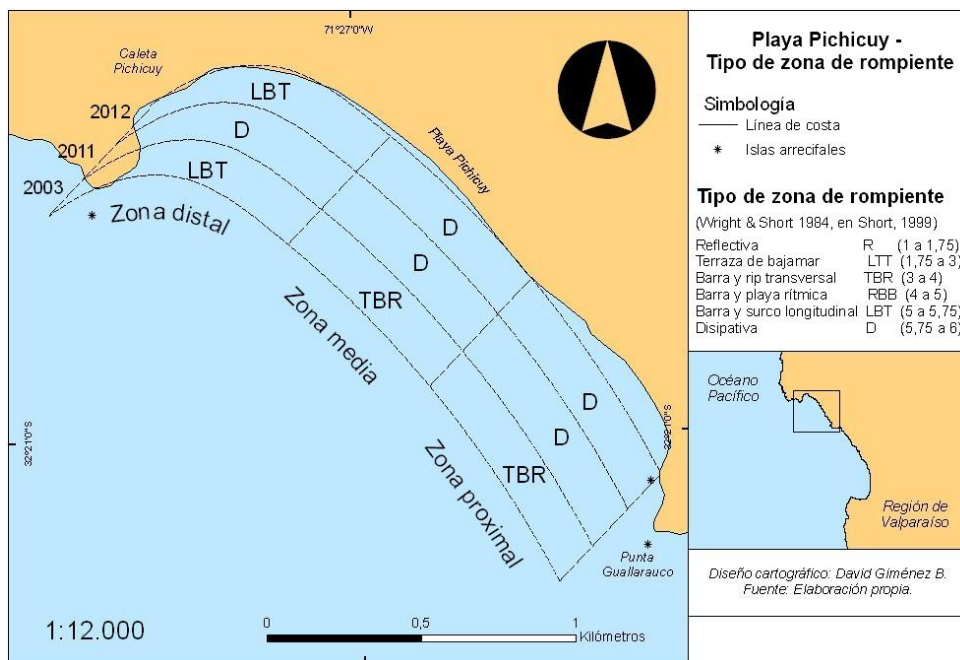


Fig. 37: Playa Pichicuy. Tipo de zona de rompiente. Fuente: Elaboración propia.

c) Playa Pichicuy, ancho de zona de rompiente:

Durante el período analizado el ancho de la zona de rompiente de Playa Pichicuy (Fig. 38) se presentó considerablemente variable, a partir de lo cual la principal tendencia

observada es hacia el angostamiento de la zona de rompiente desde la zona proximal de la playa hacia la distal, en donde los mayores valores aparecen en el sector medio y proximal. Se observa que el ancho de las rompientes puede ser de 100 mts. o más, con amplitudes que superan los 200 mts.

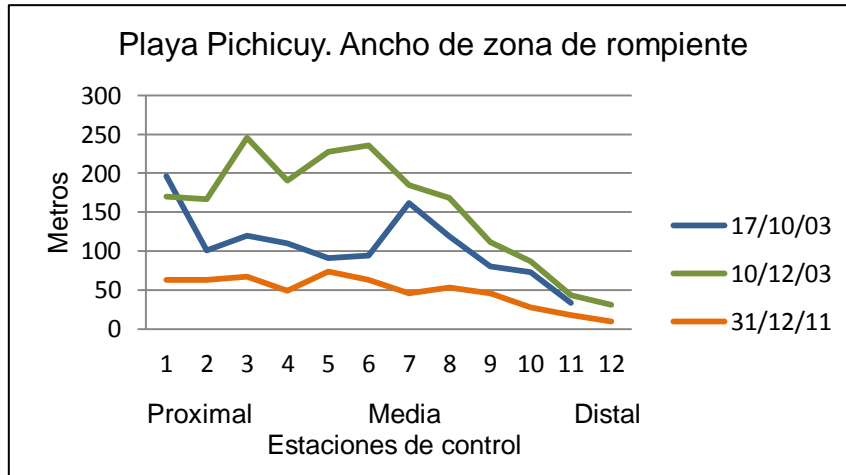


Fig. 38: Playa Pichicuy. Ancho de zona de rompiente. Estaciones de control cada 200 mts. aprox. Fuente: Elaboración propia.

d) Playa Pichicuy, ancho de playa:

En la figura 39 se aprecia que el ancho de la playa de Pichicuy es normalmente mayor a 40 mts., con un promedio cercano a los 80 mts. Las mayores amplitudes se encuentran hacia la zona proximal, siendo éstas altamente variables según las observaciones disponibles. El ancho de la playa disminuye desde la zona proximal hacia la distal, estando los valores mínimos en esta última zona dada la existencia de una playa muy angosta con el acantilado inmediato.

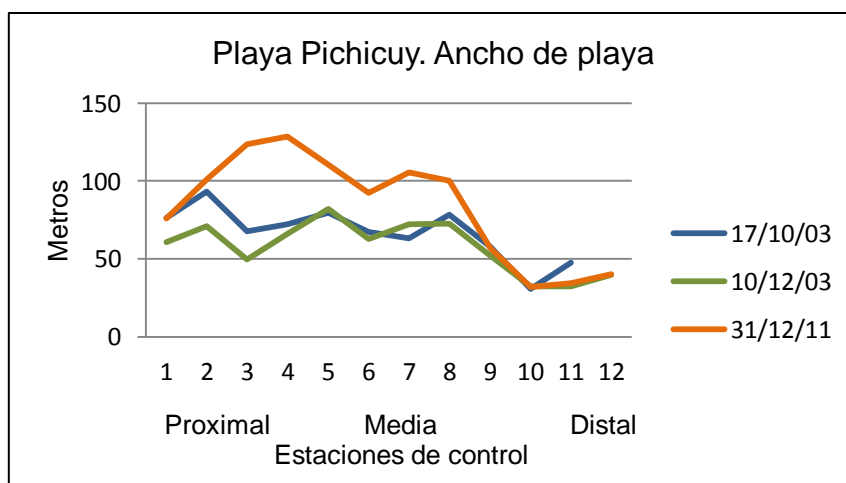


Fig. 39: Playa Pichicuy. Ancho de playa. Estaciones de control cada 200 mts. aprox. Fuente: Elaboración propia.

e) Playa Pichicuy, perfiles de playa y condición global de ataque:

En la zona proximal de Pichicuy (Fig. 40), el perfil de playa ha sido levantado en la barrera litoral del estero Guaquén, apreciándose una forma en la que los procesos acrecionales son muy evidentes, sin cortes ni formas cóncavas que indiquen algún proceso de erosión. La condición de ataque para esta zona es baja (12), con un perfil monosecuencial.

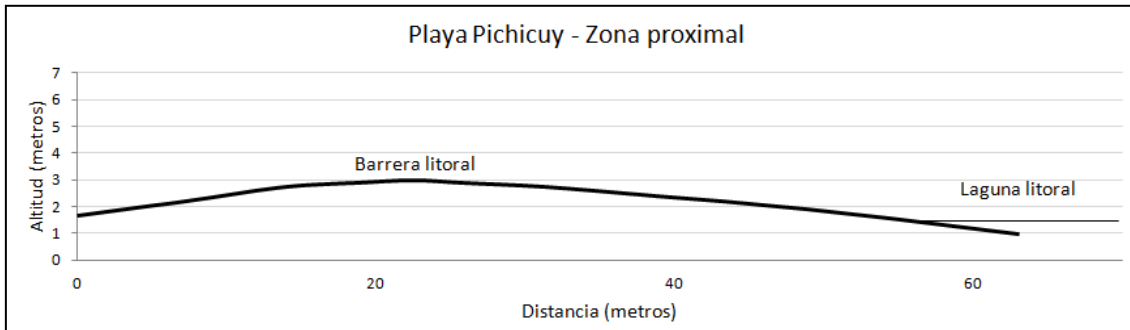


Fig. 40: Playa Pichicuy, zona proximal. Perfil monosecuencial acrecional, condición global de ataque (C.A.): 12. Fuente: Elaboración propia.

El sector medio (Fig. 41) muestra una zona de amplitud importante donde un perfil cóncavo se presenta sin microacantilado de playa definiendo una secuencia de erosión, con una condición global de ataque alta (36). Obsérvese que en este perfil, previo a la anteduna, existen microdunas, lo que evidencia cierto grado de abastecimiento de arenas en esta parte de la playa.

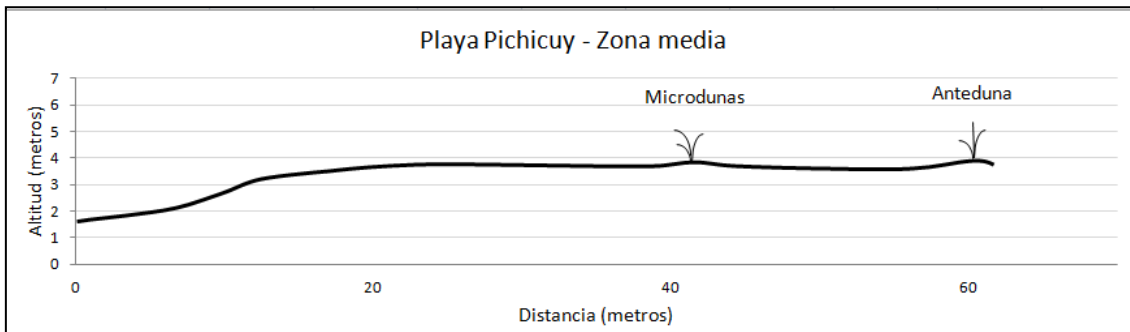


Fig. 41: Playa Pichicuy, zona media. Perfil monosecuencial erosional, C.A.: 36. Fuente: Elaboración propia.

La zona distal de Pichicuy (Fig. 42) muestra una playa muy estrecha con un microacantilado de playa de casi un metro de alto. Estas características le otorgan a este sector las más altas condiciones de ataque de la ensenada (48). Al respecto de la anteduna, ésta mantiene la tendencia que muestra en toda la playa, baja y de poca amplitud.

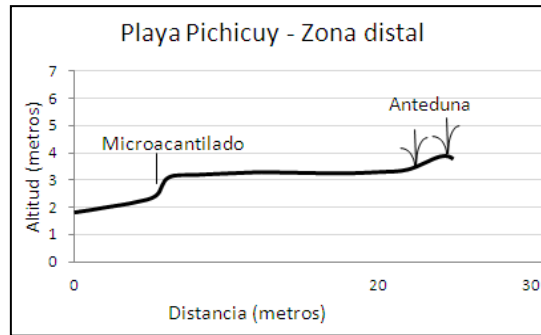


Fig. 42: Playa Pichicuy, zona distal. Perfil monosecuencial erosional, C.A.: 48. Fuente: Elaboración propia.

Las diferencias entre los procesos de acreción en la parte proximal y de erosión en los otros dos sectores deben estar explicadas tanto por lo que implica la posición transversal de la costa, al favorecer el ataque del oleaje en las zonas media y distal, como por el aporte periódico de materiales que debe realizar el estero Guaquén para permitir la mantención de un perfil convexo en la barrera litoral de la zona proximal.

Al recorrer la playa en terreno fue constatado que el desarrollo de *beach cusps* tiende a ser recurrente a lo largo de toda la playa, pareciendo dominar su presencia en el sector distal, debiéndose en gran medida al arribo directo de las olas a la playa.

f) Playa Longotoma, tipo de zona de rompiente:

El dominio de los tipos de rompiente de alta energía en la playa de Longotoma es constante durante el período observado (Fig. 43), siendo el tipo disipativo el más importante. Existe una alta presencia de corrientes de retorno a lo largo de la playa, hecho que debe tener su explicación en la incidencia del oleaje directo en ésta, similar a lo que sucede en Pichicuy.

g) Playa Longotoma, ancho de zona de rompiente:

La playa de Longotoma presenta una zona de rompiente muy ancha, con promedios de 200 mts. y máximos sobre los 400 mts. (Fig. 44), situación que se relaciona con las numerosas líneas de rompiente sucesivas que tienden a presentarse. De las mediciones puede derivarse una tendencia al ensanchamiento de la zona de rompiente en las zonas media y distal, mientras que las menores amplitudes están ubicadas generalmente en la zona proximal, posiblemente debido a la influencia local del *headland* de Punta La Ligua en el oleaje incidente.

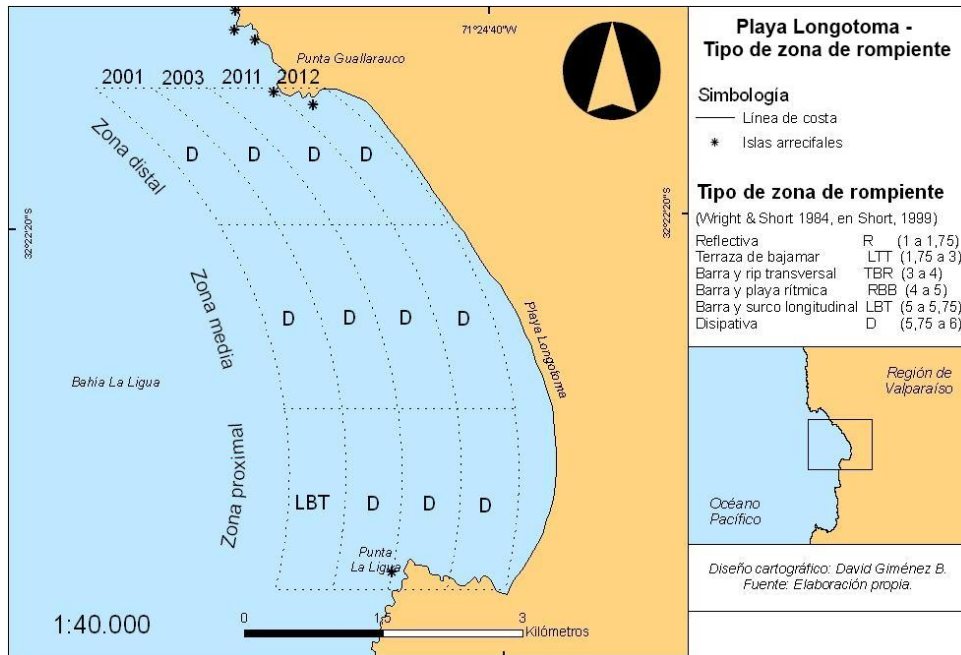


Fig. 43: Playa Longotoma. Tipo de zona de rompiente. Fuente: Elaboración propia.

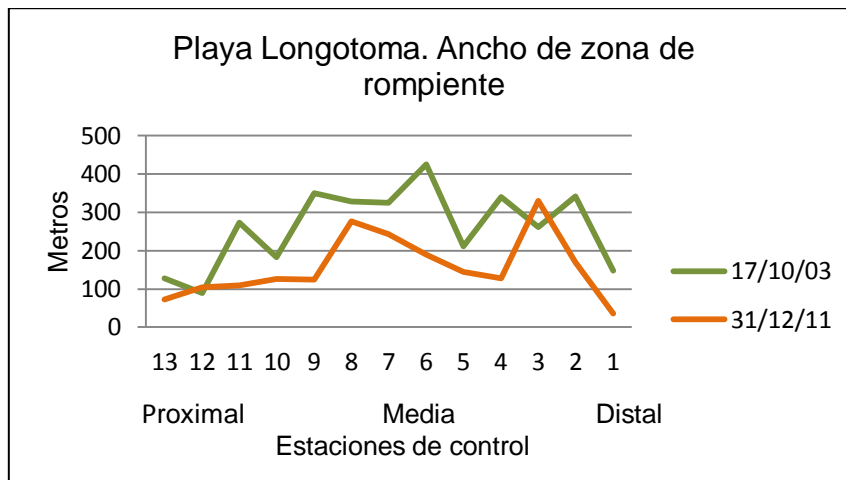


Fig. 44: Playa Longotoma. Ancho de zona de rompiente. Estaciones de control cada 500 mts. aprox. Fuente: Elaboración propia.

h) Playa Longotoma, ancho de playa:

La playa de Longotoma se caracteriza por ser amplia, secundada de manera casi inmediata por un amplio y extenso cordón de antedunas. Los anchos varían entre 40 mts. hasta cerca de 100 mts., alcanzando los mayores valores en las zonas proximal y media. (Fig. 45). La principal tendencia inferida para esta playa es la presencia de un ancho de relativa constancia a lo largo de ella, en donde la zona proximal presenta magnitudes mayores que el resto, con una ligera disminución de la dimensión hacia la zona distal.

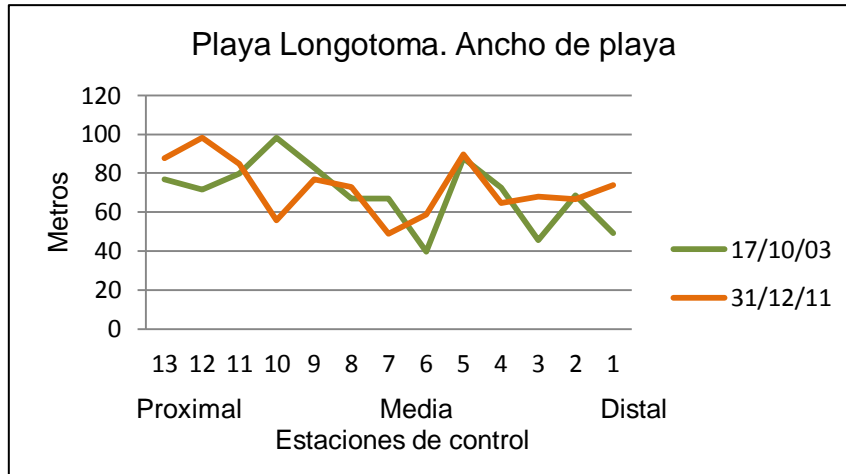


Fig. 45: Playa Longotoma. Ancho de playa. Fuente: Estaciones de control cada 500 mts. aprox. Elaboración propia.

i) Playa Longotoma, perfiles de playa y condición global de ataque:

El perfil levantado en la zona proximal de playa Longotoma (Fig. 46) muestra que el ascenso de la anteplaya hacia las antedunas es suave, casi rectilíneo, salvo por la existencia en los primeros centímetros de un microacantilado que corta abruptamente la forma, dándole características de perfil erosional, sin ninguna otra secuencia de playa claramente perceptible, por lo cual este perfil ha sido denominado como monosecuenal erosional, con una alta condición global de ataque (54).

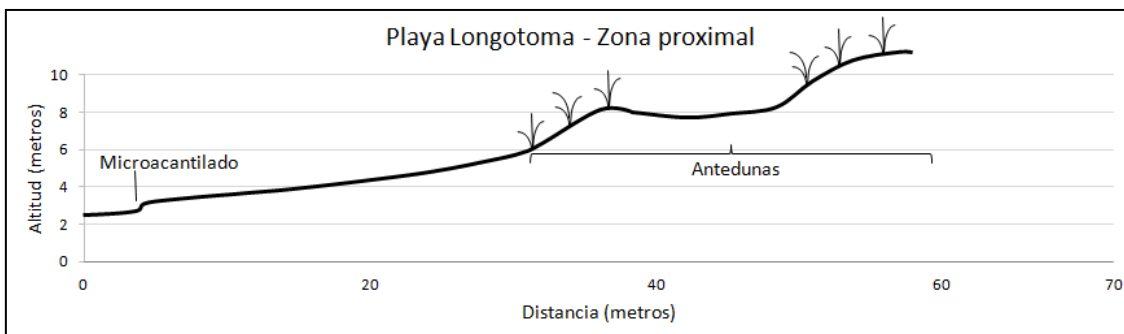


Fig. 46: Playa Longotoma, zona proximal. Perfil monosecuenal erosional, C.A.: 54. Fuente: Elaboración propia.

La playa de Longotoma destaca por la importante magnitud de las antedunas que la recorren, presentando en la zona proximal la mayor altitud en los perfiles levantados, cercana a los 12 mts., que corresponde al segundo cordón de anteduna tras el más externo.

Para la zona media (Fig. 47) el perfil decrece en altitud en relación al anterior, mostrando la cara de playa un microacantilado más pronunciado y con un perfil que tiende a ser plano hacia la anteduna, quedando en clara manifestación una secuencia erosional, con una condición de ataque alta (54).

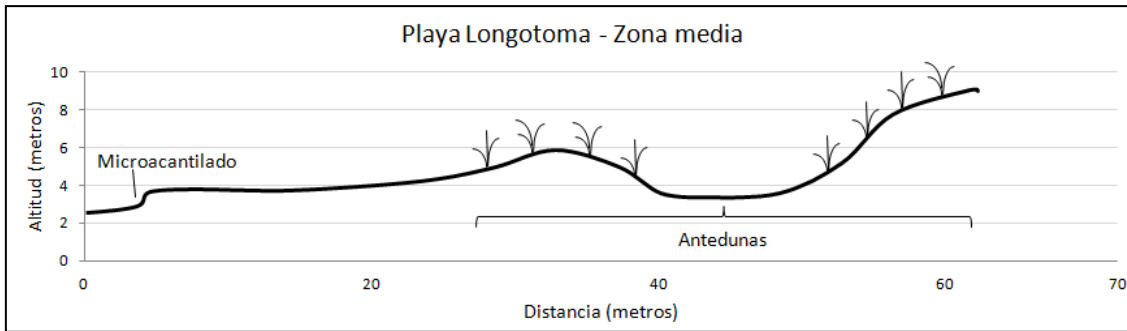


Fig. 47: Playa Longotoma, zona media. Perfil monosecuencial erosional, C.A.: 54. Fuente: Elaboración propia.

Nótese cómo en este perfil sucede una reducción en la altitud de las antedunas al no superar los 10 mts., así como una notoria y amplia depresión entre ambos cordones.

El perfil de la zona distal de Longotoma (Fig. 48) manifiesta una playa más larga y horizontal que los dos casos anteriores, siendo del mismo modo los cordones de anteduna bajos, con una altitud máxima cercana a los 7 mts., y poco diferenciados en continuidad. La condición global de ataque sigue siendo alta (54) al no evidenciar más de una secuencia de erosión.

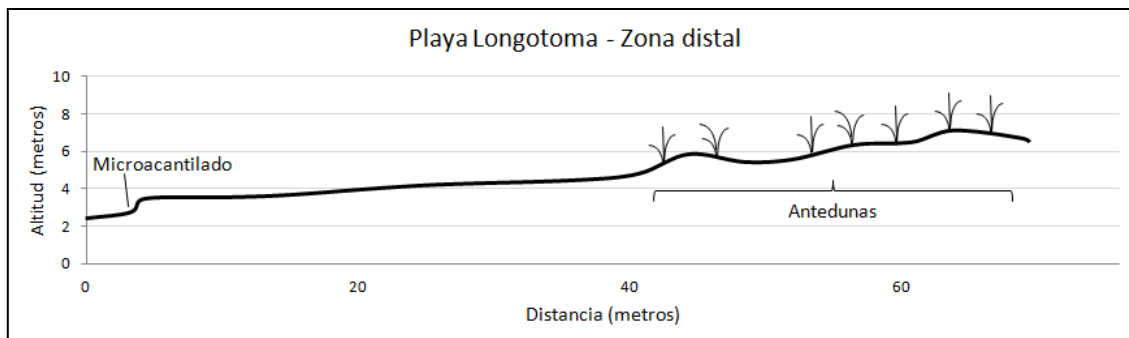


Fig. 48: Playa Longotoma, zona distal. Perfil monosecuencial erosional, C.A.: 54. Fuente: Elaboración propia.

Todos los perfiles de playa levantados en Longotoma han mostrado que los procesos erosivos son dominantes, de manera indiferenciada a lo largo de gran parte de la cara de playa, con condiciones de ataque bastante altas y microacantilados constantes.

5.2. Ensenada de Horcón

5.2.1. Geomorfología:

La configuración diferencial de los materiales del acantilado de Horcón se expresa en una actividad y morfología característica (Fig. 49). Esta forma puede ser dividida en dos sectores, siendo la zona de mayor extensión aquella que conforma la bahía y que está compuesta de rocas sedimentarias blandas. El segundo sector lo configura la saliente de península Horcón, compuesto de rocas intrusivas duras, dando origen a un *headland* cuyos materiales resisten mucho más la abrasión marina que las rocas sedimentarias.

a) **Formas marinas:**

El acantilado activo domina el margen de la bahía extendiéndose por los alrededores de la península Horcón, en la zona de afloramientos de rocas duras, y a lo largo de gran parte de la formación arenosa, donde además, en la zona media se presenta como acantilado sumergido. Clara evidencia de la actividad de esta forma son los *notch* en su base (Fig. 50).



Fig. 50. Bahía Horcón. Acantilado arenoso con *notch* (A y B) producto del ataque basal del oleaje. Fuente: Imagen Google Earth.

En Playa Caucau, en las cercanías de Caleta Horcón y al norte de la ensenada, el acantilado se mantiene como una forma estabilizada debido a la construcción de estructuras de protección y a trabajos de reducción de la pendiente en su frente.

Las islas arrecifales se concentran en la península al suroeste de la bahía, asociadas a la composición cristalina de ésta, y también cercanas al acantilado sumergido, debido a remanentes más resistentes de la erosión del acantilado arenoso blando (Fig. 51).

La terraza marina está emplazada en toda la zona alta de la bahía, correspondiendo a una terraza de sedimentación marina al estar formada por secuencias de sedimentos marinos, excepto donde está labrada en las rocas duras de la Península Horcón, siendo aquí una terraza de abrasión marina.



Fig. 51: Acantilado sumergido de Horcón. Ejemplo de un remanente de erosión del acantilado arenoso que conforma una isla arrecifal. Fuente: Imagen Google Earth.

La terraza marina posee una plataforma litoral en toda su base, excepto donde culmina como acantilado sumergido, que es en gran parte estrecha y con una serie de *pocket-beachs*. Morfológicamente estas plataformas litorales presentan diferencias importantes en relación a la litología que las conforma.

La plataforma al pie del acantilado arenoso tiene una superficie regular y suave, al igual que una playa arenosa (Fig. 52). Las plataformas litorales labradas en las rocas duras (Fig. 53), en cambio, poseen superficies irregulares y discontinuas con numerosas cubetas y acanaladuras, precedidas comúnmente por islas arrecifales.



Fig. 52: Bahía Horcón. Acantilado arenoso con plataforma litoral regular. Fuente: Imagen Google Earth.



Fig. 53: Caucau. Acantilado granítico con plataforma litoral irregular. Fuente: Colección personal.

a) Formas eólicas:

La dinámica eólica pasada queda manifestada en la presencia de una importante cobertura de paleodunas sobre la superficie de la terraza, pudiendo señalarse que los procesos de morfología eólica actualmente no son capaces de dar origen a campos dunares en esta ensenada, pues no existen condiciones que permitan la evolución de éstos, dado por ejemplo, por la escasez de superficies bajas de acumulación.

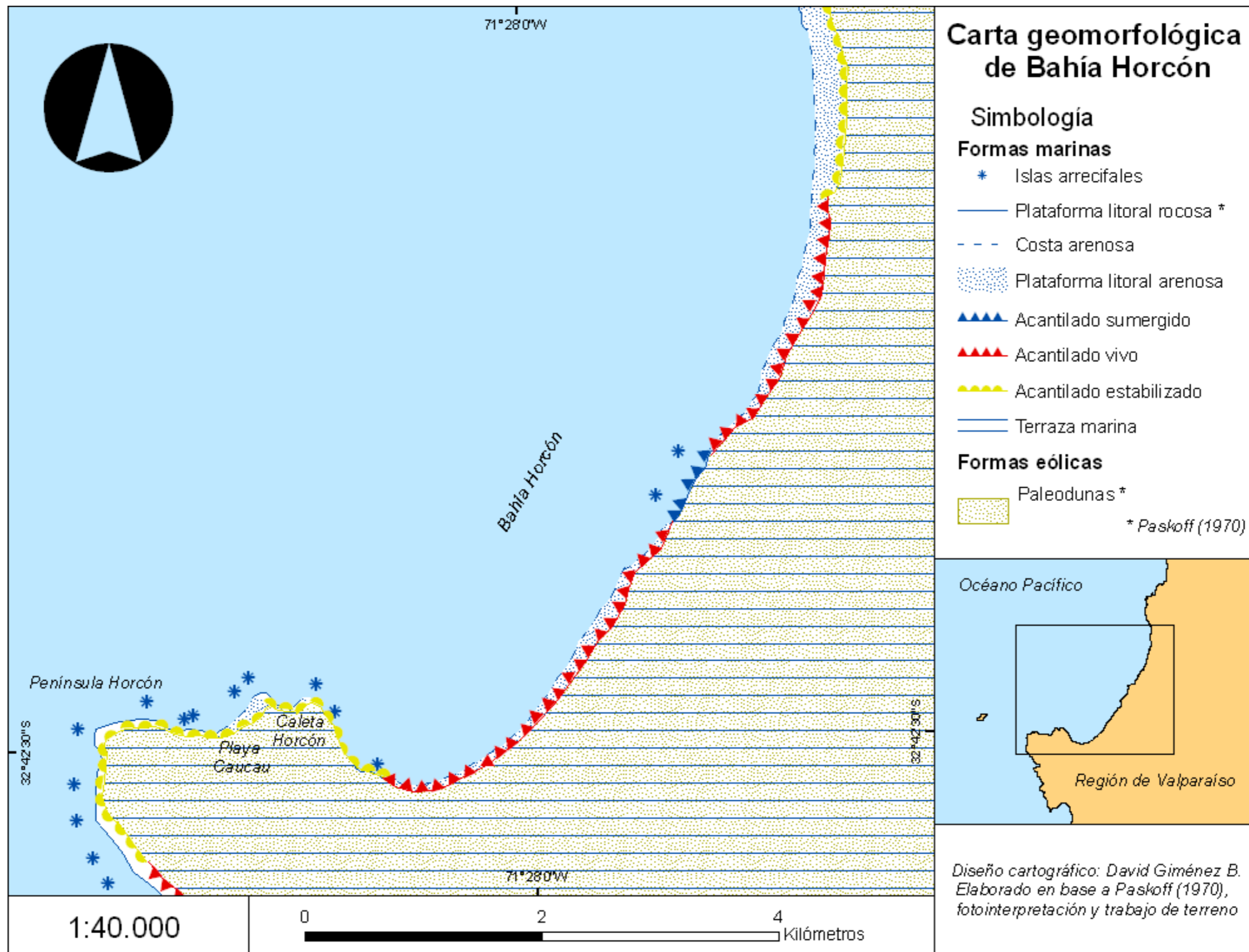


Fig. 49: Carta geomorfológica de bahía Horcón. Fuente: Elaboración propia.

5.2.2. Morfometría y orientación de Bahía Horcón:

La morfometría de la ensenada de Horcón (Fig. 54) indica un alto índice de curvatura que se condice con la importante amplitud de la ensenada. Los azimut así mismo son bajos, reflejando que la bahía presenta un eje de dirección NE-SO, situación que refleja una orientación de tipo longitudinal en los sectores proximal y medio, y oblicua en la zona distal, en donde el azimut es además prácticamente de dirección norte.

Playa	Orientación al swell		Índice de curvatura	Azimut (°)	
	Proximal	Longitudinal		Proximal	Media
Bahía Horcón	Proximal	Longitudinal	1,28	Proximal	36,66
	Media	Longitudinal		Media	34,62
	Distal	Oblicua		Distal	3,43
				Promedio	24,9

Fig. 54: Parámetros morfométricos y orientación de Bahía Horcón. Fuente: Elaboración propia.

5.2.3. Morfodinámica costera:

a) Bahía Horcón, refracción del oleaje:

La figura 55 representa la aproximación de las olas a la bahía de Horcón. El *headland* ubicado al sur influye directamente en el arribo del oleaje, determinando que en la zona proximal de la bahía los trenes de ola sufran una importante refracción, mientras que progresivamente hacia el norte esta condición disminuye. Puede apreciarse que la refracción del oleaje es mayor en aquellas zonas de orientación longitudinal, disminuyendo a medida que la costa es más oblicua.

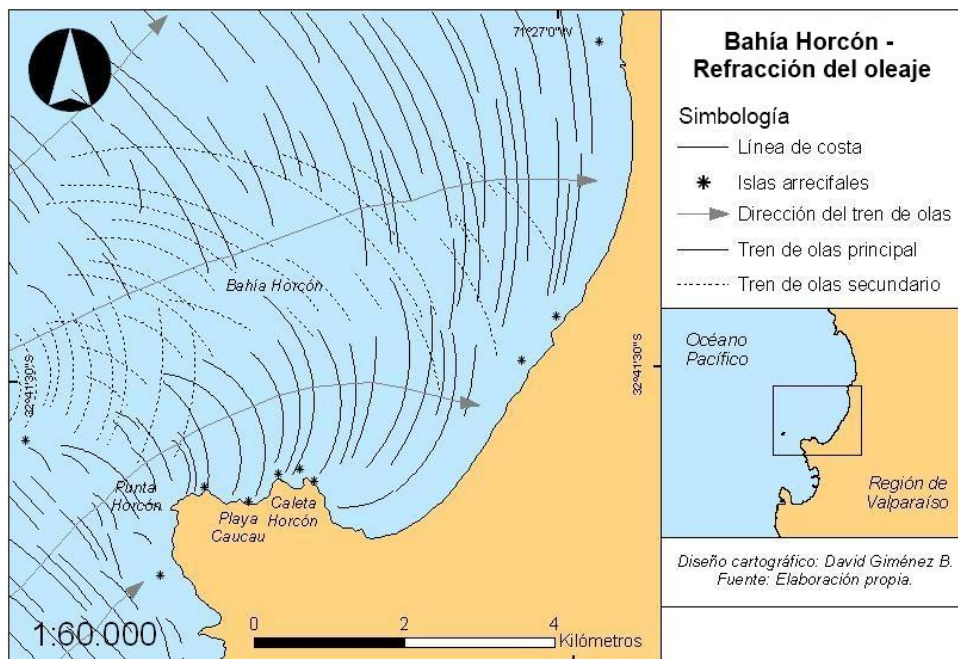


Fig. 55: Diagrama de refracción del oleaje de bahía Horcón. Fuente: Elaboración propia.

b) Bahía Horcón, tipo de zona de rompiente:

La bahía de Horcón (Fig. 56) se caracteriza por poseer una playa muy estrecha a los pies de un acantilado activo, siendo la posición relativa de esta playa en relación al oleaje incidente el factor principal que permite el desarrollo de tipos de rompiente muy disímiles entre sus zonas norte y sur.

En las zonas media y distal el oleaje arriba con baja refracción, surgiendo zonas de rompiente de energía alta a media, siendo las disipativas y las de barra y surco longitudinal las más comunes. La zona proximal, por otro lado, está condicionada por el *headland* de península Horcón, por lo cual las características de estas zonas de rompientes están determinadas al existir de manera constante playas estrechas de tipo reflectivo.

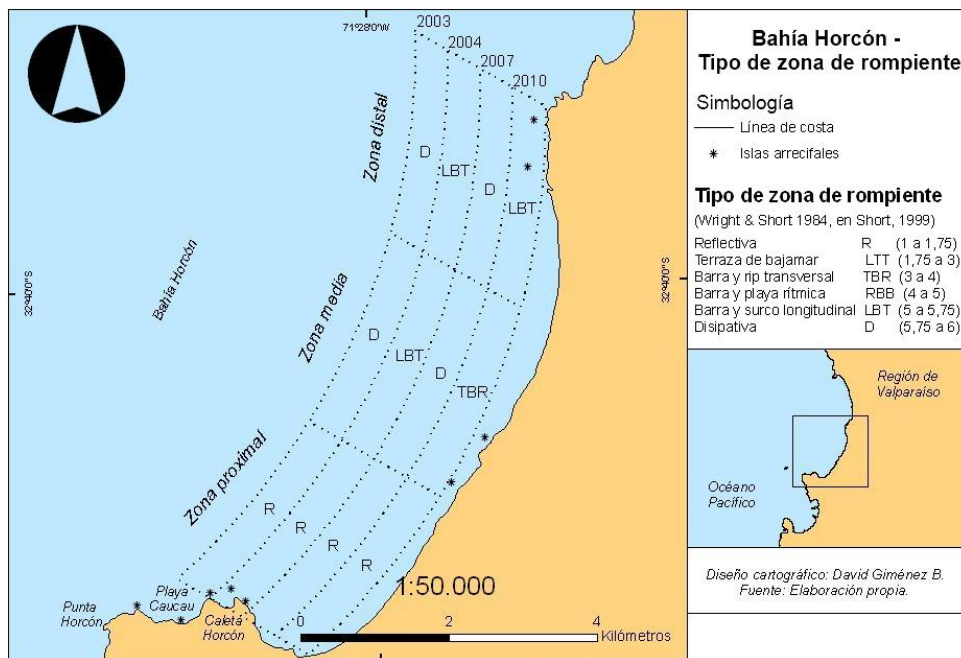


Fig. 56: Bahía Horcón. Tipo de zona de rompiente. Fuente: Elaboración propia.

c) Bahía Horcón, ancho de zona de rompiente:

La figura 57 da cuenta de un evidente patrón diferencial en el ancho de zona de rompiente de Bahía Horcón entre los sectores norte y sur de la bahía. Por gran parte de la zona media, entre las estaciones de control 7 y 12, se encuentran una serie de *pocket-beachs* que conforman pequeñas playas independientes entre sí con notorias diferencias en los anchos medidos. El patrón general observado expresa que en las zonas proximal y media las amplitudes de la zona de rompiente promedian los 30 mts., con anchos que aumentan hacia la zona distal; mientras que hacia el norte de la bahía estas dimensiones alcanzan magnitudes mucho mayores, con máximos superiores a los 160 mts. y un promedio cercano a los 100 mts.

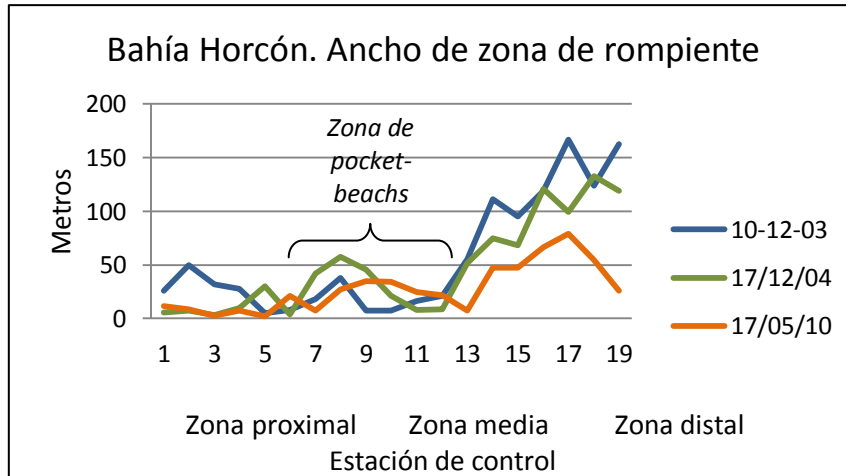


Fig. 57: Bahía Horcón. Ancho de zona de rompiente. Estaciones de control cada 400 mts. aprox. Fuente: Elaboración propia.

d) Bahía Horcón, ancho de playa:

El ancho de la plataforma litoral en Bahía Horcón está igualmente diferenciado entre las zonas de ésta (Fig. 58), observándose una tendencia similar y correlativa con la zona de rompiente, pues las amplitudes más importantes están en la zona distal, sobre los 100 mts., con un promedio cercano a los 95 mts. Mientras tanto, entre las zonas media y proximal promedian amplitudes de 50 mts. Las diferencias entre las *pocket-beachs* de la zona media se expresan de forma aún más significativa en el ancho de playa

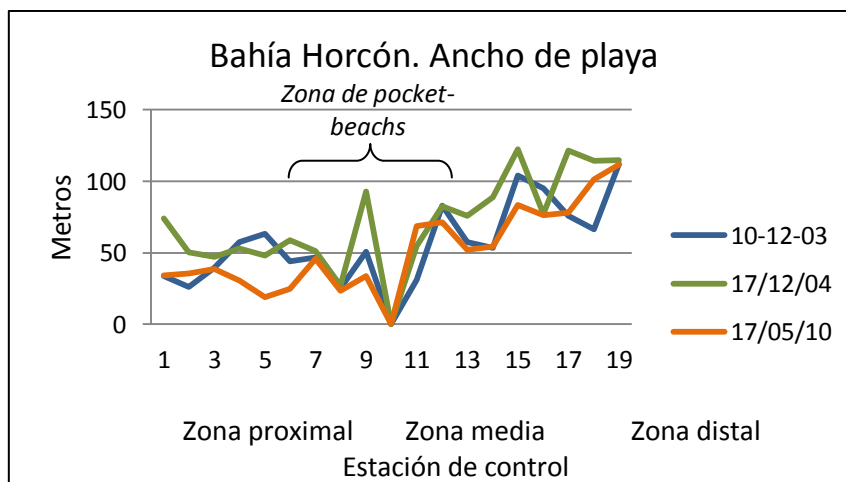


Fig. 58: Bahía Horcón. Ancho de playa. Estaciones de control cada 400 mts. aprox. Fuente: Elaboración propia.

e) Bahía Horcón, perfiles de playa y condición global de ataque:

En bahía Horcón no se realizaron perfiles de playa debido a problemas de accesibilidad. Para continuar con el análisis de la dinámica de las zonas media y distal se ha recurrido a los antecedentes de SOTO (2003), MUÑOZ (2005) y SOTO & ARRIAGADA (2007), que

han estudiado el sector norte de la bahía (Maitencillo-Cachagua), y para la zona proximal, de Playa Caucau, descrita párrafos a continuación.

Los perfiles de playa en bahía Horcón debiesen presentar una preponderancia hacia los procesos erosivos con una condición global de ataque alta, quizá con sus mayores magnitudes hacia la zona distal, principalmente por la presencia inmediata del acantilado arenoso con entalles basales (*notch*) (SOTO & ARRIAGADA, 2007). Esto es ejemplificado a partir de lo presentado por SOTO (2003), donde de seis perfiles levantados en la ensenada de Cachagua-Maitencillo, cuatro son erosionales, mientras que en MUÑOZ (2005) se observa que en la misma ensenada la condición global de ataque dominante es alta. (Fig. 59).

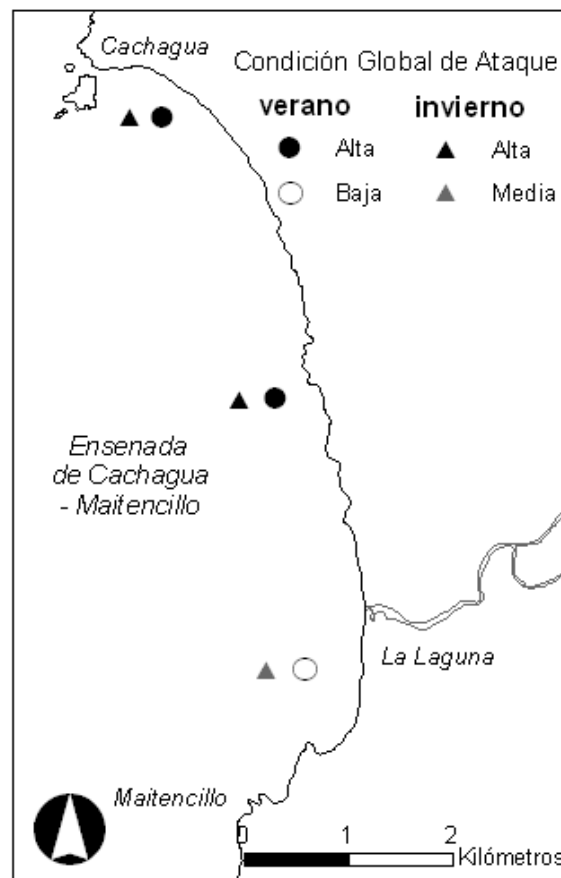


Fig. 59: Condición global de ataque en la ensenada de Cachagua-Maitencillo (porción norte de Bahía Horcón). Fuente: Muñoz (2005).

f) Playa Caucau, tipo de zona de rompiente:

A lo largo de la playa de Caucau se dan rompientes de baja energía fluctuantes entre los tipos de terraza de bajamar y reflectiva (Fig. 60), generando condiciones de zona de rompiente muy similares a los presentes en la zona proximal de Bahía Horcón.

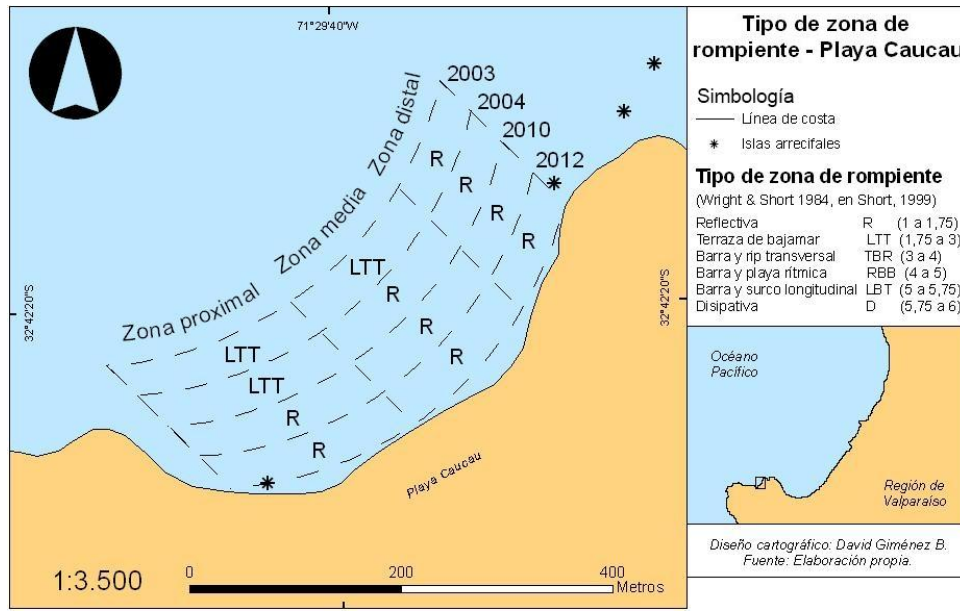


Fig. 60: Playa Caucau. Tipo de zona de rompiente. Fuente: Elaboración propia.

g) Playa Caucau, ancho de zona de rompiente:

En la playa de Caucau los anchos de rompiente no superan los 35 mts. (Fig. 61) cuando éstas son de tipo terraza de bajamar, siendo 15 mts. el ancho promedio. En el período observado existe una tendencia hacia la disminución del ancho en la zona distal, debido a que en tal área la zona de rompientes existente es siempre muy angosta de tipo reflectivo.

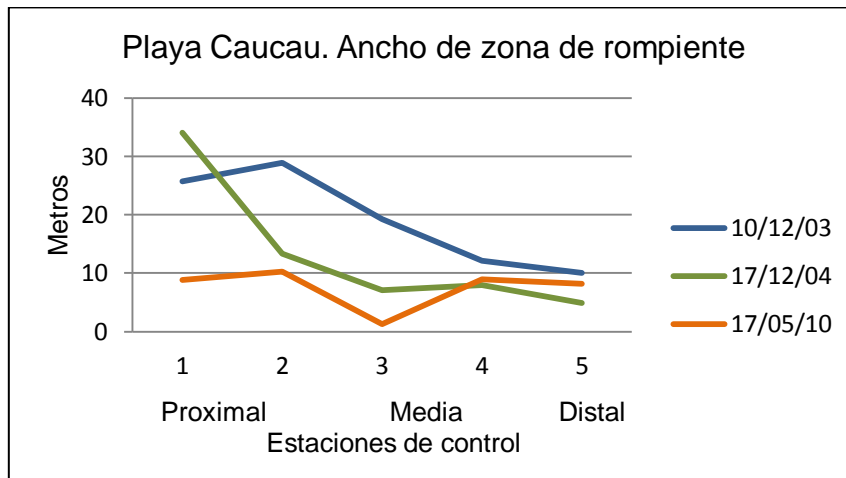


Fig. 61: Playa Caucau. Ancho de zona de rompiente. Estaciones de control cada 80 mts. aprox. Fuente: Elaboración propia.

h) Playa Caucau, ancho de playa:

Con las mediciones realizadas se observa que el ancho de playa en Caucau (Fig. 62) presenta dimensiones y tendencias inversas en relación al de rompiente, aumentando

desde la zona proximal hacia la distal. El ancho medio es de 55 mts., mientras que los valores máximos hacia la porción distal superan los 70 mts. Valores muy similares de ancho presenta la playa proximal de la ensenada de Horcón.

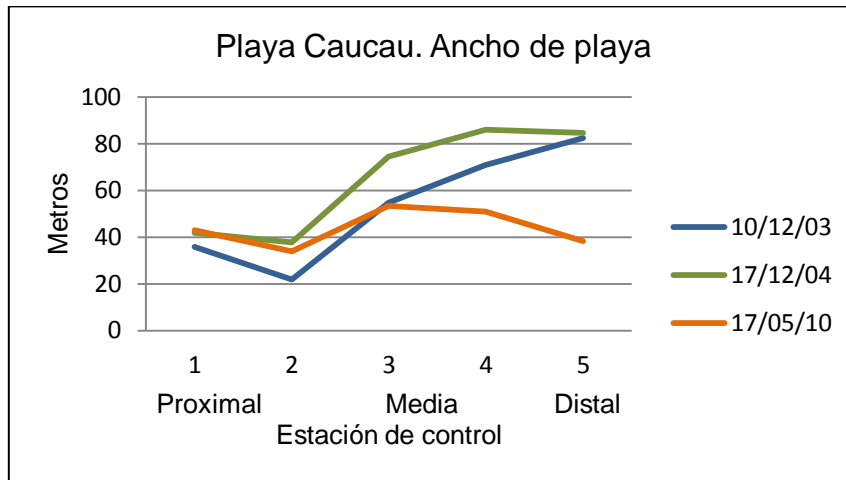


Fig. 62: Playa Caucau. Ancho de playa. Estaciones de control cada 80 mts. aprox. Fuente: Elaboración propia.

i) Playa Caucau, perfiles de playa y condición global de ataque:

La zona proximal de Playa Caucau (Fig. 63) muestra un perfil en donde la cara de playa es más bien rectilínea en descenso hacia el mar, resultando un tanto confusa la identificación de fenómenos erosivos o acrecionales, pareciendo, dada una leve convexidad, dominar este último proceso. A partir de esto puede señalarse que la playa es monosecuenal acrecional, con una condición de ataque baja (11), destacando de modo importante la estrechez que presenta esta forma.

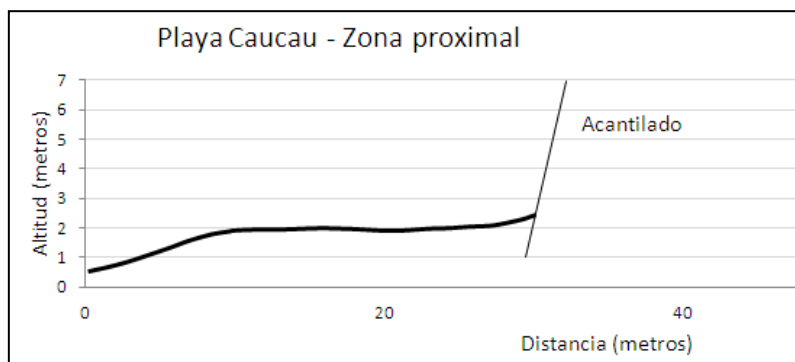


Fig. 63: Playa Caucau, zona proximal. Perfil monosecuenal acrecional, C.A.: 11. Fuente: Elaboración propia.

En la figura 64 está representado el perfil de la zona media de Caucau, en el que hay una secuencia notable de erosión con microacantilado en la anteplaya, siendo un perfil de tipo monosecuenal erosional con alta condición global de ataque (51). Nuevamente queda en manifiesto la estrechez de la playa.

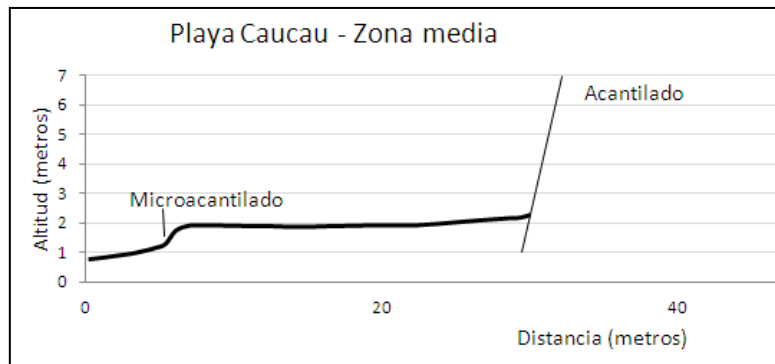


Fig. 64: Playa Caucau, zona media. Perfil monosecuencial erosional, C.A.: 51. Fuente: Elaboración propia.

El perfil de playa de la zona distal en Caucau (Fig. 65) indica una playa más amplia que el resto, esta vez con una primera secuencia visible de tipo erosional con microacantilado de anteplaya, y posteriormente, desde más o menos los 35 mts., una forma de acreción que define al perfil como bisecuencial mixto con una condición de ataque media de 25,5.

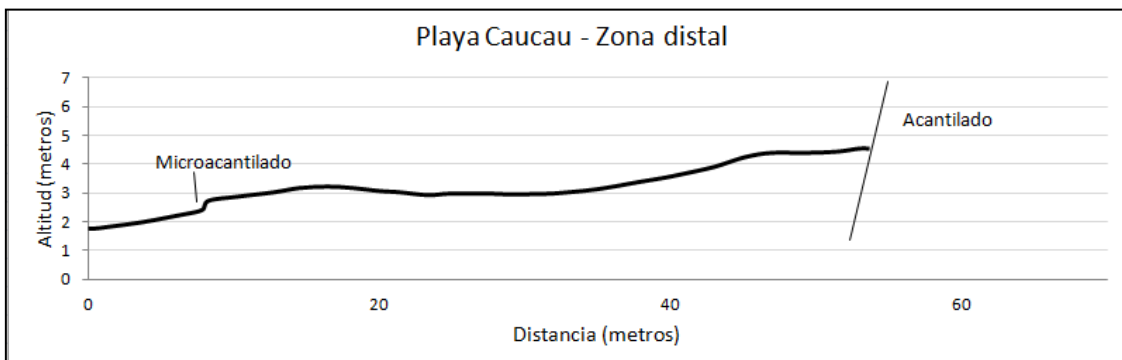


Fig. 65: Playa Caucau, zona distal. Perfil bisecuencial mixto, C.A.: 25,5. Fuente: Elaboración propia.

Los tres perfiles en Caucau muestran que la dinámica de esta playa es muy irregular, habiendo en un espacio de reducidas dimensiones procesos erosivos y acrecionales, sin dominar claramente alguno de ellos, siendo igualmente la condición de ataque muy variable.

La interpretación fundamental dada para estos perfiles –que es extrapolada al sector proximal de Bahía Horcón y posiblemente pueda entenderse que la dinámica de toda la playa en la base del acantilado es similar– es que la morfodinámica de la plataforma litoral es muy irregular, estando como factor principal la estrechez de ella lo que permite que el oleaje pueda alcanzar las bases del acantilado y provocar su actividad, y además, al no existir una fuente directa de sedimentos para la playa en toda la bahía (más allá de la misma erosión del acantilado) no hay condiciones que permitan deducir un balance sedimentario positivo que contrarreste el accionar del oleaje.

El hecho de que la plataforma sea de dimensiones mayores en la parte distal y media en la bahía de Horcón no niega que el oleaje no alcance la base del acantilado, pues SOTO & ARRIAGADA (2007) ya han documentado *notch* en la zona norte que evidencian erosión del acantilado blando (Fig. 66).

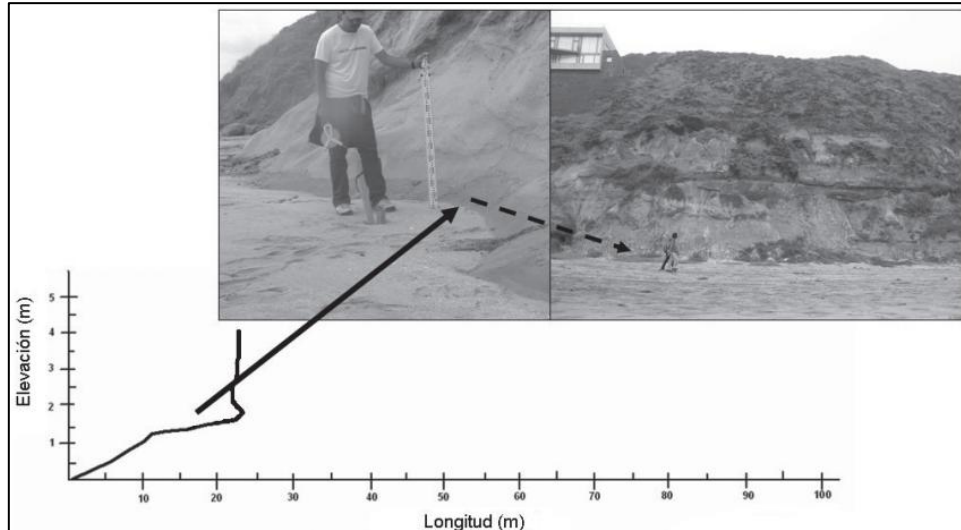


Fig. 66: Fotografía y perfil levantado en la playa de Cachagua que evidencia erosión basal en el acantilado blando. Fuente: Soto & Arriagada (2007).

Finalmente hay que señalar la importancia de eventos de alta energía como tsunamis y marejadas, pues deben ser considerados como vitales en la evolución del acantilado de Horcón, dado que al estar éste compuesto de sedimentos poco consolidados responde de forma positiva y en rápidos términos a los procesos erosivos, diferencia fundamental que distingue a esta bahía con Playa Caucau, en la que el acantilado está conformado por rocas graníticas duras.

5.3. Ensenada de Quintay

5.3.1. Geomorfología

a) Formas marinas:

Las formas marinas son dominantes en el área de Quintay (Fig. 67). Por su extensión destaca la terraza de abrasión marina labrada en las rocas del basamento cristalino-metamórfico, en la que se presentan de forma localizada depósitos marinos de la Formación Navidad (terrazza de sedimentación) (GANA *et al.* 1996). Esta terraza presenta bloques diferentes (Fig. 68) debido a la actividad tectónica desarrollada durante el Plioceno que la ha dislocado, evidenciando estos desniveles en los escarpes de falla, en donde las diferencias de nivel alcanzan incluso los 400 mts (CORVALÁN *et al.*, 1977).



Fig. 68: Al centro y al fondo, bloque tectónico Quintay visto desde el bloque Curauma (en primer plano). El modelado aplanado es evidencia de la acción marina. Fuente: Imagen Google Earth.

En la zona norte de Quintay el escarpe de falla culmina directamente hacia el mar sin una plataforma basal (Fig. 69), razón por la cual este escarpe puede ser considerado geomorfológicamente como un *plunging cliff*. Hacia el sur de playa Quintay el acantilado continúa por toda la costa con una altitud menor y en condiciones de estabilidad, presentando además algunas *pocket-beachs* rocosas como la de caleta Quintay.

El acantilado en los alrededores de caleta Quintay ha sido estabilizado debido a que se ha construido infraestructura de protección en la línea de costa (Fig. 70). Continúa, luego, como forma activa hacia el sur.

Dada la litología dura dominante, las plataformas litorales ubicadas en la base de los acantilados son de superficie irregular y discontinua. Se caracteriza también la línea litoral de la zona por una alta presencia de islas arrecifales, sólo con la excepción del margen arenoso de playa Quintay.



Fig. 69: Escarpe de falla de origen tectónico al norte de playa Quintay. Fuente: Imagen Google Earth.



Fig. 70: Caleta Quintay. Borde costero con estructuras de protección en la plataforma basal del acantilado. Fuente: Colección personal.

b) Formas fluviomarinas, eólicas y fluviales:

Al sur de la playa de Quintay se presenta la desembocadura del estero El Jote cerrada por una barrera litoral y conformando una laguna estuarial. Paralela a la playa arenosa existe una anteduna un tanto discontinua por la alteración antrópica, al igual que la depresión interdunaria. Estas dos últimas formas son el vestigio actual de la actividad eólica en Quintay (CASTRO & BRIGNARDELLO, 1997) pues el campo de dunas interior fue removido para la instalación del conjunto residencial de Santa Augusta. Del mismo modo, esta urbanización complica el reconocimiento de terrazas fluviales así como posiblemente, la identificación de paleodunas.

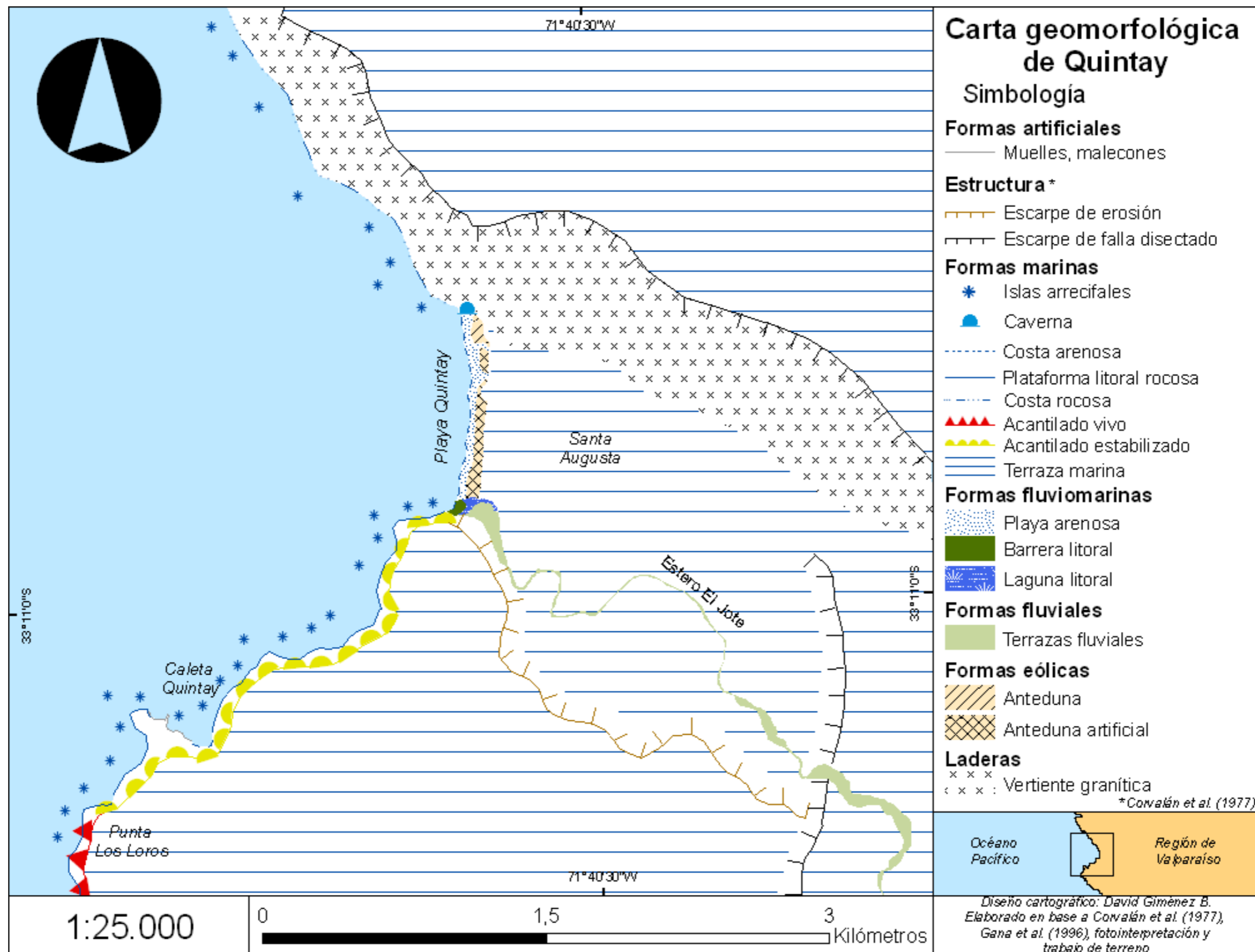


Fig. 67: Carta geomorfológica de Quintay. Fuente: Elaboración propia.

5.3.2. Morfometría y orientación de playas, Quintay:

La playa de Quintay (Fig. 71) presenta un muy bajo azimut, dando a entender una playa rectilínea orientada prácticamente al norte, de orientación oblicua. Dadas sus reducidas dimensiones la playa posee muy poca amplitud reflejada en un índice curvatura bajo.

Playa	Orientación al swell	Índice de curvatura	Azimut (°)
Quintay	Oblicua	0,22	0,29

Fig. 71: Parámetros morfométricos y orientación de Playa Quintay. Fuente: Elaboración propia.

5.3.3. Morfodinámica costera:

a) Ensenada de Quintay, refracción del oleaje:

La aproximación de las olas del swell hacia Quintay (Fig. 72) resulta ser de manera directa en las zonas acantiladas ubicadas en los alrededores de la playa, beneficiando la evolución de la morfología erosiva en esos sectores. Hacia la playa de Quintay las olas arriban ligeramente refractadas producto de la interferencia que realiza la saliente rocosa de punta Los Loros. No se aprecia la existencia de grandes diferencias en la energía de oleaje que reciben los diferentes sectores de la playa.

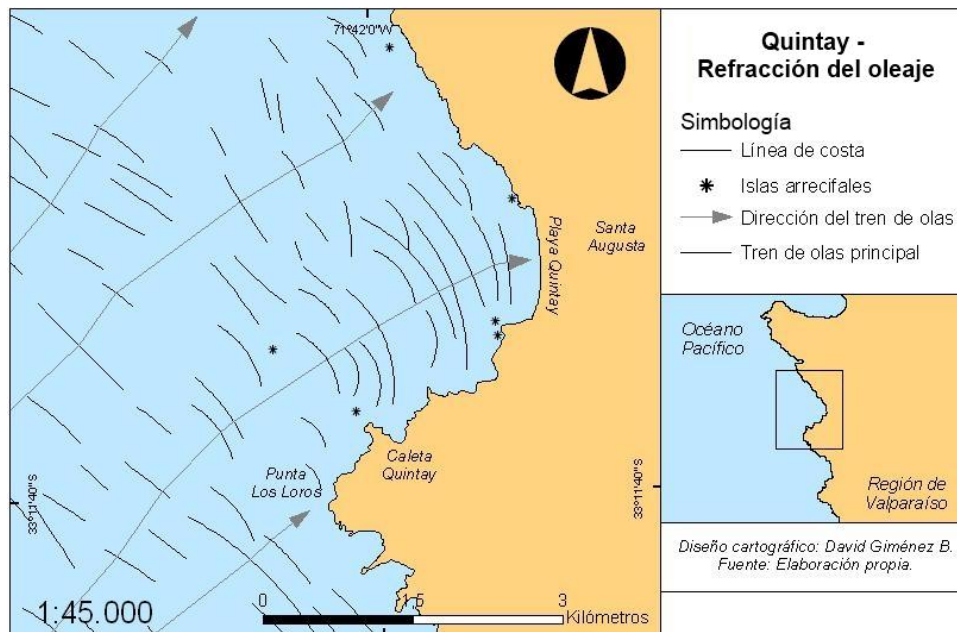


Fig. 72: Diagrama de refracción del oleaje en la ensenada de Quintay. Fuente: Elaboración propia.

b) Playa Quintay, tipo de zona de rompiente:

El tipo de zona rompiente en playa Quintay (Fig. 73) varía, durante el período observado, entre los tipos intermedios de energía media a baja de barra y *rip* transversal y terraza de bajamar, con preponderancia para éste último, deduciéndose que esta playa no tiende a ser un ambiente de alta energía.

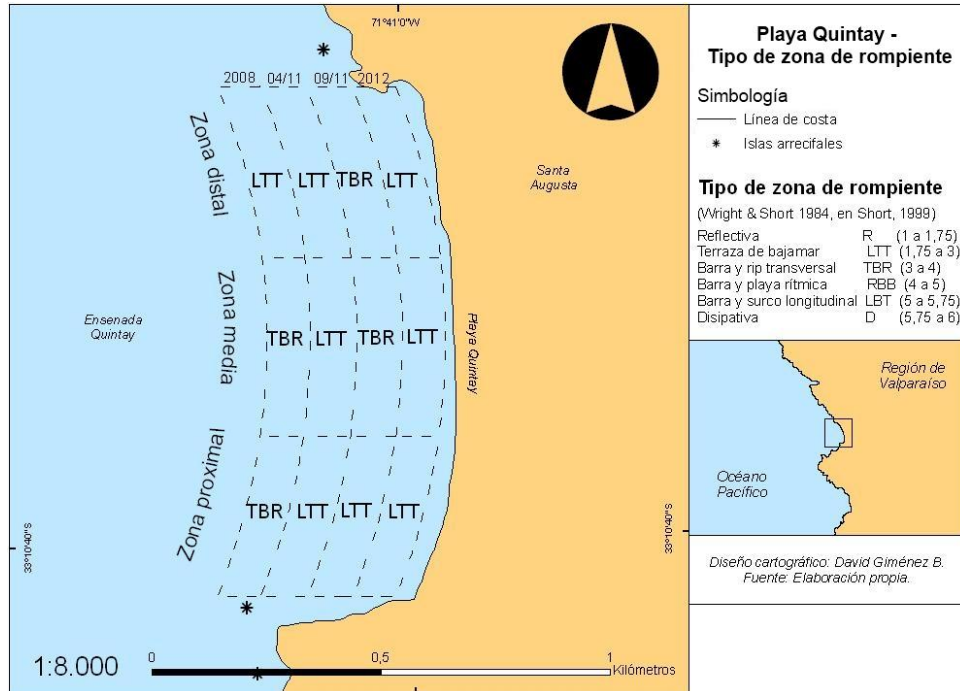


Fig. 73: Playa Quintay. Tipo de zona de rompiente. Fuente: Elaboración propia.

c) Playa Quintay, ancho de zona de rompiente:

De acuerdo a las observaciones realizadas se aprecia que el ancho de zona de rompiente de playa Quintay es muy variable (Fig. 74), con las mayores amplitudes del orden de los 100 mts. y con un promedio cercano a los 70 mts. Posee una tendencia a presentar máximos en las zonas media y distal, aunque estas condiciones, sin embargo, pueden cambiar muy rápidamente. En este ámbito destaca el punto de control nº10. Para el año 2008 la dimensión de la playa no ha sido medida pues no existía, ya que el oleaje atacaba directamente la base del acantilado. En cambio, en el año 2011 existió progradación, la cual fue constatada en terreno, ensanchando la playa hacia fines del mismo año de manera drástica.

d) Playa Quintay, ancho de playa:

Similar a lo que sucede con la zona de rompiente, la playa presenta sus mayores anchos en la zona distal y sus mínimos hacia el sector proximal (Fig. 75), aunque las tendencias son algo más irregulares. Por lo general sus amplitudes máximas son cercanas a los 100 mts., y las mínimas del orden de 40 mts.

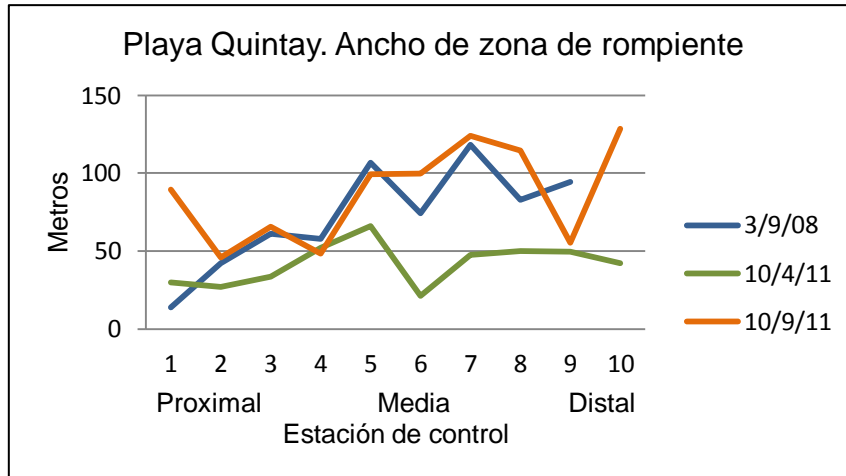


Fig. 74: Playa Quintay. Ancho de zona de rompiente. Estaciones de control cada 220 mts. aprox. Fuente: Elaboración propia.

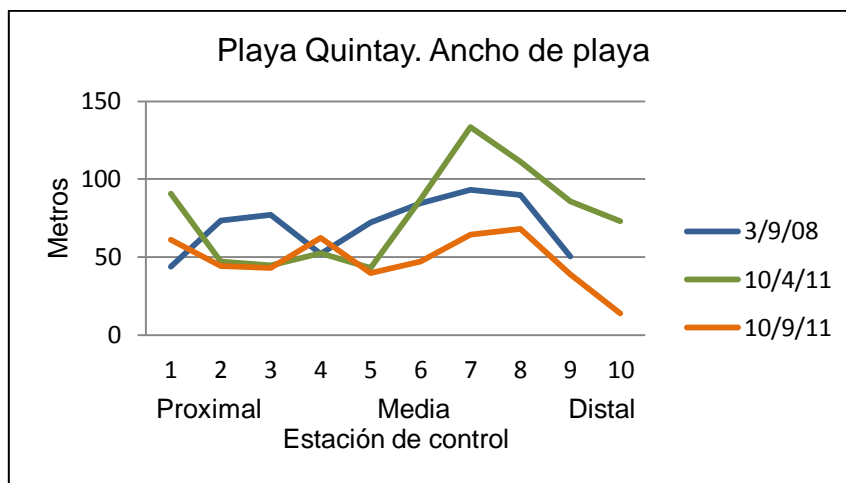


Fig. 75: Playa Quintay. Ancho de playa. Estaciones de control cada 220 mts. aprox. Fuente: Elaboración propia.

e) Playa Quintay, perfiles de playa y condición global de ataque:

La zona proximal de playa Quintay (Fig. 76) está vinculada a la desembocadura del estero El Jote, existiendo una barrera litoral de evidente forma convexa que muestra un perfil de tipo acrecional, otorgándole a este sector una condición global de ataque baja (7).

En la zona media de la playa (Fig. 77) es identificada una secuencia cóncava de erosión sin microacantilado. Además se aprecia que la playa es estrecha producto de una cerca que se ha construido, en la cual una anteduna estabilizada mayoritariamente con *Carpobrotus chilensis* ha surgido. La condición global de ataque para este sector es de 21 (media).

El perfil de la zona distal de Quintay (Fig. 78) refleja el caso de una playa bastante plana que desciende hacia el mar originando una leve convexidad interpretándose como un sector en donde el proceso es acrecional. La codición global de ataque para este sector es baja (7). Al igual que en la zona proximal existe una desembocadura, claro que de índole estacional con laguna efímera, hecho que debe permitir el aporte de materiales y la construcción acrecional del perfil.

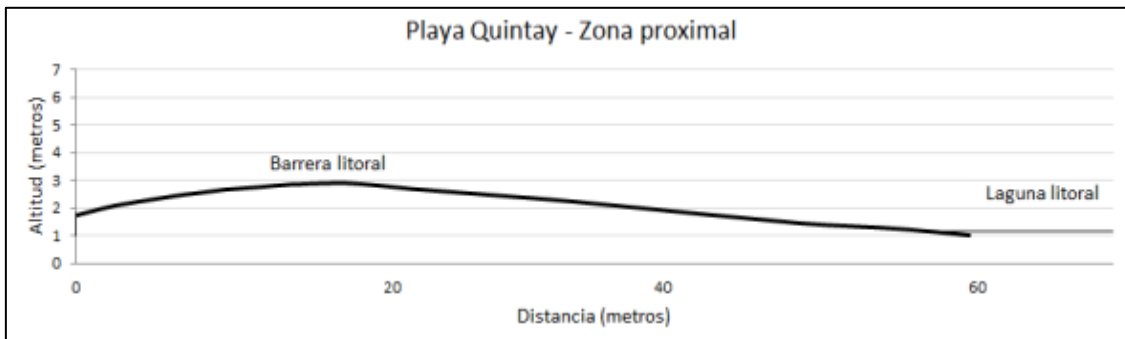


Fig. 76: Playa Quintay, zona proximal. Perfil monosecuencial acrecional, C.A.: 7. Fuente: Elaboración propia.

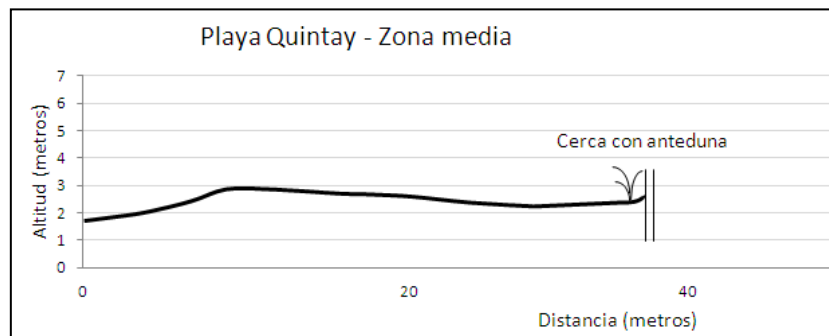


Fig. 77: Playa Quintay, zona media. Perfil monosecuencial erosional, C.A.: 21. Fuente: Elaboración propia.

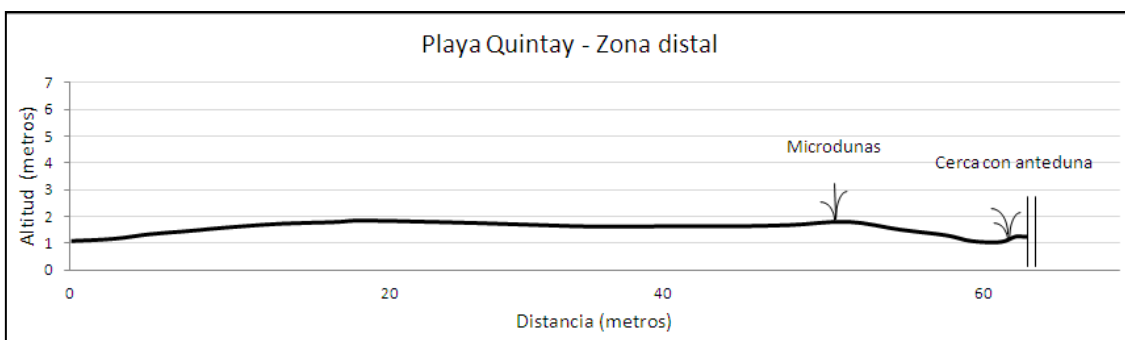


Fig. 78: Playa Quintay, zona distal. Perfil monosecuencial acrecional, C.A.: 7. Fuente: Elaboración propia.

En relación a la acción dinámica del oleaje, se observaron en Quintay pocos *beach cusps* en la cara de playa, mientras que no fueron apreciados microacantilados de anteplaya.

Un hecho importante a considerar en Quintay es la urbanización de Santa Augusta adyacente a la playa, la cual ha construido un cercado destinado a separar los terrenos. A lo largo de éste se ha generado una anteduna artificial (o semi artificial) que interfiere claramente con las dimensiones de la playa y con las dunas naturales. El trazado de esta cerca además no es totalmente rectilíneo por lo cual la playa tiende a ser más angosta o más ancha según el caso, hecho que queda representado entre el perfil de la zona media y el de la distal, en donde en este último el cercado está unos mts. más al interior, puesto que en tal zona está uno de los caminos de acceso al complejo de Santa Augusta. Los vestigios más claros de una masa dunar se encuentran al norte de la playa, en la zona distal, correspondiendo posiblemente a los restos de la anteduna que pudo haber existido. Esto necesariamente invita a tener precaución a la hora de interpretar los anchos de playa.

6. DISCUSIÓN

a) El tipo de costa:

A lo largo de la línea litoral del área de estudio se observa una alternancia entre formas de erosión y de depositación (CASTRO & MORALES, 2006) dominando las primeras en extensión y magnitud, correspondiendo fundamentalmente a acantilados duros y blandos (GANA *et al.*, 1996; RIVANO *et al.*, 1993). Estos acantilados marcan normalmente el contacto con el mar de una terraza marina, evidenciando el solevantamiento del relieve (QUEZADA *et al.*, 2007). Estas terrazas pueden ser de sedimentación marina o de abrasión marina (PIRAZZOLI, 2005). Subordinadas a la presencia de ensenadas y al aporte sedimentario de cursos de agua se encuentran aquellas formas de depositación, playas y dunas principalmente (CASTRO & MORALES, 2006), sólo en las ensenadas de La Ligua y Quintay.

A partir de la mayor extensión que cubre la morfología asociada al solevantamiento costero producto de la subducción, puede señalarse que el litoral del área de estudio es fundamentalmente de emersión (STRAHLER & STRAHLER, 1989), con acantilados y plataformas litorales como evidencia de la erosión sobre las formas de la línea de costa (CASTRO & MORALES, 2006). La definición de ARAYA-VERGARA (1976) sobre la costa como “tectónica erosiva” alude concretamente al dominio de estos procesos en el área de estudio.

b) Los acantilados:

Son frecuentes en el área de estudio. Los acantilados muertos, considerados estables (OTTMAN, 1964; PASKOFF, 1981, en ANDRADE *et al.*, 2004) se emplazan en Bahía La Ligua en zonas interiores alejadas del mar. Los acantilados estabilizados están normalmente próximos al mar, precedidos por una plataforma litoral de ancho y altitud suficiente como para aislarlos del ataque del mar incluso en las pleas, identificándose éstos en toda el área de estudio, notoriamente en bahía La Ligua, en península Horcón y en Quintay.

Debido a que los acantilados vivos son los que actualmente presentan más condiciones dinámicas para ser atacados por el mar (OTTMAN, 1964; PASKOFF, 1981, en ANDRADE *et al.*, 2004), morfológicamente su análisis es más complejo, por lo cual se ha preferido describirlos según una serie de categorías propuestas a continuación. La primera categoría agrupa a los acantilados vivos según la presencia de una plataforma basal, y la segunda de acuerdo a su litología y resistencia.

a) Según la presencia de plataforma litoral:

Acantilados vivos con plataforma: Poseen condiciones actuales de actividad así como una plataforma basal que no impide el ataque del oleaje. Sus plataformas basales son correlativas a los planteamientos de ANDRADE *et al.* (2004), puesto que si el acantilado es granítico (en península Horcón y al sur de Quintay) su plataforma es

bastante discontinua, estando a veces ausente, mientras que si el acantilado es arenoso (bahía Horcón) ésta es continua y de suave relieve.

Acantilados vivos sin plataforma: Comprende a la categoría de *plunging cliff* (BIRD, 2008), que son necesariamente acantilados vivos dado su contacto inmediato con el mar. Corresponde a los tramos del acantilado de Bahía Horcón que no tienen plataforma, así como al escarpe de falla del norte de Quintay, el cual es geomorfológicamente similar a los *plunging cliff* del norte de Chile señalados por PASKOFF (2005).

b) Según litología y resistencia:

Acantilados vivos duros: Son aquellos formados por afloramientos graníticos resistentes (MAY, 1972, en BIRD, 2008), que, tal como es observado a partir de la información de GANA *et al.* (1996) y RIVANO *et al.* (1993), abarcan a todos los acantilados vivos de Quintay y de península Horcón. Este tipo de acantilado evidencia una actividad notoriamente irregular, muy influenciada por los planos de debilidad (ANDRADE *et al.*, 2004), con cavernas y *pocket-beachs* (BIRD, 2008; TRENHAILE, 2005), Son comunes en sectores de *headland*, como Península Horcón o Punta Los Loros (Quintay).

Acantilados vivos blandos: Esta categoría refiere específicamente al acantilado de Bahía Horcón, pues es el único en el área de estudio compuesto de sedimentos inconsolidados (RIVANO *et al.*, 1993) considerándose por ello como acantilado blando (MAY, 1972, en BIRD, 2008). Posee un perfil bastante regular con un contacto notorio entre la cara del acantilado y la plataforma.

Las categorías de actividad de los acantilados de OTTMAN (1964) y PASKOFF (1981, en ANDRADE *et al.*, 2004) aluden a la frecuencia con la que el mar ataca su base, sin considerar en esta clasificación la litología de la unidad, que puede ser muy relevante para la estabilidad de la forma. Al estudiar la línea litoral de Chile, ARAYA-VERGARA (1982) señaló que cerca del 92% de la costa acantilada se encuentra en estabilidad y un 6% en condiciones retroceso, insistiendo en la litología como principal condicionante de esta situación, especialmente al comparar los acantilados vivos blandos de la zona central, activos e inestables, y los acantilados vivos del norte del país, resistentes y estables por su composición dura. A partir de estos planteamientos, puede señalarse que en el área de estudio los acantilados vivos duros de península Horcón y Quintay poseen una estabilidad de mayor término que el acantilado blando de bahía Horcón.

El desarrollo de una definición morfológica más completa para los acantilados vivos aparece como un proceso necesario para atender adecuadamente a sus múltiples características, partiendo de la base que plantean las categorías de actividad definidas por OTTMAN (1964) y PASKOFF (1981, en ANDRADE *et al.*, 2004), las diferentes resistencias de estas formas (MAY, 1972, en BIRD, 2008) y los términos de su estabilidad

ante el ataque marino (ARAYA-VERGARA, 1982a). Todo con el fin de analizarlos de manera más completa tomando en cuenta su actividad, su resistencia y su estabilidad.

El concepto de acantilado estabilizado queda demostrado en el trabajo de ARAYA-VERGARA (1979), el cual da cuenta de que eventos incidentales de alta energía, cómo marejadas y tsunamis han atacado acantilados aparentemente estables o de elevación suficiente. Esto realza la idea de que la evolución de estas formas es mediante pulsos (CASTRO & MORALES, 2006) que no necesariamente suceden a intervalos conocidos, en donde la tectónica, manifestada en el sollevamiento costero (QUEZADA *et al.*, 2007) y la ocurrencia de tsunamis (LAGOS, 2004, LAGOS & CISTERNAS, 2008), serían más variables a considerar al respecto de las categorías de actividad de los acantilados en el contexto de la costa chilena. El caso de los acantilados de bahía La Ligua y de península Horcón sirve como ejemplo, al ser definidos como muertos por PASKOFF (1970), pero que sin embargo basándose en ARAYA-VERGARA (1979), se ha preferido representarlos y analizarlos como acantilados estabilizados, puesto que a pesar de poseer una plataforma basal que los aisle de las altas mareas, podrían ser atacados por el mar en eventos que involucren alta energía.

c) Las plataformas litorales:

Al estar vinculados genética y evolutivamente los acantilados y las plataformas litorales, el análisis de éstas últimas puede realizarse en términos similares a los acantilados. Autores como HUGGET (2007) y BIRD (2008) plantean distintos tipos de plataforma según la morfología de éstas y su relación con las mareas. Para clasificar de acuerdo a estas sistematizaciones a las plataformas en el área de estudio sería necesario un acercamiento en mayor detalle a éstas, situación que escapa en cierto modo a los objetivos de este trabajo. Los planteamientos de ANDRADE *et al.* (2004), al diferenciar morfológicamente a las plataformas litorales según su litología, son entonces más adecuados para la escala utilizada en el presente análisis. Así, se puede señalar que en el área de estudio la morfología entre las plataformas de acantilados cristalinos duros y sedimentarios blandos es muy contrastante, siendo la similitud principal su estrechez general producto del rango mareal reducido (ARAYA-VERGARA, 1982a).

- a) Plataformas litorales de acantilados duros: Son todas aquellas plataformas ubicadas al pie de los acantilados formados por rocas cristalinas o metamórficas, extendidas ampliamente por las bahías de la Ligua y Quintay, así como en Península Horcón (GANA *et al.*, 1996; RIVANO *et al.*, 1993). Son de morfología mayormente irregular (ANDRADE *et al.*, 2004), asociándose su evolución a planos de debilidad en las rocas y a la existencia de numerosas islas arrecifales (ARAYA-VERGARA, 1982a). No necesariamente presentan un nivel, sino que pueden presentarse escalonadas y discontinuas (ANDRADE *et al.*, 2004). Dado su escalonamiento pueden ser similares al Tipo B que plantean DAVIDSON-ARNOTT (2010) y STEPHENSON & KIRK (2005).

- b) Plataforma litoral del acantilado blando: Comprende a la plataforma basal del acantilado de Bahía Horcón, la cual posee una estrechez que varía desde sectores muy angostos en la zona proximal de la bahía, hasta amplitudes mayores en la zona norte de ella. Morfológicamente es bastante regular, casi plana (ANDRADE *et al.*, 2004), siendo notoriamente visible el contacto entre ellas y la base del acantilado. Son similares al Tipo A de plataforma (DAVIDSON-ARNOTT, 2010; STEPHENSON & KIRK, 2005).

d) Las zonas de rompiente, las playas y los perfiles de playa:

A lo largo de la línea litoral del área de estudio, las playas, en comparación con los acantilados y plataformas, ocupan extensiones menores. Su morfología deriva de un estrecho vínculo entre la incidencia del oleaje y el marco estructural (BIRD, 2008; SHORT, 1999a), desarrollando cada playa una dinámica diferente según la conjunción de factores morfológicos y dinámicos (ARAYA-VERGARA, 1986; MARTÍNEZ, 2001; SOTO, 2005; SOTO & ARRIAGADA, 2007).

Las zonas de rompiente reflejan la energía del oleaje incidente, siendo sus cambios una respuesta morfológica al estado dinámico que implica el arribo constante de las olas (MUEHE, 1989, en MARTÍNEZ, 2001), por esto es esperable que los tipos de rompiente sean diferentes según el oleaje en la ensenada.

Al ser la orientación principal de las playas de Bahía La Ligua de tipo transversal (ARAYA-VERGARA, 1982b), el arribo del oleaje de fondo es fundamentalmente directo, sobre todo en la playa de Pichicuy y en gran parte de la playa de Longotoma, afectando la refracción del oleaje principalmente a la zona proximal de esta última. De modo general, en esta ensenada las condiciones de arribo del oleaje son muy homogéneas explicando así la constancia de un oleaje de alta energía (ARAYA-VERGARA, 1986; BIRD, 2008) y de rompientes disipativas a intermedias.

La bahía de Horcón presenta un notorio *headland* (Península Horcón) que interfiere en la incidencia del oleaje de fondo, implicando una distribución desigual que explica las marcadas diferencias en el tipo de zona de rompiente, desde ambientes de media a alta energía (playas intermedias y disipativas) en los sectores más expuestos, hacia otros de baja energía (rompientes reflectivas) en las zonas protegidas.

La playa de Quintay, a diferencia de las anteriores, presenta estados similares de rompiente, lo cual se puede atribuir a que, como presenta dimensiones reducidas, la energía de las olas incidentes se distribuye de manera homogénea a lo largo de ella (MUÑOZ, 2005).

De un total de 12 perfiles de playa levantados, predominan los monosecuenciales (11), manifestando éstos principalmente procesos erosionales (7), siendo acrecionales los restantes 4 casos que, en su mayoría (3), están estrechamente vinculados a desembocaduras. Muy notorio es el dominio de perfiles erosionales en la bahía de La

Ligua (cinco de seis), lo cual se interpreta como correlativo a las condiciones dinámicas que la ensenada presenta, como ha sido explicado por MARTÍNEZ (2001) para las ensenadas de Valparaíso, Algarrobo y Cartagena.

Para la bahía de Horcón los antecedentes derivados de MUÑOZ (2005), SOTO (2003) y SOTO & ARRIAGADA (2007) y del estudio de la playa de Caucau, permiten inferir una condición dinámica diferente de la plataforma basal en relación a las demás playas del área de estudio, que son playas en el sentido estricto planteado por BIRD (2008) y SHORT (1999a). Esto se debe a que esta forma corresponde a una plataforma basal originada por el retroceso del acantilado blando y en gran parte activo, en donde las condiciones globales de ataque, según la clasificación de ARAYA-VERGARA (1983), varían de manera notable en distancias reducidas. La fuente de sedimentos que explica presumiblemente, la ocurrencia de perfiles acrecionales o mixtos en la plataforma es atribuible a la erosión del acantilado, por lo que se deduce que la actividad basal es significativa.

Con respecto a los perfiles de playa levantados y a los anchos medidos de zona de rompiente y de playa, dada la ausencia de observaciones sistemáticas, han de interpretarse en relación a las tendencias que indican y dentro del contexto en que están configuradas las ensenadas (MARTÍNEZ, 2001), puesto que entregan información del estado morfodinámico al momento del levantamiento de los datos.

e) Las dunas y las desembocaduras:

Todas las desembocaduras en el área de estudio presentan una laguna estuarial (bloqueada por flecha o barrera) incluyéndose, por tanto, dentro de la definición de estuario de PRITCHARD & CASPERS (1967, en ARRIAGADA, 2009), sin embargo persiste el problema geomorfológico que implica su categorización con respecto a la morfología y no en base a la hidrología (ARRIAGADA, 2009).

El planteamiento de los deltas en ría de ARAYA-VERGARA (1981) permite definir geomorfológicamente a los sistemas de desembocadura de Chile central distinguiendo la morfología que los compone. En este trabajo se han representado únicamente aquellas unidades que la escala de análisis ha permitido (terracea fluvial, barrera o flecha distal y laguna litoral), sin por ello pretender clasificar de forma estricta a las desembocaduras del área de estudio como deltas en ría, puesto que, como ha sido planteado por ARAYA-VERGARA (1981) en función del dominio morfoclimático y por ARRIAGADA, (2009) en relación a la geomorfología, es necesario orientar categorías taxonómicas adecuadas para las desembocaduras Chile centro-norte. Proceso aún sin desarrollar, por ejemplo, para la desembocadura del río La Ligua.

Al respecto de los sistemas dunares en el área de estudio, VELOSO (2005) estudió la estructura y la dinámica del sistema de Longotoma, atribuyendo las importantes dimensiones de la anteduna de la playa a los abastecimientos de arena provenientes desde la zona de rompiente, aunque sin ahondar en este tema en específico, sino que

relacionando a la anteduna con el sistema dunar interior. El trabajo de ARAYA-VERGARA (1996) realizado en los campos dunares de Chanco y Arauco da cuenta de la importancia de las rompientes de barra y *rip* transversal en el aporte de masa desde la zona de rompiente hacia la playa, y de las rompientes de barra y surco longitudinal en la transferencia de masa por deriva desde un sector de la ensenada a otro. Si bien en este trabajo se observa que la zona de rompientes de playa de Longotoma es principalmente disipativa, existen a lo largo de ella una cantidad significativa de *rip currents* a las cuales se puede atribuir el intercambio transversal de masa entre la playa y la zona de rompiente.

Finalmente, considerando la noción de sistema de barrera, las desembocaduras, las dunas y las playas conforman una unidad compleja con alta relación entre sus elementos, sobre todo en lo respectivo a la dinámica del transporte y depositación de sedimentos, pudiendo considerarse que la evolución de estas formas es en conjunto (SHORT, 1999a y DILLEMBURG & HESP, 2009, en SOTO *et al.*, 2010). Noción a raíz de la cual es posible decir que en Pichicuy como en Quintay (CASTRO & BRIGNARDELLO, 2006) la alteración de los sistemas dunares y de sus formas asociadas puede repercutir, o ha interferido en algún grado, en la morfodinámica natural.

g) La geomorfología costera:

Las diferentes unidades morfológicas presentes en el área de estudio reflejan los múltiples agentes que interactúan en la zona costera (SHORT, 1999a), tanto externos como internos, además de la interrelación entre las geoformas (BIRD, 2008). La tectónica y la estructura influyen en el alzamiento costero, en la composición de las rocas, en la resistencia de las formas y en la formación de acantilados y terrazas marinas (CORVALÁN *et al.*, 1977; ARAYA-VERGARA, 1976, 1983; PASKOFF, 1970, 2005; TRENHAILE, 2005; DAVIDSON-ARNOTT, 2010; QUEZADA *et al.*, 2010); el mar y el oleaje incidente son asociados a la distribución dinámica de la energía dentro de las ensenadas y de las playas, así como a la evolución de las formas en la línea litoral (ARAYA-VERGARA, 1979, 1986, 1996; SHORT, 1999b; MARTÍNEZ, 2001; CASTRO & MORALES, 2006; MUÑOZ, 2005; SOTO, 2003, 2005; SOTO & ARRIAGADA, 2007; GÓMEZ, 2008); el viento como agente que toma materiales y construye formas dunares (PASKOFF, 1970; ARAYA-VERGARA, 1982a, 1996; CASTRO, 1985; HESP, 1999; VELOSO, 2005); y por último, las desembocaduras, como fuentes de sedimentos para las playas, dunas y hacia los sistemas de ensenada (ARAYA-VERGARA, 1982a, 1985, 1996; ARRIAGADA, 2005, 2009; VELOSO, 2005; SOTO *et al.*, 2010).

7. CONCLUSIONES

La geomorfología del área de estudio denota la influencia ejercida por la tectónica como controlador de la acción de los agentes externos, específicamente al respecto de la estructura de las formaciones costeras. Esta relación es posible de expresar dada la extensión de las terrazas marinas en las ensenadas en estudio, formas entendidas en estrecha relación con el sollevamiento costero a raíz de la subducción.

Las unidades geomorfológicas principales de la costa del área de estudio son acantilados, plataformas litorales, terrazas marinas, playas, dunas y desembocaduras, morfologías que ponen de manifiesto la acción en la zona costera de agentes morfodinámicos externos como el viento y el agua, y agentes de la dinámica interna terrestre como la tectónica.

Los procesos morfológicos del litoral cercano actúan en interacción con la estructura de la costa, determinando que la dinámica dentro de las ensenadas esté asociada a las condiciones de arribo del oleaje según la refracción y la posición del litoral respecto al oleaje de fondo.

Los ambientes de alta energía de olas están vinculados a los sectores de la línea costera más expuestos al oleaje (preferentemente de orientación transversal) o donde la refracción de las olas es menor, inversamente, una menor energía de las olas es observada en las playas más protegidas por su orientación o por la refracción.

8. BIBLIOGRAFÍA

- Aagaard, T. & G. Masselink, 1999. *The Surf Zone*. In: Short, A. [ed.] *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics*. J. Wiley & Sons Ltd: 72-118.
- Andrade, B., Elizalde, P. & M. Halaby. 2004. *Morfología de acantilados y plataformas litorales en la costa de Chile central entre la boca del Rapel y Boyeruca (33° 54' – 34° 41' S)*. 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 al Título Profesional de Geógrafo. Facultad de Arquitectura y Urbanismo, Universidad de Chile.
- Araya-Vergara, J. 1976. *Reconocimiento de tipos e individuos regionales en la costa de Chile*. Inform. Geogr. Chile 23: 9-30.
- Araya-Vergara, J. 1979. *Las incidencias cataclísmicas de las bravezas en la evolución de la costa de Chile central*. Inform. Geogr. Chile 26: 19-42.
- Araya-Vergara, 1981. *El concepto de delta en ría y su significado en la evolución litoral (ejemplo de Chile central)*. Inform. Geogr. Chile 28: 19-42.
- Araya-Vergara, J. 1982a. *Análisis de la localización de los procesos y formas predominantes de la línea litoral de Chile: Observación Preliminar*. Inform. Geogr. Chile 29: 35-55.
- Araya-Vergara, J. 1982b. *Beach orientation*. In: Schwartz, M. [ed.] *Beaches and Coastal Geology*. Springer. Pp. 149-150.
- Araya-Vergara J. 1983. *Influencias morfogenéticas de los desalineamientos y líneas de costa contrapuestas en el litoral de Chile central*. Inform. Geogr. Chile 30: 3-23.
- Araya-Vergara, J. 1985. *Sediment supply and morphogenetic response on a high wave energy west coast*. Z. Geomorph. N. F. 57:67-79.
- Araya-Vergara, J. 1986. *Toward a classification of beach profiles*. Journal of Coastal Research. 2(2): 159-165.
- Araya-Vergara, L. 1996. *Sistema de interacción oleaje-playa frente a los ergs de Chanco y Arauco, Chile*. Gayana Oceanol. 4(2): 159-167.
- Arriagada, J. 2005. *Cambios en el sistema estuarial del Maipo y su relación con obras portuarias, Chile central*. Memoria para optar al Título Profesional de Geógrafo. Facultad de Arquitectura y Urbanismo, Universidad de Chile.

- Arriagada, J. 2009. *Geomorfología estuarial comparada en la zona semiárida de Chile. Casos de Copiapó y Choapa*. Tesis para optar al grado de Magíster en Geografía. Facultad de Arquitectura y Urbanismo, Universidad de Chile.
- Bird, E. 2008. *Coastal Geomorphology: An introduction*. 2nd Edition. J. Wiley & Sons Ltd. 411p.
- Börgel, R. 1983. *Geografía de Chile: Tomo II Geomorfología*. Instituto Geográfico Militar.
- Castro, C. 1985. *Reseña del estado actual de conocimiento de las dunas litorales en Chile*. Rev. Geogr. de Chile Terra Australis 28: 13-32.
- Castro, C. & L. Brignardello. 1997. *Geomorfología aplicada a la ordenación territorial de la franja costera entre Concón y Quintay (32°55' y 33°15' S)*. Rev. Geogr. Norte Grande 24: 113-125.
- Castro, C. & E. Morales. 2006. *La Zona Costera. Medio Natural y Ordenación Integrada*. Serie GEOlibros N°5, Pontificia Universidad Católica de Chile. 210p.
- Charrier, R., L. Pinto & M. Rodríguez. *Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile*. In: Moreno, T & W. Gibbons. [eds.] *The Geology of Chile*. The Geological Society, Londres: 21-114.
- Corvalán, J., F. Hervé & E. Godoy. 1977. *Estudio geológico del área Quintay-Punta Gallo, Provincia de Valparaíso, Quinta Región*. Empresa Nacional de Electricidad, Dpto. de Geología Universidad de Chile. Inédito.
- Davidson-Arnott, R. 2010. *Introduction to Coastal Processes and Geomorphology*. Cambridge University Press. 442 p.
- Emery, K. 1961. *A simple method of measuring beach profiles*. Limnology and Oceanography, V. 6: 90-93.
- Figueroa, H. 2002. *Geomorfología del borde costero de Valparaíso-Viña del Mar. Terrazas litorales de Horcón a Quintay, 32°38'/33°15' Lat. Sur*. Revista Geográfica de Valparaíso N°32-33.
- Gana, P., R. Wall & A. Gutiérrez. 1996. *Mapa geológico del área de Valparaíso-Curacaví*. Mapas geológicos Servicio Nacional de Geología y Minería.

- Gómez, S. 2008. *Relaciones dinámicas de la línea litoral de una ensenada de Chile central. Caleta Los Piures*. Memoria para optar al título de geógrafa. Facultad de Arquitectura y Urbanismo, Universidad de Chile. Santiago.
- Hesp, P. 1999. *The Beach Backshore and Beyond*. In: Short, A. [ed.] *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics*. J. Wiley & Sons Ltd: 145-169.
- Hugget, R. 2007. *Fundamentals of geomorphology*. 2nd Edition. Routledge Fundamentals of Physical Geography Series. Ed. Routledge. 466p.
- Instituto Geográfico Militar. 1996. *Geografía de Chile Tomo V: Región de Valparaíso*. 324p.
- De Pedraza, J. 1996. *Geomorfología, principios, métodos y aplicaciones*. Editorial Rueda. Madrid. 414p.
- Lagos, M. 2004. *Depósitos de tsunami como indicadores de riesgo: evidencias sedimentarias*. Rev. Geogr. de Chile Terra Australis 49: 329-351.
- Lagos, M. & M. Cisternas. 2008. *El nuevo riesgo de tsunami: considerando el peor escenario*. Scripta Nova, Vol. XII, núm. 270.
- Leyton, L. & B. Andrade. 1987. *Morfología de Cavidades en la Costa de Chile Central*. Rev. Geogr. Norte Grande 14:21-34.
- Martínez, C. 2001. *El efecto ensenada en los procesos litorales de las ensenadas de Valparaíso, Algarrobo y Cartagena, Chile Central*. Tesis para optar al grado de Magíster en Geografía. Facultad de Arquitectura y Urbanismo, Universidad de Chile.
- Muñoz, F. 2005. *Análisis de la dinámica costera en ensenadas de Chile central. Litoral de Cachagua y Papudo*. Memoria para optar al título de geógrafo. Facultad de Arquitectura y Urbanismo, Universidad de Chile. Santiago.
- Ottman, F. 1964. *Introducción a la geología marina y litoral*. Trad. por A. Riggi (1967). Editorial Universitaria de Buenos Aires. 287 p.
- Paskoff, R. 1970. *Geomorfología de Chile semiárido*. Trad. por J. Novoa (1993). Facultad de Humanidades, Universidad de La Serena. 321p.
- Paskoff, R. 2005. *Faulted Coasts*. In: Schwartz, M. [ed.] *Encyclopedia of Coastal Science*. Encyclopedia of Earth Science Series. Springer: 463-466.
- Paskoff, R. & H. Manríquez. 1997. *Manejo del borde costero y desarrollo sustentable en Chile Central*. Rev. Geogr. Terra Australis 42: 73-89.

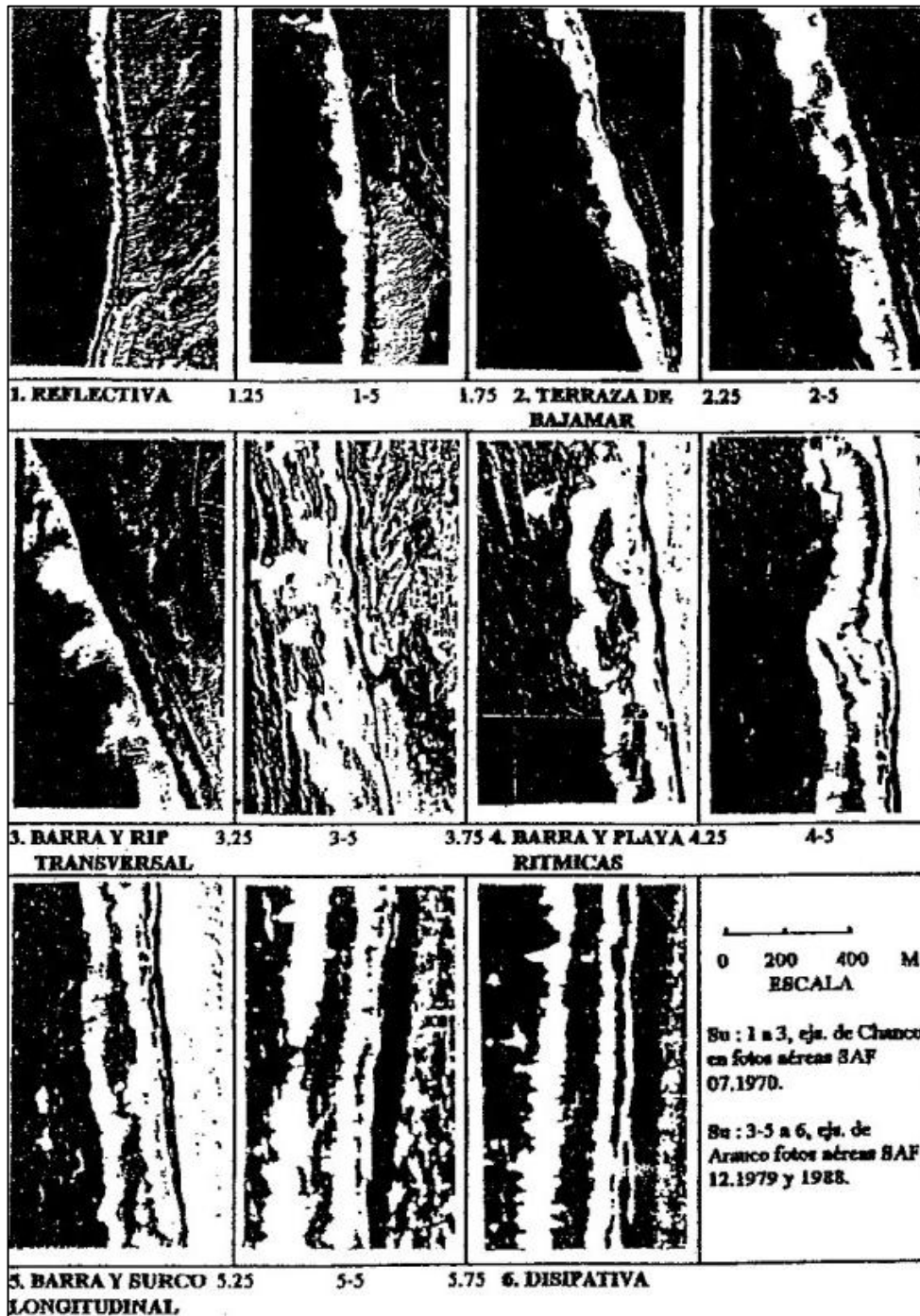
- Pirazzoli, P. 2005. *Marine Terraces*. In: Schwartz, M. [ed.] *Encyclopedia of Coastal Science*. Encyclopedia of Earth Science Series. Springer: 632-633.
- Quezada, J., G. González, T. Dunai, A. Jensen & J. Juez-Larré. 2007. *Alzamiento litoral Pleistoceno del norte de Chile: edades ²¹Ne de la terraza costera más alta de área de Caldera-Bahía Inglesa*. Revista Geológica de Chile, Vol. 34 1:81-96.
- Rivano, S., P. Sepúlveda, R. Boric & D. Espiñeira. 1993. *Hojas Quillota y Portillo, escala 1:250.000*. Carta Geológica de Chile SERNAGEOMIN.
- Short, A. 1999a. *Beaches*. In: Short, A. [ed.] *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics*. J. Wiley & Sons Ltd: 3-20.
- Short, A. 1999b. *Wave-Dominated Beaches*. In: Short, A. [ed.] *Handbook of Beach and Shoreface Morphodynamics*. J. Wiley & Sons Ltd: 173-203.
- Soto, M. 2003. *Análisis de los cambios asociados al oleaje en una ensenada de la zona central de Chile*. *Anales de la Sociedad Chilena de Ciencias Geográficas*. 135-144.
- Soto, M. 2005. *Aspectos morfodinámicos de ensenadas desalineadas del litoral de Chile central. Pichilemu y Caleta Los Piures*. Rev. Geogr. Norte Grande 33:73-87.
- Soto, M. & J. Arriagada. 2007. *Características dinámicas de ensenadas estructurales de Chile central. Maitencillo-Cachagua y Papudo, Región de Valparaíso*. Rev. Geogr. Norte Grande 38:99-112.
- Soto, M., J. Arriagada, C. Castro, M. Märker & G. Rodolfi. 2010. *Aspectos geodinámicos de un paleoestuario del desierto marginal de Chile. Rio Copiapó*. Rev. Geogr. Norte Grande 46: 123-135.
- Stephenson, W. & R. Kirk. 2005. *Shore Platforms*. In: Schwartz, M. [ed.] *Encyclopedia of Coastal Science*. Encyclopedia of Earth Science Series. Springer: 873-875.
- Strahler, A. & A. Strahler. 1989. *Geografía física*. 3ra Edición. Omega Ediciones. 550p.
- Trenhaile, A. 2005. *Cliffed Coasts*. In: Schwartz, M. [ed.] *Encyclopedia of Coastal Science*. Encyclopedia of Earth Science Series. Springer: 237-240.
- Veloso, B. 2005. *Estructura y dinámica del sistema dunar de Longotoma*. Memoria para optar al Título Profesional de Geógrafo. Facultad de Arquitectura y Urbanismo, Universidad de Chile. Santiago.

9. ANEXOS

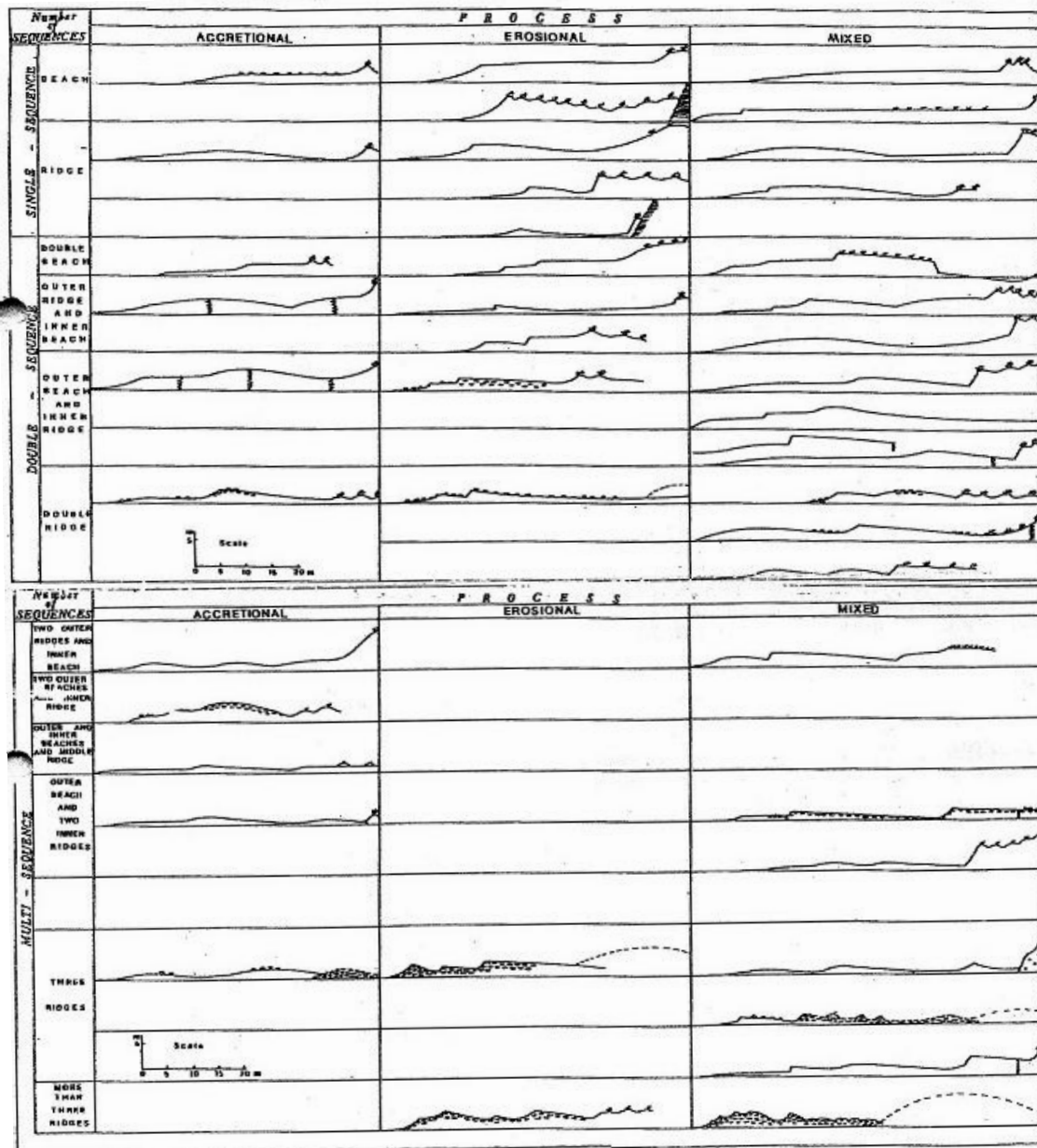
Anexo 1: Cuadro resumen de la morfodinámica de las playas del área de estudio. Fuente: Elaboración propia.

Playa	Zona	Orientación de la costa	Tipo principal de zona de rompiente	Perfil de playa	Condición global de ataque	Energía de oleaje
Pichicuy	Proximal	Transversal	Disipativo	Acrecional	Baja	Media/Alta
	Media	Transversal	Disipativo	Erosional	Alta	Alta
	Distal	Transversal	Barra y surco longitudinal	Erosional	Alta	Alta
Longotoma	Proximal	Oblicua	Disipativo	Erosional	Alta	Alta
	Media	Transversal/Oblicua	Disipativo	Erosional	Alta	Alta
	Distal	Transversal	Disipativo	Erosional	Alta	Alta
Bahía Horcón	Proximal	Longitudinal	Reflectivo			Variable?
	Media	Longitudinal	Disipativo/Intermedio			Variable?
	Distal	Oblicua	Disipativo/Intermedio			Alta?
Caucau	Proximal	Oblicua	Reflectivo/Intermedio	Acrecional	Baja	Baja
	Media	Oblicua	Reflectivo	Erosional	Alta	Alta
	Distal	Oblicua	Reflectivo	Mixto	Media	Variable
Quintay	Proximal	Oblicua	Terraza de bajamar	Acrecional	Baja	Baja
	Media	Oblicua	Terraza de bajamar/Barra y <i>rip</i> transversal	Erosional	Alta	Variable?
	Distal	Oblicua	Terraza de bajamar	Acrecional	Baja	Baja

Anexo 2: Guía para la fotointerpretación de tipos de zona de rompiente. Fuente: Araya-Vergara (1986).



Anexo 3: Clasificación de perfiles de playa. Fuente: Araya-Vergara (1986).



Anexo 4: Plantilla utilizada en la determinación de la condición global de ataque. Fuente: Gómez (2008).

MEDICIÓN DE CONDICIÓN DE ATAQUE EN EL LITORAL (Sistema de J. Araya Vergara, actualizado en 2004)										
N° Estación		Topónimo		Ubicación						
Fecha		Hora	Marea		Estado mar					
N° Rompientes		Tipos de rompientes			Tipo de zona de rompiente: índice denominación					
Litoral acantilado y rocoso		Litoral arenoso deposicional			Forma en que está emplazada					
		COEF. (F)	TIPO DE ROCA	COEFICIENTE DE CONDICIÓN DE ATAQUE (A)						
FORMA				Todo estado	Pleas medias	Pleas máx.	Bravezas	Abandonadas		
				4	3	2	1	0		
ACANTILADO O BLUFF										
Base		4								
Talud		4								
PLATAFORMA										
Anteplataforma										
Posplataforma										
PLAYA O CORDÓN		1								
Sólo anteplaya										
Anteplaya de cordón		1								
Anteplaya		2								
Posplaya de cordón		2								
Microacantilado en anteplaya		2								
Microacantilado en posplaya		3								
Acantilado o microacantilado en duna		4								
CLASIFICACIÓN DEL PERFIL (P): Monosecuencial: erosional:3 acrecional:1 Bisecuencial: erosional:2 acrecional: 1 mixto:1,5 Multisecuencial mixto:1										
CONDICIÓN GLOBAL DE ATAQUE (C _A):				Suma (AxF) P:						
DIBUJO DEL PERFIL:										

Anexo 5: Breve glosario.

Beach cusp: Cúspide de playa. Forma en medialuna desarrollada en la cara de playa asociada al ataque directo del oleaje.

Headland-bay beach: Ensenada en zeta; ensenada en medio corazón. Playa desarrollada en interacción con una saliente rocosa en donde se produce un arribo diferencial de la energía del oleaje en función de la refracción.

Notch: Circa de abrasión; entalle basal. Forma de erosión surgida a partir del ataque basal realizado por el mar a un acantilado.

Plunging cliff: Acantilado sumergido. Acantilado vivo sin plataforma que cae directamente al mar.

Rip current: Corrientes de retorno perpendiculares a las playas, asociadas al intercambio de sedimentos con la zona de rompientes. Comúnmente de gran velocidad.

Surf zone: Zona de rompiente; zona de *surf*. Área en la que el oleaje incidente sufre transformaciones debido a su roce con el fondo marino provocando su transformación y rompimiento.

Swell: Oleaje de fondo; “mar de leva”; *swell* del suroeste. Oleaje generado en centros de tormenta en alta mar, arriba a las costas de Chile central desde el suroeste.