



UNIVERSIDAD DE CHILE.
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGÍA

**ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA DE REGISTROS MARINOS DE LAS
BAHÍAS DE TONGOY Y GUANAQUEROS (~30°S), Y SUS IMPLICANCIAS
PALEOHIDROLÓGICAS**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE GEÓLOGO

JULIO ESTEBAN AVILÉS NAHUEL PAN

PROFESOR GUÍA

Dr. GABRIEL VARGAS EASTON

MIEMBROS DE LA COMISIÓN

Dra. CRISTINA ORTEGA CAURAPAN

Dr. JACOBUS PHILIPPUS LE ROUX

SANTIAGO DE CHILE
2016

ESTRATIGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA DE REGISTROS MARINOS DE LAS BAHÍAS DE TONGOY Y GUANAQUEROS (~30°S), Y SUS IMPLICANCIAS PALEOHIDROLÓGICAS

Las bahías de Tongoy y Guanaqueros son parte de la costa semi-árida de Chile, una zona de transición climática entre el desierto hiperárido de Atacama y el clima mediterráneo de Chile Central, donde la mayoría de las lluvias están fuertemente condicionadas por la influencia del Anticiclón Subtropical del Pacífico Suroriental y El Niño-Oscilación del Sur, afectando fuertemente la disponibilidad de agua cuando éstas se ausentan y ocasionando desastres cuando son muy intensas.

Estas bahías se encuentran protegidas del viento dominante del suroeste, por la Punta Lengua de Vaca y Guanaquero, y están a su vez fuertemente influenciadas por la surgencia costera adyacente a este rasgo geomorfológico. Además, las bahías reciben descargas aluviales esporádicas desde las quebradas de las hoyas hidrográficas, lo que resulta en condiciones favorables para la acumulación de restos biogénicos derivados de la productividad oceánica impulsada por la surgencia, así como material litogénico por escorrentía hacia el fondo de las mismas. Por tanto, el estudio estratigráfico y sedimentológico de los depósitos del fondo marino de ambas bahías permite determinar las variaciones paleoclimáticas a escala del Pleistoceno terminal-Holoceno, lo que fue estudiado en este trabajo de título, así como la relación de estas variaciones con cambios océano-climáticos a escala regional y/o global.

El estudio sedimentológico de los testigos marinos TK2 y GUK1 de las bahías de Tongoy y Guanaqueros, respectivamente, permitió definir las siguientes unidades, que de base a techo son: unidad 4 (Holoceno temprano) en GUK1, presenta un gran porcentaje y tamaño de conchillas que disminuye al techo, que se interpreta por el paso de un ambiente con hidrodinámica litoral somera a uno hemipelágico y que se asocia al alto estadio global marino post-Último Máximo Glacial (UMG) desde los 7 ka AP. La unidad 3 (Holoceno medio) presenta el menor tamaño de grano y en GUK1 aparecen múltiples laminaciones lo que sugiere sedimentación rítmica, y posibles variaciones en la surgencia y productividad primaria asociada, que generaría ambientes hipóxicos a anóxicos. Esto se evidenciaría por la presencia del foraminífero *Bolivina plicata*, pirita en ambos testigos y olor a ácido sulfhídrico. La unidad 2 (Holoceno tardío) registra un abrupto aumento del tamaño de grano para TK2 y un mayor tamaño y % de volumen de minerales para GUK1, que se mantiene hacia el techo y que se inicia a los 5.500-5300 años cal AP, basado en edades radiocarbónicas. Esto se interpreta como un aumento en la frecuencia de flujos de detrito esporádicos de gran energía y concuerda con otros registros que indican que para tales edades ocurriría una mayor frecuencia de intensas lluvias asociada al comienzo de El Niño, como se conoce hoy en día (Rodbell et al., 1999; Jenny et al., 2002; Vargas et al., 2006). Finalmente, para la unidad 1 (último siglo datado a través de exceso ^{210}Pb) se identifica un aumento del tamaño y % de volumen de la moda secundaria para TK2 y un aumento gradual de la mediana $d(0,5)$ en GUK1, que sugiere que el tamaño y aporte de líticos para TK2 y el tamaño de líticos para GUK1 arrastrados por flujos aluvionales hacia el fondo de las bahías sería mayor desde, al menos, el último siglo.

A partir del análisis sismoestratigráfico se identifican 4 unidades. En el substrato estratificado subhorizontal se diferencian 2 *system tracts* asociados a cambios eustáticos: una unidad transgresiva post-UMG (15-7 ka AP) con probables aportes aluviales asociado al UMG (30-19 ka AP) caracterizada por terminaciones *onlap*, *downlap* y *toplap*, y geometría agradacional-progradacional. A esta unidad la sobreyace una unidad de alto estadio asociado al alto estadio marino global post 7 ka AP caracterizada por terminaciones *downlap* y geometría progradacional. Ambas unidades incorporan facies caóticas en el relleno sedimentario del fondo de la bahía de Tongoy, que son interpretadas como *slumps* producto de inestabilidad de sedimentos a menor profundidad. Los *slumps*, junto con nítidos escarpes morfológicos en el norte de la estrecha plataforma continental de la bahía de Tongoy se consideran evidencias para sugerir fallas normales secundarias ubicadas a los pies de los escarpes producto del reacomodo de los estratos ante reactivaciones normales de la Falla Puerto Aldea (FPA). Por tanto, la FPA tendría una prolongación submarina y un carácter activo a escala del Cuaternario tardío.

A mi familia y amigos.

AGRADECIMIENTOS

Me gustaría empezar agradeciendo a mis padres por su apoyo y paciencia incondicional, los quiero mucho y sin ustedes nada de esto podría haber sucedido. También un gran agradecimiento a mi hermano por siempre estar ahí y que te hayas dado el tiempo muchas veces de escuchar esta larga tesis.

Quisiera agradecer de manera especial a mi profesor guía Gabriel Vargas, quien con sus comentarios críticos pudo guiarme para profundizar en esta área tan interesante y misteriosa como lo es la geología marina. De corazón me gustaría agradecer a Cristina Ortega por tener tan buena paciencia y disposición en orientarme desde un principio y confiar en mí.

Mis más respetuosos agradecimientos al profesor Jacobus Le Roux. Muy agradecido de sus comentarios precisos sobre la estratigrafía y sedimentología. Gracias por todos estos años de ofrecer el alma en ahondar en geología al nivel que lo ha logrado para que la investigación siga avanzando.

Quisiera agradecer a todos quienes me ayudaron de alguna u otra manera en este largo proceso de la tesis: A Cristian Nievas quien me enseñó la metodología de la granulometría laser; a Andrés Ibañez del Laboratorio de Cristalografía y Difracción de Rayos X del Departamento de Física en ayudarme con la DRX; José González por apañarme; Zaida por alegrarme el trabajo en el Laboratorio de Sedimentología; a Samuel Lepe por ayudarme con las muestras en el Laboratorio de Geoquímica y a Blanca por apañarme en todas.

Un abrazo fraterno a todos a mis compañeros de Universidad y Geología que me han acompañado en este camino de aprendizaje: Camilo, Vicente, Gerson, Pastu, Nachito, pelao Max, Otu, Dieter, Chato, Yayer, Mario, José, Ruso, Verito, Gaby y a todos que de alguna u otra manera me he topado y compartido una agradable conversación en el patio de los naranjos o la terraza.

Por último, un agradecimiento general a mis amigos de la vida que me tiraron para arriba cuando tenía bajones universitarios: Rodi, Possel, Tetas, Castor, Benja, Felipeto, Dario, Hanson, Jordi, Nicolas, Vicente, Laki, Thomas, Max y a todos quienes me han iluminado con su presencia.

*La felicidad de la abeja y la del delfin es existir.
La del hombre es discutir esto y maravillarse por ello.*

Jacques Y. Cousteau

TABLA DE CONTENIDO

Capítulo I	1
INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 Exposición del Problema.....	1
1.2 Objetivos.....	2
1.2.1 Objetivo General.....	2
1.2.2 Objetivos específicos.....	2
1.3 Hipótesis de trabajo.....	2
1.4 Antecedentes Generales.....	3
1.4.1 Antecedentes geológicos.....	3
1.4.2 Tectónica regional y local.....	6
1.4.3 Marco Geomorfológico.....	7
1.4.3.1 Características hidrológicas.....	10
1.4.4 Contexto y variabilidad océano-climática actual de la costa semiárida de Chile.....	11
1.4.4.1 Climatología y meteorología general.....	12
1.4.4.2 Circulación atmosférica y oceanográfica de gran escala.....	13
1.4.4.3 Sistema de la Corriente de Humboldt.....	19
1.4.4.4 Surgencia y transporte de Ekman.....	20
1.4.4.5 Variaciones globales del nivel del mar.....	21
CAPITULO II	23
SITIO Y METODOLOGÍA.....	23
2.1 Bahías de Tongoy y Guanaqueros.....	23
2.2 Metodología.....	25
2.2.1 Análisis sedimentológico.....	25
2.2.1.1 Análisis de imágenes radiográficas.....	25
2.2.1.2 Granulometría Láser.....	26
2.2.1.3 Geocronología.....	31
2.2.1.4 Análisis sedimentológico óptico.....	34
2.2.2 Análisis sismoestratigráfico.....	35
2.2.2.1 Teoría de la sísmica de reflexión.....	35
2.2.2.2 Facies y Ambientes de Plataforma.....	38
2.2.2.3 Facies y reflectores sísmicos.....	39
2.2.2.4 Mapeo de facies sísmicas.....	42

CAPITULO III	43
3.1 SISMO-ESTRATIGRAFÍA DE LAS BAHÍAS DE TONGOY Y GUANAQUEROS ..	43
3.1.1 Descripción general de la zona de estudio.....	43
3.1.2 Unidades sismoestratigráficas.....	44
3.1.2.1 Bahía de Tongoy	45
3.1.2.1.1 Facies del substrato acústico masivo.....	45
3.1.2.1.2 Substrato acústico estratificado y plegado	46
3.1.2.1.3 Substrato acústico estratificado subhorizontal	47
3.1.2.1.4 Facies caóticas	48
3.1.2.1.5 Síntesis e interpretación del estudio sismoestratigráfico.....	55
3.1.2.1.6 Tectónica de la plataforma continental superior de la bahía de Tongoy.....	56
3.1.2.2 Bahía de Guanaqueros.....	57
3.1.2.2.1 Substrato acústico masivo	57
3.1.2.2.2 Substrato acústico estratificado y plegado	57
3.1.2.2.3 Substrato acústico estratificado subhorizontal	58
3.1.2.2.4 Síntesis e interpretación de las unidades sismoestratigráficas de la bahía de Guanaqueros	65
CAPITULO IV	67
REGISTRO SEDIMENTARIO MARINO DE TONGOY Y GUANAQUEROS (30°S) ...	67
4.1 Descripción general de la zona de extracción de los testigos	67
4.2 Testigo TK2.....	68
4.2.1 Descripción	70
4.2.1.1 Resultados de Imagenología.....	70
4.2.1.2 Resultados de Difracción de rayos X (DRX)	70
4.2.1.3 Resultados del Análisis sedimentológico	71
4.2.1.4 Resultados de granulometría	76
4.2.2 Interpretación.....	79
4.3 Testigo GUK1.....	83
4.3.1 Descripción	85
4.3.1.1 Resultados de Imagenología.....	85
4.3.1.2 Resultados de Difracción de rayos X	85
4.3.1.3 Resultados de análisis sedimentológico	85
4.3.1.4 Resultados de granulometría	90
4.3.2 Interpretación.....	95
4.4 Correlación testigo TK2 vs GUK1.....	98

CAPITULO V	101
DISCUSIÓN GENERAL.....	101
5.1 Sismo-estratigrafía y el paleo-relieve	101
5.1.1 Evolución geomorfológica de las bahías de Tongoy y Guanaqueros desde el Último Máximo Glacial	101
5.1.2 Actividad cuaternaria de la Falla Puerto Aldea	105
5.2 Implicancias paleohidrológicas del registro sedimentario.....	108
5.2.1. Representatividad del registro sedimentológico de los testigos.....	108
5.2.2 Variables océano-climáticas asociadas a los cambios sedimentológicos de los testigos TK2 y GUK1	113
5.3 Perspectivas.....	118
CAPITULO VI	119
CONCLUSIÓN.....	119
BIBLIOGRAFÍA	122
ANEXOS	131
Anexo A: Estratigrafía sísmica y evidencias submarinas de tectónica activa en la falla Puerto Aldea, Tongoy, IV Región de Coquimbo, Chile	132
Anexo B: Variabilidad de los elementos Si, Ti, K y Fe en TK2 y GUK1	137

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1 Mapa geológico del área de Tongoy. Qa: Depósitos aluviales; Qc: Depósitos coluviales; Qr: Regolito; TQCc: Formación Coquimbo; Jv: Formación Algarrobal; Tjt: Unidad Talinay; Jpo: Unidad Puerto Oscuro; Kg1a, Kg1b, Kg2, Kg6, Kg7: Granitoides del Cretácico temprano; Ki: Intrusivos riolitas; Pzch: Complejo Metamórfico del Choapa; Línea gruesa: falla normal Puerto Aldea (tomado de Le Roux et al., 2006). *Solo se nombran los datos considerados relevantes para esta memoria.	3
Figura 2 Perfil esquemático transversal a la cuenca cenozoica. Fuente: Empan y Pineda (2006). Tomado de Lagos (2013).....	7
Figura 3 A la izquierda contexto geotécnico de la costa semiárida de Chile. Modificado de Saillard et al., (2009). A la derecha, contexto geomorfológico general con las quebradas que alcanzan la bahía de Tongoy y Guanaqueros.	7
Figura 4 Rasgos geomorfológicos del área de Tongoy. Tomado de Saillard et al. (2008).	8
Figura 5 Terrazas marinas y paleocostas en el área de Tongoy. A) Mapa geomorfológico de la bahía de Tongoy. Líneas: Azul, terraza marina T1; Amarilla, terraza marina T2; Morada, terraza marina T3; Blanca segmentada, paleocostas. B) Disposición del mapa geomorfológico A) en la bahía de Tongoy (Modificado de Saillard et al. (2012).	9
Figura 6 Diagrama representativa de la evolución de la bahía de Tongoy y Altos de Talinay. A) Paleogeografía de la bahía de Tongoy en el Pleistoceno medio; B) Geografía actual de la bahía de Tongoy- Tomado de Saillard et al., (2012).	10
Figura 7 Geografía y geomorfología del área de Tongoy: Terrazas marinas (TI, TII, TIII, TIV, TV: Talinay I, II, III, IV, V). QER: Quebrada El Romeral; QT: Quebrada Tongoy; QA: Quebrada Almendros; QS: Quebrada Salinas; QP: Quebrada Pachingo. Tomado de Le Roux et al (2006).	11
Figura 8 Corrientes superficiales de los océanos. Se observa la influencia de los vientos superficiales alisios y del oeste en la circulación de las corrientes en el ecuador y latitudes medias. Tomado de Chester (1990).....	13
Figura 9 Circulación atmosférica global (modificado de Murck et al., 1997).	14
Figura 10 Influencia estacional del Anticiclón Subtropical del Pacífico Suroriental (A). Promedio de los vectores de vientos superficiales entre los años 2000 y 2004 (QSCAT) sobre el Océano Pacífico Suroriental durante el verano e invierno austral. Se observa la posición más al norte del núcleo del anticiclón, así como la mayor intensidad del chorro de viento costero en la costa semiárida (30°S), durante el invierno austral. Área de estudio se indica con un rectángulo rojo (modificado de Garreaud y Muñoz, 2004; Flores-Aqueveque et al, 2014).	15
Figura 11 A) Circulación en años El Niño y en B) años no el Niño. En eventos el Niño la circulación atmosférica y oceánica cruza todo el Océano Pacífico desde Australia e Indonesia hacia la costa occidental de Sudamérica. Modificado de Ruddiman (2009). .	16
Figura 12 Condiciones anómalas en el Pacífico Tropical, El Niño y La Niña convencional vs. El Niño y la Niña Modoki: a) Eventos El Niño se producen cuando los vientos alisios se debilitan; algunas veces, en el oeste, los Vientos del Oeste prevalecen. Esta condición se caracteriza por temperaturas oceánicas superficiales anómalamente cálidas en el este del océano, y es asociado con alteraciones en la termoclina y en la circulación de la corriente de Humboldt.	17
Figura 13 Teleconexión Trópico-Extratropical (Rutllant, 2004).	18

Figura 14 Corrientes en el borde oeste de Sudamérica durante el invierno (izquierda) y verano (derecha). WWD: West Wind Drift; PCCC: Perú-Chile Counter Current; PUC: Perú Undercurrent; PCC: Perú-Chile Current; CCC: Chile Coastal Current; CHC: Cape Horn Current. Modificado de Strub et al. (1998).....	19
Figura 15 Centros de surgencia costera intensa en parte de la costa subtropical de Chile. Promedio de vientos a 10 m de altura derivados de QSCAT durante noviembre y diciembre entre 1999 y 2008. a) Vientos promedio para la mañana (AM); b) promedio para la tarde (PM). Se observa la mayor intensidad del chorro de viento costero durante la tarde (Rahn et al., 2011).....	20
Figura 16 Esquema del transporte a) y espiral de Ekman en la costa subtropical de Chile b). Tomado de Pinnet, (2000).	21
Figura 17 Principales características de la corriente de Humbolt (HC). A la izquierda corriente promedio superficial obtenidas por rastreo de satélite a partir de 1991 al 2005, la cual impulsa surgencias permanentes (flechas negras) y episódicas (flechas grises) indicadas a distintas latitudes a la derecha, como a su vez se presentan las SST (Sea Surface temperatura) (Strub et al., 1998; Graco et al., 2007) Líneas grises y discontinuas representan la corriente de Humboldt (HC) y la Poleward Undercurrent (PUC) respectivamente, y TSW (Tropical Surface Waters); ESW (Equatorial Surface Waters). Modificado de Montecino y Lange (2009).	21
Figura 18 Niveles relativos del nivel del mar en el último ciclo glacial según datos obtenidos en localidades australianas. Lambeck et al. (2002).	22
Figura 19 Área de estudio indicando: batimetría; localización de perfiles acústicos; y testigos TON2 Y GUA1 (estrellas amarillas) en las bahías de Tongoy y de Guanaqueros.....	23
Figura 20 Equipo Malvern Mastersizer 2000.	26
Figura 21 Esquema de cómo funciona la granulometría laser.	27
Figura 22 Panel de Control del Hidro2000G a la izquierda.	28
Figura 23 Comparación curvas granulométricas entregadas por el Software <i>Mastersizer</i> 2000 sin/con aplicación de ultrasonido a la muestra 216 del testigo tk2 del fondo de la bahía de Tongoy mostrando variación en las curvas granulométricas.	28
Figura 24 Curva granulométrica entregada por MasterSizer 2000 ajustada con la técnica de la deconvolución en Excel. Se optimiza a través de la aplicación Solver, donde la curva ajustada es azul y la obtenida por el granulómetro es la roja El R^2 es menor a 1. En este caso R^2 es 0,9, por tanto, se consideran válidas las modas.	29
Figura 25 Esquema de la producción y sedimentación de ^{210}Pb en sedimentos marinos (Oldfield & Appleby, 1984).....	32
Figura 26 Distribución de ^{210}Pb y $^{210}\text{Pbxs}$ a lo largo de los testigos marinos TK2 y GUK1. Línea negra indica hasta donde se presenta el exceso de ^{210}Pb (6 cm) y en base a tales edades se definió la unidad 1	33
Figura 27 Radiografía de los testigos TK2 y GUK1, con las profundidades y edades de las muestras datadas.	34
Figura 28 Muestra la reflexión y transmisión de un rayo perpendicular a una superficie de impedancia acústica (Z). Modificado de Muñoz (2010).	36
Figura 29 Obtención de datos sísmicos marinos. 1, Reflector de incidencia sísmica vertical; 2, Reflector de ángulo amplio; 3, Ondas refractadas. Modificado de Kennet (1982).	36
Figura 30 Gráfica de variación de amplitud de onda según el espesor. A menor espesor mayor amplitud de onda, y por el contrario, a mayor espesor menor amplitud de onda.	

La onda de color negro representa el marcador en los perfiles sísmicos. Modificado de Kennet (1982).....	37
Figura 31 Registro sísmico. Se construye a partir de la fuente de energía, la impedancia de la roca, y el espesor de los estratos. Cada marcador representa una amplitud de onda.	37
Figura 32 Perfil esquemático que muestra el ambiente litoral (<i>foreshore</i> o playa), el ambiente sublitoral (<i>shoreface</i> o frente de playa, y <i>offshore</i> o costa afuera) y las facies correspondientes para cada uno. L corresponde a la longitud de onda (modificado de Mc Lane, 1995).	38
Figura 33 Configuración de los reflectores con secuencias sísmicas paralela, según Mitchum et al. (1977).....	39
Figura 34 Se presentan esquemáticamente las principales terminaciones de los reflectores de un paquete sísmico idealizado. Mitchum et al. (1977b).	40
Figura 35 Esquema de los principales secuencias <i>system tracts</i> . A la derecha, curva de nivel de base vs. tiempo, donde se representan cada una de las unidades con sus respectivos colores (modificado de Emery y Myers, 1996).	41
Figura 36 Esquema de las arquitecturas de acuerdo a la acomodación y a los aportes sedimentarios. Homewood et al. (2000).	41
Figura 37 Localización de los perfiles acústicos.....	43
Figura 38 Perfil de la sección transversal generalizada en la zona de playa y nerítica, que muestra también las principales zonas de la actividad de las ondas (modificado de Boggs, 2001). MHW: onda alta promedio, MLW: onda baja promedio.....	44
Figura 39 Perfiles batimétricos de la bahía de Tongoy utilizados para definición de unidades sismoestratigráficas, junto la batimetría del área de estudio.	45
Figura 40 Perfil batimétrico TON1 orientación NS donde la escala vertical es 10x con respecto a la horizontal. Se muestra el substrato basal estratificado y plegado (celeste), el substrato estratificado subhorizontal (amarillo y azul), donde la subunidad amarilla presenta geometría progradantes-agradantes y la subunidad azul geometrías progradacionales. Se presenta además la ubicación proyectada del testigo TK2.....	49
Figura 41 Perfil batimétrico TON8 WE de la Bahía de Tongoy, de ~10 km de largo. La escala vertical es 10x con respecto a la horizontal. Se identifican 3 unidades sismoestratigráficas principales: el substrato estratificado y plegado (color celeste) concordante al este y divergiendo hacia el oeste, realiza terminaciones <i>toplap</i> con la discordancia angular erosiva (morada); el substrato estratificado subhorizontal que para este perfil se subdivide en subunidad amarilla agradacional-progradaiconal que desarrolla reflectores que se acuñan al occidente y que no presentan terminaciones con la discordancia subyacente que se pierde en profundidad, la subunidad azul progradacional que realiza <i>toplaps</i> y <i>downlaps</i> ; facies sísmicas caóticas (verde oscuro), que se encuentran incorporados en la subunidad azul que se interpretan como <i>slump</i> asociados a deslizamientos submarinos. La subunidad azul progradacional presenta deformación asociada a fallas secundarias normales (líneas negras) y que sugiere por el reacomodo de los estratos submarinos a la actividad cuaternaria tardía de la Falla Puerto Aldea (FPA). Se muestra un escarpe de 30 m (línea café), donde al pie de este se proyecta la prolongación de FPA (línea segmentada negra).....	50
Figura 42 Perfil TON10 de orientación SW-NE. La escala vertical es 10x con respecto a la horizontal y el perfil tiene una longitud de 1,7 km. Presenta un escarpe (café) con un salto vertical de 40 m (30 a 70 m b.n.m.) donde al pie se prolonga submarinamente la Falla Puerto Aldea. Presenta 3 unidades sismoestratigráficas: unidad basal estratificada	

y plegada, la cual hacia el oriente del perfil los estratos son paralelos e inclinados al este. Estos estratos del substrato basal realizan *toplap* al centro y occidente con una discordancia erosiva sobreyacente, base de la subunidad amarilla parte del substrato estratificado subhorizontal. Esta subunidad amarilla de geometría agradacional-progradacional realiza *downlap* con la discordancia erosiva rosada (superficie de erosión) y *toplap* con respecto la discordancia sobreyacente celeste y mantiene una potencia relativamente constante en todo su largo. La subunidad azul prograda hacia el centro de la cuenca con terminaciones *downlap* y su potencia se acuña al oriente.....51

Figura 43 Perfil WE TON5: Al occidente del perfil se observan un escarpe de orientación N-S, con una profundidad de 35 a 75 m b.n.m., cuya base coincide con la proyección hacia el norte de la Falla Puerto Aldea. Se presenta un substrato acústico masivo a homogéneo, bajo este escarpe. A los pies del escarpe se puede notar que los reflectores sísmicos no arrojan una buena resolución por la presencia de areniscas que absorben gran parte de la señal sísmica. En la base del escarpe se identifica una falla normal N-S que controla la deposición de la plataforma el cual se interpreta como *hemi-graben*. Se identifica un fondo submarino subhorizontal sin cambios de pendientes abruptos a una profundidad de 80 m. En el substrato estratificado y plegado se infieren paleocanales que estarían correlacionadas con las grandes quebradas que hoy en día llegan hasta la línea de la costa actual, y que seguramente durante el Último Máximo Glacial llegaban varios kilómetros mar adentro. La subunidad amarilla de geometría agradacional-progradacional prograda hacia el occidente con reflectores *downlaps* con la discordancia subyacente morada y agrada con reflectores *onlap* al oriente, y se caracteriza por su geometría agradacional-progradacional. Esta subunidad amarilla se sugiere que podría ser en parte por un bajo estadio marino y por sobre todo un periodo transgresivo post-glacial. La discordancia subyacente morada se interpretaría como superficie de erosión. Luego, sobreyace una subunidad azul progradante que presenta reflectores *downlap* al centro de la cuenca e incorpora facies caóticas, y se interpreta como unidad de alto estadio que incorpora deslizamientos submarinos.....52

Figura 44 Perfil TON7 WE. Escala vertical esta exagerada x10 con respecto a la horizontal. Se presentan para este perfil 3 subunidades sismoestratigráficas: En celeste substrato basal estratificado y plegado; En amarillo y azul substrato estratificado subhorizontal, donde se caracterizan por su geometría progradacional-agradacional la subunidad amarilla y la subunidad azul su geometría progradacional. La subunidad amarilla mantiene relativamente constante su potencia en todo su largo y que sería producto de una acomodación (A) vs. aporte sedimentario (S) cercano a 1 ($A/S < 1$) con reflectores *onlap* acuñándose al occidente. La subunidad azul superior no presenta reflectores claros y representaría un alto estadio global del nivel del mar.53

Figura 45 Perfil TON11 con orientación WE donde la escala vertical esta exagerada x10. Presenta 3 unidades sismoestratigráficas principales: El substrato estratificado y plegado se encuentra con longitudes de onda de 1 km aproximadamente, y se presentado truncado por la discordancia angular erosiva morada en la base del substrato estratificado subhorizontal. La subunidad sobreyacente amarilla realizara *downlaps* progradando hacia el centro de la cuenca y *onlap* acuñándose al occidente con respecto la discordancia erosiva subyacente rosada. Sobreyaciendo en discordancia angular erosiva se encuentra una subunidad azul progradacional, que no muestra mayores reflectores. Esta última subunidad se interpreta como unidad de alto estadio. También se presenta el substrato acústico masivo rosado que se encuentra bajo arenas muy reflectivas y justo al occidente de la prolongación submarina inferida

de la Falla Puerto Aldea. El fondo marino a esta latitud no presenta dislocaciones o quiebres de pendiente.....	54
Figura 46 Perfiles batimétricos de la bahía de Guanaqueros utilizados para definición de unidades sismoestratigráficas, junto a la batimetría del área de estudio.	57
Figura 47 Perfil batimétrico GUA4 NS con ubicación proyectada de GUK1. Muestra 2 subunidades sismoestratigráficas: el substrato estratificado y plegado, y el substrato estratificado subhorizontal que incorpora la subunidad inferior amarilla agradacional-progradacional, y la subunidad azul progradacional sobreyacente.	59
Figura 48 Perfil batimétrico GUA5 SE-NW donde se interpretan 2 subunidades sismoestratigráficas: substrato estratificado y plegado y substrato estratificado subhorizontal. Este último contiene 2 subunidades: una subunidad amarilla agradacional-progradacional, y otra sobreyacente progradacional de color azul. El fondo marino no presenta dislocaciones importantes a excepción de un montículo submarino observado al SE del perfil.	60
Figura 49 Perfil batimétrico GUA6 WE que registra la prolongación submarina de la punta Guanaquero indicado como montículo submarino. Al oriente del montículo submarino, los reflectores sísmicos se acuñan a este, y alejándose hacia el oriente el substrato estratificado y plegado se distingue levemente plegado.....	61
Figura 50 Perfil GUA1 WE con el fondo marino inclinado al oeste donde se interpretan 2 unidades sismoestratigráficas: substrato estratificado y plegado y substrato estratificado subhorizontal. Esta última cuenta con la subunidad amarilla agradacional-progradacional interpretada como unidad transgresiva y que realiza terminaciones <i>toplaps</i> con la discordancia sobreyacente celeste, base de la subunidad azul progradacional. La subunidad azul progradacional presenta terminaciones <i>downlap</i> hacia un bajo batimétrico ubicado al occidente del perfil. Esta subunidad azul es interpretada como unidad de alto estadio.....	62
Figura 51 Perfil GUA3 WE con fondo marino subhorizontal y se indican 3 unidades sismo-estratigráficas: substrato estratificado y plegado, substrato estratificado subhorizontal, y substrato acústico másivo. Al occidente del perfil se observa inclinaciones en el fondo marino y se sugiere deposición de arena caída desde la Punta Guanaquero que genera gran reflexión en las ondas acústicas (reflexión totalmente opaca).	63
Figura 52 Perfil batimétrico GUA2 SWW-NEE con fondo marino subhorizontal y se indican 2 unidades sismoestratigráficas: substrato estratificado y plegado y el substrato estratificado subhorizontal, donde se tienen 2 subunidades: una subunidad amarilla agradacional-progradacional que realiza <i>toplap</i> con una discordancia erosiva celeste y una subunidad sobreyacente azul progradacional.	64
Figura 53 Arriba: localización testigos marinos TK2 y GUK1 (con estrellas amarillas) en las bahías de Tongoy y Guanaqueros, y abajo: hoyo hidrográfica de ambas bahías delimitadas con líneas blancas y la zona de extracción de TK2 y GUK1 con estrellas amarillas.	67
Figura 54 Descripción radiografía y estructuras sedimentarias presentes en las 3 unidades de TK2 diferenciadas en base a la granulometría y escala de grises. Hay presencia de bioturbación para las 3 unidades y escasos contactos sedimentarios.....	69
Figura 55 Perfiles acústicos TON5 y TON1 de la bahía de Tongoy y ubicación proyectada de TK2 (estudio sismoestratigráfico en Capítulo III).	70
Figura 56 Fotos de la lupa binocular donde cada cuadrado naranjo tiene una longitud de 1 mm. Se muestran para TK2-211; TK2-244; TK2-325.....	72

Figura 57 Frotis de la unidad 1 (TK2-197); unidad 2 (TK2-253, TK2-267); unidad 3 (TK2-321, TK2-335, TK2-365).....	73
Figura 58 Subfósiles identificados, donde las ilustraciones fueron extraídas de Guzman et al. (1998).	74
Figura 59 Variabilidad cada 0,5 cm del tamaño de grano (en μm) de 4 modas distintas calculadas para el testigo TK2, donde en rojo muestra la variación del % de volumen de base a techo, y en azul las variaciones del tamaño de grano. Además, se muestran la fotografía y radiografía de TK2.	76
Figura 60 Curvas absolutas y acumuladas de las muestras representativas para cada una de las 3 unidades de TK2. En la Tabla 6 se muestran los parámetros granulométricos de estas muestras específicas.	79
Figura 61 Descripción y estructuras sedimentarias presentes (Radiografía A) en las unidades de GUK1 diferenciadas en base a la escala de grises. Además, se presentan los límites de laminación, escala de grises y mediana $d(0,5)$. Hay baja presencia de bioturbación en las distintas unidades y gran presencia de conchillas de gran tamaño (mm).	83
Figura 62 Perfiles acústicos de la bahía de Guanaqueros y ubicación proyectada de GUK1 (mayor descripción en Capítulo 3 – Sismoestratigrafía).	84
Figura 63 Fotografías lupa de restos biogénicos de la base (últimos 12 cm) del testigo marino GUK1. Cada lado de los cuadrados naranjos miden 1 milímetro: A) Foraminíferos <i>Valvulineria johnson</i> (Coryell y Mossman, 1942) y <i>Bolivina plicata</i> (Cushman, 1930); B) Escama de pez, espina de erizo; C) Gastrópodo <i>Nassarius gayi</i> (Kiener, 1835); D) Bivalvo <i>Carditella tegulata</i> (Reeve, 1843), E) Gastrópodo <i>Turritella cingulata</i> (Sowerby, 1825), F) Fragmentos oscuros indicados como anfíboles, G) Caracol, H e I) Vértebra de pez.	88
Figura 64 Fotografías lupa binocular de muestras representativas para unidades de GUK1. Las estrellas negras indican el foraminífero <i>Valvulineria johnson</i> (Coryell y Mossman, 1942).	89
Figura 65 Frotis para muestras representativas de GUK1.	90
Figura 66 Variabilidad cada 0,5 cm del tamaño de grano (en μm) de 4 modas distintas calculadas en el testigo GUK1, donde con rojo muestra la variación del porcentaje de volumen, y en azul las variaciones del tamaño de grano. Estrella azul indica profundidad de análisis DRX que se detalla en la Tabla 7.	91
Figura 67 Curvas absolutas y acumuladas de las muestras representativas para cada una de las 4 unidades de GUK1. En la tabla 9 se muestran los parámetros granulométricos y profundidades de las muestras representativas.	94
Figura 68 Correlación entre TK2 y GUK1.	100
Figura 69 Perfil batimétrico TON5 WE de la bahía de Tongoy, de ~10 km de largo. La escala vertical es 10x con respecto a la horizontal.	102
Figura 70 Perfil WE GUA6 de la bahía de Guanaqueros.	104
Figura 71 Perfil WE TON7 de la bahía de Tongoy.	104
Figura 72 Perfil TON 10.	107
Figura 73 Perfil batimétrico TON8 WE de la Bahía de Tongoy, de ~10 km de largo. La escala vertical es 10x con respecto a la horizontal.	108
Figura 74 Correlación entre TK2 y GUK1.	109
Figura 75 Variabilidad cada 0,5 cm del tamaño de grano (en μm) de 4 modas distintas calculadas en el testigo TK2, donde en rojo muestra la variación del volumen de base a techo, y en azul las variaciones del tamaño de grano.	116

Figura 76 Variabilidad cada 0,5 cm del tamaño de grano (en μm) de 4 modas distintas calculadas en el testigo GUK1, donde en rojo muestra la variación del volumen de base a techo, y en azul las variaciones del tamaño de grano.116

Figura 77 Cambios del nivel del mar (izquierda) y cambios en los volúmenes de hielo (derecha). Extraído de Lambeck et al. (2002).117

Figura 78 Eventos mayores de aluviones en la costa del desierto de Atacama en el norte de Chile (izquierda) y el sur de Perú (derecha). Vargas et al. (2006).....117

INDICE DE TABLAS

Tabla 1 Modas calculadas por <i>Solver</i> de la curva granulométrica para la muestra GUK1-159 (ver Fig. 24).	30
Tabla 2 Muestra y profundidad para estudio de frotis en testigos TK2 Y GUK1	34
Tabla 3 Clasificación de facies sísmicas. Ramayaser (1979).....	42
Tabla 4 Minerales reconocidos a través el análisis de DRX para TK2 (ver ubicación en Fig. 53).	70
Tabla 5 Moluscos no fragmentados/enteros a lo largo del testigo TK2 y especies reconocidas	74
Tabla 6 Parámetros granulométricos de las 3 unidades de TK2 calculado para muestras representativas, de acuerdo al método de Folk (1966).	78
Tabla 7 Minerales determinados a través de análisis de difracción de rayos X para 3 muestras donde representan cada 1 de las unidades.	85
Tabla 8 Moluscos y restos biogénicos identificados en el testigo GUK1 no fragmentados y especies reconocidas.	87
Tabla 9 Parámetros granulométricos de las 4 unidades de GUK1 calculado para muestras representativas, de acuerdo al método de Folk (1966).....	93
Tabla 10 Tamaño promedio de grano y desviación estándar de las unidades de los testigos marinos TK2 y GUK1, respectivamente.	99

Capítulo I

INTRODUCCIÓN

1.1 Exposición del Problema

Las bahías de Tongoy y Guanaqueros, se localizan en una zona de transición climática entre el desierto hiperárido de Atacama y el clima mediterráneo de Chile Central, la cual ha tenido intervalos que la han situado entre condiciones más húmedas y secas que las actuales (Maldonado y Villagrán, 2006; Latorre et al., 2007; Ortega et al., 2012; Ortega et al., *in progress*). La ocurrencia de lluvias en esta región está fuertemente condicionada por la influencia del Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur y el Niño Oscilación del Sur (ENSO: El Niño-Southern Oscillation) (Ortega, 2014), afectando fuertemente la disponibilidad de agua cuando estas se ausentan y/u ocasionando desastres cuando éstas son muy intensas como en marzo del año 2015 en la localidad de Chañaral.

Estas variaciones océano-climáticas parecen relacionarse con diversos otros fenómenos climáticos a escala mundial y su comprensión ha sido seriamente motivada por entidades gubernamentales desde la década de los 90 producto de sus impactos (Glantz, 1996). En la cuenca del Pacífico, los estudios indican variaciones a escala milenial, secular, multi e inter-decadal (Zhang et al., 1997; Garreaud y Battisti, 1999; Mayewski et al., 2004; Johanson et al., 2009; Cobb et al., 2013) y algunos modelos matemáticos predicen que esto seguirá cambiando (Power et al., 2013).

Varios autores han abordado el estudio paleoclimático en las costas de Chile y con variadas metodologías: en el estudio geomorfológico y pedológico (Veit, 1996); en el análisis de polen (Villagrán y Valera, 1990; Villagrán y Maldonado, 2006; Maldonado et al., 2010); en el estudio sedimentológico y de foraminíferos de testigos marinos (27°30'S; Lamy et al., 1998; 32°45'S; Marchant et al., 1999; Kim et al., 2002; 30° 12'S; Kaiser et al., 2008). Luego, este trabajo contribuye a profundizar el conocimiento de estas variaciones océano-climáticas mediante la determinación de cambios hidrológicos en la costa semiárida de Chile (~30°S) a través del análisis estratigráfico y sedimentológico en la bahía de Tongoy y Guanaqueros.

Otra motivación de esta investigación es que los factores estudiados están directamente relacionados a eventos de interés e implicancias sociales que hoy están en boga (e.g. bajas en la producción pesquera, ocurrencia de aluviones, calentamiento global). Esto, producto de condiciones climáticas anómalas, ligadas posiblemente, a una fase cálida de ENSO (Vargas et al., 2006; 2007; Ortega et al., 2012).

La configuración hidrogeológica de ambas bahías es propicia para la obtención de un registro sedimentológico continuo, debido a que se encuentra protegida por la península Punta Lengua de Vaca y de Guanaqueros que bloquea la acción de grandes olas y perturbaciones que ocurren mar adentro donde debido a procesos de refracción del oleaje, la energía de onda se concentra y luego se debilita hacia el interior de las bahías

(Martínez, 2001). Así, los sedimentos que se encuentran al fondo de la bahía entregan basta información sobre paleoclimatología océano-atmósfera, tal como variaciones hidrológicas, eustatismo y sus facies estratigráficas relacionadas a progradación-agradación.

El presente trabajo tiene como objetivo determinar las variaciones paleohidrológicas que han afectado la costa semiárida de Chile ocurridas durante el Holoceno medio-tardío, a través del estudio de testigos de alta resolución, extendiendo el único registro de alta resolución disponible en la zona (Ortega et al., sometido) el cual abarca solo ~4.000 años cal AP. En su análisis, Ortega (2014) evidenció variaciones a escala centenal y multi-decadal del comportamiento de las precipitaciones, asociados a la escorrentía causada por lluvias torrenciales.

A su vez, a partir del análisis batimétrico y sismo-estratigráfico de perfiles acústicos de 3,5 kHz obtenidos de las bahías de Tongoy y Guanaqueros, junto con la aplicación de conceptos de estratigrafía secuencial y la consideración de antecedentes de los testigos de alta resolución, se definen las unidades que constituyen el subsuelo del fondo marino, se interpreta su génesis a través de cambios eustáticos y se caracteriza la deformación que las afecta.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo General

- Determinar los cambios paleoclimáticos ocurridos en la costa semiárida de Chile para el Holoceno, a través del estudio estratigráfico y sedimentológico en las bahías de Tongoy y Guanaqueros (~30°S).

1.2.2 Objetivos específicos

- Determinar los factores que han condicionado la geometría y facies del relleno sedimentario del Cuaternario superior de las bahías de Tongoy y Guanaqueros, para caracterizar unidades sismoestratigráficas.
- Determinar las variaciones paleohidrológicas y eustáticas holocenas a partir del estudio sedimentario de testigos marinos de las bahías de Tongoy y Guanaqueros.
- Determinar la relación de la estratigrafía y sedimentología del fondo marino con cambios océano-climáticos ocurridos a escala regional y/o global.

1.3 Hipótesis de trabajo

1. En la costa semiárida de Chile (~30°S) han ocurrido variaciones hidrológicas durante el Cuaternario superior, las cuales pueden ser determinadas mediante el

estudio estratigráfico y sedimentológico de los depósitos del fondo marino de la bahía de Tongoy y Guanaqueros.

1.4 Antecedentes Generales

1.4.1 Antecedentes geológicos

La zona de estudio es un área costera (~30°14'S/71°44'-71°28'W), que cuenta con la presencia de la Cordillera de la Costa con sus respectivas cuencas de drenaje que van a dar al océano. Es una bahía abierta hacia el norte, que limita con el Océano Pacífico a través de una estrecha plataforma continental (Ortega, 2014).

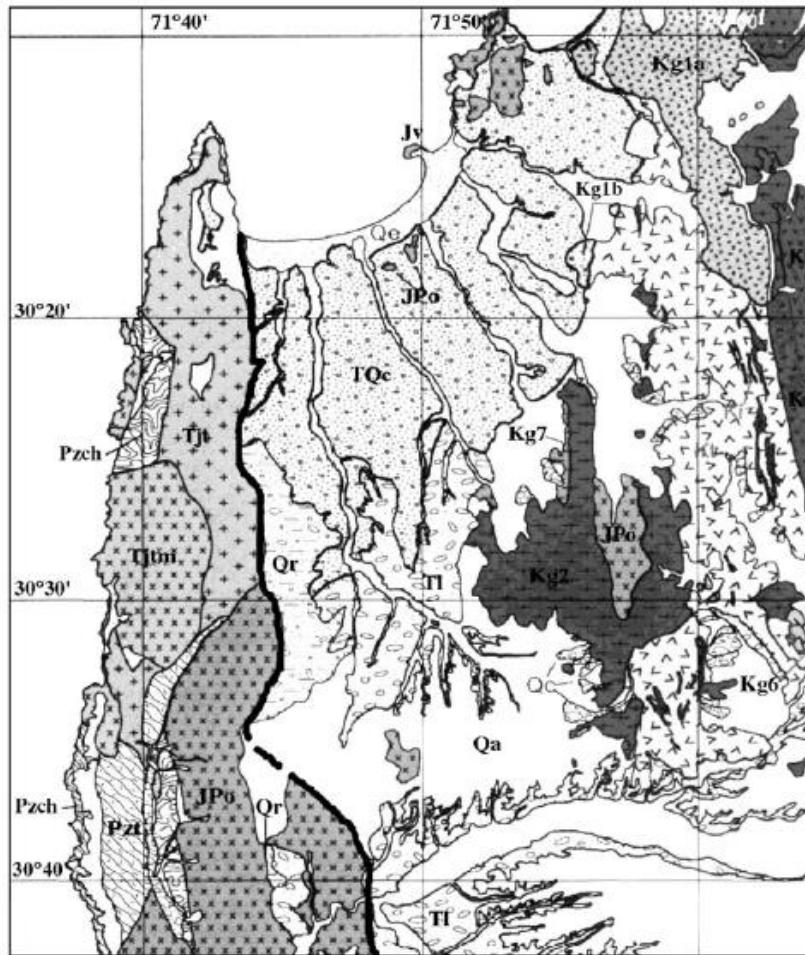


Figura 1 Mapa geológico del área de Tongoy. Qa: Depositos aluviales; Qc: Depósitos coluviales; Qr: Regolito; TQc: Formación Coquimbo; Jv: Formación Algarrobal; Tjt: Unidad Talinay; Jpo: Unidad Puerto Oscuro; Kg1a, Kg1b, Kg2, Kg6, Kg7: Granitoides del Cretácico temprano; Ki: Intrusivos riolitas; Pzch: Complejo Metamórfico del Choapa; Línea gruesa: falla normal Puerto Aldea (tomado de Le Roux et al., 2006). *Solo se nombran los datos considerados relevantes para esta memoria.

El borde occidental de la bahía de Tongoy lo compone la Punta Lengua de Vaca (Fig. 2). En esta área se encuentran las rocas más antiguas del área de Tongoy, las cuales corresponden al Complejo Metamórfico de Choapa (Pzch), de edad devónico-carbonífera, el que aflora en el extremo sur-oeste de los Altos del Talinay (Fig. 1). Corresponden a metabasitas, metapelitas y metaturbiditas, y se interpretan como un

complejo de subducción (Hervé et al., 1976). Este está instruido por el Complejo Plutónico Altos de Talinay (Figura 1), que se extiende por más de 40 km desde Punta Lengua de Vaca (30°S 10´) hasta los Altos del Talinay (31°S) y (Fig. 2) de edad triásica tardía (Irwin et al., 1988), que es delimitado por el océano Pacífico al oeste y por una falla normal al este denominada Puerto Aldea (Figs. 1 y 2), con orientación NS. Trabajos previos han descrito que esta Falla Puerto Aldea pone en contacto las rocas del complejo Plutónico Altos de Talinay (Irwin et al., 1988; Le Roux et al., 2006) con las rocas sedimentarias marinas de la Formación Coquimbo presentes en el valle asociado a la bahía.

Este Complejo Plutónico Altos de Talinay es formado por una facies melanocrática y otra leucocrática principal, con una tercera minoritaria agmatítica (Irwin et al., 1988). Se encuentra constituida mayormente por rocas cataclásticas y miloníticas de protolito plutónico y compuesto por rocas de falla con relación de contacto y afloramientos de aspecto intrusivos como el Complejo Metamórfico del Choapa (Pzch; Fig. 1) (Emparan y Pineda, 2006). El Complejo Plutónico Altos de Talinay representa un arco magmático del Triásico, el que en conjunto con el Complejo Metamórfico del Choapa se interpreta como el resultado de la construcción y deformación de un bloque devónico-triásico superior acrecionado al margen continental (Irwin et al., 1988).

Hacia el este se suceden dos franjas, una de intrusivos monzodioríticos-granodioríticos-granodioríticos del Jurásico Medio-Superior (Kg2) y la otra de dioritoides del Jurásico Superior-Cretácico Inferior (Kg1a; Fig. 1), orientadas regionalmente en dirección NNW-SSE. La franja occidental tendría un contacto por falla (cubierto) con el bloque acrecionado, donde la falla ha sido tentativamente trazada por Emparan y Pineda (2006) en la quebrada Pachingo, en base a los estudios sísmicos realizados por Meinardus (1961). Ambas franjas intruyen cerca de 7.000 m de rocas volcánicas jurásicas, subvolcánicas andesíticas y dacíticas jurásicas con escasas intercalaciones sedimentarias continentales (areniscas y lutitas), y de rumbo general 15°W y manteo al este, que corresponden al Complejo Volcánico Agua Salada (Jas). Este complejo volcánico está limitado al este por la Falla Romeral.

En el área aparecen dos unidades intrusivas del Cretácico Inferior, los intrusivos granitoides del Neocomiano (Kg7) y los intrusivos graníticos a dioríticos del Cretácico Inferior Alto (Ke; Kf) (Fig. 1). La unidad (Kg7) intruye al Complejo Volcánico Agua Salada (Jas) y unidades de rocas plutónicas del Jurásico-Cretácico (Kg2, Kg1a), y está compuesto principalmente por granodioritas de anfíbola y biotita. La unidad (Kf) intruye a la Formación Arqueros (Ka) que se presenta al este de la Falla Romeral.

Al este de los Altos de Talinay, se encuentra la Formación Coquimbo (Fig. 1), una zona de areniscas finas limosas y calizas bioclásticas (TQc) del Mioceno medio-Pleistoceno medio (Le Roux et al., 2006). Esta formación junto con la formación Confluencia (Qa, Qr) la cual es una serie sedimentaria continental, en parte bien estratificada y con débil litificación, cubren lo que fue denominado cuenca cenozoica (Heinze, 2003). Aunque no hay información geocronológica de la Formación Confluencia disponible del área de estudio, basado en la interdigitación entre los depósitos continentales y marinos observados en el campo (Rivano y Sepúlveda, 1991) su edad es asumida similar a la

Formación Coquimbo, por tanto constreñida entre el Mioceno y el Pleistoceno (Emparán y Pineda, 2006).

Del Cuaternario se encuentran (ver Fig. 1):

- a) Depósitos fluviales del Pleistoceno-Holoceno (Qf): Yacen en los valles y en el curso medio e inferior de las grandes quebradas, formando terrazas de 1 a 10 metros de altura adyacentes a los caudales actuales, como depósitos activos. De esta manera se dividen en dos facies:
 - 1.- Depósitos antiguos: están compuestos por gravas gruesas y muy gruesas polimícticas con abundante matriz de arena, débilmente consolidadas. Presentan intercalaciones de gravas finas arenosas y arenas de guijarros. Estos depósitos al estar más consolidados que los recientes son los que forman terrazas (Emparan y Pineda, 2006).
 - 2.- Depósitos recientes: los conforman gravas gruesas y muy gruesas polimícticas con abundante matriz de arena, no consolidadas. Presenta clastos orientados y/o imbricados. Constituyen los cauces de las quebradas actuales (Emparan y Pineda, 2006).
- c) Depósitos aluvionales (Qa): constituyen el relleno de quebradas y forman conos en la salida de ellas, donde se pueden observar en pequeñas quebradas efluentes. Son depósitos originados por flujos turbulentos y breves, con cierta incidencia en procesos de remociones en masa. Están compuestos por brechas no consolidadas, polimícticas, con matriz de arena y limo. Su edad se calcula al Pleistoceno-Holoceno (Emparan y Pineda, 2006).
- d) Depósitos coluviales (Qc) los cuales corresponden a clastos oligo y monomícticos, angulosos, con matriz de limo. Se trata de depósitos no consolidados, adosados a las laderas. Son de aspecto macizo y es posible observar una mala estratificación que se engrosa al descender la cota. Distribución muy restringida y solo se observan en la quebrada Tongoy; ver Fig. 3) y se estima de edad pleistocena-holocena (Emparan y Pineda, 2006). Son brechas no consolidadas, polimícticas, con matriz de arena y limo. Constituyen el relleno de quebradas y forman conos aluvionales que cubren una topografía labrada en los depósitos fluviales antiguos. Engranán con los depósitos fluviales recientes (Emparán y Pineda, 2000).
- e) Depósitos de playas marinas de diversa granulometría (Qm) los cuales son sedimentos no consolidados, líticos y, minitoriamente bioclásticos, que afloran en la desembocadura de las quebradas mayores (Emparán y Pineda, 2000).
- f) Depósitos eólicos (Qe). (Fig. 1) los cuales corresponden a arenas bien seleccionadas de grano medio a muy fino, con nulo a leve grado de consolidación (Creixell et al., 2012).

1.4.2 Tectónica regional y local

Referente al desarrollo tectónico, la Falla Puerto Aldea y la Falla Romeral, estructuras principales del área, sería una extensión del sistema de fallas conocido como la Zona de Falla de Atacama (Charrier et al., 2007). Este rasgo estructural, con una extensión de 1000 km, que va desde Iquique hasta La Serena, comenzó su activación durante el Mesozoico (Jurásico-Cretácico), con reactivaciones recientes en sistemas de horst y graben simétricos y asimétricos delimitados por fallas de componente principal normal durante el Cenozoico tardío (González et al., 2003). Presenta un desplazamiento con rumbo sinistral, dando origen a estructuras de más de 60 km de largo. Este sistema representa el eje del arco magmático jurásico-cretácico que facilitó el emplazamiento de los complejos plutónicos y secuencias volcánicas (García, 1967; Aguilar et al., 2013) antes mencionadas. Este sistema es la mayor estructura que controla la geomorfología de la Cordillera de la Costa en el norte de Chile (Riquelme et al., 2003; Almonacid, 2007; Aguilar et al., 2013).

Esta zona de Falla de Atacama se asocia a la deformación asociada a la subducción de la Placa de Nazca bajo la Placa Sudamericana. El área de estudio se encuentra en la zona de subducción plana (*flatslab*), cuyo segmento está entre los 26°S y los 33°S (Pardo et al., 2002), y en cuyos bordes hacia el sur y el norte se encuentran zonas de subducción normal (Gutscher et al., 2000; Yañez et al., 2001). Esta zona de *flatslab* o bajo ángulo de subducción entre placas, explicaría la inexistente actividad volcánica reciente (cuaternaria), la que habría culminado en el Mioceno (Stern, 2004). Además, el área está dominada por la subducción de la dorsal de Juan Fernández, la cual ha migrado hacia el sur ocurrida entre los 16 y 12 Ma (Langiano-Sinemuriano) (Terciario) (Yañez et al., 2001; Aguilar et al., 2013). Le Roux et al. (2005) asoció el alzamiento y subsidencia regional experimentada durante gran parte del Cenozoico a la migración de la dorsal de Juan Fernández, hace 10 Ma, la cual subduce a los 33°S, ~300 km al sur del área de estudio.

La cuenca cenozoica tiene como límite occidental la Falla Puerto Aldea (Figs. 1, 2, 3 y 4), una falla normal de tipo intraplaca e inclinada al este, y donde Paskoff (1970) propone un hemi-graben por la falta de evidencia de fallamiento a lo largo del límite oriental, y Heinze (2003) ratificaría la falta de evidencia al este de la cuenca con un estudio estructural detallado del área de estudio. Dentro de esta cuenca también se ha inferido la ubicación de la Falla Pachingo (Fig. 2) en el trazado rectilíneo de la quebrada homónima, constituyendo el límite entre el dominio costero formado por rocas jurásicas y el dominio marginal formado por rocas devónicas-triásicas adosadas al borde continental.

A través de dataciones $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ de conchillas, Le Roux et al. (2006) indicaron que en el área de Tongoy-Altos de Talinay, la Falla Puerto Aldea habría controlado la deposición de la Formación Coquimbo a través de movimientos normales e inversos, lo cual sería concordante con las reactivaciones normales e inversas del Sistema de Fallas de Atacama en el Norte Grande desde el Cenozoico tardío (Delouis et al., 1998; Riquelme et al., 2003; Almendinger y González, 2010).

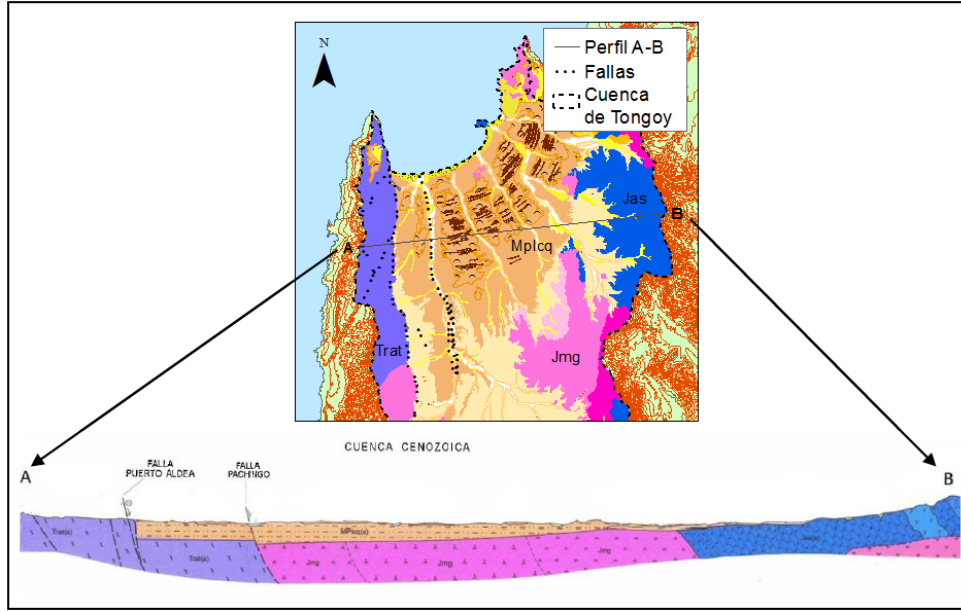


Figura 2 Perfil esquemático transversal a la cuenca cenozoica. Fuente: Emparan y Pineda (2006). Tomado de Lagos (2013).

1.4.3 Marco Geomorfológico

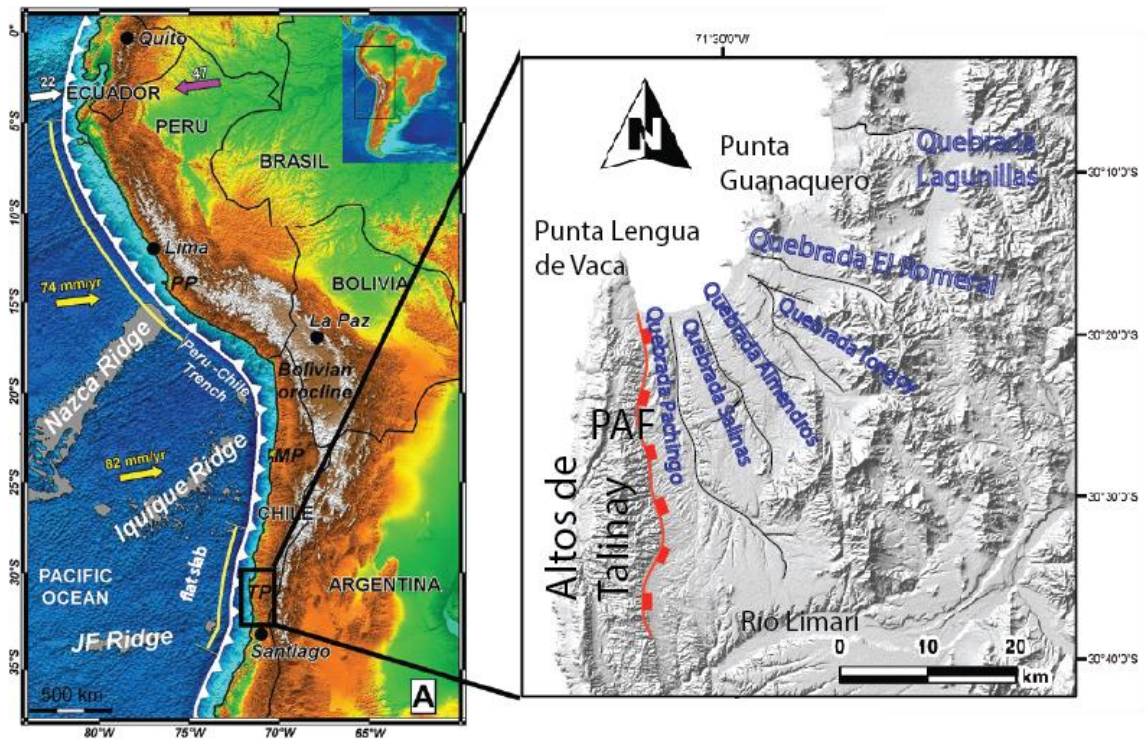


Figura 3 A la izquierda contexto geotectónico de la costa semiárida de Chile. Modificado de Saillard et al., (2009). A la derecha, contexto geomorfológico general con las quebradas que alcanzan la bahía de Tongoy y Guanaqueros.

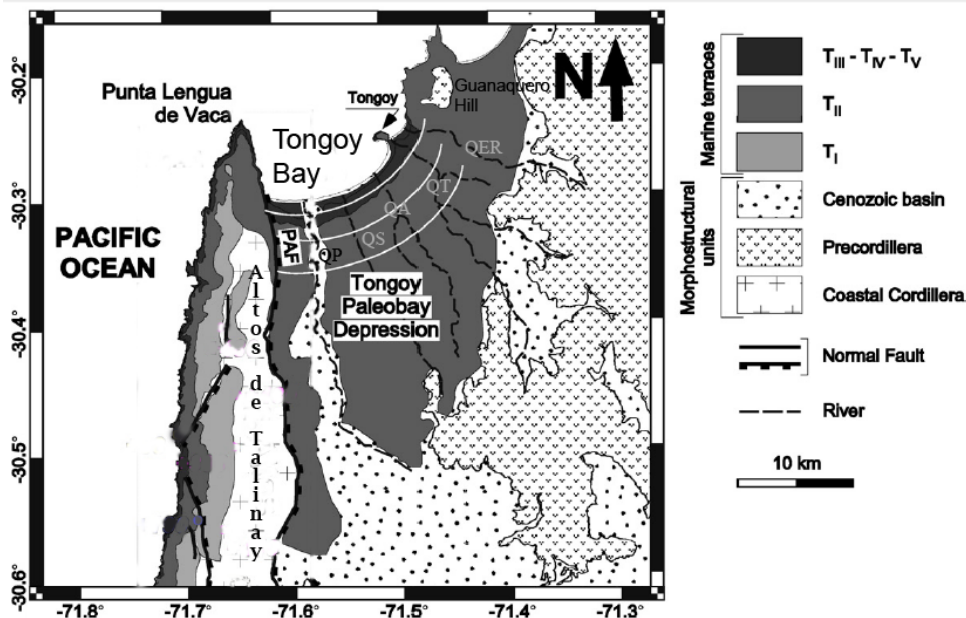


Figura 4 Rasgos geomorfológicos del área de Tongoy. Tomado de Saillard et al. (2008).

El área se enmarca dentro de la zona donde no hay presencia de depresión intermedia (27°-33°S) por la acción de la subducción de la dorsal de Juan Fernandez (Charrier et al., 2007). Esta depresión intermedia si se presenta de la zona norte y central de Chile, por lo que la transición entre la Cordillera de la Costa y la Cordillera Principal está marcada por un drástico aumento de la elevación topográfica (Paskoff, 1970; Ota et al., 1995).

Los estudios de carácter geomorfológico que se han realizado hasta el momento en el sector han puesto énfasis en los diferentes niveles de terrazas marinas que se han desarrollado en los alrededores durante la era cenozoica, y el desarrollo de calcretas asociadas como evidencia de una antigua extensión marina, reflejada en los depósitos marinos consolidados de los paleo-cordones de playa (Paskoff, 1970; Ferrando & Muñoz, 1977; Ota & Paskoff, 1993; Benado, 2000; Olivares, 2004; Le Roux et al, 2006; Saillard, 2008; Saillard et al, 2009; Saillard et al, 2012; Pfeiffer, 2011; Pfeiffer et al, 2011).

El sistema de cuencas-bahía constituye una forma de anfiteatro en la que se inscriben laderas graníticas y monoclinales. Junto a estas se ha depositado la cuenca cenozoica (Fig. 4) (Heinze, 2003; Emparan y Pineda, 2006) que corresponde a una llanura de más de 1000 km² rodeada por cordones de cerros.

Dentro del valle principal y bordeando la costa se expone una cubierta sedimentaria cenozoica continental (Formación Confluencia) y corresponden a gravas fluviales no-consolidados y a brechas aluviales (Paskoff, 1970; Rivano y Sepúlveda, 1991), asociados a depósitos del río Limarí. Estos depósitos continentales (Formación Confluencia) forma planicies o terrazas en los valles y quebradas principales, coalescentes en sus cursos inferiores o confluencias, y que forma conos en sus cabeceras y flancos de grandes quebradas con laderas muy escarpadas.

La Formación Confluencia cambia lateralmente, se engrana hacia el oeste a plataformas marinas de la costa semiárida (Formación Coquimbo), las cuales han sido estudiadas exhaustivamente en el área de Altos de Talinay, por Darwin (1846) en primera instancia, y posteriormente por diversos autores (Domeyko, 1848; Brügger, 1950; Chávez, 1967; Herm, 1969; Paskoff, 1970; Ota et al., 1995; Benado, 2000; Heinze, 2003; Saillard, 2008). Se caracteriza por una secuencia de cinco plataformas costeras constituidas por sedimentos marinos y/o transicionales poco consolidados y aterrizados denominadas T_I, T_{II}, T_{III}, T_{IV} y T_V. Entre estas superficies, las plataformas costeras T_I y T_{II} están conectadas morfológicamente con los pedimentos y las grandes terrazas del valle del río Limari. En la bahía de Tongoy están preservados tres niveles de terrazas marinas denominadas T₃, T₂ y T₁ (Fig. 6) y estas estarían lateralmente conectadas con las terrazas marinas de Altos de Talinay. T₃ y T₂ estarían asociadas a T_V y T_{IV}, respectivamente, mientras que T₁ estaría conectada de manera menos clara con la terraza T_{II} (Fig. 5) (Saillard 2008; Saillard et al., 2009).



Figura 5 Terrazas marinas y paleocostas en el área de Tongoy. A) Mapa geomorfológico de la bahía de Tongoy. Líneas: Azul, terraza marina T₁; Amarilla, terraza marina T₂; Morada, terraza marina T₃; Blanca segmentada, paleocostas. B) Disposición del mapa geomorfológico A) en la bahía de Tongoy (Saillard et al., 2012).

Dentro de esta temática de terrazas, Le Roux et al (2006) proponen que la bahía se extendía 30 km más al sur que la actual durante el Mioceno y Plioceno, y que a través de transgresiones y regresiones relacionadas a movimientos de tectónica regionales y locales, combinados con cambios globales del nivel del mar esta cuenca se fue llenando con lodo, arenas, coquinas y gravas. Se determinaron 6 transgresiones a través de la data de fósiles con $^{87}Sr/^{86}Sr$, siendo la primera entre 11.9–11.2 Ma. y la última entre 1.7–1.4 Ma. Señalan también que la Formación Coquimbo forma parte de una serie de cuencas discontinuas del Cretácico Tardío al Neógeno, extendidas en las costas de Chile desde Antofagasta (23°S) hasta la Península de Taitao (47°S) y que han sido afectadas por cuatro episodios de transgresión y regresión marina durante el Cuaternario.

La formación y presencia de terrazas marinas, se convierte en un importante marcador geomorfológico que proporciona variada información sobre la paleodinámica costera (Saillard, 2008). Estas se utilizan como evidencias del solevantamiento de la costa, a lo largo del margen activo en ~ 1 Ma, dado que son los registros de los cambios del nivel del mar en una costa sujeta a movimientos verticales (Ortlieb y Machare, 1990; Saillard,

2008; Saillard et al. 2011). Los distintos niveles de las terrazas marinas, muestran que los diferentes movimientos glacioeustáticos son a escala global, mientras que los procesos tectónicos tienen un carácter regional o local.

Basada en el estudio de estas terrazas marinas, Ota et al. (1995) indicaron que la Falla Puerto Aldea solo habría afectado las terrazas más altas presentes en los Altos de Talinay, T1 y T2. Saillard y colaboradores (2009) indicaron que la deformación de estas terrazas evidencia desplazamientos normales asociados a la Falla Puerto Aldea. Basado en edades U-Th sobre conchillas marinas sobre estas terrazas, Saillard et al. (2012) concluyeron que la bahía de Tongoy y Altos de Talinay se habrían convertido en un bloque rígido al menos desde el Pleistoceno medio, en algún momento entre 230-320 ka, por lo que la actividad de Falla Puerto Aldea habría cesado o no habría tenido actividades demostrada desde entonces (Fig. 6), y el comportamiento regional de la corteza hasta el presente indicaría alzamientos asociados a la subducción de la dorsal de Juan Fernández (Le Roux et al., 2006).

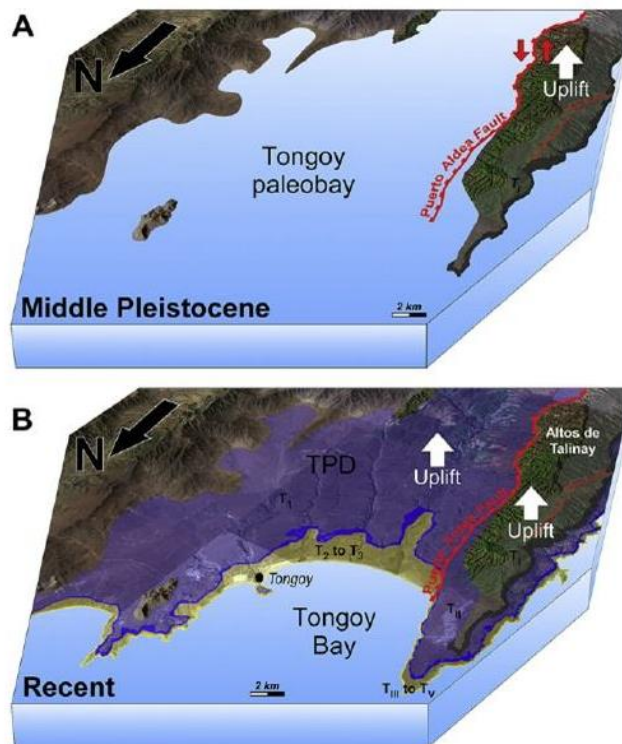


Figura 6 Diagrama representativa de la evolución de la bahía de Tongoy y Altos de Talinay. A) Paleogeografía de la bahía de Tongoy en el Pleistoceno medio; B) Geografía actual de la bahía de Tongoy. Tomado de Saillard et al., (2012).

1.4.3.1 Características hidrológicas

La hoya hidrográfica que llega a la bahía de Tongoy posee una superficie de 1000 km² y está compuesta por quebradas largas y profundas, denominadas de este a oeste: El Romeral, Tongoy (Los Camarones), Los Almendros, Salinas (Los Litres) y Pachingo (ver Figura 7), las cuales se encuentran limitadas al mar por barreras conformadas por bermas formando lagunas litorales. Durante las estaciones secas, la mayoría de estas quebradas no alcanzan el mar y forman humedales que albergan una variada fauna y flora; sin embargo, cuando intensas precipitaciones afectan la zona, la esorrentía de

las quebradas alcanza la bahía aportando sedimento que luego se asienta en el fondo de la bahía.

Con respecto a la hoya hidrográfica de la bahía Guanaqueros, esta tiene una superficie de aproximadamente 500 km² y la mayoría de las quebradas que llegan a su cuenca son cortas y poco profundas, donde la única que destaca por su gran extensión es la quebrada Lagunillas (Figura 7). En comparación con la hoya hidrográfica de Tongoy, el aporte sedimentario desde tierra cuando ocurren eventos de lluvias intensas debería ser menor en cantidad y tamaño de grano, por lo que se espera que se puedan distinguir rasgos o estructuras sedimentarias que evidencien dicha escorrentía.

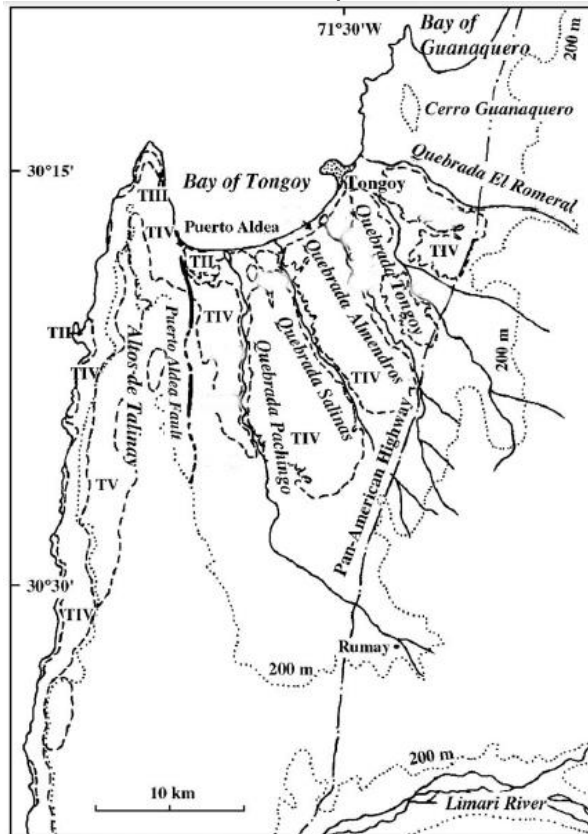


Figura 7 Geografía y geomorfología del área de Tongoy: Terrazas marinas (TI, TII, TIII, TIV, TV: Talinay I, II, III, IV, V). QER: Quebrada El Romeral; QT: Quebrada Tongoy; QA: Quebrada Almendros; QS: Quebrada Salinas; QP: Quebrada Pachingo. Tomado de Le Roux et al (2006).

1.4.4 Contexto y variabilidad océano-climática actual de la costa semiárida de Chile

Las bahías de Tongoy y Guanaqueros (30°S) se localizan en una zona de transición climática entre el desierto hiperárido de Atacama y el clima mediterráneo de Chile Central, la cual ha tenido intervalos que la han situado entre condiciones más húmedas y secas que las actuales (Novoa y Lopez, 2001; Maldonado y Villagrán, 2006; Latorre et al., 2007; Ortega et al., 2012; Ortega, 2014; Aguilar et al., 2013). La disponibilidad de agua en la costa semiárida del Norte de Chile es limitada y dependiente de la ocurrencia de lluvias, las cuales son esporádicas y se concentran durante el invierno y la primavera austral (Fuenzalida 1982; Garreaud et al., 2008a). Estos frentes se hacen más recurrentes e intensos durante fases cálidas de El Niño Oscilación del Sur (ENSO:

El Niño-Southern Oscillation), producto del debilitamiento del Anticiclón Subtropical del Pacífico Suroriental y la mayor frecuencia y/o persistencia de anticiclones de bloqueo localizados al suroeste de Sudamérica producto del patrón de teleconexión trópico-extratropical Pacífico-América del Sur (PSA: Pacific South America) asociado al El Niño (Rutllant y Fuenzalida, 1991; Mo y Higgins, 1998; Curtis y Adler, 2003; Ortega et al., 2012).

1.4.4.1 Climatología y meteorología general

El clima de la costa semiárida (30-32°S) se presenta como una zona de transición entre los climas desérticos y con aquellos donde la humedad posibilita la aparición de vegetación (Gacitúa, 2003) siendo considerado como semiárido o de estepa, caracterizado por un régimen de lluvias irregular y un déficit de humedad durante, al menos, nueve meses al año (Declaración de Impacto Ambiental, Plan Regulador Comunal de Coquimbo, 2006).

Está gobernado por el Anticiclón Subtropical del Pacífico Sur (ASPS: cuya acción bloquea la influencia de las masas de aire cargadas de humedad provenientes del sur del país), los vientos del oeste y alisios y la corriente fría de Humboldt (cuyo efecto moderador del régimen térmico, limita la formación de nubes que generan precipitación). Todo lo anterior sumado con las características topográficas de la costa gobiernan el clima de la zona (Sfeir, 2006).

La temperatura media anual es de 13,6° C, siendo la mínima anual de 9,2°C y la máxima media anual de 20,6°C. Las precipitaciones alcanzan los 85 mm anuales con una evapotranspiración potencial anual de 351 mm (CIREN, 1990). La precipitación anual rara vez excede el 50% de la evapotranspiración potencial. Sin embargo, periódicamente es afectado por fuertes variaciones climáticas asociadas a El Niño, que trae las lluvias intensas e inundaciones (Declaración de Impacto Ambiental, Plan Regulador Comunal de Coquimbo, 2006).

Rahn et al. (2011) estudiaron en la bahía de Tongoy, el mecanismo mediante el cual se desarrolla un máximo de viento costero. Durante las mañanas una briza oceánica superficial penetra desde la bahía hacia la terraza marina, sin embargo, durante las tardes esta briza es anulada por vientos del sur que avanzan por tierra. Esto sería producto de la inversión de la celda convectiva local sobre la bahía, provocada por aire tibio advechado desde la terraza marina, creando una capa límite residual sobre la bahía de Tongoy (Rahn et al., 2011). El máximo de viento costero entonces sería producto del gradiente de presión generado por la celda convectiva local de la tarde sobre la bahía de Tongoy, la cual refuerza los vientos costeros del sur localizados justo al norte de Punta Lengua de Vaca (Rahn et al., 2011).

La estabilidad atmosférica generada por el ASPS favorece la persistencia de estratocúmulos sobre el océano, especialmente durante la primavera austral (Rutllant et al., 1998; Garreaud et al., 2008b). Esta cubierta de nubes forma parte de una capa límite marina, fría y húmeda sobre el Pacífico Suroriental, la cual es contenida por una

intensa y persistente inversión térmica, originada por el contraste entre la fría superficie del océano y el aire tibio (Garreaud et al., 2001).

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

1.4.4.2 Circulación atmosférica y oceanográfica de gran escala

1.4.4.2.1 Contexto atmosférico

La circulación de aguas superficiales (Figura 8) en los océanos es conducida por la respuesta de las masas de agua a los patrones de circulación atmosféricos y a la forma de las cuencas oceánicas. Los patrones de circulación atmosféricos, en términos generales, es una respuesta del sistema atmosférico al distinto campo de radiación solar que recibe la superficie terrestre. Dos patrones de circulación principales se pueden resaltar para la zona de estudio: los vientos alisios en latitudes bajas y los vientos del oeste en latitudes medias (30°-60°).

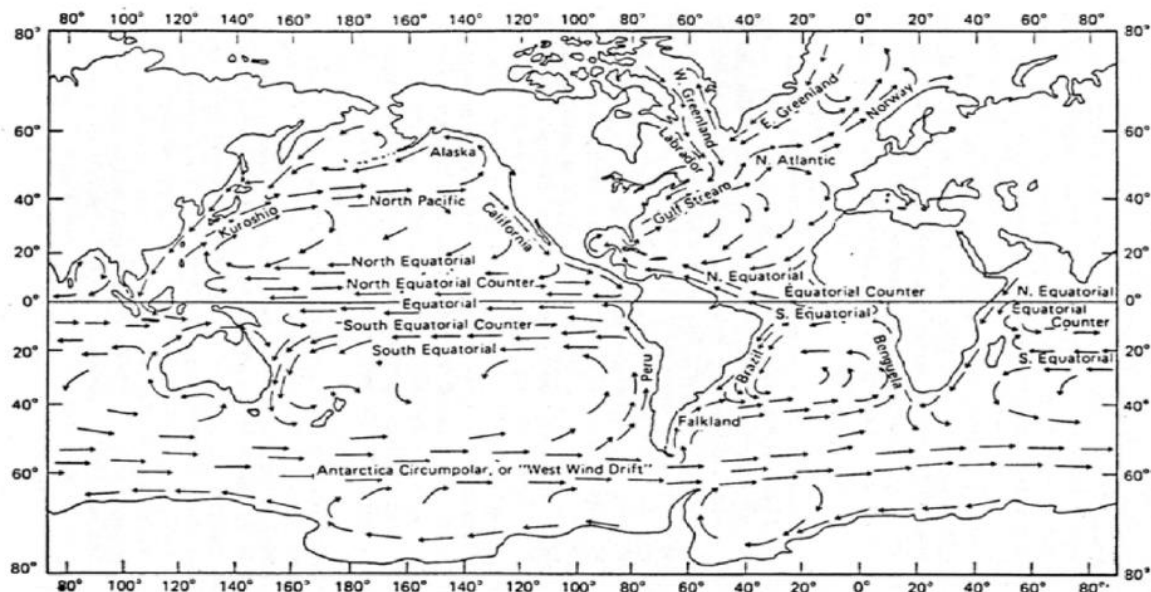


Figura 8 Corrientes superficiales de los océanos. Se observa la influencia de los vientos superficiales alisios y del oeste en la circulación de las corrientes en el ecuador y latitudes medias. Tomado de Chester (1990).

Los vientos alisios se mueven en superficie de forma diagonal de este a oeste, mientras que los vientos del oeste se mueven en superficie en diagonal de oeste a este en latitudes medias (Figura 8). En ambos casos este patrón está influenciado por el anticiclón subtropical en sus flancos norte y sur, respectivamente. Este anticiclón, que somete a gran parte del margen oeste de América del Sur a una gran estabilidad atmosférica, es un centro de altas presiones originado por la subsidencia de aire relativamente seco y frío proveniente de la parte superior de la nubosidad convectiva

asociada a la Zona de Convergencia Intertropical (ZCI) (Strub et al., 1998). Esta ZCI es una zona de condiciones de presión atmosférica relativamente baja, donde en la troposfera media y alta diverge en dirección a los polos y es parte de la circulación meridional conocida como celda de Hadley (ver Fig. 9).

El proceso de descenso de aire relativamente seco, que caracteriza al ASPS inhibe el desarrollo de nubosidad, que sumado a su influencia permanente en el norte de Chile, es la razón principal que explica la semiáridez de la zona de estudio. Al anticiclón, también contribuye la rama descendente de la circulación de Walker sobre el Pacífico ecuatorial oriental, una circulación atmosférica latitudinal que se desarrolla sobre el Pacífico ecuatorial caracterizada por un flujo hacia el oeste en superficie (vientos alisios), ascenso en el Pacífico ecuatorial occidental, flujo hacia el este en niveles altos de la troposfera, y descenso distribuido en toda la zona ecuatorial al este de la región de ascenso (Figura 9).

Por efecto de la rotación terrestre, el aire que circula alrededor del núcleo de máxima presión tiene un movimiento anti-horario en el hemisferio sur, dirigiendo vientos hacia el Ecuador, encauzados a su vez por la orografía a lo largo de la costa subtropical de Chile y Perú (Strub et al., 1998).

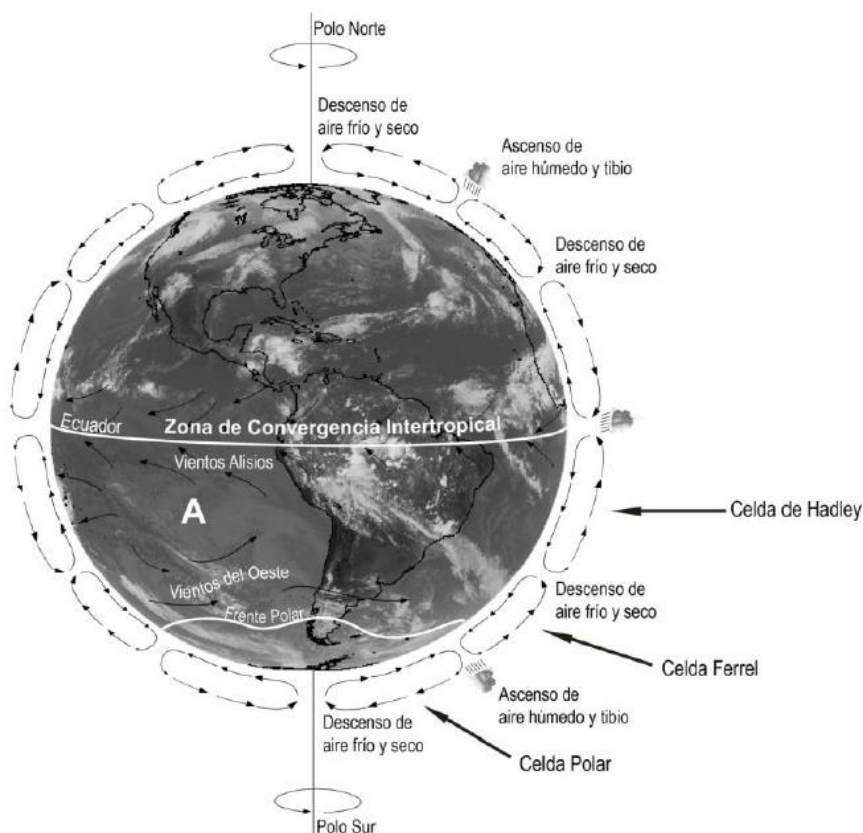


Figura 9 Circulación atmosférica global (modificado de Murck et al., 1997; tomado de Ortega (2014)).

Hacia el sur, el APSO se encuentra con los Vientos del Oeste (bajas presiones), con isobaras que se orientan en dirección este-oeste, y donde el viento sopla en promedio desde el oeste (ver Figura 10) favoreciendo el desarrollo de precipitaciones en el continente chileno. Durante el invierno austral, la influencia promedio del ASPS se

desplaza hasta los 28°S, permitiendo el ingreso entre los meses de mayo y agosto de precipitaciones de origen frontal o post-frontal (Antonioletti et al., 1972). En cambio en el verano austral influye en promedio los 38°S (Fig. 10; Fuenzalida, 1982).

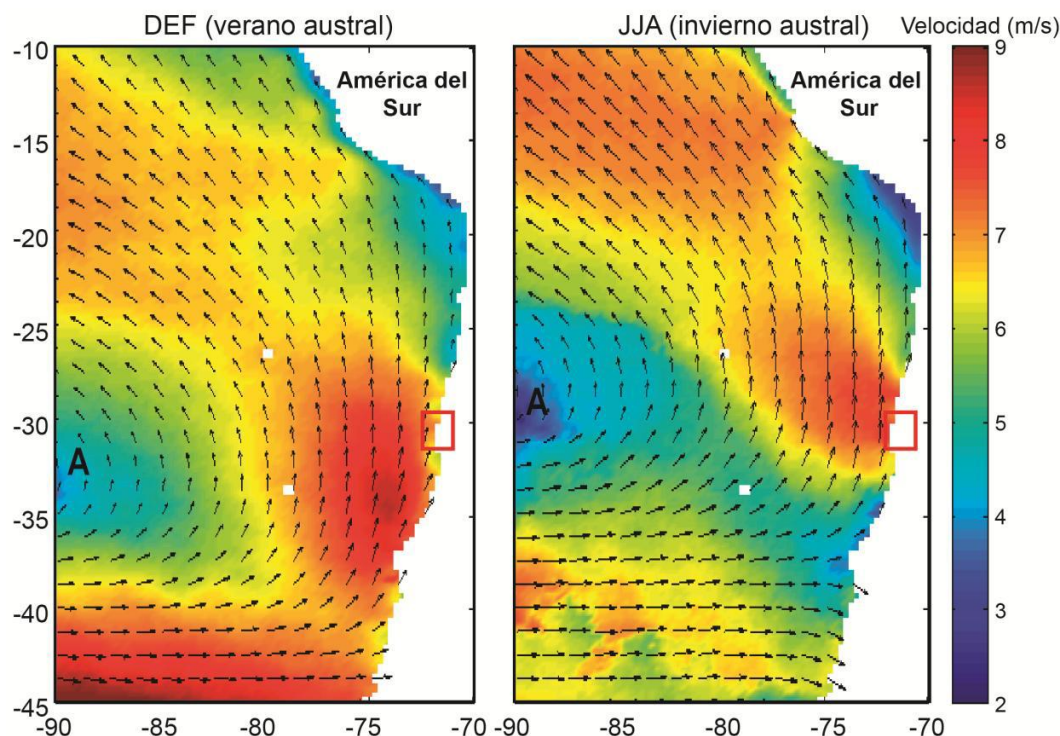


Figura 10 Influencia estacional del Anticiclón Subtropical del Pacífico Suroriental (A). Promedio de los vectores de vientos superficiales entre los años 2000 y 2004 (QSCAT) sobre el Océano Pacífico Suroriental durante el verano e invierno austral. Se observa la posición más al norte del núcleo del anticiclón, así como la mayor intensidad del chorro de viento costero en la costa semiárida (30°S), durante el invierno austral. Área de estudio se indica con un rectángulo rojo (modificado de Garreaud y Muñoz, 2004; Flores-Aqueveque et al, 2014; Tomado de Ortega (2014)).

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

1.4.4.2.2.1 Interacción El Niño - Oscilación del Sur (ENSO)

El patrón de circulación El Niño interrumpe la circulación normal del Océano Pacífico a intervalos irregulares de 2 a 7 años. Las temperaturas más bajas no El Niño resultan de la surgencia producida por los fuertes vientos del oeste en invierno y primavera austral (agosto). Estos vientos del sur conducen aguas superficiales cálidas de la costa de Sudamérica hacia el oeste, y alza aguas profundas de baja temperatura y giran hacia el oeste cerca del Ecuador y conducen aguas superficiales cálidas al suroeste. Años no El Niño son secos en la costa de Sudamérica porque las aguas surgentes son una pobre fuente de vapor de agua para la atmósfera (Ruddiman, 2009).

Durante el fenómeno de El Niño (Fig. 11), los vientos alisios disminuyen en intensidad en el Pacífico Oriental, no generando surgencia ecuatorial, que provoca el hundimiento de la termoclina exponiendo aguas más cálidas (las aguas superficiales a lo largo de

Sudamérica se calientan entre 2-5°C (Ruddiman, 2009). Estos vientos alisios debilitados es producto del menor contraste de la temperatura superficial del océano que resulta en mayores presiones sobre el Pacífico Occidental que en el Oriental. Estas diferencias de temperatura y presión superficial en el Pacífico Ecuatorial generan una enorme celda de circulación llamada Oscilación del Sur, a pesar de la igual insolación a la que están expuestos (Bjerkness, 1969; Cane, 2005).

Durante fenómenos no El Niño, aguas cálidas viajan por los vientos alisios a través del Pacífico tropical. Estas aguas se apilan en Pacífico occidental en varias decenas de centímetros de altura sobre el nivel del Pacífico oriental, y forma una fuente natural de humedad para la evaporación y precipitación en el norte de Australia e Indonesia (Figura 11). Parte del aire ascendente fluye hacia el este a grandes alturas y descienden en el este-central del Pacífico, contribuyendo a condiciones más frías y secas cerca de Sudamérica normalmente (Ruddiman, 2009).

El Niño y la Oscilación del Sur están vinculados y se le denomina ENSO. Durante años El Niño, con temperaturas oceánicas cálidas y gran precipitación en Perú, se genera, en cambio sequía y altas presiones en el norte de Australia, y alta precipitación y baja presión en el centro-sur del Pacífico. Esta vinculación entre los 2 sistemas ocurre en la atmosfera baja y en el océano superior.

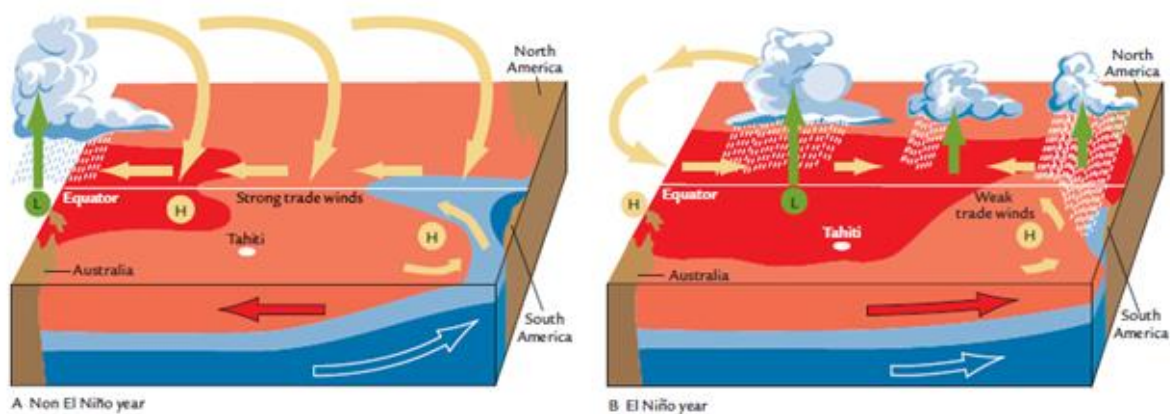


Figura 11 A) Circulación en años El Niño y en B) años no el Niño. En eventos el Niño la circulación atmosférica y oceánica cruza todo el Océano Pacífico desde Australia e Indonesia hacia la costa occidental de Sudamérica. Tomado de Ruddiman (2009).

Hoy en día, se ha propuesto un nuevo fenómeno del Niño llamado El Niño Modoki, Pseudo El Niño, El Niño Central o el Niño Pacífico Central, que difiere del Niño convencional (Figura 12) por el aumento de la temperatura oceánica superficial en el Pacífico Central, el cual estaría limitado por el enfriamiento anómalo al este y al oeste, asociada a distintos patrones de convección atmosférica (e.g. Ashok y Yamagata, 2009; Yu y Giese, 2013). Eventos El Niño Modoki se han observado desde fines de los años 70 (Ashok et al., 2007) y se ha propuesto que el aumento de la frecuencia de condiciones Modoki están relacionadas con el calentamiento global, y que estos eventos en el Pacífico central ocurrirán más frecuentemente si el calentamiento global aumenta (Yeh et al., 2009).

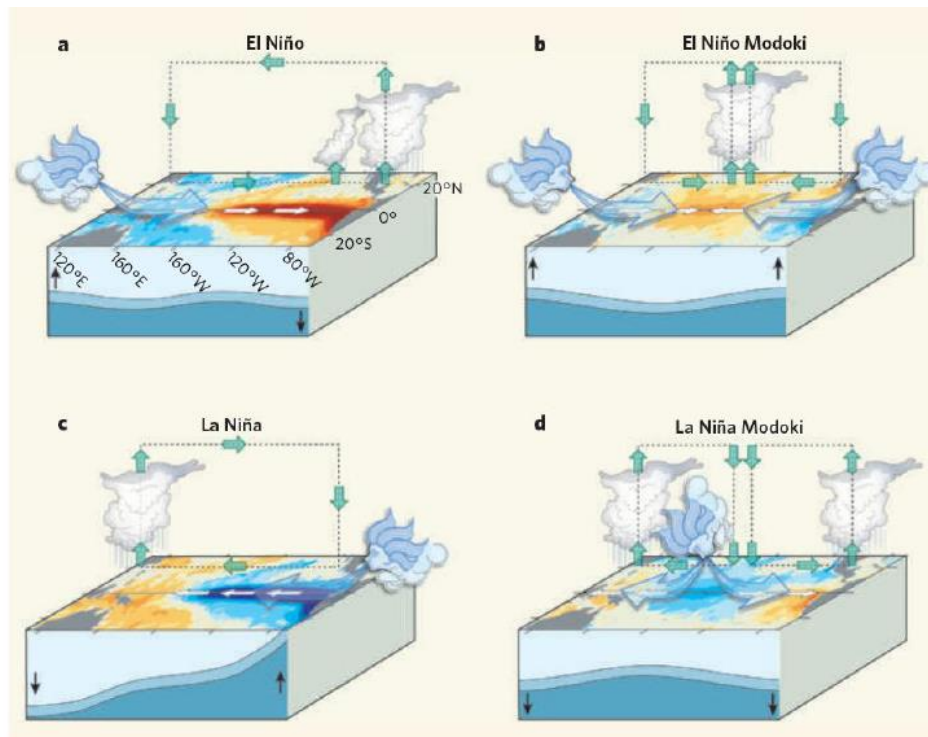


Figura 12 Condiciones anómalas en el Pacífico Tropical, El Niño y La Niña convencional vs. El Niño y la Niña Modoki: a) Eventos El Niño se producen cuando los vientos alisios se debilitan; algunas veces, en el oeste, los Vientos del Oeste prevalecen. Esta condición se caracteriza por temperaturas oceánicas superficialmente anómalamente cálidas en el este del océano, y es asociado con alteraciones en la termoclina y en la circulación de la corriente de Humboldt. Tomado de Ortega (2014).

En la costa subtropical del Chile, el fenómeno de El Niño genera el debilitamiento del Anticiclón Subtropical de Pacífico Suroriental y, en respuesta a un patrón de teleconexión trópico-extratropical PSA (Figura 13) originado en la convección anómala sobre el Pacífico ecuatorial central, también se produce la persistencia o alta frecuencia de anticiclones de bloqueo al oeste de la Península Antártica (Rutllant, 2004), conduciendo la trayectoria de las tormentas hacia latitudes menores de las habituales y permitiendo la ciclogénesis e incursiones de estos frentes a lo largo de la costa central y semiárida de Chile (Rutllant y Fuenzalida, 1991, Montecinos y Aceituno, 2003).

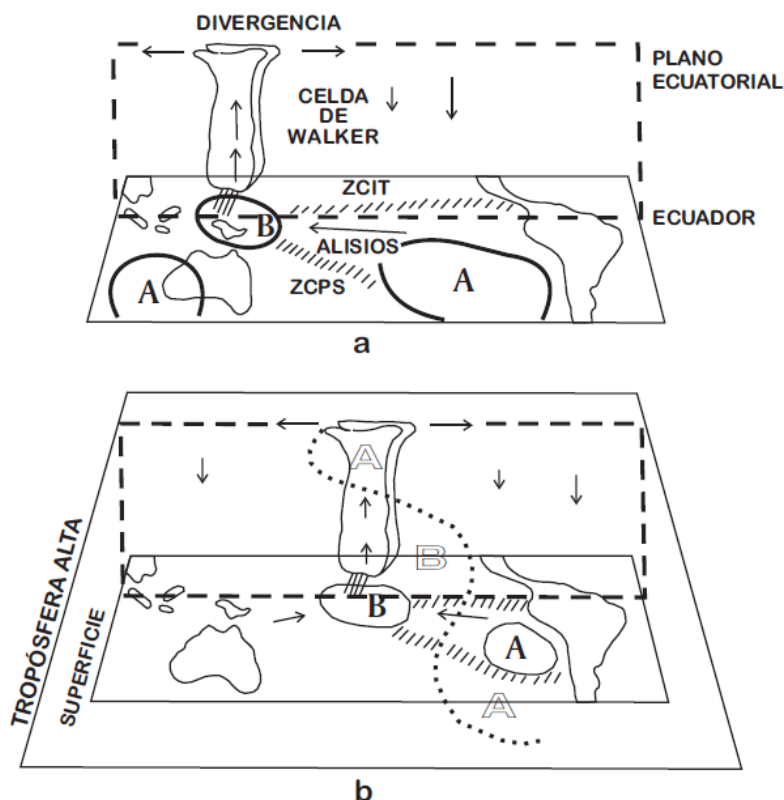


Figura 13 Teleconexión Trópico-Extratropical (Rutllant, 2004).

Los eventos anómalos de lluvias que han ocurrido muy ocasionalmente en el norte de Chile en conexión con El Niño se han explicado por la combinación de una debilitada inversión de subsidencia (anticiclón más débil) sumado al episódico calentamiento del océano costero, generando un estado de inestabilidad atmosférica potencial que permitiría, junto a corrientes en chorro hacia el norte de Chile, el alcance de las incursiones frontales originadas en las latitudes medias (Vargas et al., 2000; 2006). Este mecanismo produce fuertes tormentas convectivas, como ocurrió en Antofagasta en el año 1991 (Garreaud y Rutllant, 1996; Vargas et al., 2000).

Durante años se han recopilado a nivel global datos que evidencian, que además de ENSO, existe variabilidad a escala decadal sobre una gran parte del Océano Pacífico, el cual incide de manera similar a ENSO y se le denomina variabilidad tipo ENSO. (Mantua et al., 1997; Zhang et al., 1997; Garreaud y Battisti, 1999). Esta variabilidad es llamada Oscilación Decadal del Pacífico (PDO: Pacific Decadal Oscillation) cuyo índice PDO está definido como la componente principal de la variabilidad mensual de la temperatura superficial del Océano Pacífico Norte, al norte de la latitud 20°N para el período comprendido entre los años 1900 y 1993 (Mantúa et al., 1997).

1.4.4.2 Contexto oceanográfico

En relación a los aspectos oceanográficos entre estas bahías, específicamente en cuanto al régimen térmico estacional, se identifica la presencia de inversiones térmicas y salinas, las cuales serían generadas por la aparición de ondas internas de diferentes períodos y variaciones en la posición del frente de masas de agua. Bajo los 50 metros se encuentran aguas de mayor salinidad, asociados a bajos contenidos de oxígeno y

alto contenido de nutrientes, los cuales penetran a las bahías principalmente debido a las mareas y cambios en la circulación general (Alarcon, 1975; Villagran, 2007).

1.4.4.3 Sistema de la Corriente de Humboldt

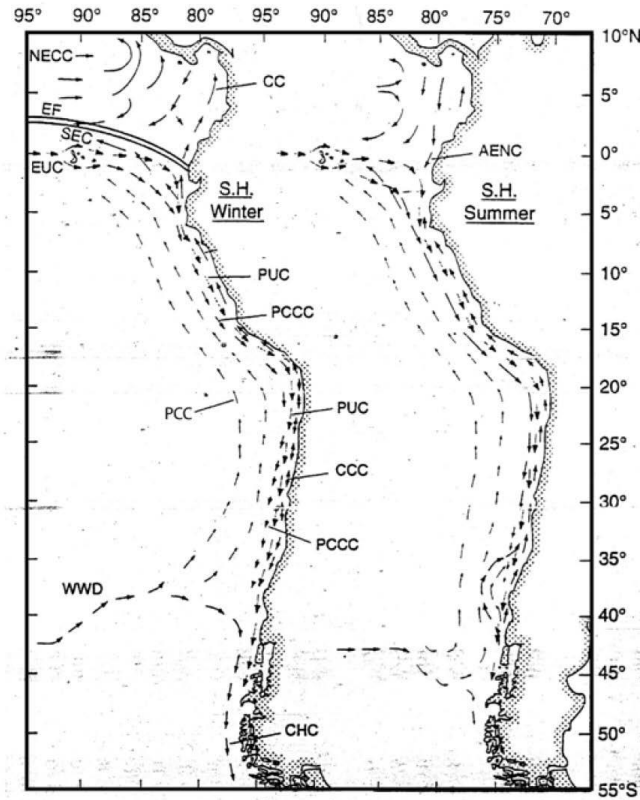


Figura 14 Corrientes en el borde oeste de Sudamérica durante el invierno (izquierda) y verano (derecha). WWD: West Wind Drift; PCCC: Perú-Chile Counter Current; PUC: Perú Undercurrent; PCC: Perú-Chile Current; CCC: Chile Coastal Current; CHC: Cape Horn Current. Tomado de Strub et al. (1998).

La circulación atmosférica superficial del APSO, específicamente los vientos alisios, impulsa el sistema de la corriente de Humboldt, que es un gran y extenso sistema de corrientes marítimas que se extiende por más de 1000 kilómetros mar adentro. A gran escala, las corrientes que circulan hacia el norte en la costa de Chile provienen de la “Corriente Circumpolar Antártica” o “Deriva de Vientos del Oeste” (West-Wind Drift; WWD), la que se divide en una corriente hacia el Ecuador (Corriente de Perú-Chile; Perú-Chile Current; PCC) y otra hacia el polo (Corriente del Cabo de Hornos; Cape Horn Current; CHC) (Figura 14). A su vez, la corriente de Perú-Chile (PCC) se divide en dos ramas: una que circula próxima a la costa (Corriente Costera; Chile Coastal Current; CCC), que está asociada a los sistemas de surgencia costeros; y la Corriente de Perú-Chile propiamente tal, que circula más lejos de la costa y por lo tanto tiene poco efecto sobre las corrientes costeras.

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

1.4.4.4 Surgencia y transporte de Ekman

A lo largo de la costa chilena existen varios puntos en que la surgencia es intensa producto de condiciones topográficas favorables para el desarrollo máximo de vientos costeros del sur (Rahn et al., 2011), y donde Punta Lengua de Vaca (30°S) es uno de los lugares donde la surgencia costera es realmente significativa (ver Figura 15; Figueroa y Moffat, 2000).

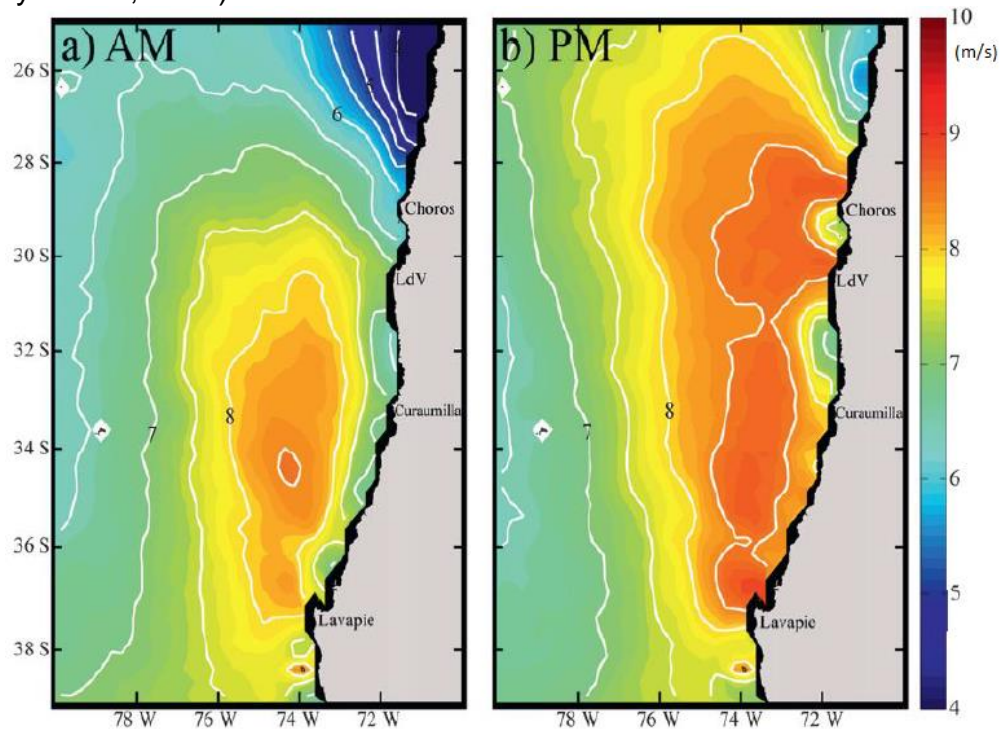


Figura 15 Centros de surgencia costera intensa en parte de la costa subtropical de Chile. Promedio de vientos a 10 m de altura derivados de QSCAT durante noviembre y diciembre entre 1999 y 2008. a) Vientos promedio para la mañana (AM); b) promedio para la tarde (PM). Se observa la mayor intensidad del chorro de viento costero durante la tarde (Rahn et al., 2011).

Los vientos costeros del sur asociados al grito anticiclónico a lo largo de la costa subtropical de Chile, en conjunto con el efecto de Coriolis, hace que el agua que ha sido puesta en movimiento hacia el Ecuador por la circulación atmosférica superficial del APSO, la cual impulsa la corriente de Humboldt, sea desviada a la izquierda en el hemisferio sur, sin embargo, debido a la fricción, las capas superficiales se mueven en un ángulo de 45°. La columna de agua, se considera como una pila de estratos, en que cada una de estas capas por fricción se mueve cada vez más lento, produciendo un movimiento en espiral cada vez más hacia la izquierda hasta que la fricción es nula (ver Figura 16). El flujo promedio es perpendicular, a la izquierda de los vientos costeros del sur y ocurre principalmente en el límite este de las cuencas oceánicas. Esta fuerte surgencia alza nutrientes de las profundidades, alza aguas profundas frías desde las Aguas Ecuatoriales Sub-superficiales (Strub et al., 1998), y favoreciendo la gran producción primaria a lo largo de las costas de Chile. El área de estudio se ve favorecida por una surgencia permanente (ver Figura 17).

a) Transporte de Ekman

b) Espiral de Ekman

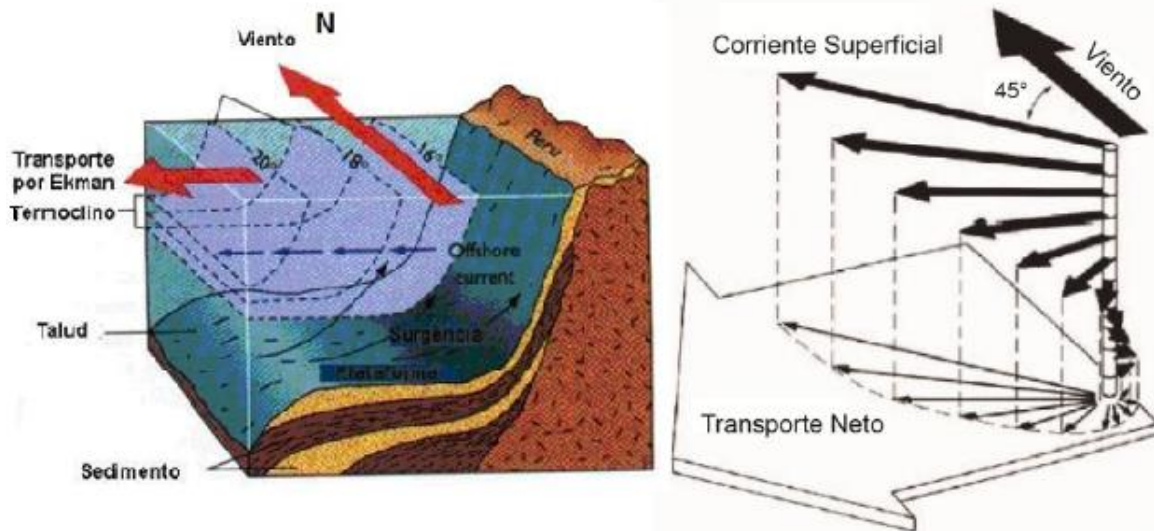


Figura 16 Esquema del transporte a) y espiral de Ekman en la costa subtropical de Chile b). Tomado de Pinnet, (2000).

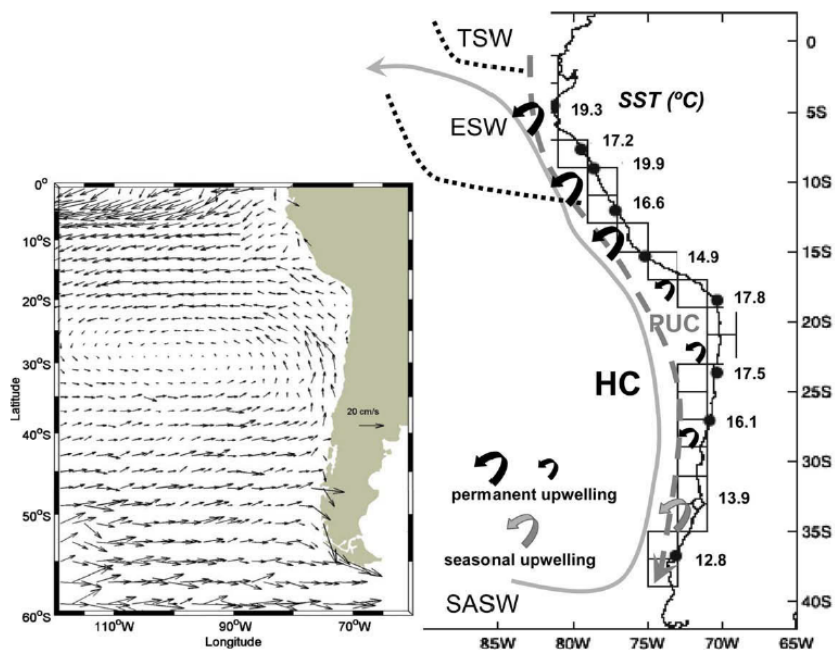


Figura 17 Principales características de la corriente de Humboldt (HC). A la izquierda corriente promedio superficial obtenidas por rastreo de satélite a partir de 1991 al 2005, la cual impulsa surgencias permanentes (flechas negras) y episódicas (flechas grises) indicadas a distintas latitudes a la derecha, como a su vez se presentan las SST (Sea Surface temperatura) (Strub et al., 1998; Graco et al., 2007) Líneas grises y discontinuas representan la corriente de Humboldt (HC) y la Poleward Undercurrent (PUC) respectivamente, y TSW (Tropical Surface Waters); ESW (Equatorial Surface Waters). Tomado de Montecino y Lange (2009).

1.4.4.5 Variaciones globales del nivel del mar

Las variaciones en el nivel del mar durante el Cuaternario son consecuencia de un crecimiento y decaimiento cíclico de las capas de hielo, resultando en un complejo modelo espacial y temporal. Mediante los modelos de cambios en el nivel del mar, presentados por algunos autores como Lambeck et al. (2002), se pueden hacer

predicciones de variaciones en la línea de costa durante los ciclos glaciales, incluyendo importantes períodos antropológicos (Lambeck et al., 2001).

Lambeck et al. (2002), describen las variaciones globales del nivel del mar de los últimos 3 Ma con énfasis en el último ciclo glacial. El Último Máximo Glacial (LGM la sigla en inglés) comenzó aproximadamente hace 30 ka, con disminución de las temperaturas y acumulación de capas de hielo, factores que provocaron la disminución del nivel del mar, que en el máximo de la glaciación llegó a alrededor de 130 m bajo el nivel actual (Fig 18).

El comienzo de la Última Gran Glaciación fue rápido y homogéneo, con una caída del nivel del mar de 30-40 m dentro de 1 o 2 Ka. En cambio, en el período post-Última Gran Glaciación la subida del nivel del mar no fue uniforme, sino que se caracterizó por sucesivos derretimientos globales y aumentos del nivel del mar, que ocurrieron a los 19 y 7 ka.

Cabe destacar que en los márgenes activos donde ocurre levantamiento por influencia tectónica, las evidencias de cambios en el nivel del mar se ven modificadas y elevadas con respecto a los registros globales. Sin embargo con el conocimiento en otras áreas donde la tectónica es estable, se puede hacer diferencias entre los cambios provocados por el nivel del mar y la tectónica. Mediante el estudio de arrecifes de corales, en distintas partes del mundo, se pueden hacer las estimaciones anteriormente mencionadas, debido a que el crecimiento del coral prolifera cuando la tasa de aumento del nivel del mar es igual o superior al grado de levantamiento de la tierra, pero cuando la subida del nivel del mar no puede mantenerse sobre este, se desarrollan irregulares y delgadas caras de arrecifes solamente.

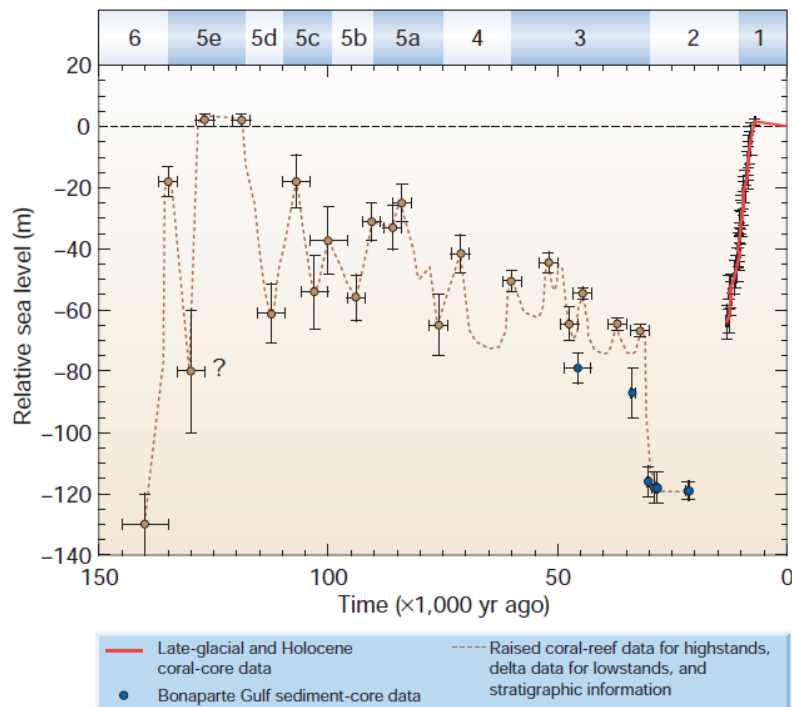


Figura 18 Niveles relativos del nivel del mar en el último ciclo glacial según datos obtenidos en localidades australianas. Lambeck et al. (2002).

CAPITULO II

SITIO Y METODOLOGÍA

2.1 Bahías de Tongoy y Guanaqueros

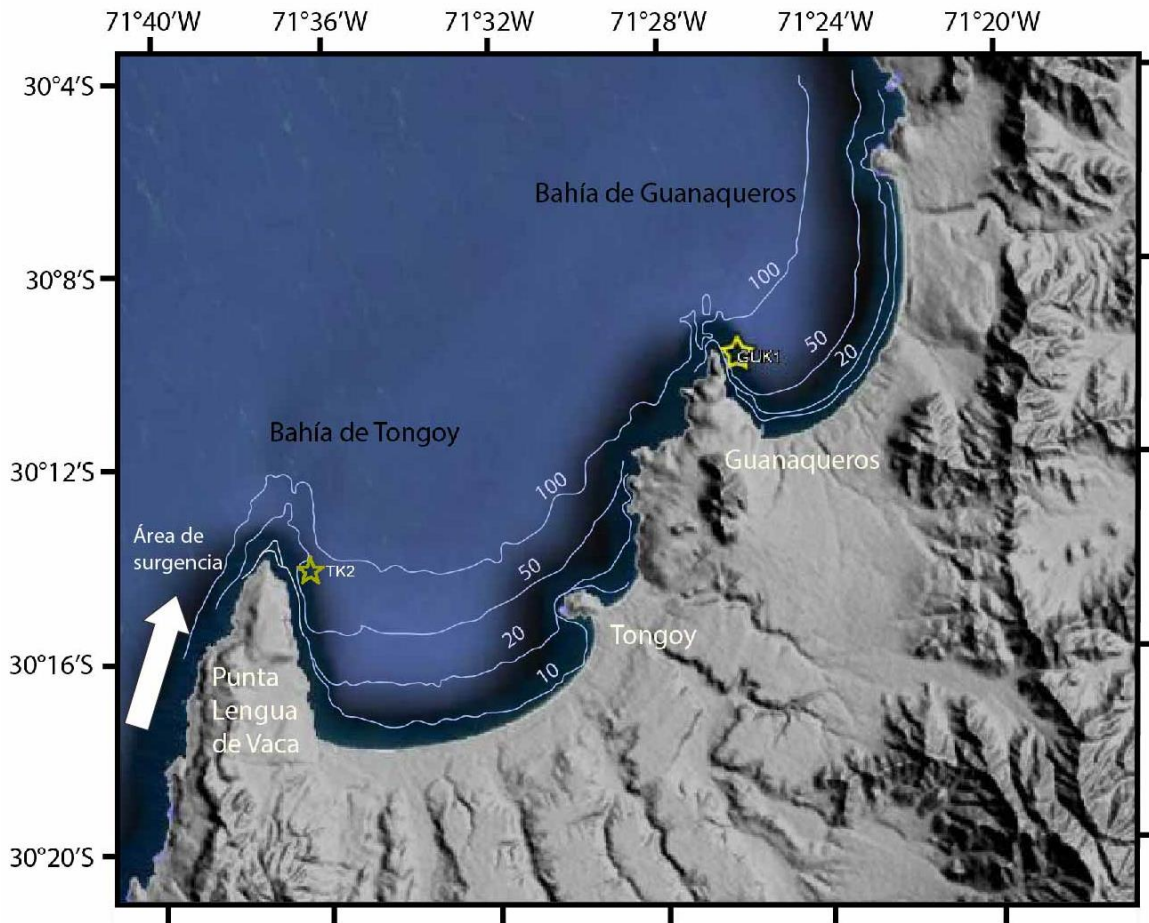


Figura 19 Área de estudio indicando: batimetría; localización de perfiles acústicos; y testigos TON2 Y GUA1 (estrellas amarillas) en las bahías de Tongoy y de Guanaqueros.

La bahía de Tongoy corresponde a una amplia franja litoral, ubicada al sur de la bahía de Guanaqueros, en los 30°15' S y 71°31' O. Esta bahía contiene dos playas, playa Grande, de 14 km de extensión y playa Socos, de 4 km de extensión. Siendo importante señalar que la bahía de Tongoy presenta una importante condición de protección de la península frente a los vientos predominantes del SW, este último corresponde al macizo rocoso de la península de Lengua de Vaca (de 3 km de longitud orientada al norte, cumpliendo la función de cierre de la bahía por el lado oeste (Fig. 19), además contiene playa de arenas finas a medias (Berrios, 1985).

La playa de Guanaqueros está ubicada a 34 km al sur de Coquimbo y al norte de Tongoy, la bahía se extiende por 17 km de longitud de playa (Fig. 19), de arenas finas y corresponde a uno de los principales centros turísticos de la región. Esta bahía presenta una forma similar a la bahía de Coquimbo, perteneciendo al tipo de costa

lobulada (Araya-Vergara, 1976), con una amplia extensión de las terrazas marinas y un humedal en el extremo norte conocida como laguna Adelaida. En el sector sur de esta bahía se ubica el pueblo de Guanaqueros, en el sector centro de la bahía existe una amplia extensión de costa utilizada por camping, mientras que en el sector norte se ubican diferentes complejos turísticos (e.g. Las Dunas, Morrillos y Totoralillo).

El área de estudio se enmarca en la denominada costa semiárida de Chile, el cual constituye un excelente lugar para el estudio de las variaciones hidrológicas relacionadas a los cambios océano-climáticos debido a que posee un clima transicional. Esto sumado con las condiciones geomorfológicas como lo son las bahías y la península adyacente generan un ambiente propicio para estudiar las condiciones climáticas del pasado en registros sedimentarios del fondo de la bahía. Estas zonas se encuentran protegidas por salientes rocosas, la península (headland) Punta Lengua de Vaca y Guanaqueros las cuales otorgan la condición de abrigo a las ensenadas, debido principalmente al alto grado de refracción del oleaje (Lagos, 2013). Conforman la parte sur de un gran sistema de bahía abierto hacia el oeste, que comienza en Punta Lengua de Vaca (30°S) y que termina 100 kilómetros al norte en Punta de Choros (39°S). Esta zona y específicamente Punta Lengua de Vaca es conocida como uno de los principales centros de surgencia costera (fuera de la bahía) y productividad primaria de Chile, producto de la orientación de la península, la estrecha plataforma continental (fuera de la bahía) y a la acción de los Vientos del suroeste.

Para la bahía de Guanaqueros, Valle-Levinson & Moraga-Opazo (2006) sugieren que los vientos generan una circulación bipolar con giros rotación horario en el sur de la bahía (ciclónicos) y antihorario en el sur (anticiclónicos), y para la bahía Tongoy, que finalmente son los responsables de la surgencia costera, se sugieren que presentan una circulación ciclónica de las aguas dentro de la bahía (Moraga-Opazo et al., 2011).

Los eventos de surgencia costera en Punta Lengua de Vaca se mantienen durante todo el año con pulsos cuasi-semanales y los vientos que la conducen alcanzan su máxima expresión durante la primavera austral. Sin embargo, su variabilidad estaría además modulada por oscilaciones intra-estacionales de la profundidad en la termo-nutriclina producidas por ondas oceánicas atrapadas en la costa, y por el ciclo interanual ENSO (Figuerola y Moffat, 2000; Ortiz y Wolff, 2002; Ruttlant et al., 2004; Rahn y Garreaud, 2013).

La hoya hidrográfica que descarga a la bahía de Tongoy posee una superficie de 1000 km² y está compuesta por quebradas largas y profundas, denominadas de este a oeste: El Romeral, Tongoy (Los Camarones), Los Almendros, Salinas (Los Litres) y Pachingo. Durante las estaciones secas, la mayoría de estas quebradas no alcanzan el mar y forman humedales que albergan una variada fauna y flora; sin embargo, cuando intensas precipitaciones afectan la zona, la escorrentía de las quebradas alcanza la bahía aportando sedimento que luego se asienta en el fondo de la bahía.

La hoya hidrográfica de la bahía Guanaqueros tiene una superficie de aproximadamente 500 km² y la mayoría de las quebradas que llegan a su cuenca son cortas y poco profundas, donde la única que destaca por su gran extensión es la quebrada Lagunillas. En comparación con la hoya hidrográfica de Tongoy, el aporte

sedimentario desde tierra cuando ocurren eventos de lluvias intensas debería ser menor en cantidad y tamaño de grano, por lo que se espera que se puedan distinguir rasgos o estructuras sedimentarias que evidencien dicha escorrentía.

Los testigos de gravedad utilizados para el estudio fueron obtenidos de las bahías de Tongoy (TK2) y de Guanaqueros (GUK1) cuya resolución ha permitido interpretar variaciones hidrológicas a escala secular al menos los últimos 10 ka AP.

Las interpretaciones paleoclimáticas de ambos sitios se fundamentan en que hay variaciones océano-climatológicas que se asocian a frentes de precipitación torrenciales, que generan flujos de detrito y barro, y escurren a través de la geomorfología de la zona hacia la bahía para después asentarse en el fondo. Estos frentes de precipitaciones en la costa semi-árida se asocian fuertemente con las fases cálidas de ENSO (El Niño).

2.2 Metodología

Para detectar variaciones estratigráficas y mineralógicas, e interpretar como fueron los cambios hidrológicos en la zona de estudio para el Holoceno medio-tardío, y caracterizar las facies sedimentológicas del fondo marino se realizó un análisis sedimentológico y sismoestratigráfico.

2.2.1 Análisis sedimentológico

2.2.1.1 Análisis de imágenes radiográficas

Las imágenes radiográficas fueron obtenidas por Ortega (2014), mediante un equipo radiológico convencional facilitado por las dependencias del Hospital Clínico de la Universidad de Chile, con parámetros de exposición de 50kv, 0,16 segundos a 1 metro de distancia de la fuente de rayos X.

Los testigos se conservan en refrigeración en la cámara fría del Departamento de Geología de la Universidad de Chile, y las radiografías se realizaron con la humedad intrínseca de cómo se extrajeron el año 2011 para conservar su estructura interna y permitir el estudio de las estructuras sedimentarias presentes en los testigos.

Estas radiografías fueron exportadas a partir de IQ-View, un software especializado para el análisis y reproducción de imágenes radiográficas en formato DICOM (Digital Imaging and Communications in Medicine). Después, fueron compuestas en Adobe Illustrator CS6, ya que el tamaño de las imágenes radiográficas solo logra cubrir una porción de los testigos. Finalmente, la imagen compuesta fue tratada mediante el software ImageJ de NIH (National Institute of Health) con el fin de obtener la señal de escala de grises a lo largo de todo el testigo, señal que es directamente correlacionable con la densidad del testigo. La escala de grises (que varía entre 0-clara y 255-oscura fases positivas), la cual refleja la penetración de los rayos X a través del material analizado, que depende de la densidad, el número atómico y el espesor de la muestra

(Calver y Veevers, 1962; Bouma, 1964). Como el espesor del sedimento es mantenido a lo largo de todo el testigo, la variabilidad de la escala de grises puede ser interpretada como una función de la densidad sedimentaria (porosidad) y la naturaleza del sedimento (Vargas et al., 2004). Más denso es más oscuro, y las zonas oscuras en la radiografía muestran una escala de grises altas, a diferencias de partes blancas que tendrían baja densidad. Luego, mayor densidad indica mayor tamaño de grano (Ortega, 2014).

En base a estos cambios de densidad se diferencian unidades, que internamente presentan distintas estructuras sedimentarias, sustentado con la granulometría.

2.2.1.2 Granulometría Láser

2.2.1.2.1 Generalidades

A los testigos TK2 y GUK1 de 90 y 100 cms, respectivamente, se realizó granulometría láser cada 5 mm (360 muestras) a 0,60-065 gramos de sedimento (extrayendo los fragmentos de conchilla para mejorar la resolución del análisis granulométrico) para identificar la variación de los tamaños de granos a lo largo del testigo, y que se encuentra directamente relacionada con la capacidad de arrastre de las escorrentías hacia la bahía. Esta cantidad de muestra varía dependiendo que se alcance el nivel de obscuración que tiene que ser mayor a 10%.

La granulometría se realizó con el equipo Malvern Mastersizer 2000 (Figura 20), el cual dispone el Laboratorio de Sedimentología del Departamento de Geología la Universidad de Chile, el cual entrega la distribución de tamaño de las partículas basada en la difracción laser aplicando la teoría de Mie (1908).



Figura 20 Equipo Malvern Mastersizer 2000.

2.2.1.2.2 Método

El método consiste en la conducción de partículas suspendidas en un medio líquido (agua), con índice de refracción conocido, a través de una celda de vidrio (área de medición del banco óptico del instrumento) iluminando las partículas con un haz de laser normal. La luz difractada por las partículas es recibida por una fila de detectores que se sitúan detrás de la celda por donde pasa el medio líquido los cuales miden de manera precisa la intensidad de la luz dispersada ya que detectan una amplia gama de

ángulos (Fig. 21). Mediante un procedimiento de inversión, basado en la teoría de Mie (1908) a partir del patrón de difracción medido, se obtiene la distribución del tamaño de las partículas.

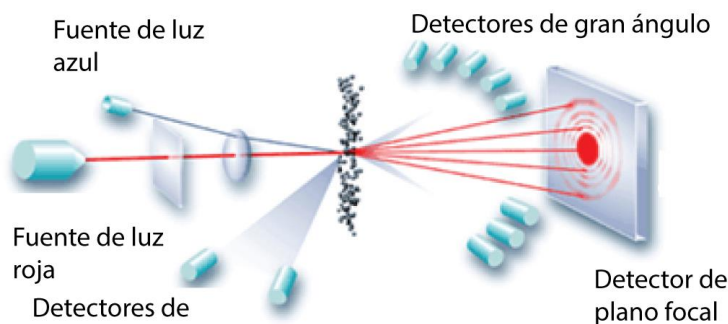


Figura 21 Esquema de cómo funciona la granulometría laser.

2.2.1.2.3 Procedimiento

El procedimiento se inicia con el encendido del equipo, donde primero se prende el analizador Malvern Mastersizer 2000 y luego el medidor Hydro 2000G. Luego de esto, se trabaja con el software asociado. Posteriormente se abre la pestaña de medición “Measure→Manual”, donde antes de analizar las muestras se realiza una prueba “Background” para tener un estándar de medición. En el equipo Malvern Mastersizer 2000 al centro dispone de 2 celdas y un haz de láser, donde este haz de laser se autoalinea previo al “Background” el cual busca el detector cero (de 48), ubicado al centro del equipo, donde no ocurre difracción. Esto se realiza debido a que en el centro el láser incide de manera recta. Este proceso tarda alrededor de 1,5 minutos y si no procede correctamente, hay una alternativa de alinear manualmente. Luego de esto, se realiza la medición “Background”, donde la obscuración debe estar entre 1 y 10 %.

Se diluyen 0,6-0,65 gramos aproximadamente de muestra seca en agua destilada y se desaglomeran manualmente previo al introducción de la muestra en el equipo Hydro2000G. El equipo debe estar limpio, donde para esto en el panel de control del Hydro 2000G se le aplica “Clean” de la ventana “Accessories”. Luego en el panel se prenden los controles Stirrer y Pump al máximo (1000 y 2500 rpm respectivamente; ver Fig. 22). Estos controles ayudan que las partículas se mantengan en suspensión y circulando. El control de Ultrasonido se utiliza para reventar burbujas y para desaglomerar partículas.

Para este estudio no fue necesario el ultrasonido ya que aplicando 1 minuto ultrasonido, a modo de prueba, las muestras desplazan las curvas granulométricas, varia el *peak* de la moda principal (mayor), y aumenta el nivel de obscuración en al menos 4% (ver Fig. 23). Esto último se podría interpretar como una ruptura de partículas, como por ejemplo las frágiles conchillas de foraminíferos presentes generando variaciones en las mediciones. No habría aglomeración de partículas que ya que al no aplicar ultrasonido al medir más de 1 vez, las curvas no muestran desplazamiento en el tamaño de partículas.

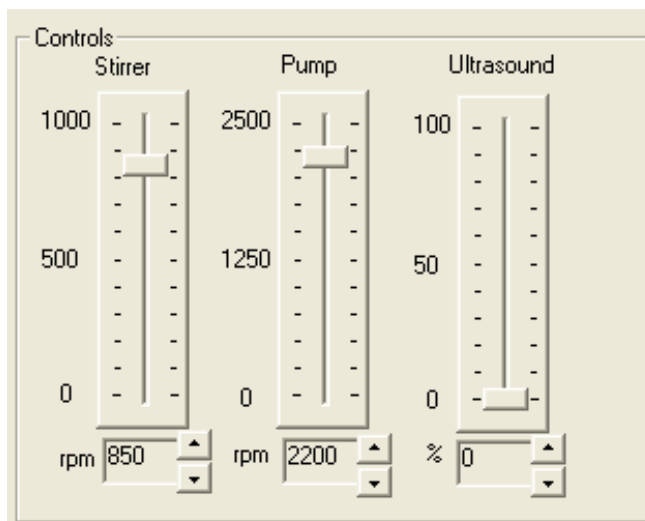


Figura 22 Panel de Control del Hidro2000G a la izquierda.

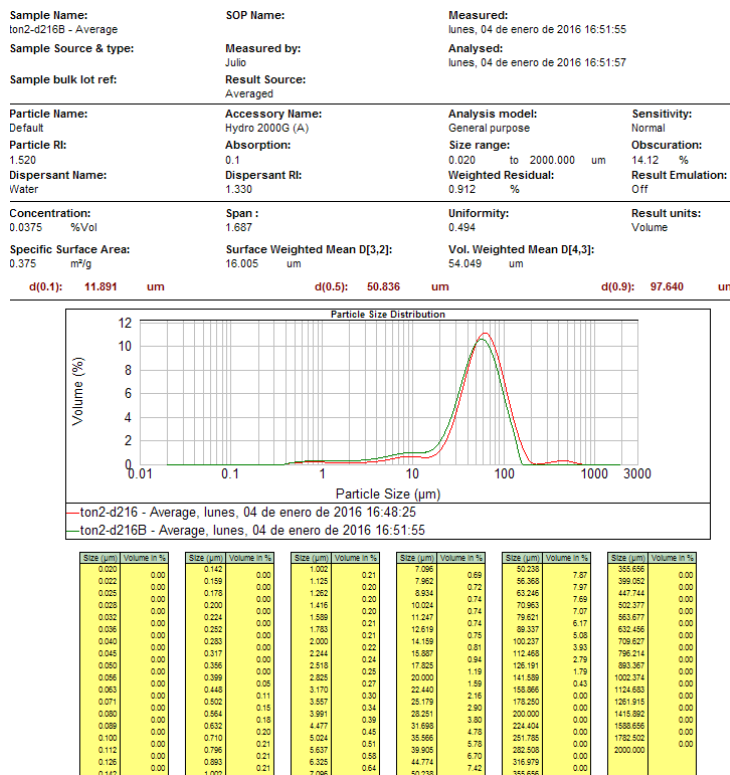


Figura 23 Comparación curvas granulométricas entregadas por el Software Mastersizer 2000 sin/con aplicación de ultrasonido a la muestra 216 del testigo tk2 del fondo de la bahía de Tongoy mostrando variación en las curvas granulométricas.

Algo sumamente importante es alcanzar el nivel de obscuración entre un 10 y 20% luego de haber introducido la muestra. Si es menor a 10% la concentración de partículas es muy baja y los detectores no serán capaces de entregar la correcta distribución y si es mayor a 20% la concentración será muy densa e impedirá la correcta medición de los ángulos de las haces de luz. Asegurando lo anterior, se aplica Start y el software procede a medir 3 veces, entregando 3 mediciones más un promedio.

Los resultados que entrega el software es una curva logarítmica entre el tamaño de las partículas (μm) y su volumen (%), con una distribución discreta y aplicando la técnica de la deconvolución a la distribución, se puede determinar matemáticamente la estadística descriptiva de la curva. Específicamente, se busca determinar la mediana de las distintas modas presentes en la curva logarítmica, con error y porcentaje asociado a la curva granulométrica en medición.

La técnica de deconvolución, asume a las muestras de sedimento como mezclas de varias poblaciones de partículas con distribución log-normal. De este modo, se realiza un ajuste de mínimos cuadrados que minimiza la diferencia entre las masas de las partículas agrupadas por tamaño donde una expresión matemática que se ejecuta mediante un software recalcula lo anterior (Gomes et al., 1990).

Por ende, los datos obtenidos a partir del granulometro laser son exportados en archivos.txt y donde se manipulan en *Excel* 2007, para realizar la técnica de la deconvolución cada 0,5 cm para los testigos de Tongoy y Guanaqueros, respectivamente. Este procedimiento utiliza la aplicación *Solver* de Complementos de *Excel*, el cual busca la solución de las distintas modas de las poblaciones identificables en la curva granulométrica, optimizando el proceso con restricciones tales como un error menor al 3% para cada moda, y donde la moda menor siempre tiene que ser menor a 0.9 μm .

A modo de ejemplo, se muestra en la Figura 24 la curva granulométrica de la muestra GUK1-9, junto con las medianas de las modas identificadas (ver Tabla 1), la cual esta asociada a la profundidades 4,5 cms del testigo de Guanaqueros. Para esta medición, el R^2 es menor a 1, por lo cual es válido para la obtención de las modas. La moda 2 no se considera ya que no es visible en la curva granulométrica.

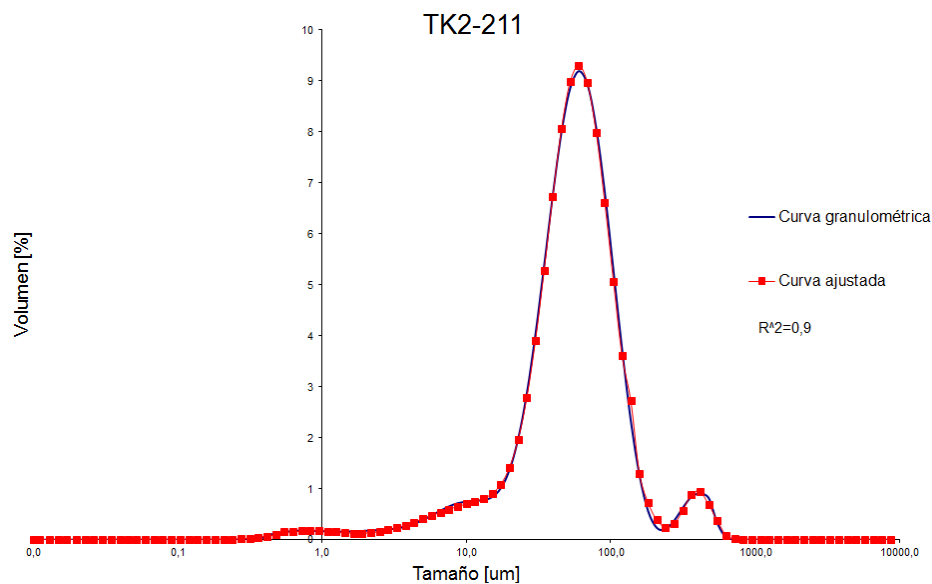


Figura 24 Curva granulométrica entregada por MasterSizer 2000 ajustada con la técnica de la deconvolución en Excel. Se optimiza a través de la aplicación Solver, donde la curva ajustada es azul y la obtenida por el granulómetro es la roja El R^2 es menor a 1. En este caso R^2 es 0,9, por tanto, se consideran válidas las modas.

Tabla 1 Modas calculadas por Solver de la curva granulométrica para la muestra GUK1-159 (ver Fig. 24).

	Moda 1	Moda 2	Moda 3	Mode 4
Amplitud	0,2	1,7	0,5	11,9
sigma	1,68	2,47	1,24	1,63
mediana [μm]	0,90	13,75	391,98	60,10
%	2%	12%	4%	82%

2.2.1.3 Difracción de rayos X (DRX)

La caracterización de los minerales presentes en los testigos TK2 y GUK1 fue realizada en el marco del proyecto postdoctoral Fondecyt 3150706. Las muestras fueron enviadas al laboratorio de Cristalografía y Difracción de Rayos X del Departamento de Física de la Universidad de Chile. El análisis fue realizado en un difractómetro de polvo. Las muestras fueron colocadas en un almacenador de muestra rotatorio de aluminio y escaneado desde 2° a $70^\circ 2\Theta$, con un contador para 2 segundos cada $0,02^\circ 2\Theta$.

Los rayos X son radiación electromagnética de la misma naturaleza que la luz pero de longitud de onda mucho más corta. Estos se producen cuando una partícula cargada eléctricamente con suficiente energía cinética es frenada rápidamente. El método se basa en que todos los materiales cristalinos adoptan una distribución regular de átomos o iones en el espacio el cual al repetirse mediante traslación reproduce todo el cristal. Esta porción más simple se denomina como celda unidad. La curva que entrega el difractómetro es intensidad de difracción versus longitud de onda (λ), y es la forma como interactúa la muestra con los R-X el cual ocurre mediante 2 procesos:

- Algunos fotones del haz incidente son desviados sin pérdida de energía. Constituyen la radiación dispersada exactamente con la misma λ que la radiación incidente.
- Los fotones pueden sufrir una serie de choques inelásticos al incidir sobre un blanco y su energía incrementa la T de la muestra o da lugar al fenómeno de fluorescencia. Los átomos dispersan la radiación incidente en todas direcciones, y en algunas direcciones los rayos dispersados estarán completamente en fase y por tanto se refuerzan mutuamente para formar rayos difractados. Los rayos dispersados están completamente en fase si esa diferencia de fase es igual a un número n de longitudes de onda ($n\lambda = 2d\sin\theta$).

Esta relación se conoce como Ley de Bragg y la dispersión de rayos x por un átomo es la resultante de la dispersión por cada electrón, o sea proporcional al número de electrones que posee el átomo lo cual lo hace única.

2.2.1.3.1 Procedimiento

Para la realización del análisis, la muestra debe contener micro cristales en forma desordenada para minimizar los efectos de orientación preferencial de ellos y que entregue un resultado que no corresponda al promedio de orientación de los cristales

dispuestos en la superficie de la muestra. Por ese motivo, es preferible preparar las muestras con un vidrio esmerilado, que genera una superficie plana pero a la vez con cristales más bien ordenados de forma aleatoria en la superficie (rugosa). Este vidrio debe estar limpio previamente con alcohol y se aplasta para que no se haga una selección dentro de la muestra.

Luego con el software *Difrac*, busca referencias en base a curvas que se asemejen a las que entrega el difractor. Estas curvas presentan una línea base que se genera por ruido electrónico y en un material amorfo, esta línea base se ve aumentada ya que la materia amorfa no presenta máximos de difracción, sino un abultamiento de la línea base (si no debiese ser recta). El equipo presenta 1 detector entonces tiene que estudiarse una muestra a la vez.

2.2.1.3 Geocronología

El modelo geocronológico basado en el método por ^{210}Pb y edades radiocarbónicas, fue determinado por la Dra. Cristina Ortega en el marco del proyecto Fondecyt Postdoctoral 3150706.

Metodo ^{210}Pb

La geocronología basada en ^{210}Pb es un método isotópico que estima edades a partir del decaimiento radiactivo de ^{222}Rn y ^{210}Pb . El ^{210}Pb llega a los océanos aportado desde la atmosfera o escorrentía por la desintegración del ^{222}Rn a través de cuatro isótopos radioactivos de vida media muy corta, que luego pasan a estar equilibrio radiactivo con el ^{210}Pb , cuya vida media es de 22,6 años. Éste se mezcla con la materia orgánica o es absorbido por los granos minerales más pequeños, conformando el depósito sedimentario. Una vez en el sedimento, el ^{210}Pb se considera inmóvil, y decae radioactivamente en ^{210}Bi , luego rápidamente a ^{210}Po , cuya vida media es de 138 días, para finalmente decaer al isótopo estable ^{206}Pb . El ^{210}Pb producido de esta manera se denomina “ ^{210}Pb en exceso” o $^{210}\text{Pb}_{\text{ex}}$ (Goldberg, 1963). Sin embargo, en los suelos y sedimentos, el ^{210}Pb también se produce por la descomposición in situ del ^{222}Rn , por descomposición del ^{226}Ra a contenido en las rocas, cuya vida media es de 1600 años. Este ^{210}Pb es llamada “ ^{210}Pb soportado” o $^{210}\text{Pb}_{\text{sp}}$ (Goldberg, 1963).

En la superficie del océano, el ^{210}Pb es principalmente aportado por la atmósfera, mientras que en la profundidad su producción a partir del decaimiento radiactivo del ^{226}Ra disuelto en el agua se vuelve importante. Eventualmente los sistemas lacustres y marinos costeros pueden estar afectados por el aporte directo de ^{210}Pb derivado del ^{222}Rn proveniente del suelo (Fig. 25).

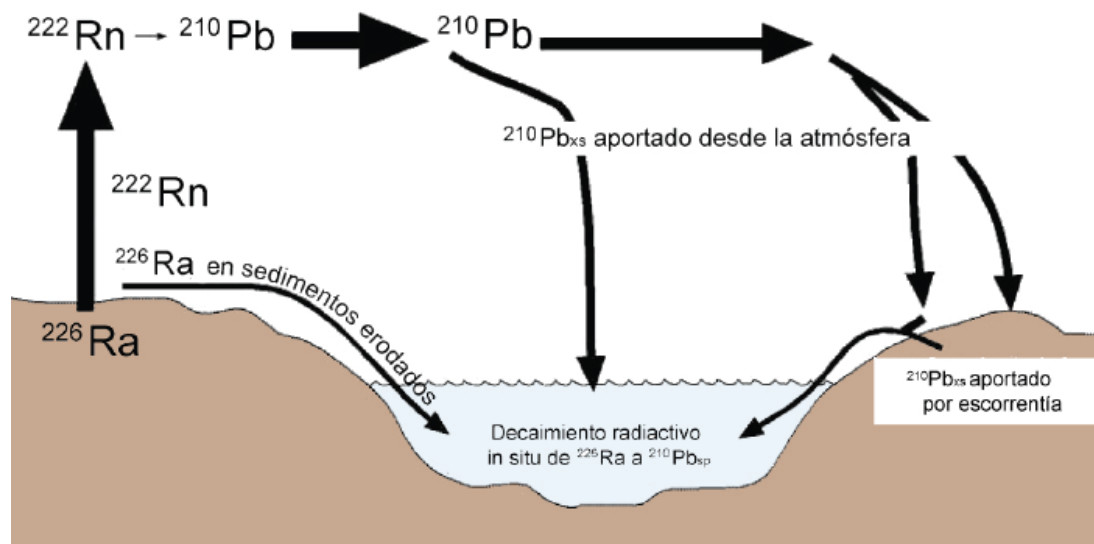


Figura 25 Esquema de la producción y sedimentación de ^{210}Pb en sedimentos marinos (Oldfield & Appleby, 1984).

Para medir la actividad del ^{210}Pb en los sedimentos existen dos métodos: uno que mide directamente las emisiones gama y el otro, utilizado en el testigo TK2 y GUK1, que mide las emisiones alfa del ^{210}Po (Flynn, 1968) con el espectrómetro alfa AMX Canberra. Este último considera que el equilibrio secular entre el ^{210}Pb y el ^{210}Po se alcanza en aproximadamente un año.

Dado el valor de la vida media del ^{210}Pb , este método radiocronológico es generalmente utilizado para datar sedimentos formados en los últimos 200 años, porque más allá el fraccionamiento de la actividad del $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$, relativo al $^{210}\text{Pb}_{\text{sp}}$, se vuelve importante (o que el aporte de ^{210}Pb por la atmósfera se vuelve mayor con el tiempo).

El conteo de ^{210}Pb fue realizado en el Laboratorio de Oceanografía Química de la Facultad de Ciencias Naturales y Oceanográficas de la Universidad de Concepción. El análisis fue realizado en 21 muestras abarcando los primeros 40 cm de profundidad (desde el techo). El modelo geocronológico muestra que el exceso de ^{210}Pb se encuentra en los primeros 6 cms (ver Fig. 26) y que las tasas de sedimentación calculadas son 0,07 cm/año para TK2 y 0,067 cm/año en GUK1.

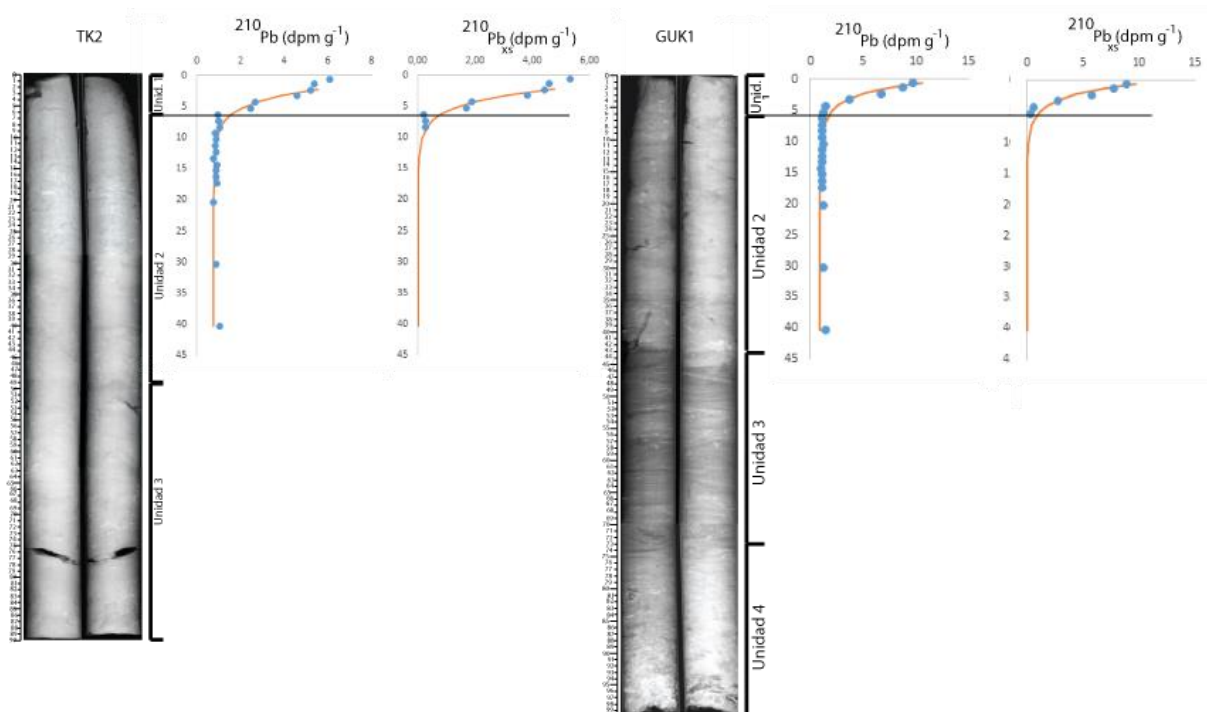


Figura 26 Distribución de ^{210}Pb y $^{210}\text{Pb}_{\text{xs}}$ a lo largo de los testigos marinos TK2 y GUK1. Línea negra indica hasta donde se presenta el exceso de ^{210}Pb (6 cm) y en base a tales edades se definió la unidad 1

Metodo ^{14}C

El radiocarbono, es un isótopo inestable y debilmente radioactivo del elemento C. Este se forma continuamente en la atmosfera superior a través de la interacción entre neutrones de rayos cósmicos y los átomos de ^{14}N , y se oxida rápidamente en el aire para formar CO_2 , el cual entra al ciclo global del carbono.

El ^{14}C es asimilado por plantas y animales a partir del dióxido de carbono durante toda su vida. Cuando mueren, dejan de intercambiar carbono con la biósfera y su contenido comienza a disminuir a una tasa exponencial. Considerando que la vida media del ^{14}C es de 5568 ± 30 años, este método de datación se usa generalmente para datar materia orgánica formada durante los últimos 55 ka AP, ya que más allá el fraccionamiento isotópico sería demasiado importante (Trumbore, 2000).

Las dataciones fueron realizadas a las siguientes profundidades medias: 23,25, 46,25, 90,25 en TK2, y a 42,25, 72,5 y 98 cms en GUK1 (Fig. 27). Las muestras fueron enviadas al laboratorio Beta Analytic, y la datación fue realizada sobre la materia orgánica total del sedimento previamente decarbonatado. La calibración considerada en el modelo geocronológico asumió un efecto resorvorio de 625 ± 46 años estimado a partir del testigo TO04, también localizado en la bahía de Tongoy. Esta datación se enmarca dentro del proyecto Fondecyt Postdoctoral 3150706.

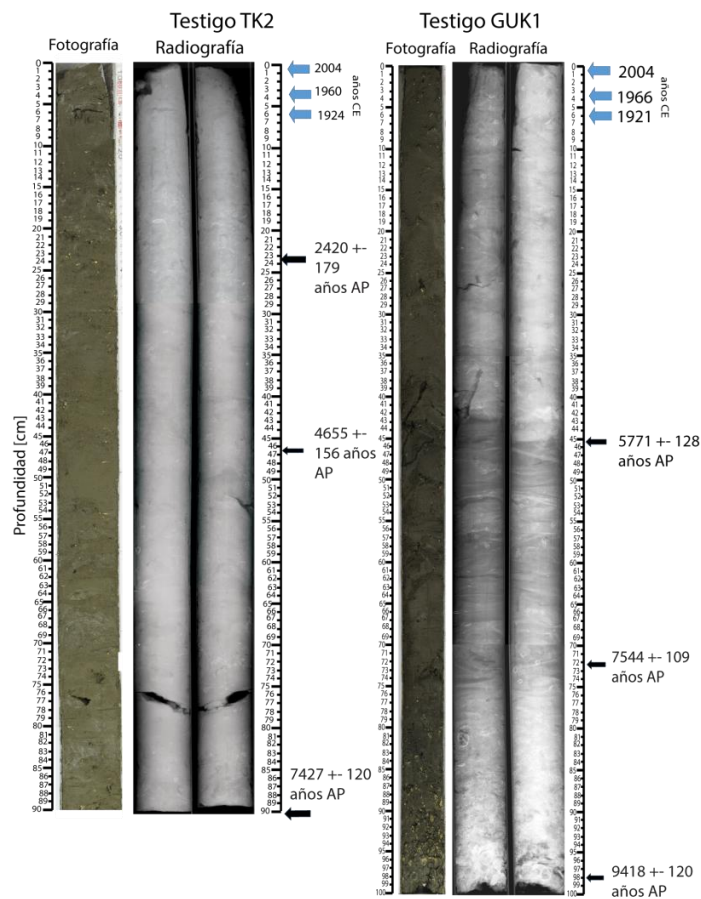


Figura 27 Radiografía de los testigos TK2 y GUK1, con las profundidades y edades de las muestras datadas.

2.2.1.4 Análisis sedimentológico óptico

Este se realizó en el laboratorio de Sedimentología del Departamento de Geología en la cual se describe cada una de las unidades identificadas en TK2 y GUK1 diferenciadas por el análisis radiográfico, sustentado por el análisis granulométrico.

Primero, se realizó frotis para identificar redondeamiento de minerales y tamaños. Se observan en el Laboratorio de Microscopios colocando poco sedimento de los testigos marinos (0,1-0,2 g), en cristales para luego agregarle 1 gota de agua destilada al 20% tal que se puedan dispersar los granos y no estén aglomerados, pero tampoco que quede lleno de líquido. Los testigos se encuentran refrigerados en la cámara fría para no perder la humedad intrínseca. Las muestras y profundidad se indican en la Tabla 2.

Tabla 2 Muestra y profundidad para estudio de frotis en testigos TK2 Y GUK1

Profundidad [cm]	Muestra GUK1	Profundidad [cm]	Muestra TK2
4	GUK1-12	4	TK2-197
6	GUK1-102	9	TK2-253
45	GUK1-140	22	TK2-267
		24	TK2-321
		48	TK2_335
		51	TK2-365

Se empaquetó en bolsas rotuladas con 0,6 gramos cada 0,5 mm para geoquímica orgánica (i.e. carbono orgánico total (Corg), razón C/N y el isótopo estable $\delta^{13}\text{C}$) para que en futuros proyectos se pueda interpretar fuentes de materia orgánica y procesos oceanográficos (Meyers, 1997). También, se empaquetó para un posterior análisis mineralógico cuantitativo a través de FTIR el cual no se alcanzó a realizar ya que el laser de la maquina falló en el transcurso de la memoria. De todas maneras se alcanzaron a realizar todas las pastillas mediante la metodología del método del disco y algunos análisis de cuantificación a través de un algoritmo de *MatLab*. Ahora se encuentran en un horno a 110°C para posteriormente realizar este análisis. Además, se separan en Eppendorfs los organismos biogénicos no fragmentados debidamente rotulados y caracterizadas su especie de los 2 testigos para realizar posteriores dataciones a las conchillas (i.e. ^{14}C).

Finalmente, se describe el sedimento y restos biogénicos (fragmentados y enteros) en una lupa binocular en la cual se fotografió y caracterizó para cada unidad estratigráfica (i.e. redondeamiento y color fragmentos, estimación porcentaje minerales félsicos y máficos).

2.2.2 Análisis sismoestratigráfico

2.2.2.1 Teoría de la sísmica de reflexión

La sismoestratigrafía se fundamenta en la sísmica de reflexión y permite obtener información del subsuelo controlando los tiempos de llegada de las ondas elásticas (pulsos), y que se generan artificialmente en la superficie. El retorno de estas ondas elásticas a la superficie está sujeto a la reflexión que le ocurre a las ondas al traspasar las distintas interfaces/capas presentes en el subsuelo (impedancia acústica). Existe otra vía de obtener datos en sísmica de reflexión y consiste en la generación de un frente de ondas acústico controlado, mediante un equipo de registro que detecta la energía acústica que rebota en el subsuelo a través de los diferentes medios.

La velocidad de propagación del sonido en los sedimentos es una función de la densidad y la porosidad, contenido de fluidos y presión litostática. Las rocas más jóvenes tienden a tener velocidades más bajas que las rocas más antiguas, porque ellas tienen una alta porosidad, se encuentran menos cementadas, y han sido objetos de bajas tasas de deformación (Sheriff, 1976). La amplitud de la reflexión está relacionada directamente proporcional al contraste d (densidad de la roca), V (velocidad de la onda de roca), e inversamente proporcional al espesor y el contenido de fluidos.

Considera un rayo compresivo de amplitud A_0 , que incide normalmente a una superficie situada entre 2 medios con diferentes velocidad y densidad. Un rayo transmitido de amplitud A_2 viaja a través de la superficie en la misma dirección del rayo incidente, y un rayo reflejado de amplitud A_1 , vuelve a lo largo de la trayectoria del rayo incidente (Muñoz, 2010) (Fig. 28).

La energía total de los rayos transmitidos y reflejados debe ser igual a la energía del rayo incidente. Las proporciones relativas de la energía transmitida y reflejada se

determinan por el contraste de valor de impedancia acústica (Z) a través de la superficie. La impedancia acústica de una roca es el producto de su densidad (d) y de su velocidad de las ondas compresivas (V_p):

$$Z = d * V_p$$

Fórmula 1

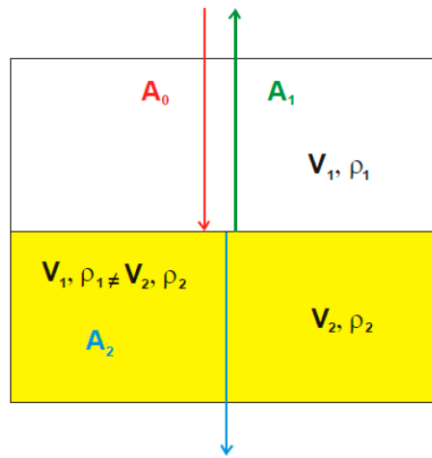


Figura 28 Muestra la reflexión y transmisión de un rayo perpendicular a una superficie de impedancia acústica (Z). Modificado de Muñoz (2010).

El coeficiente de reflexión (R) es la razón entre la amplitud A_1 del rayo reflejado y la amplitud A_0 del rayo incidente:

$$R = A_1/A_0$$

Fórmula 2

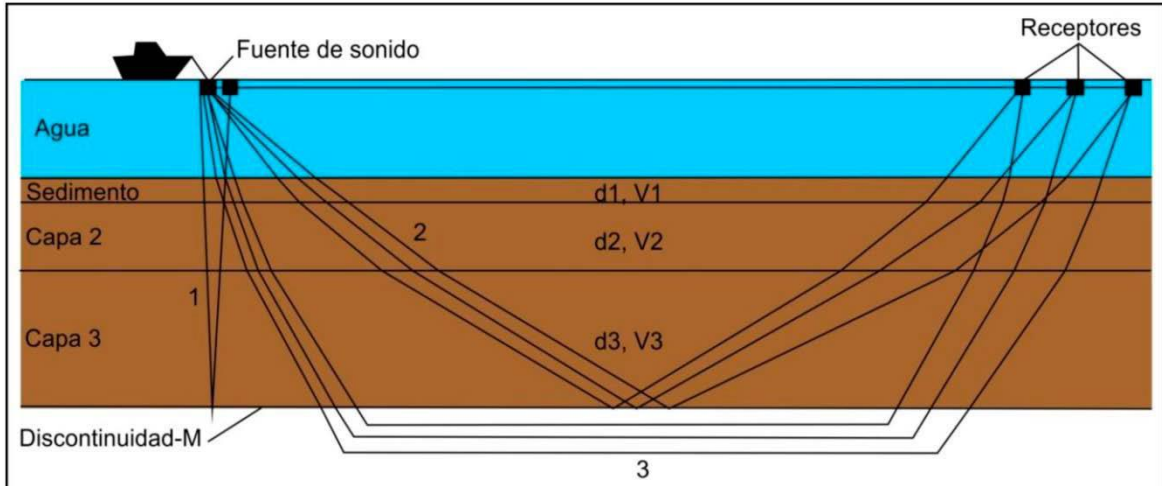


Figura 29 Obtención de datos sísmicos marinos. 1, Reflector de incidencia sísmica vertical; 2, Reflector de ángulo amplio; 3, Ondas refractadas. Modificado de Kennet (1982).

Para un rayo que incide normalmente sobre una superficie se puede deducir R en función de las ecuaciones de Zoeppritz (Telford et al., 1976)

$$R = (d_2 * V_2 - d_1 * V_1)/(d_2 * V_2 + d_1 * v_1) = (Z_2 - Z_1)/(z_2 + z_1)$$

Fórmula 3

De acuerdo al tipo de datos que se desean adquirir del subsuelo se emplearan frentes de ondas con distintas frecuencias. Según Kennett (1982) la energía de la fuente

(perfilador acústico) condiciona: la profundidad de penetración (mayor frecuencia, menos penetración), resolución de la señal (mayor frecuencia, mayor resolución) y la frecuencia de la señal se ve afectada por el espesor de los estratos, contenido de fluidos, presencia de hidrocarburos y variación lateral de facies (Figura 29 y Figura 30).

En el caso que se pretenda tomar datos que requiere de una buena resolución de la señal (estratificación, *slumps*, etc.), se deberá optar por utilizar una fuente que envíe un frente de ondas con una mayor frecuencia, para así obtener un mayor grado de detalle en la imagen. Debido a que la longitud de onda será menor, el rayo podrá abarcar cambios de contraste más pequeños entre capas, por ende el detalle en la imagen tendrá una buena calidad. El registro sísmico se constituirá a partir de la interacción que tengas las ondas con los diferentes niveles de impedancia acústica (Fig. 31).

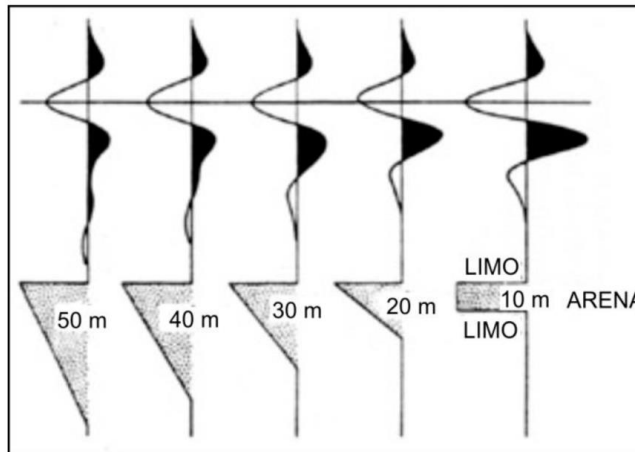


Figura 30 Gráfica de variación de amplitud de onda según el espesor. A menor espesor mayor amplitud de onda, y por el contrario, a mayor espesor menor amplitud de onda. La onda de color negro representa el marcador en los perfiles sísmicos. Modificado de Kennet (1982).

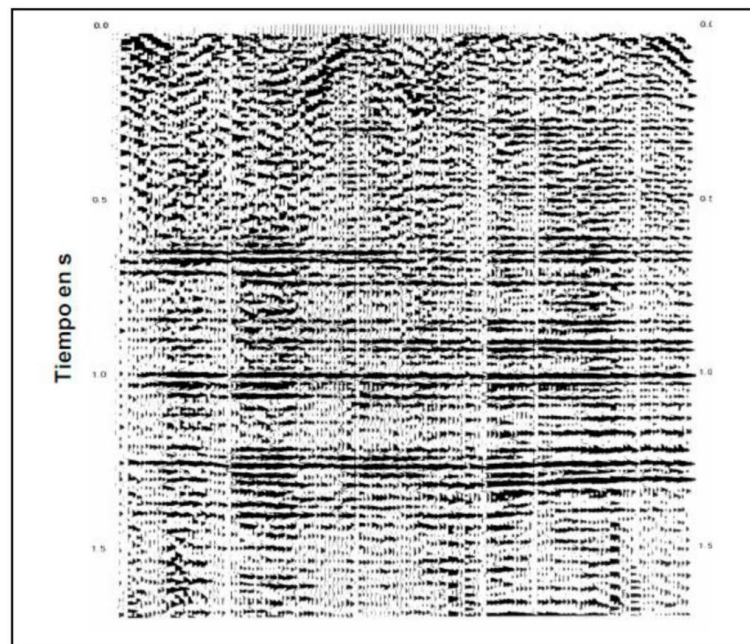


Figura 31 Registro sísmico. Se construye a partir de la fuente de energía, la impedancia de la roca, y el espesor de los estratos. Cada marcador representa una amplitud de onda.

2.2.2.2 Facies y Ambientes de Plataforma

El área de estudio correspondiente a los perfiles batimétricos se encuentra en la estrecha plataforma continental de la bahía de Tongoy y Guanaqueros (Ortega et al., 2012). Es necesario entonces conocer el tipo de facies sedimentarias que se asocian a este ambiente sedimentario.

El sistema marino se divide en tres zonas: nerítica (0 - 200 m b.n.m.), batial (200 - 4000 m b.n.m.) y abisal (>4000 m b.n.m.).

La zona nerítica se subdivide en los siguientes ambientes deposicionales (ver Fig. 32) (Nichols, 1999):

- *Foreshore* o playa: Corresponde a la parte litoral o playa, que se encuentra entre la línea de alta marea y la línea de baja marea. En este ambiente predominan las facies de arenas medias y gruesas.
- *Shoreface*, o frente de playa o anteplaya: Corresponde a la parte sublitoral (subtidal) superior, que se encuentra entre la línea de baja marea y el límite de acción de las olas de tormenta. El shoreface se puede dividir a su vez en: anteplaya superior (entre la línea de baja marea y el límite de acción de las olas de buen tiempo) y anteplaya inferior (entre el límite de acción de las olas y el límite de acción de las olas de tormenta). En este ambiente predominan las facies arenosas y fangosas.
- *Offshore* o costa afuera: Corresponde a la parte sublitoral inferior, que se encuentra bajo el límite de acción de las olas de tormentas hasta los 200 m b.n.m. En este ambiente predominan las facies fangosas.

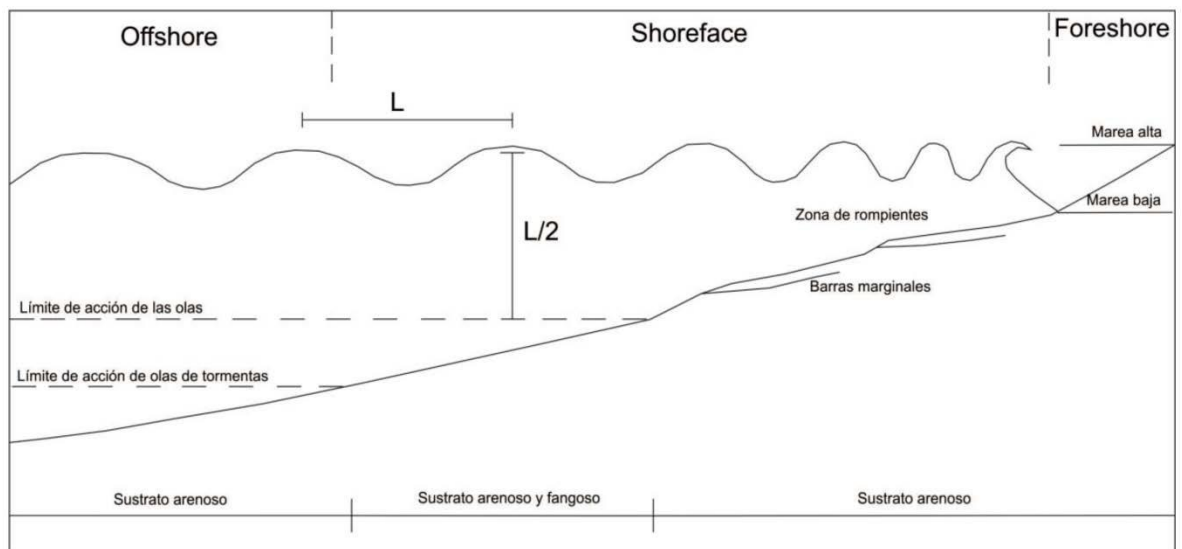


Figura 32 Perfil esquemático que muestra el ambiente litoral (*foreshore* o playa), el ambiente sublitoral (*shoreface* o frente de playa, y *offshore* o costa afuera) y las facies correspondientes para cada uno. L corresponde a la longitud de onda (modificado de Mc Lane, 1995).

2.2.2.3 Facies y reflectores sísmicos

Lo que caracteriza y define una facies sísmica es la configuración de los reflectores sísmicos, que entregan información sobre la configuración de las capas, deformación, procesos depositacionales y erosivos. Las facies sísmicas son agrupadas en pilas o secuencias sísmicas de reflectores que son internamente concordantes, los cuales se encuentran separados por superficies de discontinuidad, las que limitan las terminaciones de los reflectores sísmicos (ver Figs. 33 y 34).

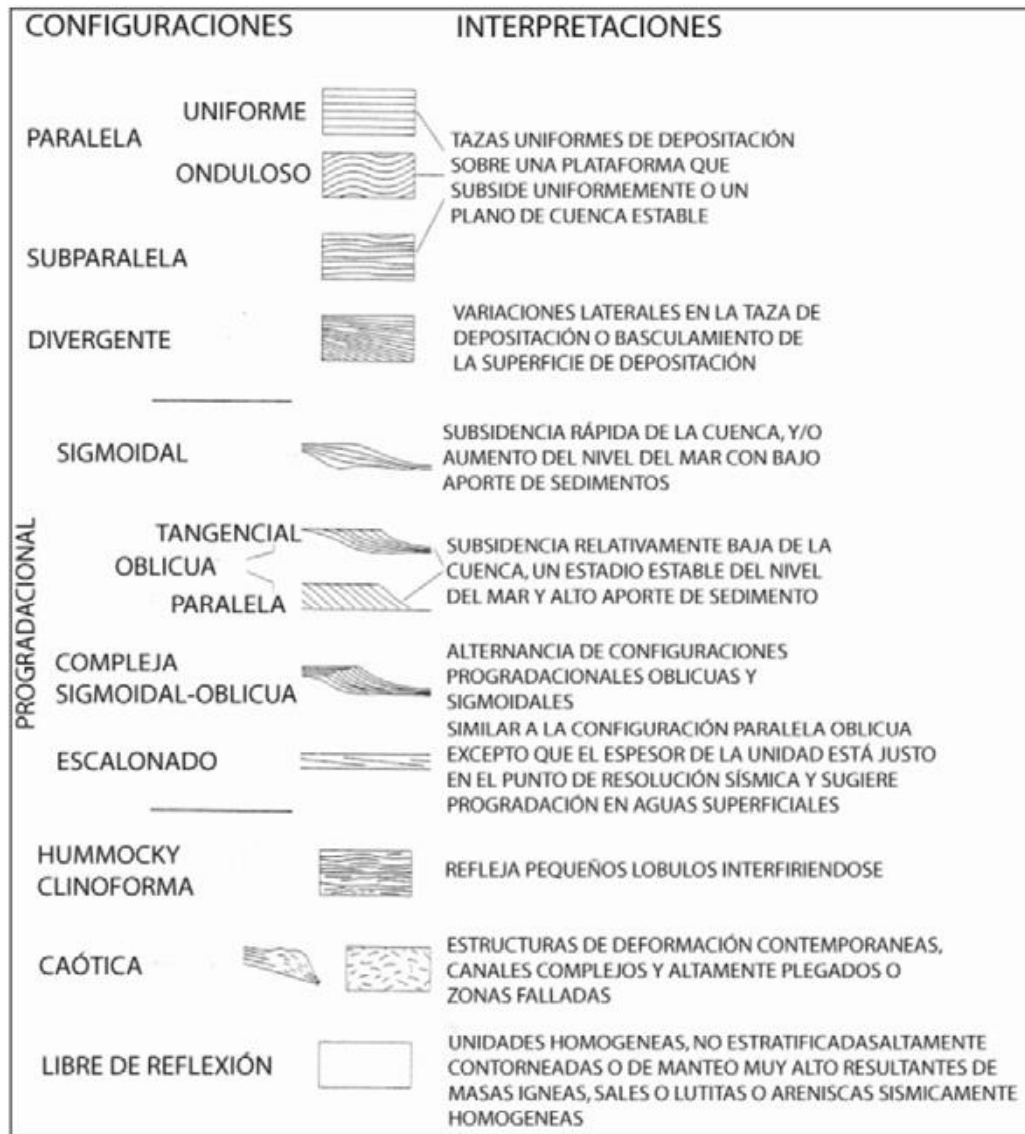


Figura 33 Configuración de los reflectores con secuencias sísmicas paralela, según Mitchum et al. (1977).

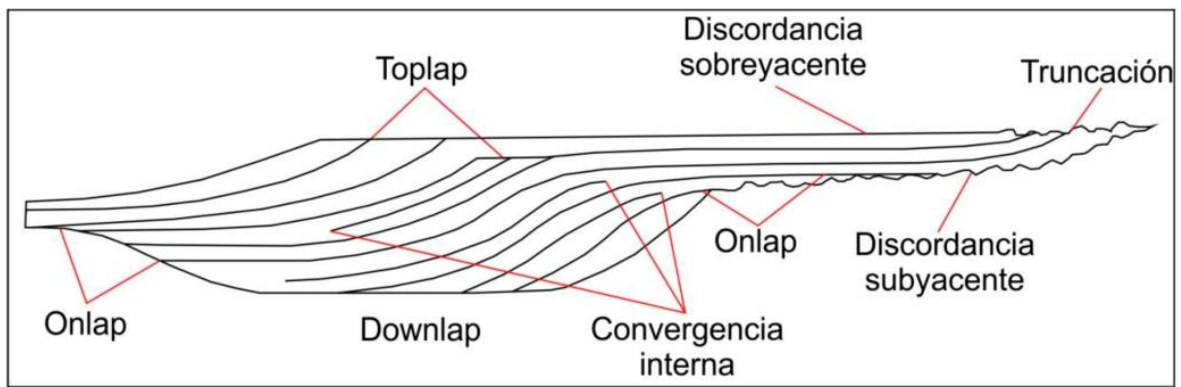


Figura 34 Se presentan esquemáticamente las principales terminaciones de los reflectores de un paquete sísmico idealizado. Mitchum et al. (1977b).

Los distintos reflectores sísmicos se agrupan en: paralelo, divergente, progradante y caótico (Fig. 33). Los paralelos se caracterizan por poseer estratos de igual espesor, y tasa de sedimentación y acomodación constante. Los divergentes presentan engrosamiento hacia la cuenca; variación lateral de las tasas de sedimentación, basculamiento sin-deposicional de la cuenca o superficie de erosión. En la reflexión progradante los reflectores se propagan desde los márgenes de la cuenca; se genera una acreción lateral hasta terminar en reflectores con pendientes suaves; y gran tasa de aporte. En cambio, los reflectores caóticos no poseen estructura, deformación sin-sedimentaria e indican deposición en ambientes de alta energía.

Para identificar distintos paquetes o *System tracts* (ver Fig. 35), debido a que la deposición en las cuencas no es uniforme, Emery y Myers (1996) presentan 3 unidades las cuales están asociadas dentro de un ciclo de variaciones relativas del nivel del mar:

- Unidad de bajo estadio: unidad basal en una secuencia deposicional (estratigráficamente más vieja). Se deposita durante un intervalo de caída relativa del nivel del mar con, posteriormente, un lento aumento en el nivel del mar. En el comienzo de la deposición de esta unidad ocurre la caída del nivel relativo del mar y un aumento de la sedimentación, lo que provoca una arquitectura sedimentaria llamada regresión forzada (Fig. 36) Con el leve aumento del nivel del mar y con la alta tasa de sedimentación se desarrolla un *onlapping* agradante (Fig. 36).
- Unidad transgresiva: corresponde a la unidad media dentro de una secuencia deposicional. Es depositada en el período del aumento relativo de nivel del mar cuando el volumen de acomodación aumenta más rápido que la tasa de aporte sedimentario, lo cual provoca una arquitectura deposicional enteramente retrogradante (Fig. 36) más rápido que la tasa de sedimentación, generando una secuencia totalmente retrogradante (Figs. 35 y 36).
- Unidad de alto estadio: Asociada a un evento deposicional progradante, que ocurre después de la máxima transgresión, donde la tasa de sedimentación es mayor que el aumento del nivel del mar, el cual presentan una desaleración. Es

la unidad más joven de la secuencia. La arquitectura asociada es por tanto progradante (ver Figs. 35 y 36).

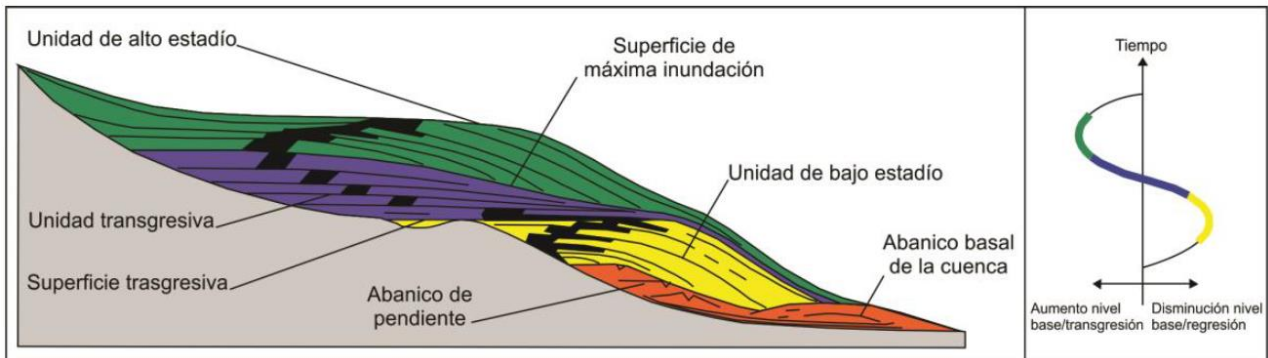


Figura 35 Esquema de los principales secuencias *system tracts*. A la derecha, curva de nivel de base vs. tiempo, donde se representan cada una de las unidades con sus respectivos colores (modificado de Emery y Myers, 1996).

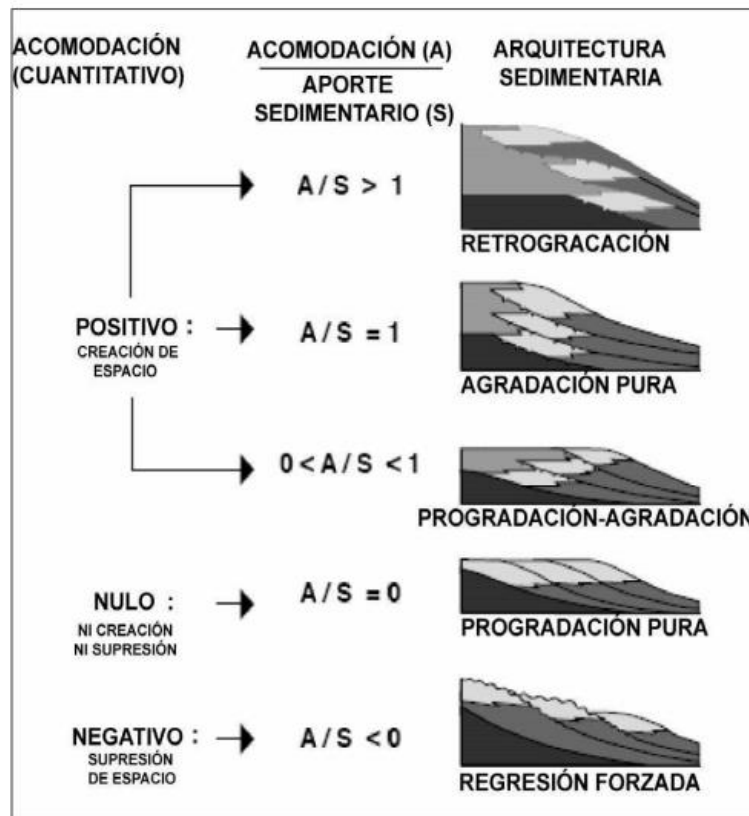


Figura 36 Esquema de las arquitecturas de acuerdo a la acomodación y a los aportes sedimentarios. Homewood et al. (2000).

La superficie de bajo estadio se genera durante un nivel del mar bajo. La superficie trasgresiva, corresponde a la superficie de regresión máxima que separa la unidad de bajo estadio con la unidad transgresiva (Fig. 36). La superficie de máxima inundación es la superficie que marca el final de la transgresión de la línea de costa, separando la unidad transgresiva (ligada a las facies retrogradantes) de la unidad de alto estadio (ligada las facies progradantes) (Catuneanu, 2002) (ver Figs. 35 y 36).

2.2.2.4 Mapeo de facies sísmicas

La metodología de mapeo de facies sísmicas en dos dimensiones fue postulada por Ramasayer (1979) y es conocida como la técnica A, B, C. Esta consiste en la interpretación de facies mediante la configuración de la reflexión, relaciones de límite, relaciones laterales y geometría interna (ver Tabla 3).

Tabla 3 Clasificación de facies sísmicas. Ramayaser (1979).

Límite superior (A)	Límite inferior (B)	Configuración interna (C)
Truncación erosional	<i>Onlap</i>	Paralela
		Divergente
		Caótica
		Ondulosa
<i>Toplap</i>	<i>Downlap</i>	Aglomerado divergente
		Aglomerado
		Progradacional oblicuo
Concordante	Concordante	Progradacional sigmoidal
		Libre de reflexión
		Escalonado

2.2.2.5 Tratamiento de los perfiles acústicos

A través de una campaña de adquisición de datos batimétricos y perfiles acústicos realizada el año 2008, a bordo de la embarcación Stella Maris R/V, y usando el perfilador BATHY2010 (3.5 kHz, potencia 600 watts), se obtienen perfiles sísmicos submarinos, con una penetración de hasta 50 m de profundidad en el relleno sedimentario del fondo de la bahía. Estas técnicas proveen información acerca de la estratigrafía de los sedimentos subsuperficiales y de las estructuras que los afectan (Vargas et al., 2005; 2011; 2013). De los 20 perfiles sísmicos obtenidos con el equipo BATHY 2010, se trabajaron con 12 por la mala resolución de los otros 8. Se presentan en formato ODEC (.ODC), se transformaron a los perfiles batimétricos finales y se trabajaron usando el software *SonarWiz*. Los perfiles resultantes se trabajaron con una escala vertical que está exagerada 10x con respecto a la horizontal, y se interpretaron destacando los límites de estratos y delimitando unidades sísmicas de discontinuidades (facies sísmicas, sección 2.2.2.4) a través de estratigrafía secuencial utilizando el software *Adobe Illustrator CS6*.

CAPITULO III

3.1 SISMO-ESTRATIGRAFÍA DE LAS BAHÍAS DE TONGOY Y GUANAQUEROS

Mediante 6 perfiles realizados en la bahía de Tongoy y 6 perfiles en la bahía de Guanaqueros (ver Figura 37) se puede hacer un análisis sismoestratigráfico del relleno sedimentario reciente en la plataforma continental.

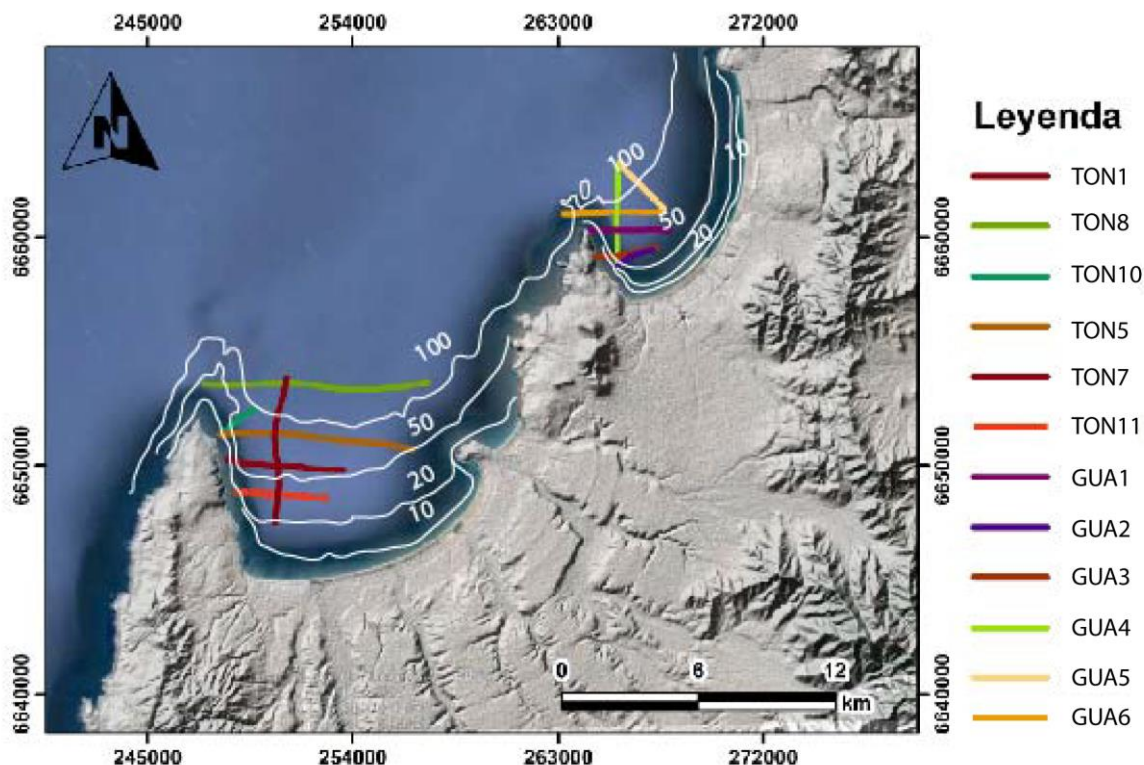


Figura 37 Localización de los perfiles acústicos.

3.1.1 Descripción general de la zona de estudio

Las bahías de Tongoy y Guanaqueros conforman la parte sur de un gran sistema de bahía que comienza en Punta Lengua de Vaca (30°S) y que termina 100 kilómetros al norte en Punta Choros (29°S) (ver Marco Geomorfológico). La bahía de Tongoy abarca una superficie de 122 km² y está abierta hacia el norte, y la bahía de Guanaqueros abarca una superficie de 70 km² y aproximadamente se encuentra abierta hacia el oeste (Fig. 37). Ambas bahías y específicamente Punta Lengua de Vaca es conocida como uno de los principales centros de surgencia costera (fuera de la bahía) y productividad primaria de Chile, producto de la orientación de la península, la estrecha plataforma continental (fuera de la bahía) y a la acción de los vientos del suroeste. Esto permitiría un alto desarrollo de deposición vertical de restos biogénicos y materia orgánica, similar a lo que ocurre en la bahía de Mejillones (Vargas et al, 2013). Existiría una menor influencia eólica con respecto a la bahía de Mejillones (Ortega, 2014).

El fondo de la bahía de Tongoy se encuentra dislocado hacia el norte de la plataforma continental superior con nítidos escarpes morfológicos (ver perfil TON8, Fig 41). Pero en el centro y sur, el fondo marino se encuentra prácticamente subhorizontal. Estos quiebres de pendiente se presentan en el norte y centro de la plataforma a los 80 m b.n.m (perfil TON5, Fig. 43) y a los 120 m b.n.m (perfil TON8, Fig 41). De norte a sur, el fondo marino presenta un brusco cambio de pendiente a los 120 m (perfil TON1, Fig. 40). Al este de la estructura inferida como prolongación submarina de la falla normal Puerto Aldea se interpreta a la plataforma continental como un *hemi-graben*, y estos quiebres de pendientes al oriente reflejarían un anticlinal de tipo *roll-over* como reacomodo de los estratos al deslizamiento de Falla Puerto Aldea. La batimetría muestra una extensión de la Punta Lengua de Vaca en la parte oeste de la bahía con una plataforma que limita la entrada de agua con el oeste.

En cambio, la bahía de Guanaqueros presenta un fondo submarino más bien subhorizontal inclinado al occidente sin quiebres de pendientes tan claros como lo que ocurre en la bahía de Tongoy, pero en ciertas partes presenta montículos submarinos (perfil GUA5, ver Fig 48).

Los registros sedimentarios de la bahía, preservados mayor a 70 m b.n.m, tienen potencial para realizar estudios paleosismológicos (Vargas et al., 2005), y se interpreta actividad para la Falla Puerto Aldea donde se reconoce su prolongación submarina.

Todos los perfiles obtenidos registran los ambientes de playa anteplaya superior, anteplaya media, anteplaya inferior y de plataforma (ver Fig. 38), donde según Le Roux et al. (2005) a los 88 m b.n.m. profundidad donde fueron extraídos los testigos, en los ambientes de bahía la profundidad para plataforma continental es a partir de los 65 m b.n.m. de esta bahía.

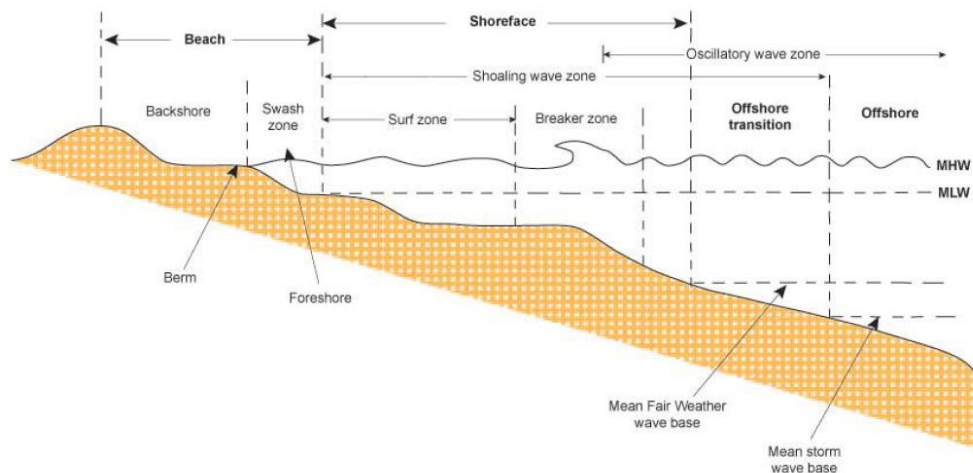


Figura 38 Perfil de la sección transversal generalizada en la zona de playa y nerítica, que muestra también las principales zonas de la actividad de las ondas (modificado de Boggs, 2001). MHW: onda alta promedio, MLW: onda baja promedio.

3.1.2 Unidades sismoestratigráficas

Los perfiles evidencian diferentes facies sísmicas, las cuales pueden estar relacionadas con diferentes geomorfologías y contextos estratigráficos. Los perfiles se encuentran

ordenados de norte a sur en esta memoria. La batimetría no presenta morfologías abruptas nítidas como promontorios submarinos o paleoplayas, a diferencia de lo identificado para las bahías de Taltal y Mejillones. Solo en el área norte de la plataforma continental se identifica un área escarpada (ver Fig. 41).

El perfil TON8 (fig. 41) se presentó en el XIV Congreso Geológico Chileno realizado el año 2015 en La Serena en el tema de Neotectónica. El *Abstract* de esta publicación se encuentra en el Anexo A de esta memoria.

3.1.2.1 Bahía de Tongoy

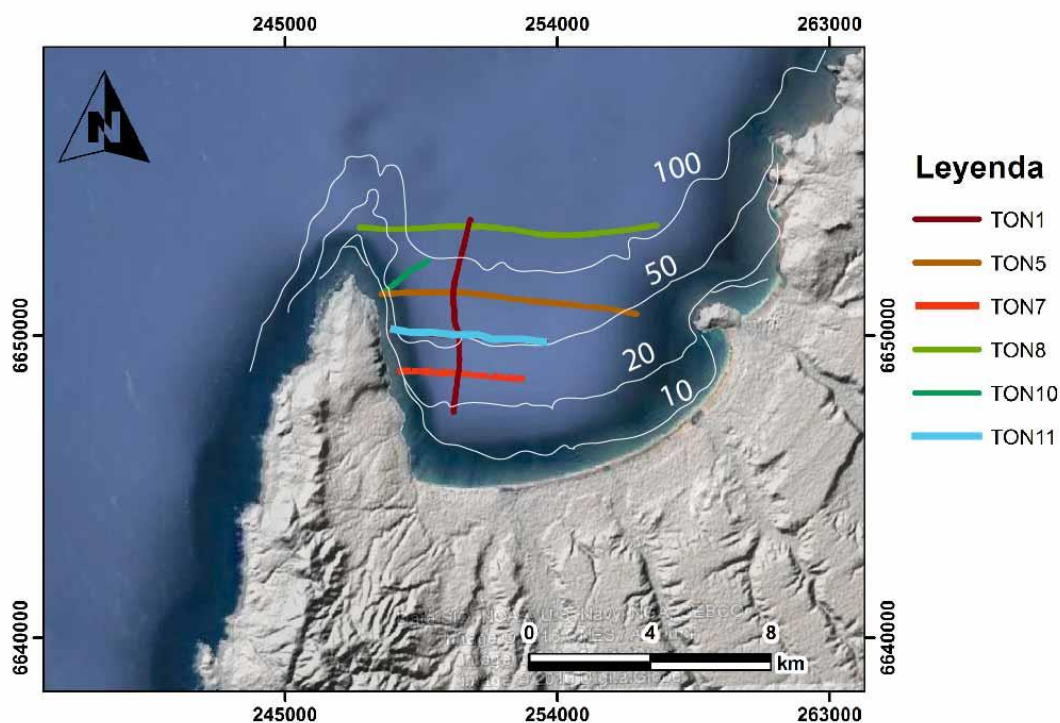


Figura 39 Perfiles batimétricos de la bahía de Tongoy utilizados para definición de unidades sismoestratigráficas, junto la batimetría del área de estudio.

3.1.2.1.1 Facies del substrato acústico masivo

Corresponde a la unidad que refleja la totalidad de las ondas acústicas, debido a la alta cohesión de las rocas. En los perfiles de reflexión sísmicos esta unidad se puede presentar sin reflectores o libre de reflexión (color blanco), o parcial a completamente opaca, producto de la interferencia de la señal con la roca más dura (perfiles TON8 y TON5; ver Figs. 41 y 43, respectivamente).

Esta unidad se infiere como el complejo plutónico Altos de Talinay, rocas triásicas asociadas al basamento cristalino, el cual correspondería a un *horst*. Sin embargo, en algunos sectores, podría corresponder al substrato acústico estratificado y plegado, el que puede presentar mayor cohesión, especialmente a profundidades mayores (ver perfiles TON8 y TON5; ver Figs. 41 y 43 respectivamente). Este se presenta justo al occidente de la prolongación submarina de la Falla Puerto Aldea NS.

Hay áreas al occidente del escarpe al costado del *horst* donde los reflectores presentan reflexión total (totalmente negros), y esto se asocia a arena que cae por gravedad del *horst* asociado a complejo plutónico Altos de Talinay (perfiles TON11 y TON8, ver Figs, 45 y 41 respectivamente).

Al este de la prolongación submarina de la Falla Puerto Aldea se presentan las otras 3 unidades sismoestratigráficas, y se interpreta que se depositan en lo que se considera un *hemi-graben* de la plataforma continental superior al oriente de la prolongación submarina de la Falla Puerto Aldea NS.

3.1.2.1.2 Substrato acústico estratificado y plegado

Se encuentra presente en toda el área de estudio, plegado y, en ciertas partes, fallado en su techo. Tiene una longitud de, al menos, 10 km por la longitud del perfil más largo (perfil TON8, ver Fig. 41).

Esta facies se presenta como la unidad basal y no se logra reconocer la base, por tanto, su potencia real no es posible determinarla. En la parte norte su potencia mínima es de 40 m (120-160 m b.n.m; perfil TON8, ver Fig. 41) con una mayor profundidad al occidente, en cambio, más al sur de la bahía esta unidad presenta una potencia mínima que varía solo 20 m (40-60 m b.n.m.; perfil TON11, ver Fig. 45). No se observa más en profundidad por la frecuencia del sonar (3,5 kHz) que obtuvo los perfiles batimétricos y que tiene una baja penetración de las ondas acústicas afectando la resolución vertical de los perfiles.

Esta unidad basal celeste está separada por una discordancia angular erosiva morada con la unidad sobreyacente. La unidad, en el norte (perfil TON8, ver Fig. 41), hacia el oriente se presenta subhorizontal concordante, y acercándose al centro de la plataforma realiza *toplaps* con la discordancia angular sobreyacente (perfil TON5, ver Fig. 43), entonces existe divergencia hacia el centro de la plataforma continental (truncación erosiva superior). En cambio, acercándose al centro y sur de la bahía esta divergencia se puede distinguir de mejor forma, y sería parte de plegamientos que hacia el sur presentaría menor longitud de onda (2 km). Se aprecian sinclinales (perfiles TON8, TON5, TON11; ver Figs. 41, 43 y 45 respectivamente) y anticlinales (perfiles TON7, TON11; ver Figs. 44 y 45 respectivamente). Los plegamientos en el norte presentan un λ del tamaño de los perfiles (10 km aprox). En el sur de la cuenca de la bahía se presentan angulos interlimbos poco abiertos, y al norte se observarían la parte antinclinal de los plegamientos (truncación de los reflectores). Este plegamiento del norte puede ser posiblemente por sedimentación en pendiente de las capas que la constituyen e indicaría variaciones laterales en la tasa de deposición, o un basculamiento de la superficie de deposición pero se descarta para el sur. Al centro de la plataforma continental (perfil TON5, ver Fig. 43), al techo de esta unidad se observan paleocanales rellenos, los cuales deberían estar correlacionados con las grandes quebradas que hoy en día llegan hasta la línea de la costa actual, y que seguramente durante el Último Máximo Glacial llegaban varios kilómetros mar adentro.

3.1.2.1.3 Substrato acústico estratificado subhorizontal

Se reconocen inmediatamente ya que se diferencia de los otros reflectores (plegados, masivo) con reflectores subhorizontales bien definidos, aunque posee reflectores inclinados en algunos perfiles (TON 8, ver Fig. 41). Este substrato tendría una tasa de deposición uniforme sobre una plataforma que subside uniformemente debido a la Falla Puerto Aldea.

Esta unidad, que se reconoce en todos los perfiles, sobreyace en discordancia angular erosiva (discontinuidad morada) al substrato acústico estratificado y plegado. Esta superficie en el perfil TON5 (centro de la cuenca de la bahía; Fig 43) se observa a unos 107 m b.n.m., más hacia el norte (TON8, Fig. 41) a unos 150 m b.n.m y en el sur de la cuenca de la bahía (perfiles TON7 y TON11, Fig. 44 y 45) a 60 y 45 m b.n.m. Se destacan 2 superficies de color amarillo y azul que se interpretan como *system tracts* (ver sección 3.1.2.1.5) del relleno sedimentario de la bahía (perfil TON 11; ver Figura 45).

La subunidad amarilla inferior de norte a sur varía en potencia aparente disminuyendo de unos ~30 m en el norte (TON8; Fig. 41) a unos ~3 m en el sur (TON11; Fig. 45). Se caracteriza por su geometría progradacional-agradacional con terminaciones *onlap* al occidente de la plataforma continental (TON8, Fig. 41; TON10, Fig. 42; TON7, Fig. 44; TON11, Fig. 45; TON1, Fig. 40), *toplap* con el techo de la subunidad amarilla (TON10, Fig. 42; TON7, Fig. 44) y *downlap* al centro de la cuenca de la bahía de Tongoy con la discordancia erosiva morada (TON5, Fig. 43; TON1, Fig. 40). Presenta una potencia aparente relativamente constante a lo largo de los perfiles (TON10; Fig. 42; TON5, Fig. 43; TON7, Fig. 44) La subunidad amarilla subyace a una discordancia angular celeste, base de la subunidad azul. Esta subunidad azul se caracteriza por su geometría progradacional y aumenta en potencia hacia el norte de la cuenca, y de oeste a este su potencia se acuña al oriente (TON10, Fig. 42; TON5, Fig. 43). Presenta terminaciones *downlap* hacia el centro de la cuenca (TON10; Fig. 42; TON5; Fig. 43) y reflectores *toplap* contra el fondo marino y a los pies de un escarpe inferido como escarpe de falla al norte de la plataforma continental (TON8, Fig. 41).

Esta mayor potencia de la subunidad amarilla en el norte de la cuenca de la bahía de Tongoy (perfil TON8; ver Fig. 41) podría ser por erosión subaérea cuando este substrato queda en exposición debido a un bajo nivel del mar, donde la subunidad amarilla mar adentro se presenta a mayor profundidad (mayor a ~130 m b.n.m.). Por tanto, provocaron baja o nula erosión en comparación con las profundidades menores hacia la línea de costa donde niveles más bajos del mar los últimos 800 ka AP fueron 130 m más bajos que el nivel actual (Lambeck, 2002).

La subunidad progradacional se encuentra en ciertas partes fallado y se infieren estructuras normales en la parte norte de la plataforma continental superior (perfil TON8, ver Figura 41), evidenciando un área escarpada que afecta el fondo submarino en la parte más central de esta subunidad.

3.1.2.1.4 Facies caóticas

Las características internas y apariencia de estas facies son distinguibles del grupo adyacente. Presenta reflectores caóticos con límites curvos bien marcados con respecto a las unidades adyacentes. Estas facies son observables en gran parte de la plataforma continental superior (TON8, Fig. 41; TON5, Fig. 43; TON11, Fig. 45) con menos continuidad hacia el sur y se encuentran incorporados dentro del substrato estratificado subhorizontal en sus 2 subunidades: subunidad inferior amarilla y subunidad superior azul.

Se puede inferir deformación sin una continuidad clara de los estratos (estructura) que se intensifica de este a oeste afectando una capa con espesores de ~10 m al norte de la cuenca de la bahía (TON8, Fig. 41). Esta facies (superficies verde oscuro en los perfiles) se interpreta productos de deslizamientos que se originan probablemente por saltos verticales debido a tectónica.

El origen de estos deslizamientos podría sugerir reactivación de la Falla Normal Puerto Aldea a escala del Cuaternario tardío.

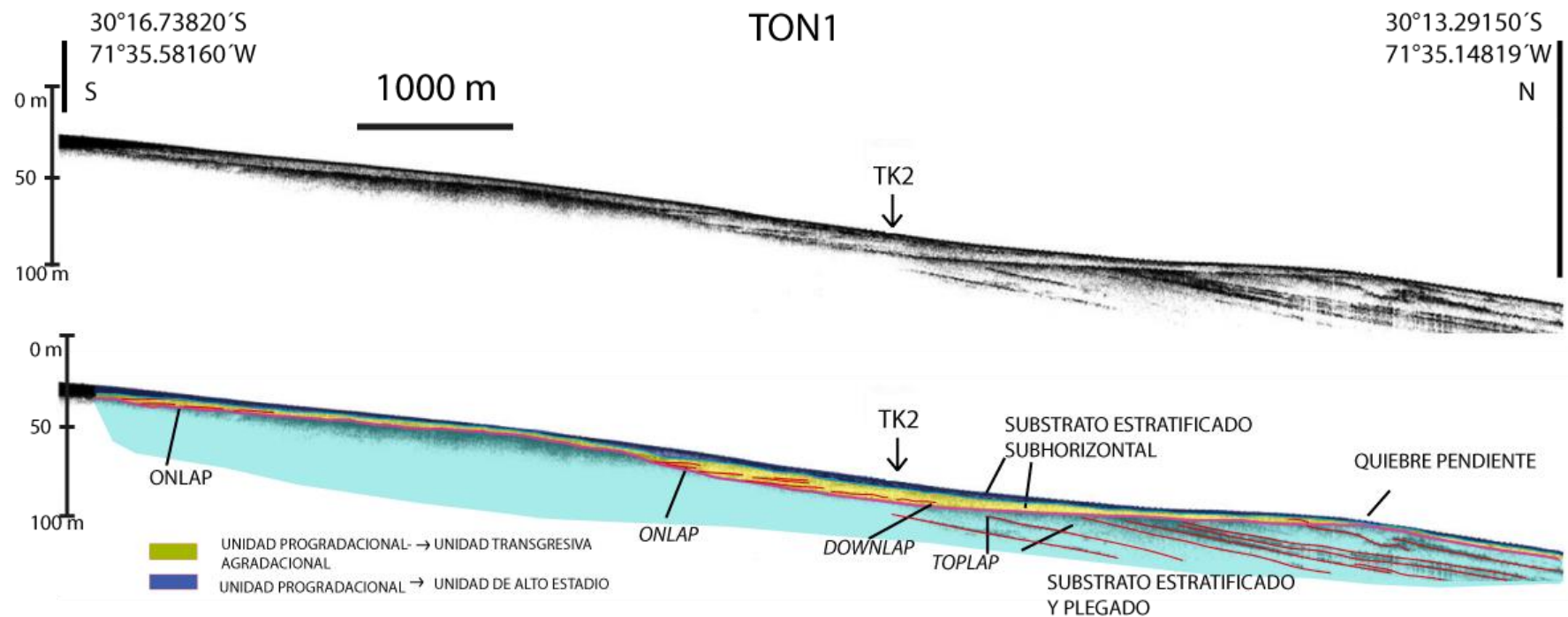


Figura 40 Perfil batimétrico TON1 orientación NS donde la escala vertical es 10x con respecto a la horizontal. Se muestra el substrato basal estratificado y plegado (celeste), el substrato estratificado subhorizontal (amarillo y azul), donde la subunidad amarilla presenta geometría progradantes-gradantes y la subunidad azul geometrías progradacionales. Se presenta además la ubicación proyectada del testigo TK2.

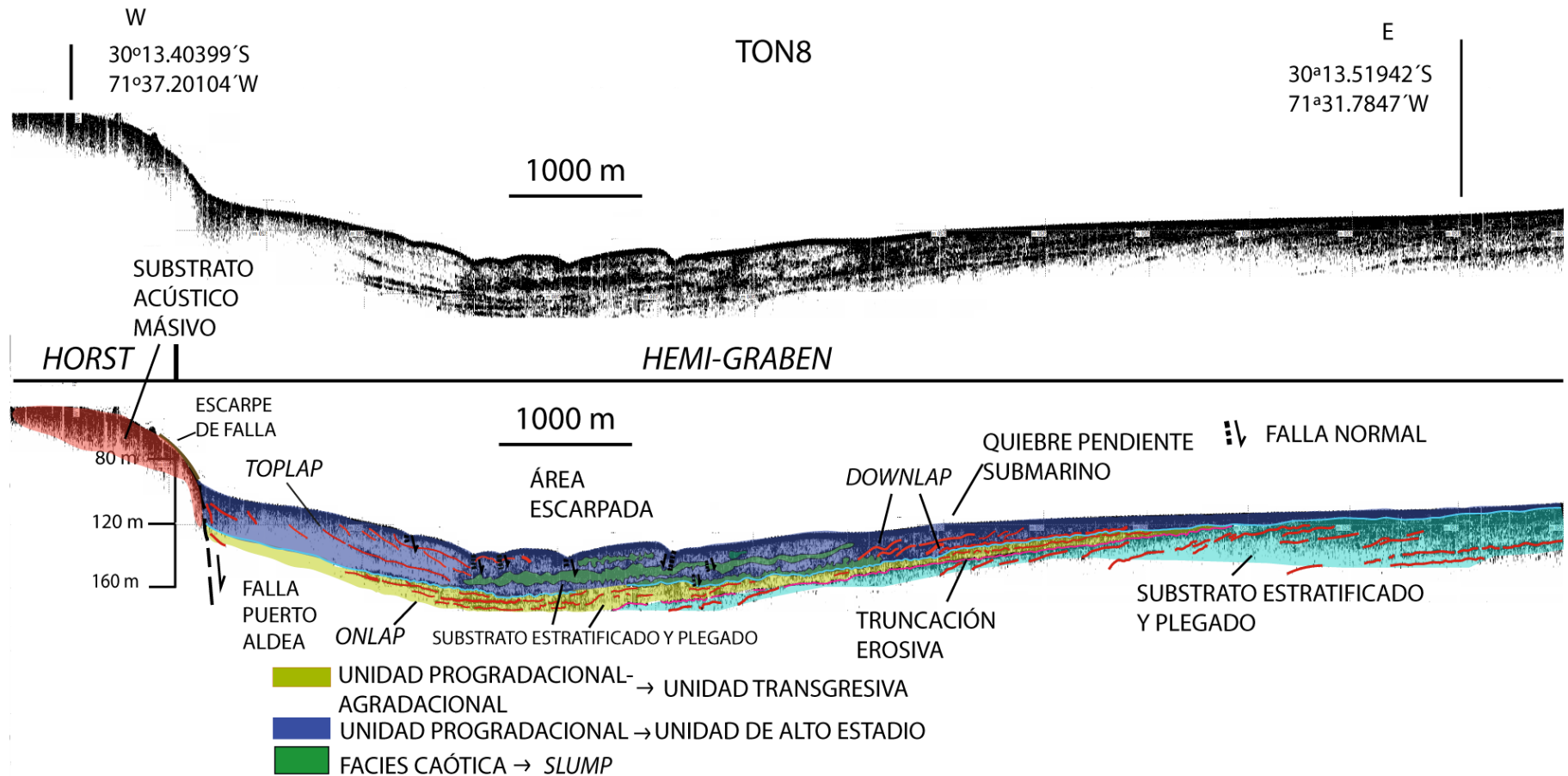


Figura 41 Perfil batimétrico TON8 WE de la Bahía de Tongoy, de ~10 km de largo. La escala vertical es 10x con respecto a la horizontal. Se identifican 3 unidades sismo-estratigráficas principales: el substrato estratificado y plegado (color celeste) concordante al este y divergiendo hacia el oeste, realiza terminaciones *toplap* con la discordancia angular erosiva (morada); el substrato estratificado subhorizontal que para este perfil se subdivide en subunidad amarilla agradacional-progradaiconal que desarrolla reflectores que se acuñan al occidente y que no presentan terminaciones con la discordancia subyacente que se pierde en profundidad, la subunidad azul progradacional que realiza *toplaps* y *downlaps*; facies sísmicas caóticas (verde oscuro), que se encuentran incorporados en la subunidad azul que se interpretan como *slump* asociados a deslizamientos submarinos. La subunidad azul progradacional presenta deformación asociada a fallas secundarias normales (líneas negras) y que sugiere por el reacomodo de los estratos submarinos a la actividad cuaternaria tardía de la Falla Puerto Aldea (FPA). Se muestra un escarpe de 30 m (línea café), donde al pie de este se proyecta la prolongación de FPA (línea segmentada negra).

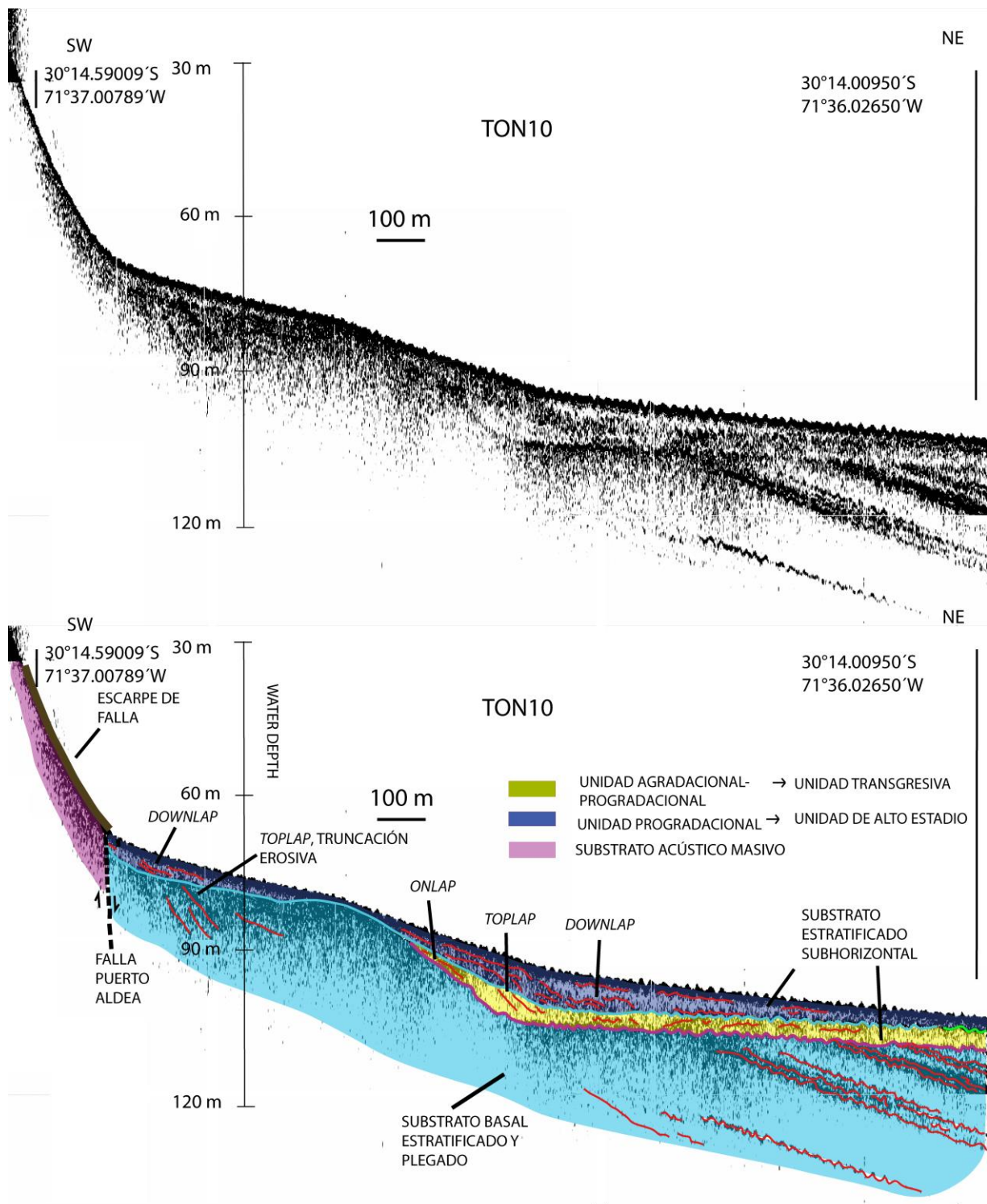


Figura 42 Perfil TON10 de orientación SW-NE. La escala vertical es 10x con respecto a la horizontal y el perfil tiene una longitud de 1,7 km. Presenta un escarpe (café) con un salto vertical de 40 m (30 a 70 m b.n.m.) donde al pie se prolonga submarinamente la Falla Puerto Aldea. Presenta 3 unidades sismoestratigráficas: unidad basal estratificada y plegada, la cual hacia el oriente del perfil los estratos son paralelos e inclinados al este. Estos estratos del substrato basal realizan *toplap* al centro y occidente con una discordancia erosiva sobreyacente, base de la subunidad amarilla parte del substrato estratificado subhorizontal. Esta subunidad amarilla de geometría agradacional-progradacional realiza *downlap* con la discordancia erosiva rosada (superficie de erosión) y *toplap* con respecto la discordancia sobreyacente celeste y mantiene una potencia relativamente constante en todo su largo. La subunidad azul progreda hacia el centro de la cuenca con terminaciones *downlap* y su potencia se acuña al oriente.

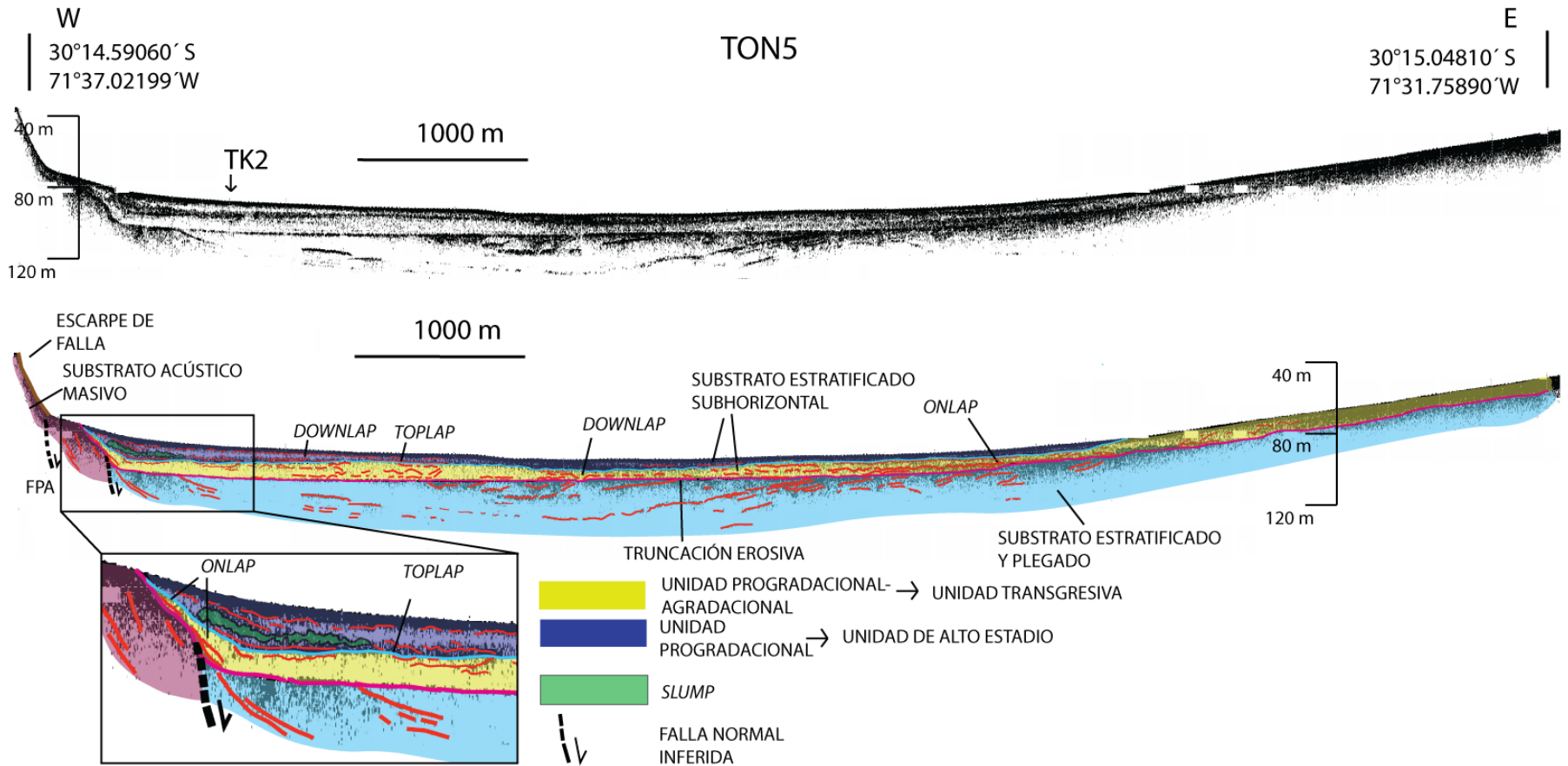


Figura 43 Perfil WE TON5: Al occidente del perfil se observan un escarpe de orientación N-S, con una profundidad de 35 a 75 m b.n.m., cuya base coincide con la proyección hacia el norte de la Falla Puerto Aldea. Se presenta un substrato acústico masivo a homogéneo, bajo este escarpe. A los pies del escarpe se puede notar que los reflectores sísmicos no arrojan una buena resolución por la presencia de areniscas que absorben gran parte de la señal sísmica. En la base del escarpe se identifica una falla normal N-S que controla la deposición de la plataforma el cual se interpreta como *hemi-graben*. Se identifica un fondo submarino subhorizontal sin cambios de pendientes abruptos a una profundidad de 80 m. En el substrato estratificado y plegado se infieren paleocanales que estarían correlacionadas con las grandes quebradas que hoy en día llegan hasta la línea de la costa actual, y que seguramente durante el Último Máximo Glacial llegaban varios kilómetros mar adentro. La subunidad amarilla de geometría agradacional-progradacional progada hacia el occidente con reflectores *downlaps* con la discordancia subyacente morada y agrada con reflectores *onlap* al oriente, y se caracteriza por su geometría agradacional-progradacional. Esta subunidad amarilla se sugiere que podría ser en parte por un bajo estadio marino y por sobre todo un periodo transgresivo post-glacial. La discordancia subyacente morada se interpretaría como superficie de erosión. Luego, sobreyace una subunidad azul progradante que presenta reflectores *downlap* al centro de la cuenca e incorpora facies caóticas, y se interpreta como unidad de alto estadio que incorpora deslizamientos submarinos.

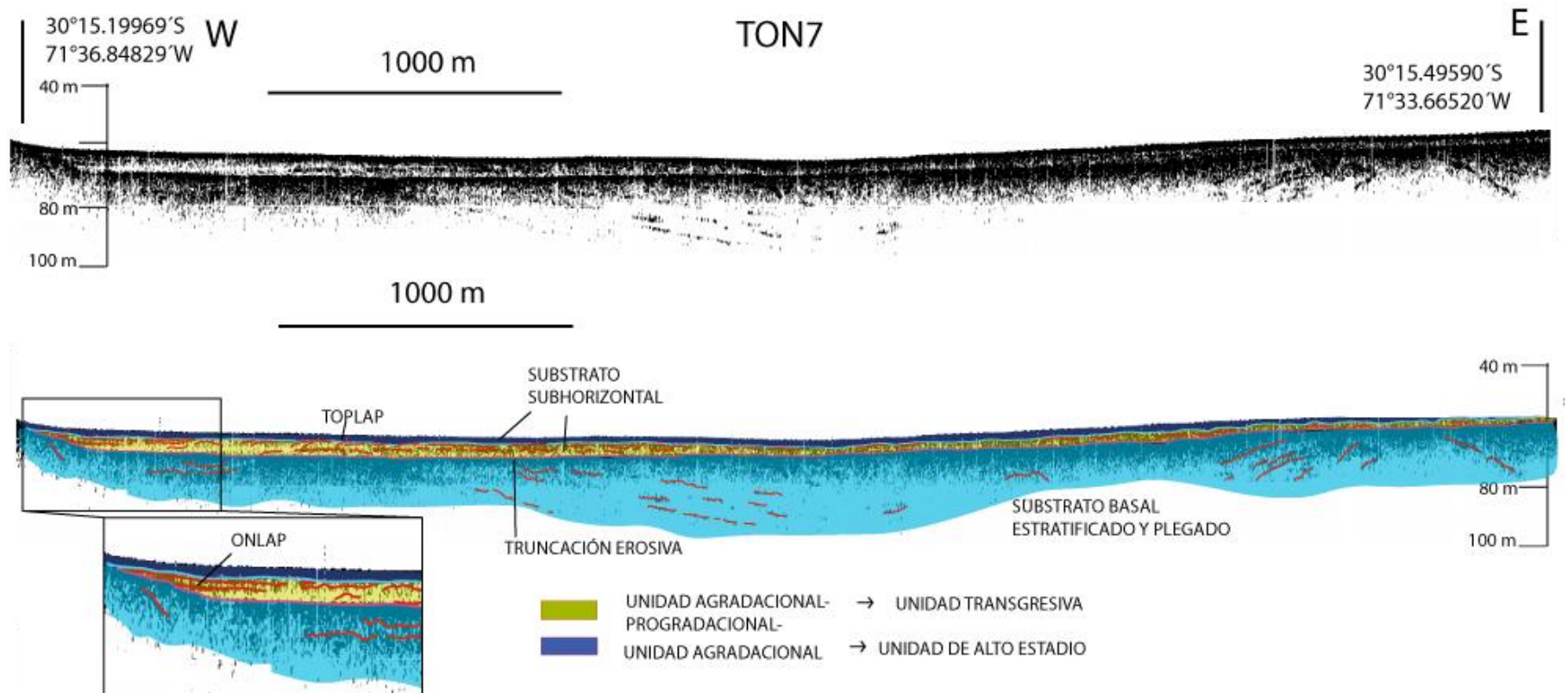


Figura 44 Perfil TON7 WE. Escala vertical esta exagerada x10 con respecto a la horizontal. Se presentan para este perfil 3 subunidades sismoestratigráficas: En celeste substrato basal estratificado y plegado; En amarillo y azul substrato estratificado subhorizontal, donde se caracterizan por su geometría progradacional-agradacional la subunidad amarilla y la subunidad azul su geometría progradacional. La subunidad amarilla mantiene relativamente constante su potencia en todo su largo y que sería producto de una acomodación (A) vs. aporte sedimentario (S) cercano a 1 ($A/S < 1$) con reflectores onlap acuñándose al occidente. La subunidad azul superior no presenta reflectores claros y representaría un alto estadio global del nivel del mar.

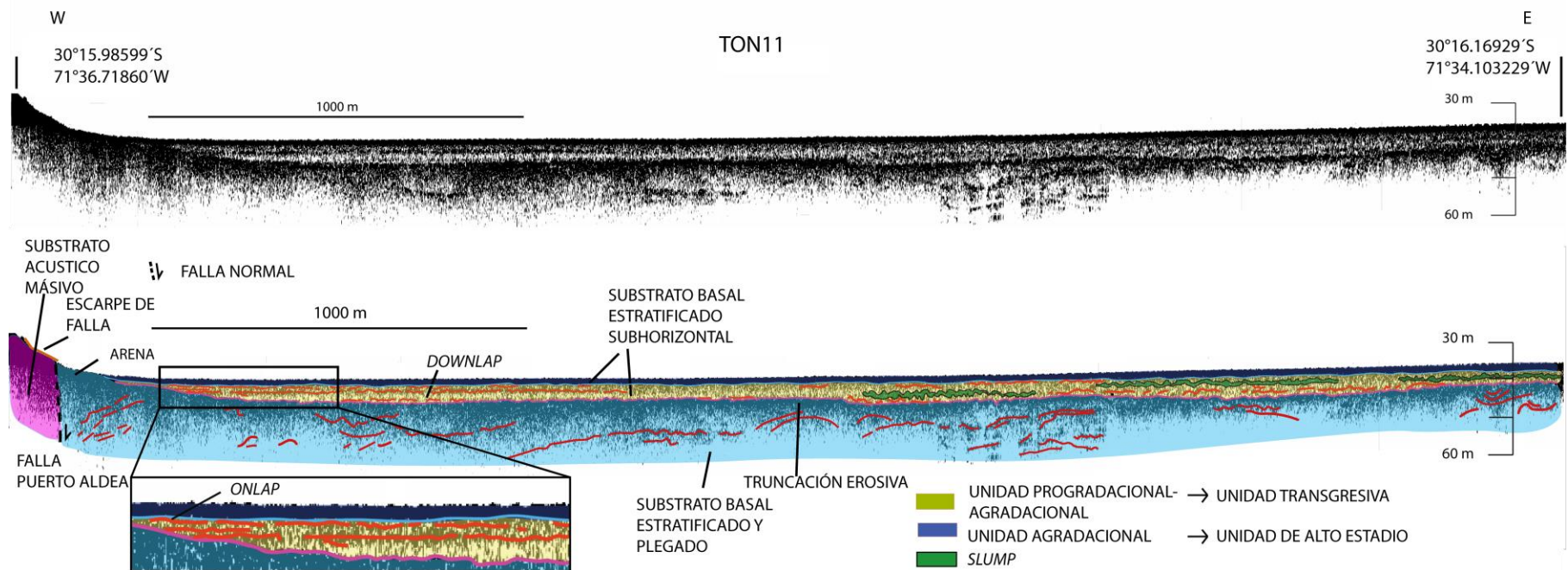


Figura 45 Perfil TON11 con orientación WE donde la escala vertical esta exagerada x10. Presenta 3 unidades sismoestratigráficas principales: El substrato estratificado y plegado se encuentra con longitudes de onda de 1 km aproximadamente, y se presentado truncado por la discordancia angular erosiva morada en la base del substrato estratificado subhorizontal. La subunidad sobreyacente amarilla realizara *downlaps* progradando hacia el centro de la cuenca y *onlap* acunándose al occidente con respecto la discordancia erosiva subyacente rosada. Sobreyaciendo en discordancia angular erosiva se encuentra una subunidad azul progradacional, que no muestra mayores reflectores. Esta última subunidad se interpreta como unidad de alto estadio. También se presenta el substrato acústico masivo rosado que se encuentra bajo arenas muy reflectivas y justo al occidente de la prolongación submarina inferida de la Falla Puerto Aldea. El fondo marino a esta latitud no presenta dislocaciones o quiebres de pendiente.

3.1.2.1.5 Síntesis e interpretación del estudio sismoestratigráfico

En la cuenca de la bahía de Tongoy se identifican 4 unidades sismoestratigráficas: el substrato acústico masivo, substrato estratificado y plegado, el substrato estratificado subhorizontal y facies caóticas.

El substrato acústico masivo (rosado) se interpreta como la prolongación submarina del Complejo Plutónico Altos de Talinay, al occidente de la prolongación submarina inferida de la Falla Puerto Aldea.

Dentro de los perfiles de la bahía de Tongoy (ubicación perfiles ver Fig. 39), es posible identificar dos subunidades sismoestratigráficas pertenecientes al substrato estratificado subhorizontal, las cuales están asociadas a distintas facies sísmicas, específicamente la subunidad amarilla agradacional-progradacional, y la subunidad azul progradacional. Estas subunidades se definieron en función de los reflectores que las limitan, su distribución estratigráfica y las facies de las capas.

Superficie de erosión: El substrato acústico estratificado y plegado (superficie celeste) subyace al substrato estratificado subhorizontal por una discordancia angular erosiva (morada) interpretada como superficie de erosión el cual se puede asociar a un bajo nivel del mar debido a una regresión del nivel del mar que puso en exposición el substrato durante tal periodo, o a un proceso de erosión a medida que ocurre una transgresión o regresión marina denominado ravinamiento.

Unidad transgresiva: La subunidad amarilla inferior del substrato estratificado subhorizontal se caracteriza por su geometría progradacional-agradacional. Presenta terminaciones *onlap* sobre la superficie de erosión morada característico de un aumento gradual del nivel del mar (Mitchum, 1977; Catuneanu, 2002). A partir de estas terminaciones y su disposición retrogradante ($A/S > 1$), como se identifica nítidamente en TON7 (sector sur de la cuenca de la bahía de Tongoy; Fig. 44), se interpreta una transgresión marina. Pero además, en la zona centro de la cuenca de la bahía (TON5, Fig. 43) y de norte a sur (TON1, Fig. 40) existen terminaciones *downlap* al centro de la cuenca y *toplap* con el techo de la subunidad amarilla (TON10, Fig. 42; TON5, Fig. 43; TON7, Fig. 44). Estas terminaciones se asocian a una secuencia progradante y se explicaría por descargas aluviales desde las quebradas de la respectiva hoya hidrográfica. Esta geometría agradacional-progradacional se fundamenta en que la potencia de la subunidad se presenta relativamente constante en todo su largo en los perfiles (TON10, Fig. 42; TON5, Fig. 43; TON7, Fig. 44) y sería producto de una acomodación versus aporte sedimentario (A/S) cercano a 1, pero menor a 1, generada por una interacción de aportes aluviales y marinos. Dado esto, la unidad se habría formado bajo una configuración con una tasa de acomodación positiva, es decir durante una subida del nivel del mar y con una tasa de sedimentación mayor. Esto generaría una configuración sedimentaria de progradación y agradación aunque no se descarta que pudiera haber recibido descargas aluviales asociados a un periodo con bajo estadio marino, pero mayoritariamente presenta reflectores que permiten atribuirlos a periodos con un aumento del nivel del mar.

Unidad de alto estadio: La subunidad azul progradacional tendría en su límite inferior una superficie de máxima inundación de color celeste, mientras que en la parte superior esta limitada por el contacto agua-sedimento actual. Esta subunidad se caracteriza por reflectores *downlap* al centro de la cuenca (TON8, Fig. 41; TON10, Fig. 42; TON5, Fig. 43) y una geometría progradacional que se acuña al oriente con una mayor potencia en el borde de la cuenca (TON10, Fig. 42; TON5, Fig. 43). Esto ocurre por una tasa de sedimentación mayor al aumento del nivel del mar el cual considera un nivel del mar relativamente constante.

3.1.2.1.6 Tectónica de la plataforma continental superior de la bahía de Tongoy

La subunidad amarilla agradacional-progradacional del substrato estratificado subhorizontal se encuentra deformado al norte de la plataforma continental donde se evidencia un área escarpada en el perfil TON8 (Fig. 41). Se sugiere que sería debido a fallas normales menores ubicadas a los pies de nítidos escarpes morfológicos en el fondo marino al norte de la plataforma continental superior.

Esta deformación se interpreta producto del reacomodo de los estratos a los movimientos de la Falla Puerto Aldea (FPA) ubicada inmediatamente al oeste de los pies del escarpe que limita la bahía con la península Punta Lengua de Vaca, y que tendría una prolongación submarina hacia el norte. Estas estructuras secundarias afectarían al substrato estratificado subhorizontal, en prácticamente toda su potencia de base a techo, lo cual indicaría deformación a escala del Holoceno al sugerir para la subunidad azul progradacional un alto estadio global post-Último Máximo Glacial. Además, el fondo submarino se encuentra dislocado y los espacios entre estos escarpes morfológicos no se distinguen rellenos por sedimentos lo que sugiere deformación a escala del Holoceno tardío. Por tanto, se sugiere carácter activo a escala del Cuaternario tardío para la FPA.

Otra evidencia para la actividad de la FPA es la presencia de facies caóticas, que se interpreta como un *slump* producto de deslizamientos submarinos hacia el centro de la cuenca asociada a la activación local a lo largo de la FPA durante terremotos de subducción. Estas facies caóticas son identificables en la parte norte y central de la plataforma continental superior, y esto se ajusta que los escarpes morfológicos se observan solo al norte de la plataforma continental superior, lo que sugiere que la activación de la falla se habría registrado en un plano de falla de la parte norte de la plataforma continental superior. Algunos de estos escarpes morfológicos podrían estar vinculados a una prolongación submarina hacia el norte de la Falla Pachingo inferida por Emparan y Pineda (2006).

Los perfiles sísmicos no arrojan una buena resolución en los depósitos cercanos al pie del escarpe inmediatamente al este de la geomorfología de *horst*, asociado a la prolongación submarina de la península Punta Lengua de Vaca. Entonces no se identifica en los reflectores sísmicos la presencia de la FPA probablemente por arena que interfiere la señal sísmica, pero los evidentes escarpes morfológicos al norte de la cuenca de la bahía de Tongoy, la presencia de la FPA en continente, la identificación de

facies caóticas (interpretados como *slumps*) y reflectores sísmicos deformados, serían un gran sustento para evidenciar movimientos normales de la FPA.

3.1.2.2 Bahía de Guanaqueros

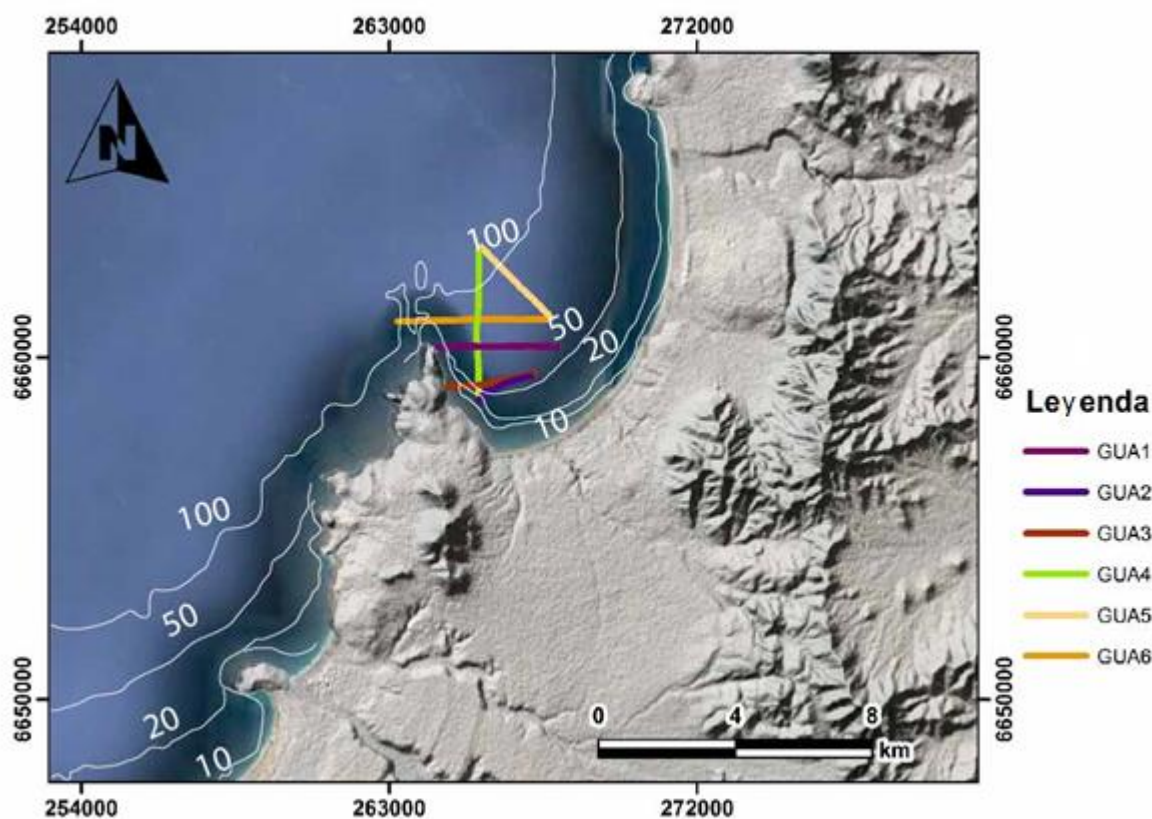


Figura 46 Perfiles batimétricos de la bahía de Guanaqueros utilizados para definición de unidades sismoestratigráficas, junto a la batimetría del área de estudio.

3.1.2.2.1 Substrato acústico masivo

Este substrato corresponde a la unidad que refleja la totalidad de las ondas acústicas, debido a la alta cohesión de las rocas. En los perfiles de reflexión sísmicos este substrato se puede presentar sin reflectores o libre de reflexión (color blanco) o parcial a completamente opaca, producto de la interferencia de la señal con la roca más dura (GUA6, Fig. 49; GUA 3, y Fig. 51). Esta unidad se infiere como la punta Guanaquero.

El perfil GUA6 (ver Fig. 49) cruza prácticamente toda la bahía y presenta un montículo submarino al occidente que se infiere como la prolongación submarina de la punta Guanaquero.

3.1.2.2.2 Substrato acústico estratificado y plegado

Este substrato es muy similar a lo observado en la bahía de Tongoy y se diferencia en el λ de los pliegues. En casi todos los perfiles batimétricos (menos GUA 5, ver Fig. 48) se identifica solo la parte sinclinal de estos, con reflectores paralelos subhorizontales que mantean al este, y divergen hacia el centro de la cuenca de la plataforma

continental de esta bahía con terminaciones *toplap* con la discordancia erosiva sobreyacente. Se estima en al menos 2 km la longitud de onda de los plegamientos, y el único perfil, que muestra sinclinales y anticlinales es GUA6 (fig. 49), el cual posee un λ de 500 m aproximadamente.

Se presenta una discordancia angular (morada) sobreyaciendo este substrato acústico la cual es la base del substrato acústico estratificado subhorizontal y se interpreta como truncación erosiva.

3.1.2.2.3 Substrato acústico estratificado subhorizontal

Este substrato es similar a lo identificado en la bahía de Tongoy, con las 2 subunidades sismoestratigráficas. La subunidad amarilla agradacional-progradacional inferior con reflectores *onlap* sobre la discordancia angular erosiva rosada hacia la línea de costa (GUA4, Fig. 47; GUA5; Fig. 48) y terminaciones *toplap* con el techo de la subunidad amarilla (GUA4, Fig. 47; GUA1, Fig. 50; GUA3, Fig. 51; GUA2, Fig. 52), una discordancia erosiva celeste base de la subunidad azul progradacional superior. La subunidad azul progradacional se identifican terminaciones *downlap* hacia el centro de la cuenca con la discordancia celeste subyacente (GUA4, Fig. 47; GUA5, Fig. 48; GUA6, Fig. 49; GUA1, Fig. 50; GUA3, Fig. 51; GUA2, Fig. 52)

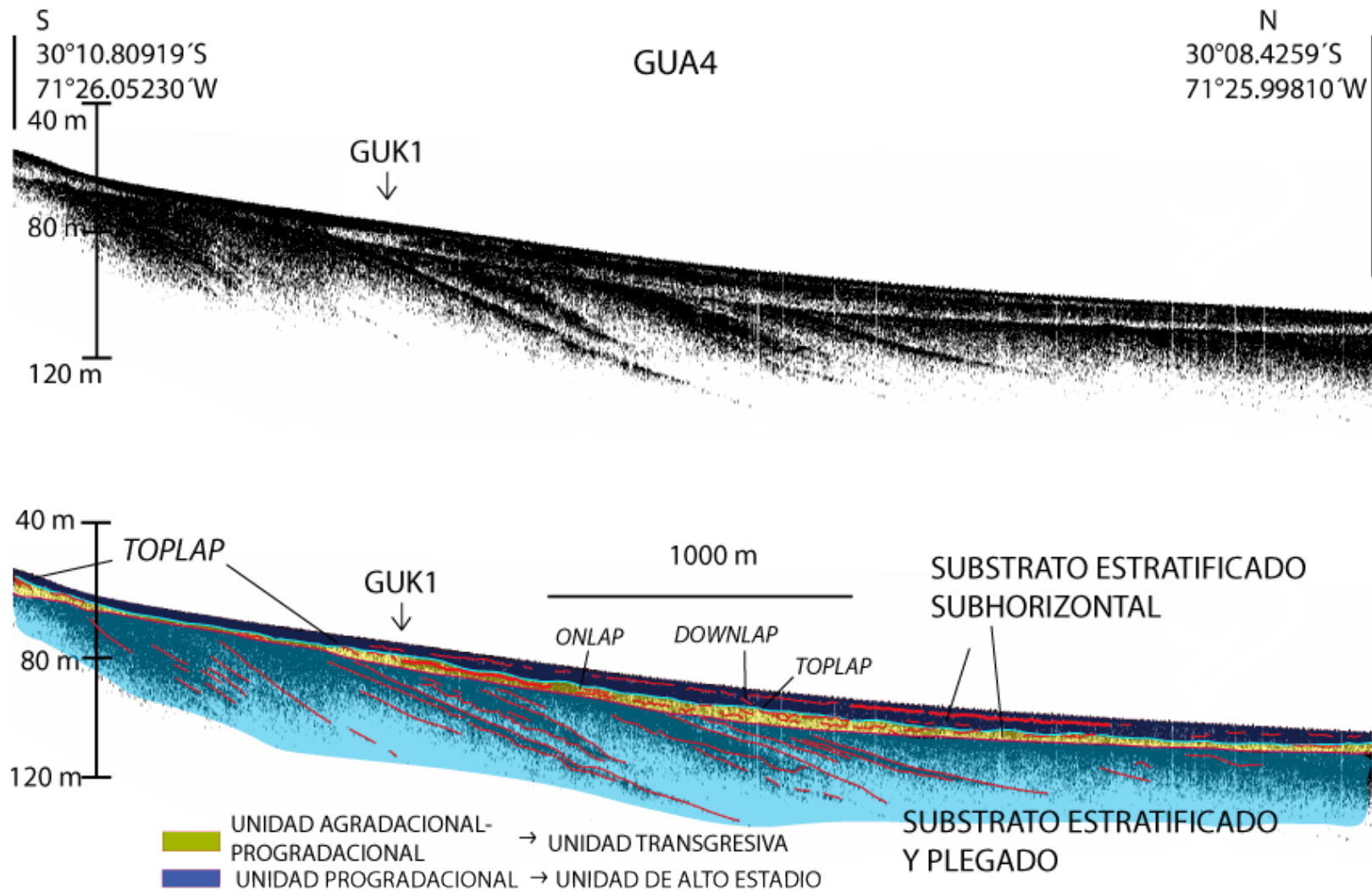


Figura 47 Perfil batimétrico GUA4 NS con ubicación proyectada de GUK1. Muestra 2 subunidades sismoestratigráficas: el substrato estratificado y plegado, y el substrato estratificado subhorizontal que incorpora la subunidad inferior amarilla agradacional-progradacional, y la subunidad azul progradacional sobreyacente.

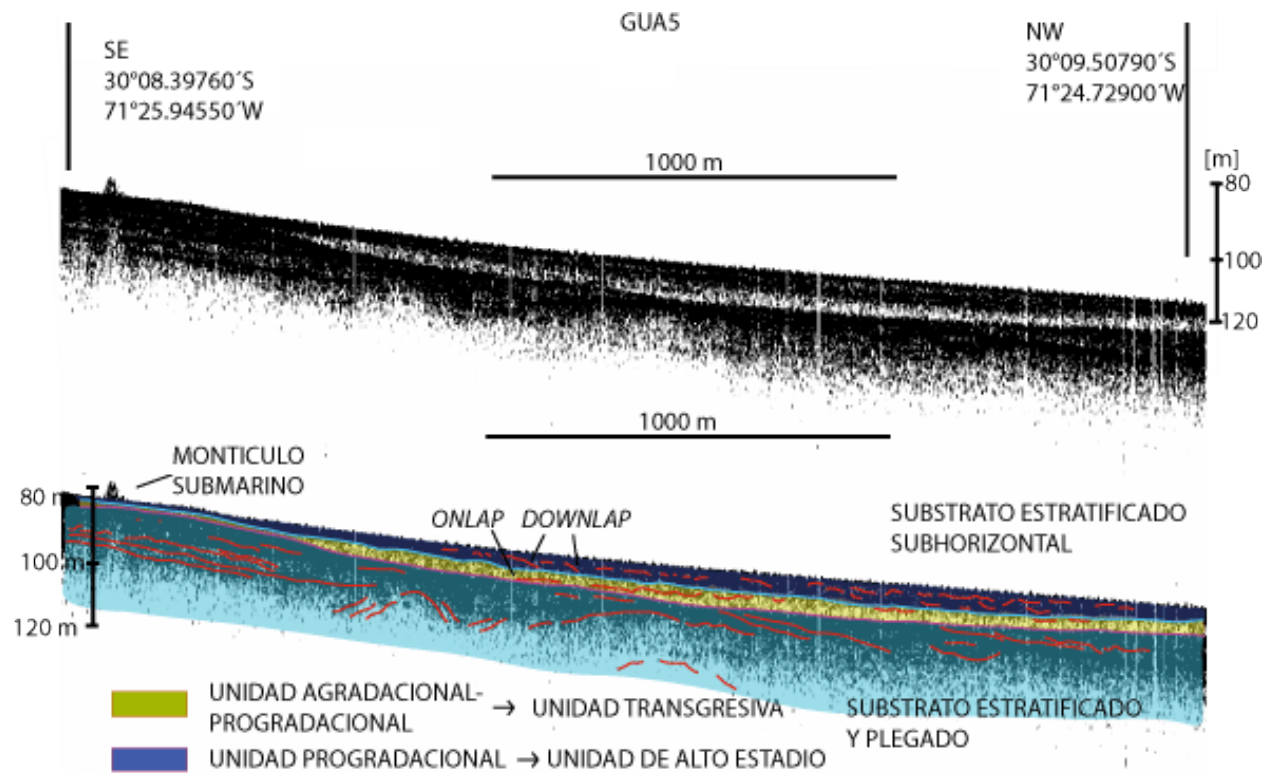


Figura 48 Perfil batimétrico GUA5 SE-NW donde se interpretan 2 subunidades simoestratigráficas: substrato estratificado y plegado y substrato estratificado subhorizontal. Este último contiene 2 subunidades: una subunidad amarilla agradacional-progradacional, y otra sobreyacente progradacional de color azul. El fondo marino no presenta dislocaciones importantes a excepción de un montículo submarino observado al SE del perfil.

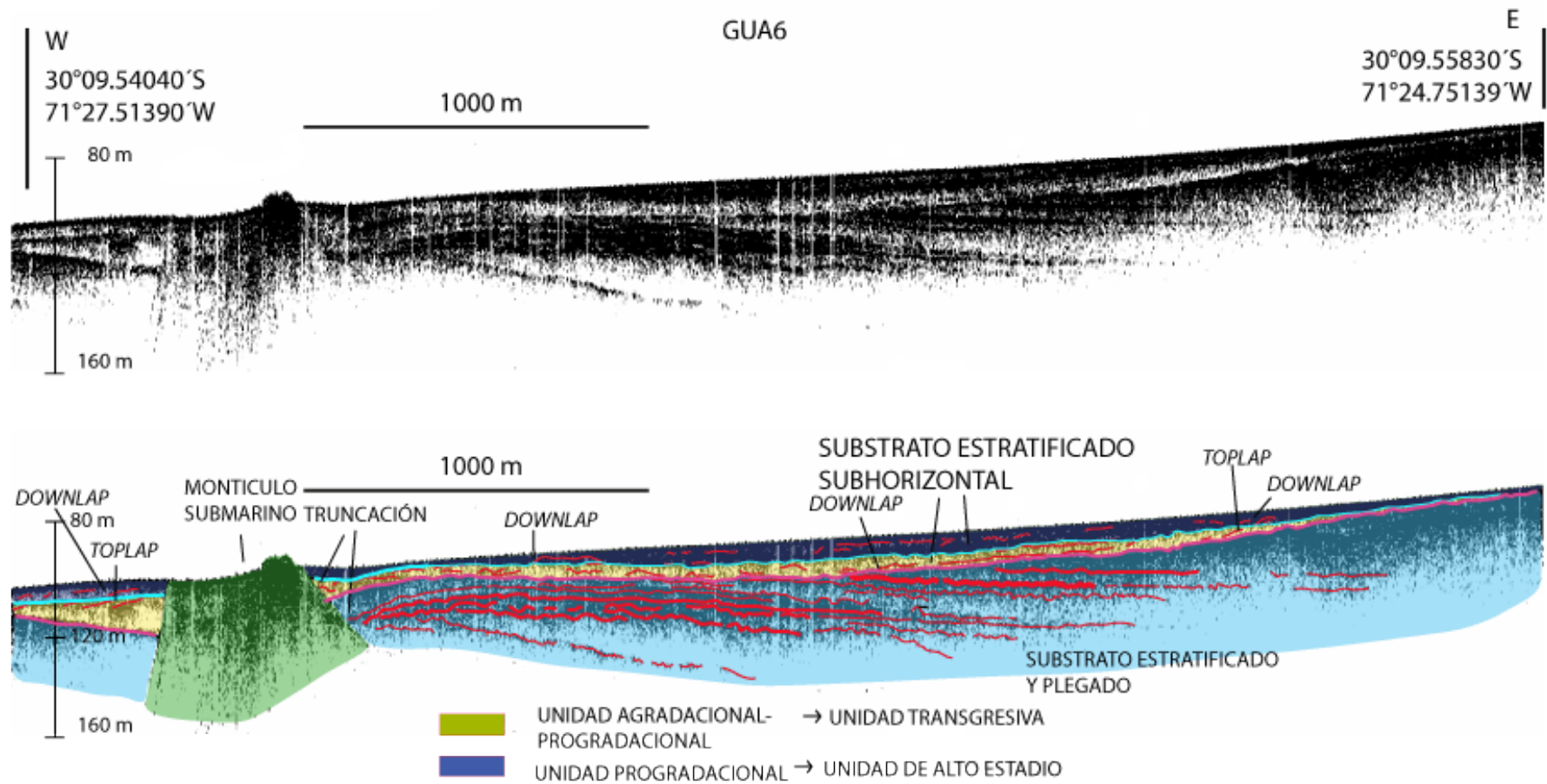


Figura 49 Perfil batimétrico GUA6 WE que registra la prolongación submarina de la punta Guanaquero indicado como montículo submarino. Al oriente del montículo submarino, los reflectores sísmicos se acuñan a este, y alejándose hacia el oriente el substrato estratificado y plegado se distingue levemente plegado.

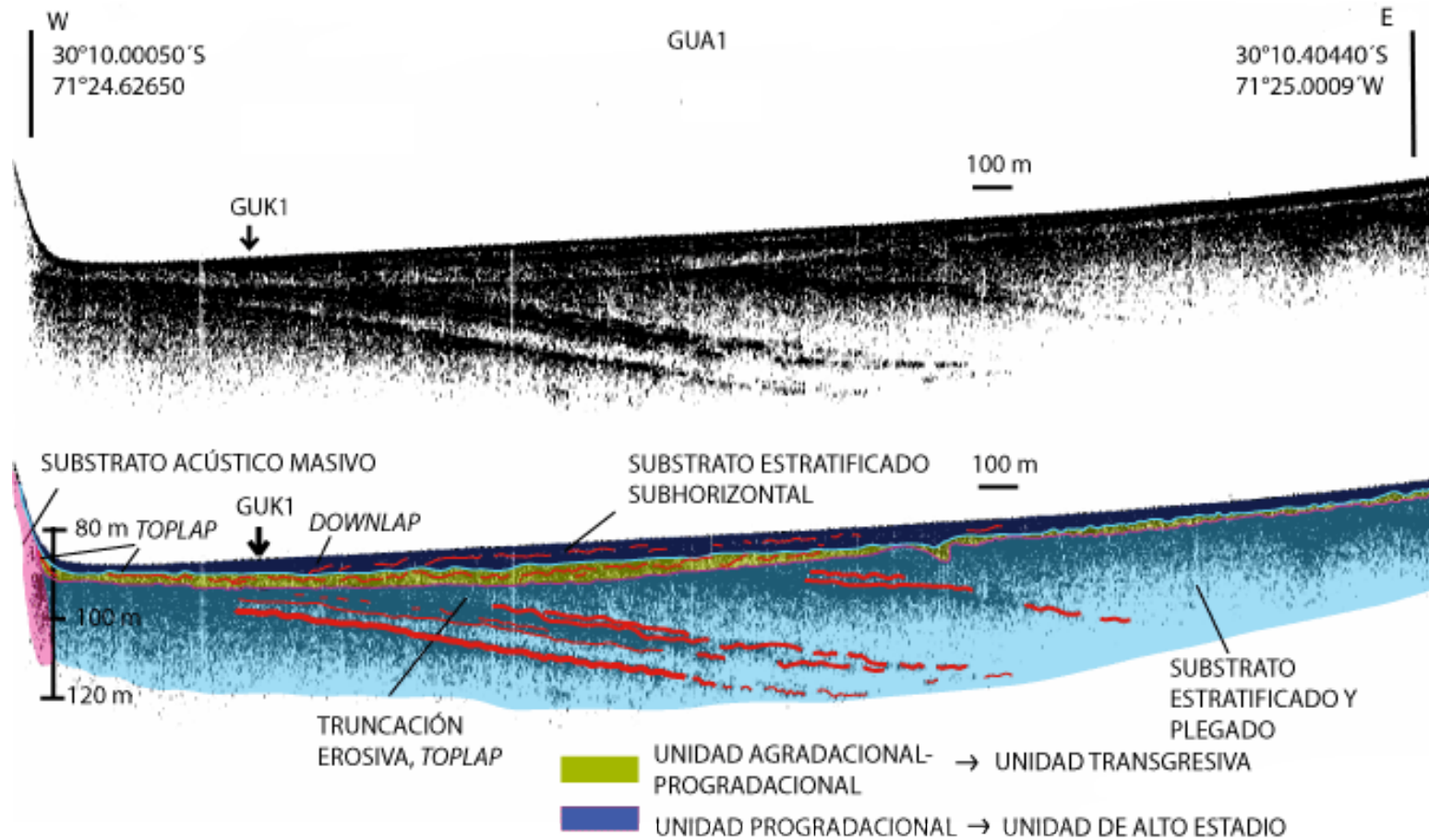


Figura 50 Perfil GUA1 WE con el fondo marino inclinado al oeste donde se interpretan 2 unidades sismoestratigráficas: substrato estratificado y plegado y substrato estratificado subhorizontal. Esta última cuenta con la subunidad amarilla agradacional-progradacional interpretada como unidad transgresiva y que realiza terminaciones *toplaps* con la discordancia sobreyacente celeste, base de la subunidad azul progradacional. La subunidad azul progradacional presenta terminaciones *downlap* hacia un bajo batimétrico ubicado al occidente del perfil. Esta subunidad azul es interpretada como unidad de alto estadio.

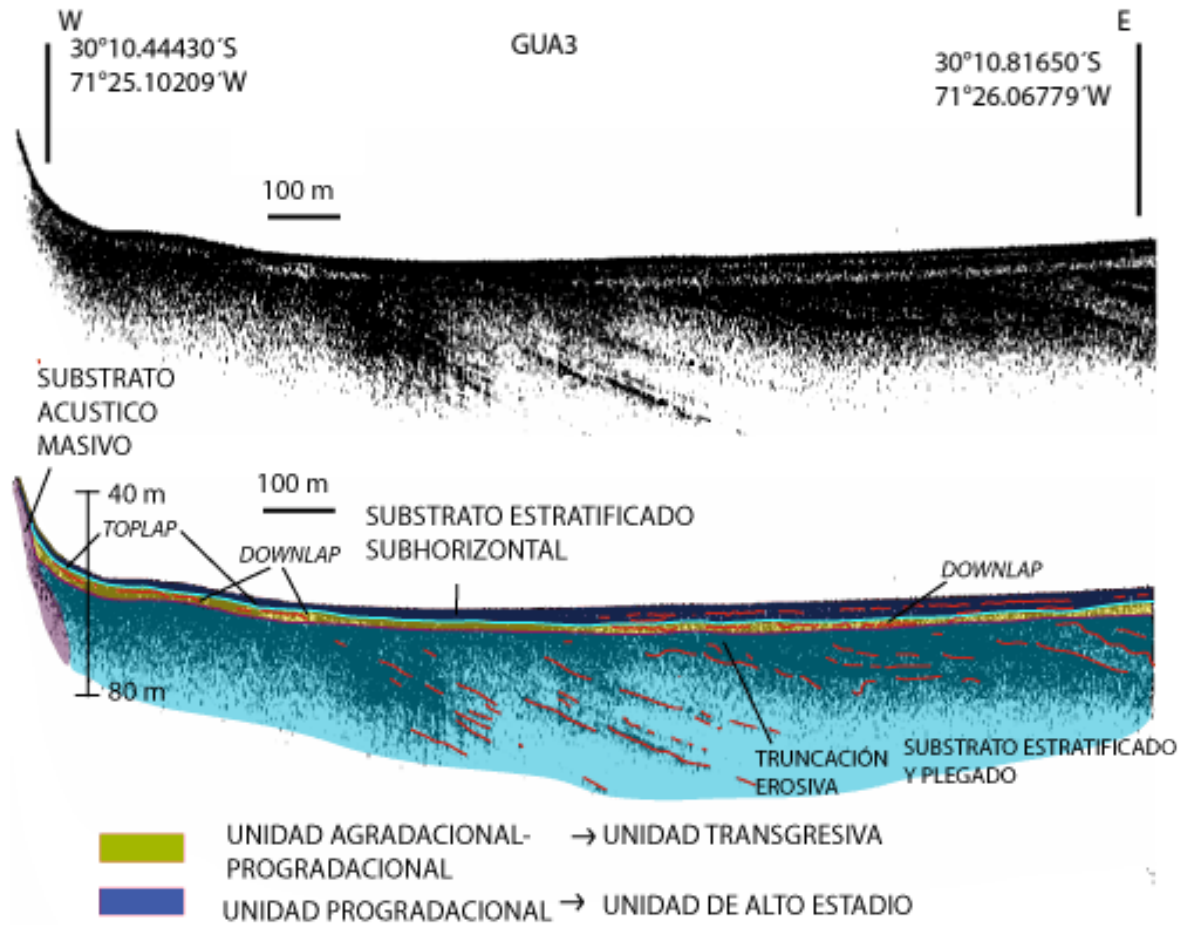


Figura 51 Perfil GUA3 WE con fondo marino subhorizontal y se indican 3 unidades sismo-estratigráficas: substrato estratificado y plegado, substrato estratificado subhorizontal, y substrato acústico másivo. Al occidente del perfil se observa inclinaciones en el fondo marino y se sugiere deposición de arena caída desde la Punta Guanaquero que genera gran reflexión en las ondas acústicas (reflexión totalmente opaca).

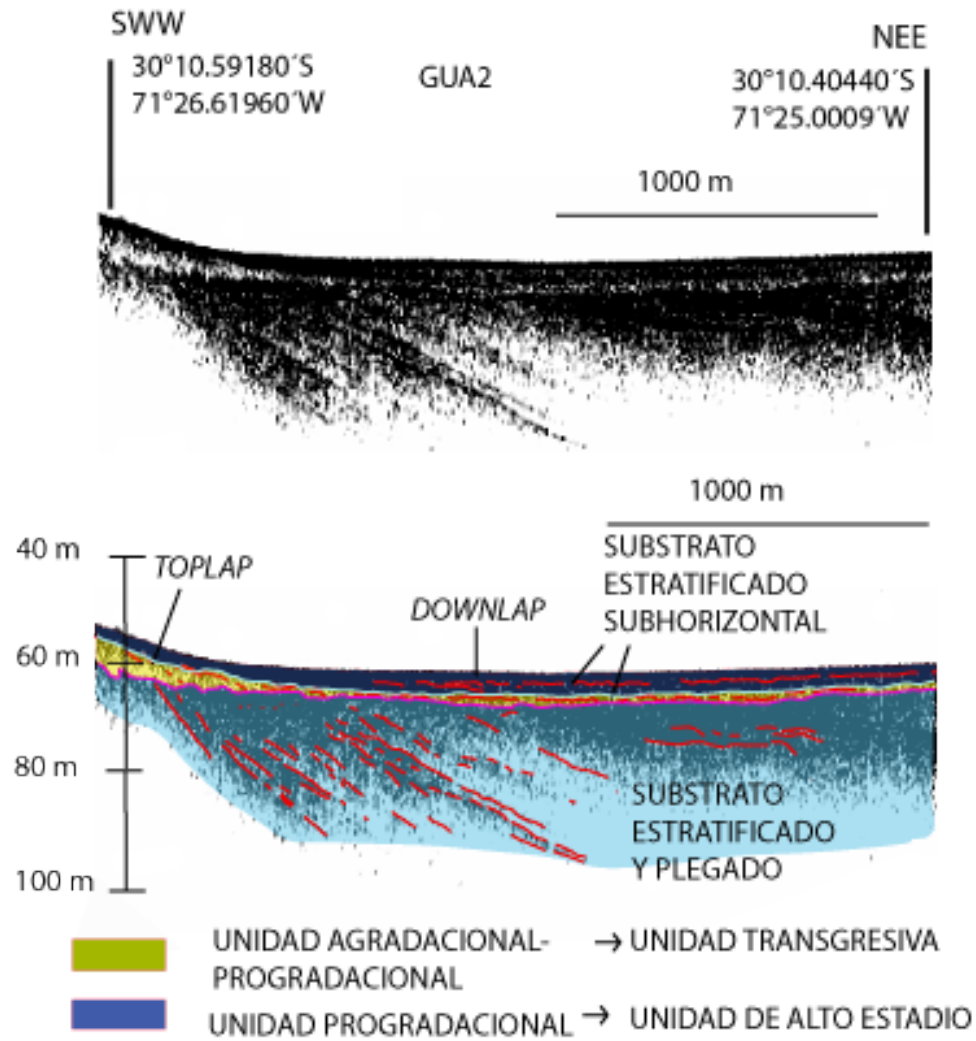


Figura 52 Perfil batimétrico GUA2 SWW-NEE con fondo marino subhorizontal y se indican 2 unidades sismoestratíficas: substrato estratificado y plegado y el substrato estratificado subhorizontal, donde se tienen 2 subunidades: una subunidad amarilla agradacional-progradacional que realiza *toplap* con una discordancia erosiva celeste y una subunidad sobreyacente azul progradacional.

3.1.2.2.4 Síntesis e interpretación de las unidades sismoestratigráficas de la bahía de Guanaqueros

En la cuenca de la bahía de Guanaqueros se identifican 3 unidades sismoestratigráficas: el substrato acústico másivo, substrato estratificado y plegado, y el substrato estratificado subhorizontal.

El substrato acústico masivo (rosado) se interpreta como la prolongación submarina de la Punta Guanaquero.

Dentro de los perfiles de la bahía de Guanaqueros (ubicación perfiles ver Fig. 46), es posible identificar dos subunidades sismoestratigráficas pertenecientes al substrato estratificado subhorizontal las cuales están asociadas a distintas facies sísmicas, específicamente la subunidad amarilla agradacional-progradacional, y la subunidad azul progradacional. Estas subunidades se definieron en función de los reflectores que las limitan, su distribución estratigráfica y las facies de las capas.

Superficie de erosión: El substrato acústico estratificado y plegado (superficie celeste) subyace al substrato estratificado subhorizontal por una discordancia angular erosiva (morada) interpretada como superficie de erosión el cual se puede asociar a un bajo nivel del mar debido a una regresión del nivel del mar que puso en exposición el substrato durante tal periodo, o a un proceso de erosión a medida que ocurre una transgresión o regresión marina denominado ravinamiento.

Unidad transgresiva: La subunidad amarilla inferior del substrato estratificado subhorizontal se caracteriza por su geometría progradacional-agradacional. Presenta terminaciones *onlap* sobre la superficie de erosión morada (GUA4, Fig. 47; GUA5, Fig. 48) característico de un aumento gradual del nivel del mar (Mitchum, 1977; Catuneanu, 2002) donde partir de estas terminaciones se interpreta una transgresión marina. Además, existen terminaciones *downlap* al centro de la cuenca (GUA6, Fig. 49; GUA3, Fig. 51) y *toplap* con el techo de la subunidad amarilla (GUA4, Fig. 47; GUA6, Fig. 49; GUA1, Fig. 50; GUA3, Fig. 51; GUA2, Fig. 52). Estas terminaciones se asocian a una secuencia progradante y se explicaría por descargas aluviales desde las quebradas de la respectiva hoya hidrográfica. Esta geometría agradacional-progradacional se fundamenta en que la potencia de la subunidad se presenta relativamente constante en todo su largo en los perfiles (GUA5, Fig. 48; GUA6, Fig. 49; GUA1, Fig. 50; GUA3, Fig. 51). Esto sería producto de una acomodación versus aporte sedimentario cercano a 1, pero menor a 1, generada por una interacción de aportes aluviales y marinos. Dado esto, la unidad se habría formado bajo una configuración con una tasa de acomodación positiva, es decir durante una subida del nivel del mar y con una tasa de sedimentación mayor, lo que generaría una configuración sedimentaria de progradación y agradación aunque no se descarta que pudiera haber recibido descargas aluviales asociados a un periodo de un bajo estadio marino, pero fundamentalmente presenta reflectores que permiten atribuirlos a periodos con un aumento del nivel del mar.

Unidad de alto estadio: La subunidad azul progradacional tendría en su límite inferior una superficie de máxima inundación de color celeste, mientras que en la parte superior esta limitada por el contacto agua-sedimento actual. Esta subunidad se caracteriza por

reflectores *downlap* al centro de la cuenca (GUA4, Fig.47; GUA5, Fig. 48; GUA6, Fig. 49; GUA1, Fig. 50; GUA2, Fig. 52). Esta unidad ocurriría por una tasa de sedimentación mayor al aumento del nivel del mar

CAPITULO IV

REGISTRO SEDIMENTARIO MARINO DE TONGOY Y GUANAQUEROS (30°S)

4.1 Descripción general de la zona de extracción de los testigos

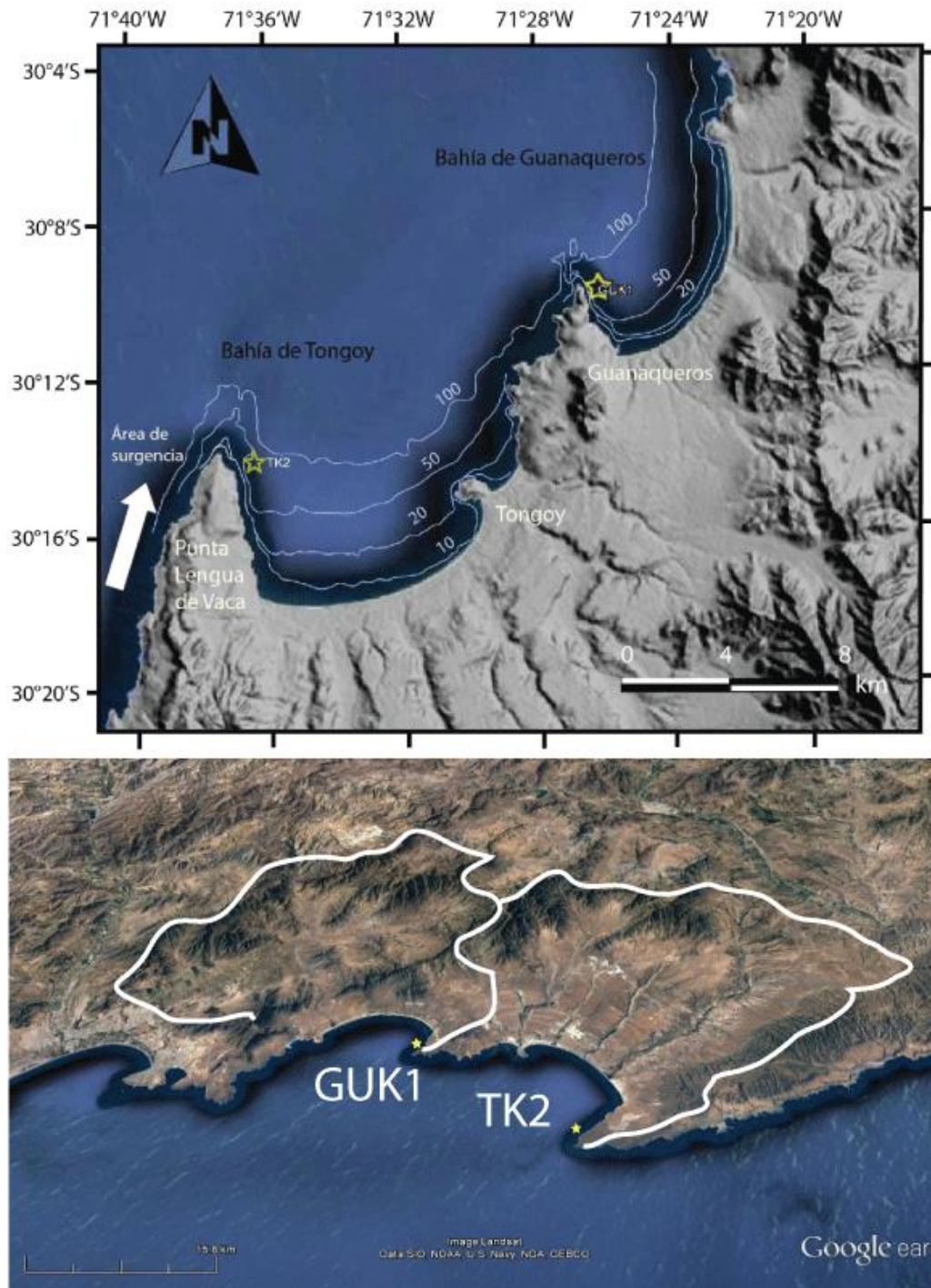


Figura 53 Arriba: localización testigos marinos TK2 y GUK1 (con estrellas amarillas) en las bahías de Tongoy y Guanaqueros, y abajo: hoya hidrográfica de ambas bahías delimitadas con líneas blancas y la zona de extracción de TK2 y GUK1 con estrellas amarillas.

Se estudian los sedimentos del testigo TK2 y GUK1 de 90 y 100 cm de largo de las bahías de Tongoy y Guanaqueros, respectivamente, que fueron recolectados en octubre del año 2011 a bordo de la embarcación Stella Maris R/V a profundidades de 88 m y se muestran en la Figura 53. Esta es un área de sedimentación hemipelágica, donde se combinan el asentamiento de restos biogénicos y materia orgánica derivados de la productividad oceánica impulsada por surgencia (Rahn et al., 2011), sumado a un aporte de minerales de grano fino producto de flujos de detritos de gran energía, generados por escorrentía debido a precipitaciones anómalas en fases cálidas de El Niño-Oscilación del Sur (ENSO: El Niño-Southern Oscillation). Datos históricos de fuertes lluvias y aluviones asociados, indican que la gran mayoría de las lluvias intensas generadoras de aluviones están fuertemente asociados al fenómeno ENSO (Ortega et al., 2012) que permiten asentar minerales detríticos del continente en el fondo de las bahías. Además, el área de extracción de los testigos están al costado de la punta Lengua de Vaca y Guanaqueros, rasgo geomorfológico que impediría la erosión del fondo marino provocado por el fuerte oleaje mar adentro.

4.2 Testigo TK2

El testigo de sedimento marino TK2 de 90 cm de largo fue extraído desde el extremo noroccidental de la bahía de Tongoy ($30^{\circ}14,2'S$, $71^{\circ}36,4'W$; ver Fig. 53) desde 88 metros de profundidad. Es importante recalcar la preservación de los sedimentos depositados en esta zona que se vería favorecida por la península Punta Lengua de Vaca, rasgo geomorfológico que impediría la erosión del fondo marino provocado por el fuerte oleaje mar adentro.

Está compuesto mayoritariamente por limo grueso color café verdoso y en menor proporción limo medio y arena fina, de partículas líticas de origen detrítico, carbonatos y restos biogénicos marinos. Se dividió en 3 unidades diferenciadas en base a la granulometría, que se describe en base a la escala de Udden-Wentworth, y la radiografía (Fig. 54).

El lugar de extracción corresponde a una zona de deposición distal, sobre una unidad de geometría progradante (Fig. 55) y representa la desaceleración del aumento del nivel del mar durante el alto estadio global del Último Máximo Glacial, a partir de 7-6 ka (Mitchum, 1977; Catuneanu, 2002; Lambeck et al., 2002). La tasa de sedimentación, que para el último siglo es 0,07 cm/año datada a través de exceso de ^{210}Pb . Edades ^{14}C muestran que en aproximadamente en un metro hay +-7.400 años cal AP de depositación.

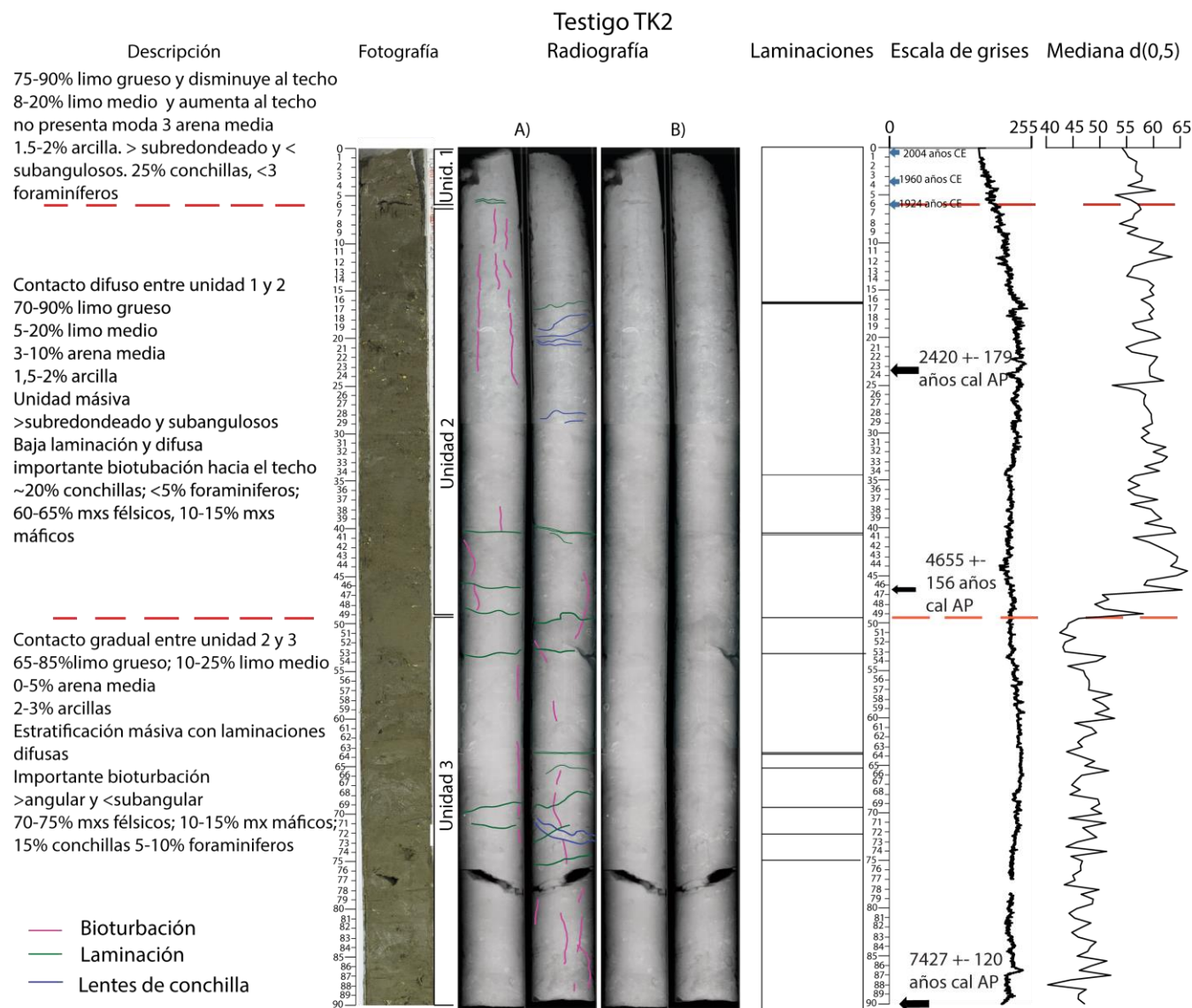


Figura 54 Descripción radiografía y estructuras sedimentarias presentes en las 3 unidades de TK2 diferenciadas en base a la granulometría y escala de grises. Hay presencia de bioturbación para las 3 unidades y escasos contactos sedimentarios.

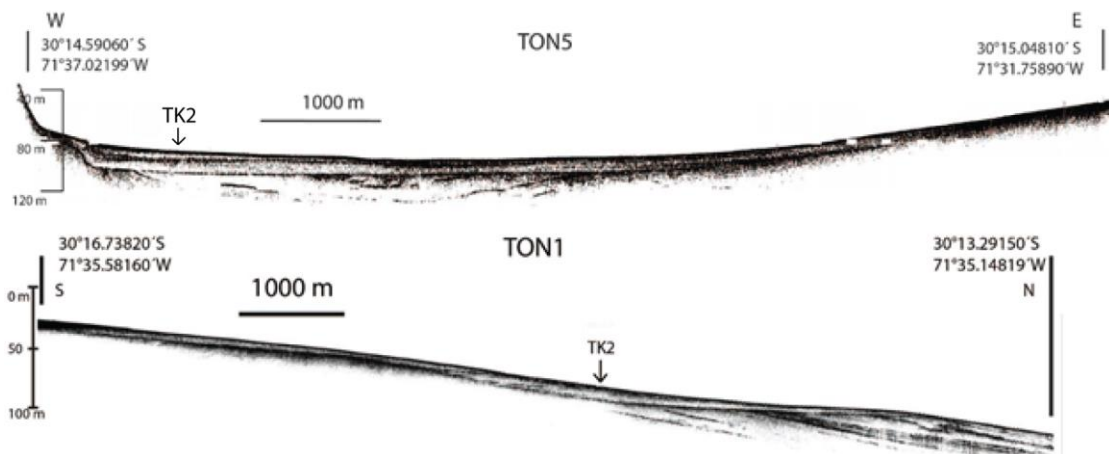


Figura 55 Perfiles acústicos TON5 y TON1 de la bahía de Tongoy y ubicación proyectada de TK2 (estudio sismoestratigráfico en Capítulo III).

4.2.1 Descripción

4.2.1.1 Resultados de Imagenología

El testigo TK2 no muestra laminaciones mayormente distinguibles, como lo es la unidad 3 de GUK1. El contacto entre la unidad 3 y 2 es gradual y difuso. El contacto entre la unidad 2 y 1 es difuso. Las distintas unidades presenta bioturbación (ver Fig. 54).

4.2.1.2 Resultados de Difracción de rayos X (DRX)

Los minerales identificados para TK2 son albita, cuarzo, anortita, calcita, ortoclasa, yeso, muscovita, pirita, halita, illita, ferroactinolita, clinocloro, riebeckita, actinolita y microclina. Las profundidades de las muestras analizadas a través de DRX para el testigo TK2 (lugar de extracción, Fig. 53; ubicación proyectada en los perfiles batimétricos, Fig. 55) se presentan en la Tabla 4.

Tabla 4 Minerales reconocidos a través el análisis de DRX para TK2 (ver ubicación en Fig. 53).

Profundidad [cm]	Muestras	Minerales
11	TK2-211	albita, cuarzo, anortita, calcita, ortoclasa, yeso, muscovita, pirita, halita, illita, ferroactinolita, clinocoro, riebeckita, actinolita, microclina
27.5	TK2-244	albita, cuarzo, anortita, calcita, yeso, muscovita, pirita, halita, illita, ferroactinolita, clinocloro, riebeckita, actinolita, microclina
68	TK2-325	albita, cuarzo, anortita, calcita, yeso, muscovita, pirita, halita, illita, clinocloro, riebeckita, actinolita, microclina, birnessita

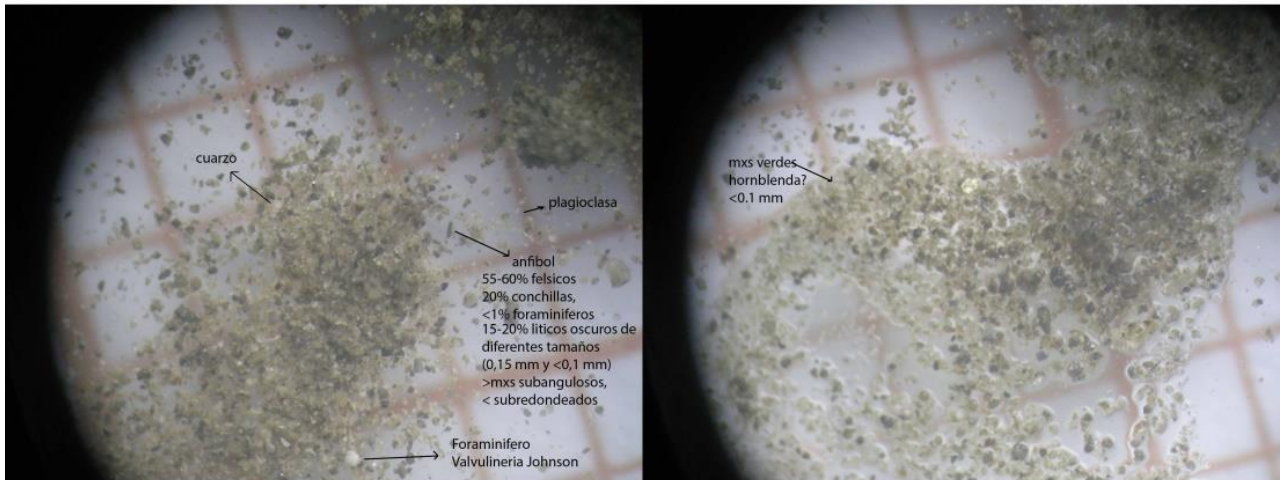
4.2.1.3 Resultados del Análisis sedimentológico

Unidad 3 (90-49,5 cm) se estima en un 15% conchillas con un lente de conchillas entre los 71-73 cm. Presenta 2 moluscos intactos: gastrópodo *Nassarius gayi* y un bivalvo *Nuculuna cuneata* (ver Tabla 5 muestras respectiva), y hay un notorio aumento de foraminíferos que se estiman entre 5-10%. Se encuentran espículas menores a 0,1 mm. Los minerales en promedio se presentan mayoritariamente angulares y en menor medida subangulares (Fig. 57), con 70-75% minerales félsicos, 10-15% minerales máficos asociados a ferroactinolita, actinolita y riebeckita.

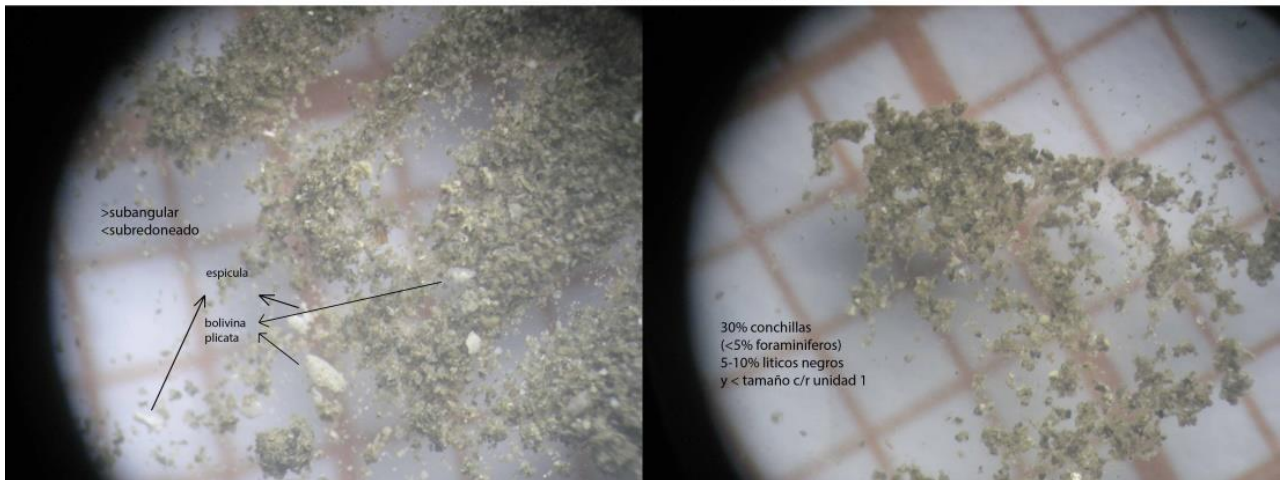
Unidad 2 (49,5-6 cm) presenta en promedio una mayor cantidad de conchillas que la unidad 3 (20%). Los foraminíferos (<0,2 mm; <5% volumen, ver Fig. 56) se presentan en todo su largo y hay una mayor presencia de gastrópodos intactos y bivalvos ligados (ver Tabla 5) de variados tamaños. Se cuenta con la presencia de espículas de mayor tamaño (algunas de 0,4 mm) a lo largo de toda la unidad (Fig. 57). Los minerales en promedio se presentan mayormente subangulares, y en menor medida subredondeados (ver Fig. 57), y se estima en 60-65 % minerales félsicos, y 10-15% minerales máficos (ver Fig. 56). Las conchillas no fragmentadas son abundantes en esta unidad con respecto a las otras 2 unidades.

Unidad 1 (6-0 cm) se estima en un ~25% de conchillas, y se presenta un bivalvo con sus valvas ligadas (ver Tabla 5) y los demás restos biogénicos se presentan todos fragmentados. Los foraminíferos se estiman en un 3% y tienen un tamaño menor a 0,1 mm. Para los minerales detríticos se identifican líticos oscuros con un 15-20% en abundancia y tienen colores verdosos. Los minerales félsicos (~55-60% y <0,1 mm; ver Fig. 56), se encuentran principalmente subredondeados con una fracción menor subangulosa (Fig. 57). Se estiman minerales félsicos (35-40% cuarzo, 20-25% feldespato) donde es indiferenciable feldespato potásico/ortoclasa de albita, anortita y microclina) y se sugiere en menor porcentaje muscovita.

TK2-211 (Unidad 1)



TK2-244 (Unidad 2)



TK2-325 (Unidad 3)

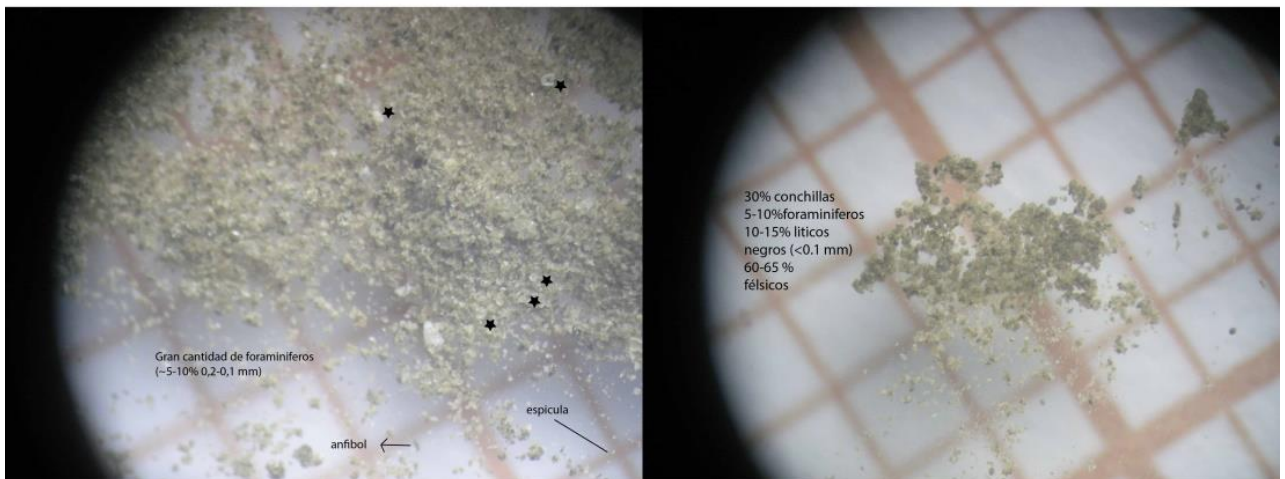


Figura 56 Fotos de la lupa binocular donde cada cuadrado naranja tiene una longitud de 1 mm. Se muestran para TK2-211; TK2-244; TK2-325.

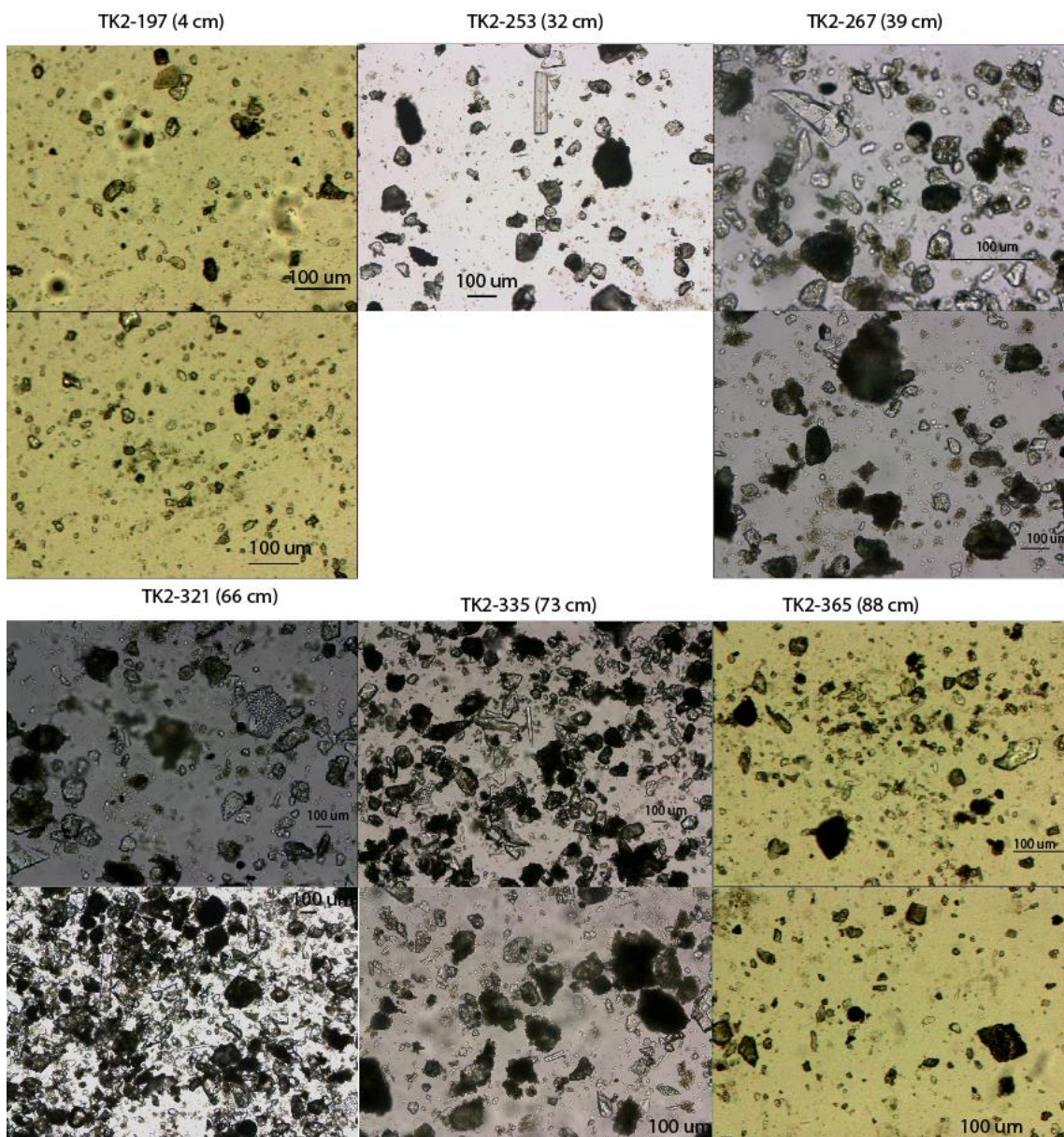


Figura 57 Frotis de la unidad 1 (TK2-197); unidad 2 (TK2-253, TK2-267); unidad 3 (TK2-321, TK2-335, TK2-365).

4.2.1.3.1 Restos biogénicos

La presencia de conchillas enteras y ligadas conlleva a un reconocimiento de las especies de bivalvos y gastrópodos (Fig. 58). Para ello se lavó cuidadosamente el sedimento con agua destilada para poder separar la totalidad de las conchillas enteras sin romperlas. Se acumulan en Eppendorfs para realizar futuros análisis de geoquímica orgánica y dataciones de ^{14}C (ver Tabla 5).

Tabla 5 Moluscos no fragmentados/enteros a lo largo del testigo TK2 y especies reconocidas

Unidad TK2	Profundidad [cm]	Muestra	Tipo molusco	Especie
1	6,5	TK2-202	bivalvo	<i>Nuculana cuneata</i>
2	17,5; 19; 29,5	TK2-224; 227; 248	bivalvo	<i>Nuculana cuneata</i>
2	19	TK2-227	tabique fragmentado	
2	27,5	TK2-244	gastrópodo	<i>Aesopus</i>
2	33,5	TK2-256	gastrópodo	<i>Turritella cingulata</i>
2	44	TK2-277	gastrópodo	<i>Nassarius gayi</i>
3	45,5; 73,5; 90,5	TK2-280; 336; 370	bivalvo	<i>Nuculana cuneata</i>
3	52; 87	TK2-293; 363	gastrópodo	<i>Nassarius gayi</i>

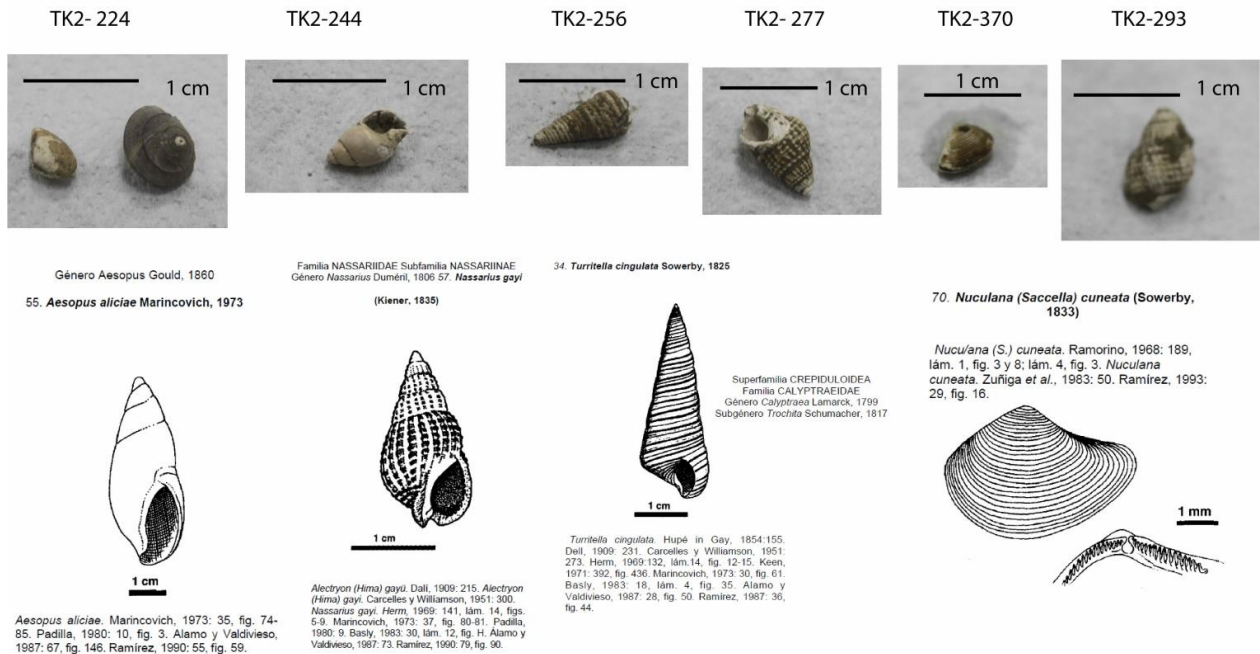


Figura 58 Subfósiles identificados, donde las ilustraciones fueron extraídas de Guzman et al. (1998).

Los ambientes de los subfósiles identificados (Fig. 58) son los siguientes:

Gastrópodo *Aesopus*: Esta especie se encuentra en la zona intermareal y bajo rocas en sustratos arenosos y de grava. Es muy común encontrar conchas vacías a la orilla de playas de conchuela fina (Guzmán et al., 1998).

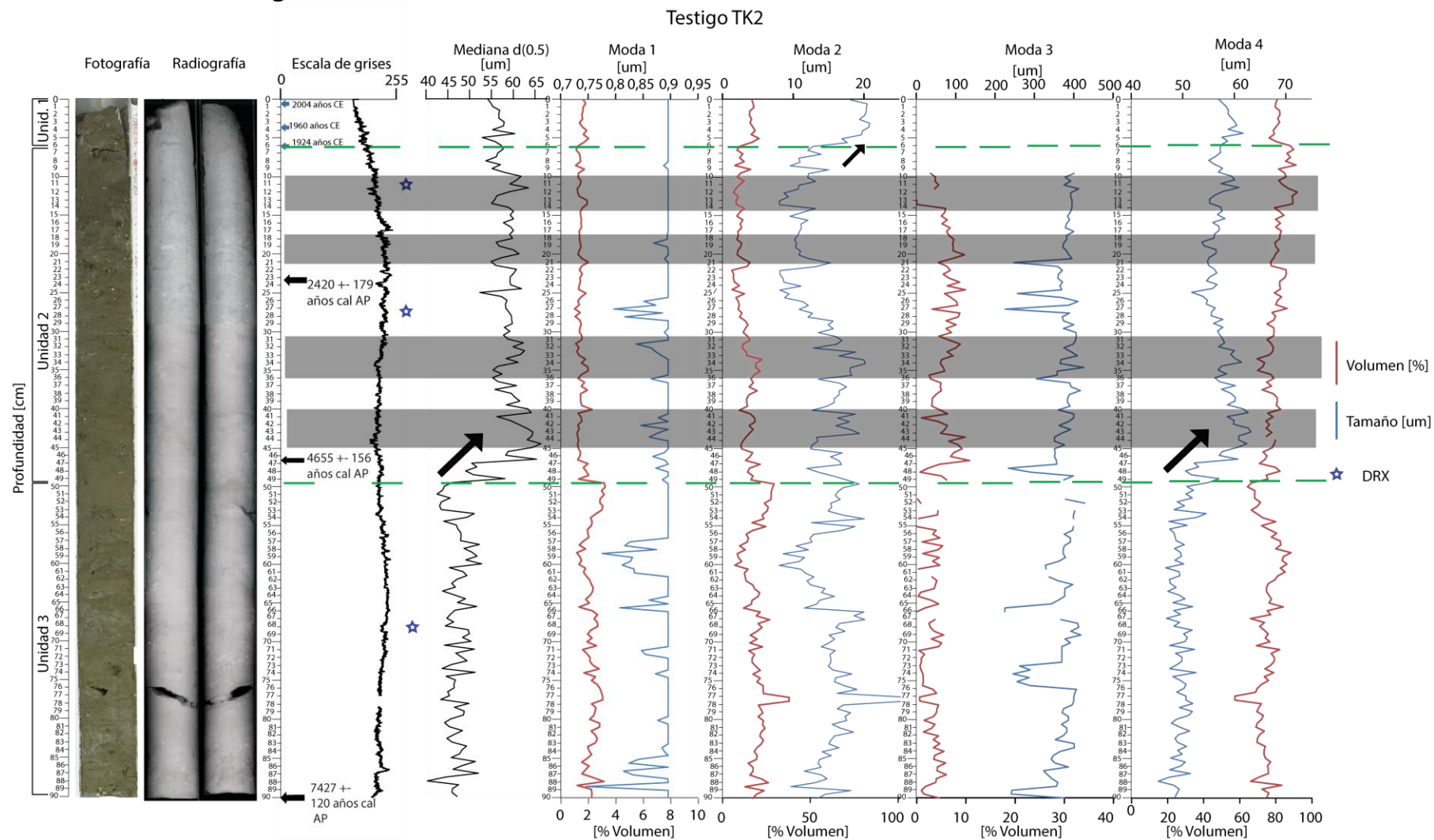
Gastrópodo *Nassarius gayi*: Esta especie tiene una distribución vertical bastante amplia. Habita en playas de arena fina o fango, a poca profundidad (2 m). En la bahía de Mejillones se observan con mayor abundancia a una profundidad entre los 10 y 14 m, viviendo asociado a *Mitrella unifasciata* entre otros. También aparecen en dragados a profundidades mucho mayores en sedimentos finos y poco oxigenados (Gallardo, 1963; Zuñiga et al., 1983).

Gastrópodo *Turritella cingulata*: Esta especie vive en sustratos arenosos, por lo general a poca profundidad (2-7 m) y siempre en grupos. Este gastrópodo habita la zona infralitoral (Guzmán et al., 1998).

Bivalvo *Nuculana cuneata*: Esta especie, detritívora y filtradora, vive en el infralitoral. En la bahía de Mejillones, Zuñiga et al. (1983) los encontraron a profundidades de hasta 90 m.

Los foraminíferos y restos biogénicos identificados para TK2 son los mismos que en GUK1. Es por esto que solo se muestran en la Fig. 63, los cuales son fotografías de GUK1.

4.2.1.4 Resultados de granulometría



De base a techo, la **unidad 3** (49,5-90 cm) mayoritariamente es limo grueso (65-85%) con un valor promedio de 50 μm (moda 4). La moda 2 secundaria es la fracción limo medio (10-25%) que presenta un aumento de su tamaño de 10 a 20 μm hasta los 66 cm (ver Fig. 59). Luego, disminuye a 9 μm hasta los 60 cm para nuevamente aumentar su tamaño a 18 μm hasta los 49,5 cm. El volumen de esta fracción se comporta similar a la tendencia de los tamaños de granos (ver Fig. 59). Minoritariamente se presenta entre 0-5% volumen de arena media (moda 3, ver Fig. 59) y entre 2-3% de partículas tamaño arcilla (moda 1). La moda 3 presenta en promedio fragmentos de mayor tamaño (350-400 μm) pero a algunas profundidades disminuye drásticamente alcanzando tamaños de 270 μm (47,5; 73-75,5 cms; ver Figura 59). Con respecto a la mediana $d(0,5)$ tiene $\bar{x}=47 \mu\text{m}$ y $\sigma=2,6$ (ver tabla 10). Se diferencia de la unidad 2 en el menor % de volumen de la fracción limo medio (moda 3), el mayor % de volumen de la moda 2 (ver Fig. 59), el mayor % de volumen de la fracción arcilla (moda 1), y el marcado aumento del tamaño de grano de la moda primaria 4 desde 50 μm hasta 58 μm promedio en la unidad 2.

La **unidad 2** (49,5- 6 cm) mayoritariamente es limo grueso (moda 4) con un aumento del tamaño de grano hacia el techo (55 a 65 μm) y se pueden confundir limo grueso con arena muy fina. El volumen de las fracciones de tamaño arcilla (moda 1, ver Fig. 59) es prácticamente constante en todo su largo un 1,5-2%. Con respecto a la mediana $d(0,5)$ tiene $\bar{x}=58,8 \mu\text{m}$ y $\sigma=3,6$ (ver Tabla 10). Algo a destacar son intervalos de profundidades donde muestra un aumento anómalo en el tamaño de grano (40-45; 30-36 cm) en la moda 4 primaria y 2 secundaria (ver Fig. 59).

La **unidad 1** (6-0 cm) no presenta los fragmentos mayores a 200 μm . La moda 4 primaria es limo grueso (~78 a 83% volumen) y presenta un aumento del tamaño de grano entre los 6-4,5 cm, para luego disminuir el tamaño al techo, y el % de volumen disminuye al techo. La moda secundaria 2 presenta un aumento de la base de 10 a 20 μm hasta los 4,5 cm para luego mantenerse en torno a los 20 μm . El % de volumen de esta moda 4 también aumenta de 15 a 20% hasta los 4,5 cm. Con respecto a la mediana $d(0,5)$ tiene $\bar{x}=56,2 \mu\text{m}$ y $\sigma=1,7$ (ver Tabla 10). En relación a los fragmentos de tamaño arcilla (moda 1; ver Fig. 59), estos no varían prácticamente en volumen en esta y se cuantifican su volumen en un 1,5%.

Con respecto a los parámetros granulométricos, a partir de muestras representativas presentan todas las muestras una mala selección para las distintas unidades (ver Tabla 6). Con respecto a la asimetría, la unidad 3 se presenta positiva, en cambio la unidad 2 y 1 se intercalan con asimetrías positivas y simétricas. La curtosis para la unidad 3 varía entre leptocurto y muy leptocurto, en cambio, la mitad superior (unidad 2 y 1) presenta curtosis leptocurta, muy leptocurta y mesocurta, lo que ya muestra algunas evidencias de las diferencias entre las 2 mitades superior e inferior. Las arenas de bahía por definición muestran mala selección pero asimetría negativa, donde las asimetrías positivas y simétricas de muestras puntuales en TK2 podría deberse a que la granulometría considera cierta parte del espectro de Φ , y reduciendo este espectro podría observarse mejor distribuido los tamaños de granos que en las curvas acumuladas de la Fig. 60. Luego, observando las curvas acumuladas de muestras representativas (Fig. 60), se puede indicar solamente que la bahía se comporta como lo

hacen por lo general las bahías donde predomina suspensión (3-5 Φ), en menor medida saltación y prácticamente nula tracción.

Tabla 6 Parámetros granulométricos de las 3 unidades de TK2 calculado para muestras representativas, de acuerdo al método de Folk (1966).

Unid.	Muestra	Prof	Moda 1		Moda 2		Moda 3		Moda 4		Selección	Asimetría	Curtosis
			[cm]	[μm]	[%]	[μm]	[%]	[μm]	[%]	[μm]			
1	TK2-199	4,5	0,90	2	20,2	16	400,7	2	61,7	80	1,12 mala	0,25 positiva	1,32 leptocurto
2	TK2-211	10,5	0,90	2	13,8	12	392,2	4	60,1	82	1,16 mala	-0,22 simetrica	1,49 leptocurtica
	TK2-219	14,5	0,90	2	11,9	10	391,2	6	57,7	83	1,24 mala	0,1 positiva	1,71 muy leptocurto
	TK2-234	22	0,90	2	8,7	5	370,8	7	56,1	86	1,22 mala	0,03 simetrica	1,66 muy leptocurto
	TK2-244	27	0,80	1	11,5	9	225,7	3	56,3	87	1,10 mala	0,14 positiva	1,37 mesocurtica
	TK2-254	32	0,87	1	13,5	11	374,7	8	56,9	79	1,33 mala	0,02 simetrica	1,65 muy leptocurto
	TK2-274	42	0,85	1	16,6	15	362,6	6	59,8	77	1,34 mala	0,08 simetrica	1,47 leptocurto
	TK2-284	47	0,90	2	17,4	21	356,4	5	52,2	72	1,41 mala	0,13 positiva	1,53 muy leptocurto
3	TK2-309	59,5	0,83	2	11,4	11	361,8	3	48,5	84	1,22 mala	0,16 positiva	1,53 muy leptocurto
	TK2-349	79,5	0,90	3	17,9	20	386,5	3	51,1	74	1,32 mala	0,22 positiva	1,36 leptocurto
	TK2-325	67,5	0,90	6	17,1	20	409,4	3	49,4	75	1,29 mala	0,24 positiva	1,35 leptocurtica

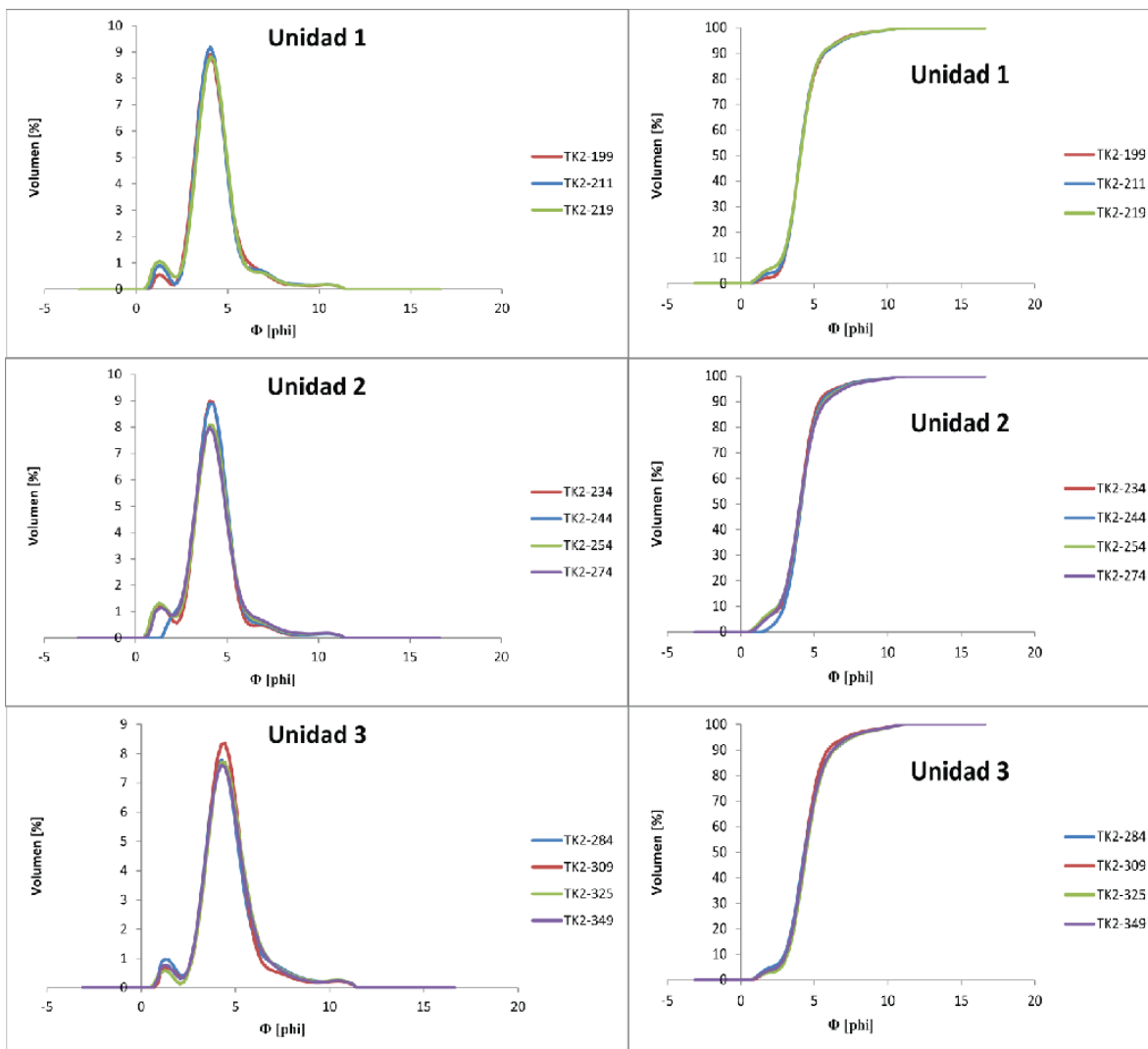


Figura 60 Curvas absolutas y acumuladas de las muestras representativas para cada una de las 3 unidades de TK2. En la Tabla 6 se muestran los parámetros granulométricos de estas muestras específicas.

4.2.2 Interpretación

El estudio sedimentológico y el modelo geocronológico, permite interpretar los cambios paleo-hidrológicos durante el Holoceno. Específicamente se interpretan 3 unidades sedimentarias para TK2.

En base a la geocronología de ^{14}C datado en sedimento, la **unidad 3** representa el Holoceno medio (~7500-5500 años cal AP), y la **unidad 2 y 1** representan el Holoceno tardío (post ~5500 años cal AP), donde están datados los primeros 6 cm (unidad 1) basado en el exceso de ^{210}Pb , y corresponden a sedimentación reciente del último siglo.

Al ojo humano se identifican unidades másivas en TK2, y en la radiografía del testigo (Fig. 54) no se detectan laminaciones nítidas, lo que puede sugerir que las variaciones de surgencia no son persistentes para generar laminaciones claras y oscuras y/o por la baja sedimentación detrítica y biogénica a lo largo del testigo (+-7.400 años cal AP en 1 metro). Entonces, las interpretaciones son fundamentalmente con respecto a las

variaciones de tamaño de grano a escala milenial donde el testigo TK2 (ver Fig. 54) registraría el alto estadio global desde los 7 ka (Lambeck, 2002).

La escorrentía fue abordada desde su capacidad de arrastre basado en el tamaño de grano, el cual se expresó a través de las curvas de modas 4 principal, 2 secundaria y mediana $d(0,5)$. Estos eventos de escorrentía producto de lluvias en la hoya hidrográfica se sugieren para la unidad 2 y 1 de TK2. La unidad 2 desde su base registra un abrupto aumento del tamaño de grano y porcentaje de volumen de la moda 4 primaria y la mediana $d(0,5)$ desde el 5.500-5.300 años cal AP (edades radiocarbónicas). Aumenta gradualmente la mediana $d(0,5)$ de 47 a 55-63 μm desde los 49 cm a los 45 cm. Estos tamaños (desde 63 μm) se mantienen variables en tal intervalo hasta el techo de la unidad 2 (ver Figs. 54 y 59). Este nítido cambio, que además presenta una discontinuidad en la radiografía (ver Figs. 54 y 59) reflejaría un mayor aporte continental de minerales detríticos de mayor tamaño y que a algunas profundidades este aporte se maximiza sugiriendo flujos de detrito de mayor energía que se asientan en el fondo marino. En este sentido, la unidad 2 y 1 presenta aumentos en los tamaños a intervalos de profundidades (40-43; 30,5-35,5; 13-10 cms) que se observan para la moda 4 primaria, 2 secundaria y la mediana (ver Figs. 54 y 59). Esto se reflejaría en 3 de las 4 barras grises indicadas por Ortega (2014) para TK2 donde sugiere períodos de mayor escorrentía deducidos desde los mayores valores de los elementos Ti, K, Fe y Cr (Fig. 59 y Anexo B), asociados a minerales detríticos refractarios. Entonces la unidad 2 y 1 se interpreta que reflejaría mayores tamaños de minerales detríticos desde 5.500-5.300 años cal AP, arrastrados por flujos aluvionales de gran energía en la hoya hidrográfica de la bahía de Tongoy.

Ortega (2014) que también estudió TK2, determinó que para la unidad 3 por la mayor concentración de Si, podría explicarse por una probable existencia de sílice biogénico (Anexo B). Esto puede interpretarse producto de una mayor surgencia producto de períodos con vientos SW intensificados, y así mayores procesos de productividad primaria. La escasa variabilidad de las razones Si/Ti y K/Ti permiten deducir un origen similar de estos elementos y así a minerales asociados. La razón Ca/Ti, que es casi constante para la unidad 3, para las unidades 2 y 1 es muy variable probablemente relacionado con una variación de las condiciones para la vida bentónica en el fondo de la bahía. Esto, sumado a las señales detríticas (Ti, K, Fe y Cr) que se hacen mucho mayor para la unidad 2 y 1 (ver Anexo B). Esto concuerda con la interpretación que desde los 5.300-5.500 AP, existiría mayor aporte de flujo de detritos al fondo marino, modificando la vida bentónica.

Con respecto a las arcillas, la unidad 1 y 2 presentan menos de un 2% de arcillas (ver Fig. 59), mientras que la unidad 3 tiene mayor a 2 % en arcilla. Esto se puede interpretar como un paso de una mayor influencia de suspensión, a una con una mayor influencia de material terrígeno de granos finos aportados del continente.

En la unidad 1 desde los 6 cm a los 4 cm hay un aumento en el tamaño de grano y % de volumen en la moda 2 secundaria desde los 10 hasta los 20 μm para luego mantenerse en torno a los 20 μm . Esta unidad datada a través de exceso de ^{210}Pb muestra sedimentación asociada al último siglo. Esto podría sugerir que habría un aumento en el tamaño y aporte de los líticos que fueron arrastrados hacia la bahía de

Tongoy, al menos, desde el último siglo producto de eventos torrenciales que generan escorrentía. Esto podría correlacionarse con los resultados obtenidos por Ortega et al. (*in progress*) que apuntan que a partir del año 1820 CE el aporte y tamaño de los líticos que fueron arrastrados hacia la bahía de Tongoy aumentaron.

Para determinar si TK2 registra algún evento geodinámico excepcional, como *slump* o tsunami, hay que corroborar si las capas exhiben un mayor contenido de granos líticos a través de un análisis FTIR, además debiese presentar lentes con un marcado aumento en el tamaño de grano para luego tener una gradación normal, por ejemplo como lo hacen las turbiditas. Sin embargo, al poseer una menor tasa de sedimentación (0,07 cm/año para el último siglo y +-7500 años en 90 cm), con respecto a lo que se tiene en la bahía de Mejillones (0,16-0,13 cm/año en la parte central de la cuenca y menor a 0.1 cm/año en los márgenes de la cuenca; Vargas, 2002, Vargas et al., 2005) resulta en que sea más difícil registrar sedimentación relacionado a estos eventos excepcionales ya que los *hiatus* se hacen menos evidentes.

Con respecto al redondeamiento, es destacable notar que la unidad 3 presenta mayoritariamente minerales angulosos, mientras que en la unidad 2 y 1 presenta mayoritariamente minerales subangulares a subredondeados, lo que sugiere que estos minerales desde de la unidad 2 y 1 tienen un mayor redondeamiento producto de minerales aportados por flujo de detritos debido a mayores eventos hidrológicos de gran intensidad, que erosionan y redondean minerales detríticos producto del transporte desde su fuente, su paso a través de la hoya hidrográfica, un posible transporte y retrabajo por corrientes marinas desde profundidades menores, hasta finalmente asentarse en el fondo marino. Estos minerales detríticos refractarios como el cuarzo y el feldespato y su redondeamiento subangular-subredondeado (ver Frotis, Fig. 57) indican un transporte relativamente de corta distancia en la hoya hidrográfica donde fueron incorporados desde las quebradas de la paleobahía de Tongoy.

Con respecto al origen de los minerales identificados por DRX (ver Tabla 4) se pueden definir 2 fuentes de estos minerales: uno de escorrentía hacia la bahía, y otro de meteorización en la hoya hidrográfica. Los anfíboles identificados como ferroactinolita, actinolita y riebeckita provendrían de la meteorización del Complejo Plutónico Altos de Talinay por el oleaje de la bahía. La presencia de clinocloro podría indicar metamorfismo de estos anfíboles. Los minerales detríticos refractarios como el cuarzo y el feldespato que para la unidad 1 y 2 tienen redondeamiento subangulares a subredondeados, y que Lopez (1965) determinó que tales redondeamientos los presenta los granos de la Formación Coquimbo. Luego, se sugieren un transporte relativamente corto desde las quebradas de la paleobahía de Tongoy arrastrando material de la Formación Coquimbo los flujos de detritos producto de escorrentía de alta energía. La calcita y el aragonito se asocian principalmente a las conchillas, que al estar en gran parte del testigo fragmentadas indican retrabajo de la plataforma continental. El sílice (ver Figs. 56 y 57) puede ser asociado a las espículas silíceas identificados y/o granos de cuarzo arrastrados por escorrentía. Hay aumentos importantes en el porcentaje de conchillas a ciertas profundidades que se interpreta como aumento en la productividad primaria debido a alzamiento de nutrientes producto de surgencia que en la zona se ve fuertemente influenciada (Rahn et al., 2011), y/o conchillas arrastrados por corrientes marinas o escorrentía desde el continente.

En la hoya hidrográfica además de las formaciones geológicas, están las calcretas pedogenéticas estudiado por Pfeiffer. (2011) y donde se encuentran sulfato y arcillas producto de la evolución de dichas costras. Minerales como el yeso, e illita (TK2) y kaolinita (TOOC4) pueden ser arrastrados por flujos de detritos desde las quebradas de la hoya hidrografica y asentarse en el fondo marino. Se necesita un régimen de hidrolisis en los suelos necesario para poder producir este tipo de arcilla a partir de los feldespatos (Wan et al., 2006). La distribución en la plataforma continental es controlada por procesos depositacionales, especialmente los patrones de circulación de corrientes, y el asentamiento de los minerales de arcilla está en respuesta de la salinidad y las condiciones de energía (Purnachandra & Ramalingeswara, 1995).

4.3 Testigo GUK1

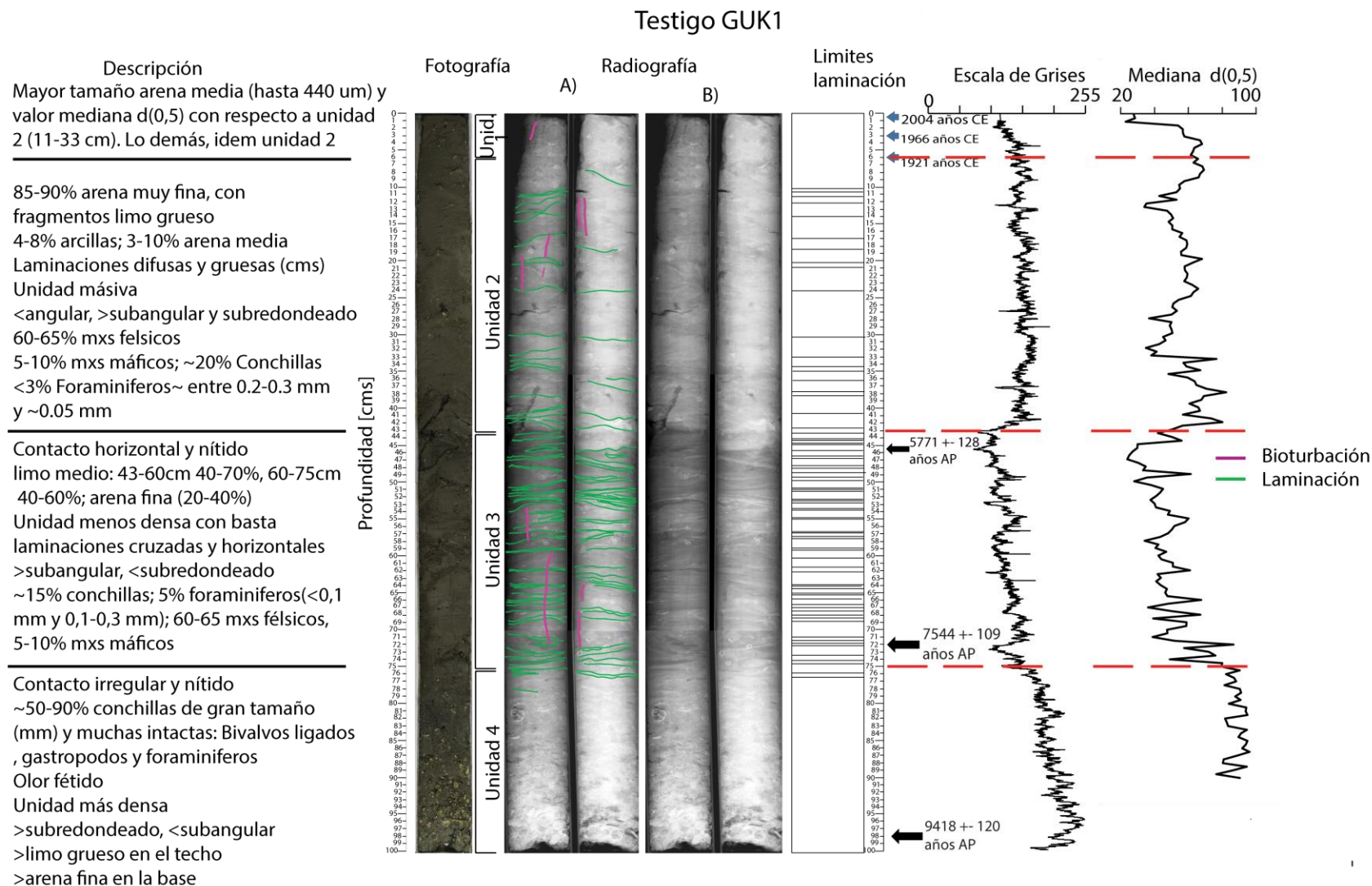


Figura 61 Descripción y estructuras sedimentarias presentes (Radiografía A) en las unidades de GUK1 diferenciadas en base a la escala de grises. Además, se presentan los límites de laminación, escala de grises y mediana d(0,5). Hay baja presencia de bioturbación en las distintas unidades y gran presencia de conchillas de gran tamaño (mm).

El testigo de sedimento marino GUK1 de 100 cm fue extraído desde el nororiente de la bahía de Guanaqueros (30°9,7'S; 71°26,4'W, ver Fig. 53) a 88 m de profundidad y está compuesto mayoritariamente por limo grueso-medio color café verdoso. En menor medida se presenta arena media. De manera similar a lo que ocurre en la bahía de Tongoy con la Punta Lengua de Vaca, la punta de Guanaqueros contribuiría a la preservación de los sedimentos depositados.

Los perfiles acústicos muestran a grandes rasgos la sedimentación progradacional-agradacional, relacionada a una unidad transgresiva post-Último Máximo Glacial (18-7 ka AP) con probables aportes durante el bajo estadio marino en el Último Máximo Glacial (30-19 ka AP), para luego depositar una unidad progradacional asociada a una desaceleración del aumento del nivel del mar durante el alto estadio marino del Holoceno, a partir de 7-6 ka AP (Mitchum, 1977; Catuneany, 2002; Lambeck et al., 2002). La tasa de sedimentación, para el último siglo es de 0,067 cm/año datada a través de ^{210}Pb (Ortega, 2016) y las edades ^{14}C muestran que en aproximadamente un metro hay +-9000 años cal AP.

El fondo marino en el lugar de extracción, es una zona distal con una pendiente relativamente alta manteniendo al oeste y que representa la sedimentación holocena reciente (ver Fig. 62).

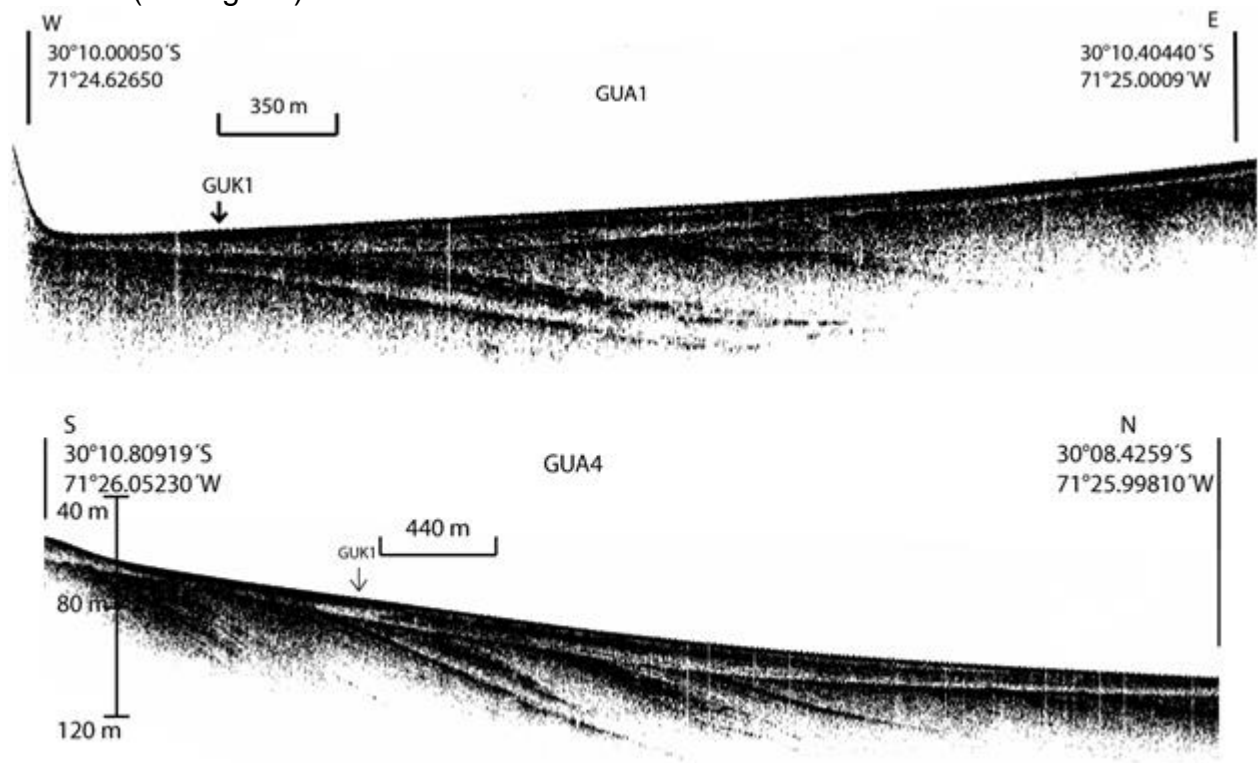


Figura 62 Perfiles acústicos de la bahía de Guanaqueros y ubicación proyectada de GUK1 (mayor descripción en Capítulo 3 – Sismoestratigrafía).

El testigo GUK1 está compuesto mayoritariamente de partículas líticas de origen detrítico, restos biogénicos marinos y minerales autigénicos como la pirita (ver Tabla 7). Es posible diferenciar 4 unidades donde se reconocen una base con gran cantidad de restos biogénicos marinos, para luego dar paso a unidad 3 con marcadas laminaciones claras y oscuras. Luego, una unidad 2 más bien masiva, para finalmente dar paso a la

unidad 1 (los últimos 6 cm) que indica la sedimentación del último siglo (ver Figura 61) y que se diferenció en base a las dataciones de exceso de ^{210}Pb . Además, es importante destacar que la bioturbación es más bien despreciable, con respecto a TK2.

4.3.1 Descripción

4.3.1.1 Resultados de Imagenología

Unidad 4: esta unidad es la más densa (Fig. 61), y concuerda con las conchillas centimétricas que solo se observan en esta unidad. No presenta laminaciones ni bioturbación. Está en contacto gradual con la unidad 3 (Fig. 61).

Unidad 3 presenta múltiples laminaciones claras y oscuras milimétricas, y algunas centimétricas. Es la unidad con menor tamaño de grano. El contacto con la unidad 2 es nítido (Fig. 61).

Unidad 2 tiene menor laminación y difusa que la unidad 3 (cm), y una mayor escala de grises que la unidad 3. El contacto con la unidad 2 es difuso (Fig. 61).

Unidad 1 no presenta laminaciones y nula bioturbación (Fig. 61).

4.3.1.2 Resultados de Difracción de rayos X

Los minerales identificados para GUK1 son albita, cuarzo, anortita, calcita, yeso, muscovita, pirita, halita, illita, bernessita, ferroactinolita, clinocloro, riebeckita, actinolita y microclina. Las profundidades de las muestras analizadas a través de DRX para el testigo GUK1 (lugar de extracción, Fig. 53; ubicación proyectada en los perfiles batimétricos, Fig. 62) se presentan en la Tabla 7

Tabla 7 Minerales determinados a través de análisis de difracción de rayos X para 3 muestras donde representan cada 1 de las unidades.

Profundidad [cm]	Muestras	minerales
26,5	GUK1-53	albita, cuarzo, anortita, calcita, yeso, muscovita, pirita, halita, illita, bernessita, ferroactinolita, clinocloro, riebeckita, actinolita, microclina
48	GUK1-96	albita, cuarzo, anortita, calcita, yeso, muscovita, pirita, halita, illita, birnessita, ferroactinolita, clinocloro, riebeckita, actinolita, microclina
79,5	GUK1-159	albita, cuarzo, anortita, calcita, yeso, pirita, halita, illita, birnessita, clinocloro, riebeckita, actinolita, microclina

4.3.1.3 Resultados de análisis sedimentológico

Unidad 4 se estima en un 50-90% conchillas de gran tamaño (mm y cms), fragmentadas e intactas que disminuyen en tamaño y concentración hacia el techo (7 a 0,8 cm en el techo). Los foraminíferos se presentan entre 10-15% y presentan una leve disminución en su concentración hacia el techo. Además, presenta un olor fétido a

huevo podrido característico del ácido sulfhídrico y el foraminífero *Bolivina plicata* indicando condiciones de muy bajo oxígeno, probablemente relacionadas a la alta densidad de fauna bentónica y consiguiente alta demanda de oxígeno. Los restos biogénicos identificados se observan en la Fig. 63.

Unidad 3 se estima en un 15% conchillas, con bastantes laminaciones cruzadas y subparalelas/paralelas, con grosores más bien milimétricos (finas), y a algunas profundidades centimétricas (ver Fig. 61). Estas laminaciones son oscuras y otras claras, donde la primera muestra particularmente fracciones de mayor tamaño con respecto a las laminaciones claras. No es posible distinguir los tipos de laminación cruzada debido al angosto diámetro del testigo. El sedimento está compuesto por fragmentos líticos subangulosos a subredondeados y materia orgánica (Frotis, Fig. 65). Se observan minerales félsicos y máficos (Fig. 64), donde los félsicos que se estiman en un 55-65%, se reparten entre 35-40% cuarzo, 20-25% feldespato (indiferenciable feldespato potásico/ortoclasa de albita, anortita y microclina) y en porcentaje menor muscovita (ver Tabla 7, minerales identificados). Los fragmentos oscuros, los cuales se estiman en un 5-10% se asocian a ferroactinolita, actinolita y/o riebeckita (ver Tabla 7). Se identifican restos biogénicos: foraminíferos de variados tamaños (0,2-0,3 mm y 0,065 mm, Fig. 66) con un volumen de <5%; espículas (0,1 mm y 0,06 mm, ver Fig. 65) y conchillas del bivalvo *Nuculuna cuneata* milimétricas a centimétricas (Tabla 8; Fig. 63).

Unidad 2 se estima un 20% de conchillas y presenta espículas silíceas visibles en toda la unidad de 1 mm, hasta más pequeñas (ver Fig 66) entre 40-150 μm . Se observan minerales félsicos y máficos (Fig. 65), donde los félsicos que se conforman en 60-65% del total, se reparten entre 35-40% cuarzo, 20-25% feldespato y en menor porcentaje muscovita (ver tabla 7). Los fragmentos oscuros, los cuales se estiman en un 5-10% se asocian a ferroactinolita, actinolita y/o riebeckita. Se distinguen foraminíferos de tamaño variado (0,2-0,3 mm y 0,065 mm) y se estiman en <3% (ver Figs. 63 y 64). Los fragmentos son mayormente subangulares a subredondeados (ver Fig. 65), y en menor medida fragmentos angulares.

Unidad 1, en relación a la sedimentología se considera similar a la unidad 2 a diferencia de que no hay presencia de bivalvos ligados. Esta unidad posee dataciones de exceso de ^{210}Pb .

4.4.1.4 Restos biogénicos

Se encuentra el bivalvo *Carditella tegulata* (ver Fig. 64), que no se reconocen conchillas intactas de este bivalvo en TK2. Esta especie vive adherida por su biso, bajo piedras en sustratos de tipo grava en el intermareal e infralitoral, y fue encontrada en los últimos 12 cm de la base GUK1 (Guzman, 1998).

El gastrópodo *Turritella cingulata* (ver Fig. 64) vive en sustratos arenoso y generalmente se encuentra a poca profundidad (Guzman, 1998), lo cual indicaría que el ambiente de la unidad 4 de GUK1 tiene una hidrodinámica litoral somera, y su disminución en tamaño y porcentaje de concentración hacia el techo de la unidad 4 de GUK1, es concordante a un ambiente de mayor profundidad y una sedimentación hemipelágica.

Como resultado del análisis de las conchillas de la base de la unidad 4, para los últimos 12 cm, se encontraron conchillas fragmentadas pero se determinaron una gran cantidad de conchillas enteras y ligadas que sugieren su formación in situ y una sedimentación en un ambiente de baja energía que las habría preservado. Además a lo largo del testigo se encuentran otras conchillas enteras y ligadas que representarían un ambiente de baja energía. Los bivalvos *Nuculana cuneata* con su valvas ligadas (ver Tabla 8 y Fig. 63) indicarían con mayor certeza el ambiente al cual esta fauna vive, el cual es el infralitoral (submareal). Este organismo es el mejor indicador del paleoambiente debido a que su ligamento que une las valvas es extremadamente frágil, y se sugiere un ambiente de baja energía para que no se fragmente. Los otros gastrópodos encontrados, como *Nassarius gayi* y *Turritela cingulata* (ver Fig. 63) donde sus conchas se presentan enteras, se entierran generando bioturbación y entonces a la profundidad que se encuentran no es necesariamente a la cual estos moluscos vivían.

Entre los 52-7 cms no se encuentran valvas ligadas lo que podrían sugerir un ambiente de mayor energía por aportes aluviales que fragmentarían estos ligamentos para el periodo que comprenden estas profundidades.

Tabla 8 Moluscos y restos biogénicos identificados en el testigo GUK1 no fragmentados y especies reconocidas.

Unidad GUK1	Profundidad [cm}	Muestra	tipo	especie
1	0; 5; 6, 5; 7	GUK1-1; 8 ; 10 (x2); 13 (x2); 14	bivalvo	<i>Nuculana cuneata</i>
2	17,5 18,5; 19,5; 26,5; 36,5; 39	GUK1-35; 37; 39; 53; 73; 78	gastrópodo	<i>Nassarius gayi</i>
	33,5; 35,5	GUK1-67; 71	escama de pez	
3	52; 55; 56; 73,5	GUK1-104; 110; 112; 147	bivalvo	<i>Nuculana cuneata</i>
	48,5	GUK1-97	vértebra	
	55,5	GUK1-111	escama de pez	
4	80; 81,5	GUK1-160; 163; 175	bivalvo	<i>Nuculana cuneata</i>
	82	GUK1-164	gastrópodo	<i>Nassarius gayi</i>
	86,5	GUK-173	espina de erizo	
	88-100			bivalvo
			gastrópodo	<i>Turritela cingulata</i>

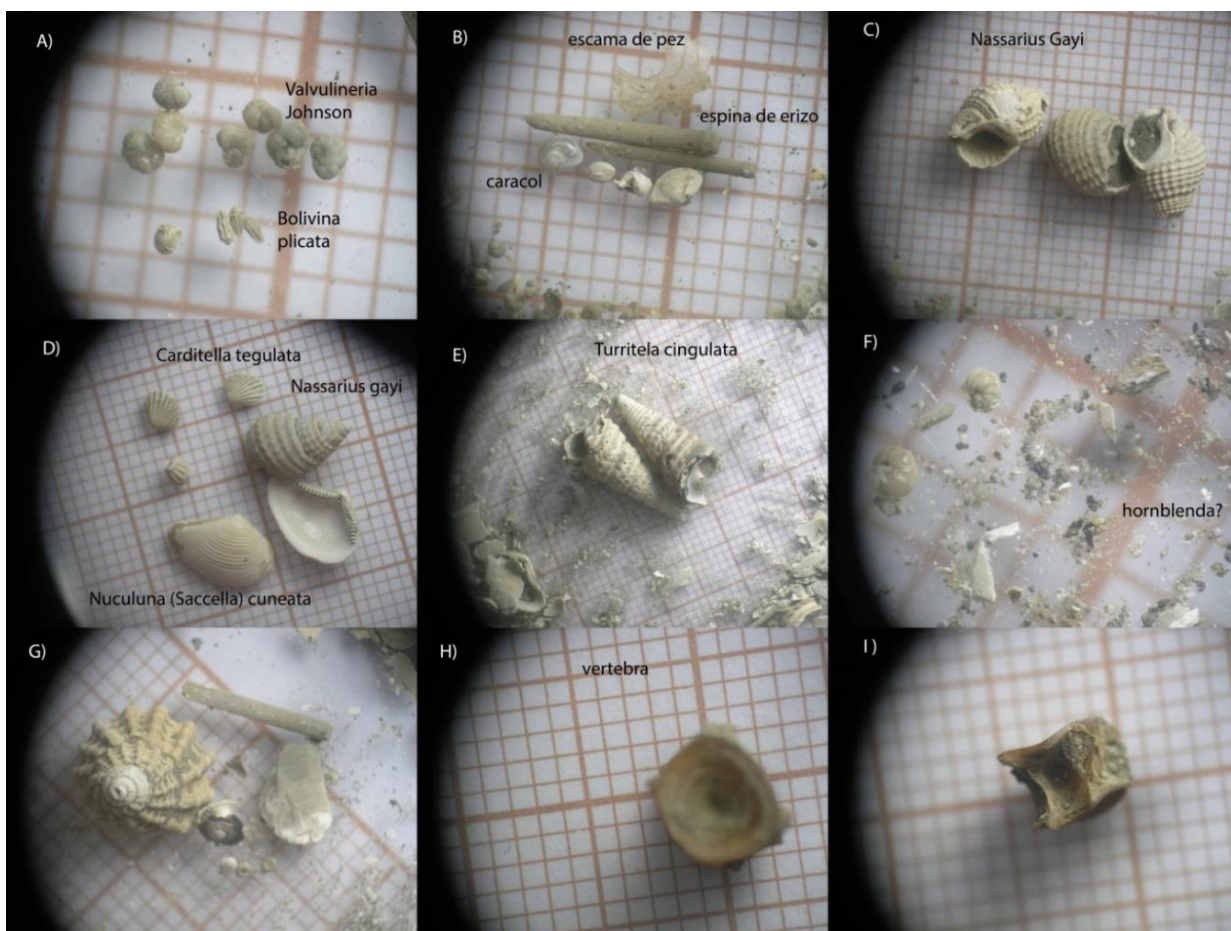
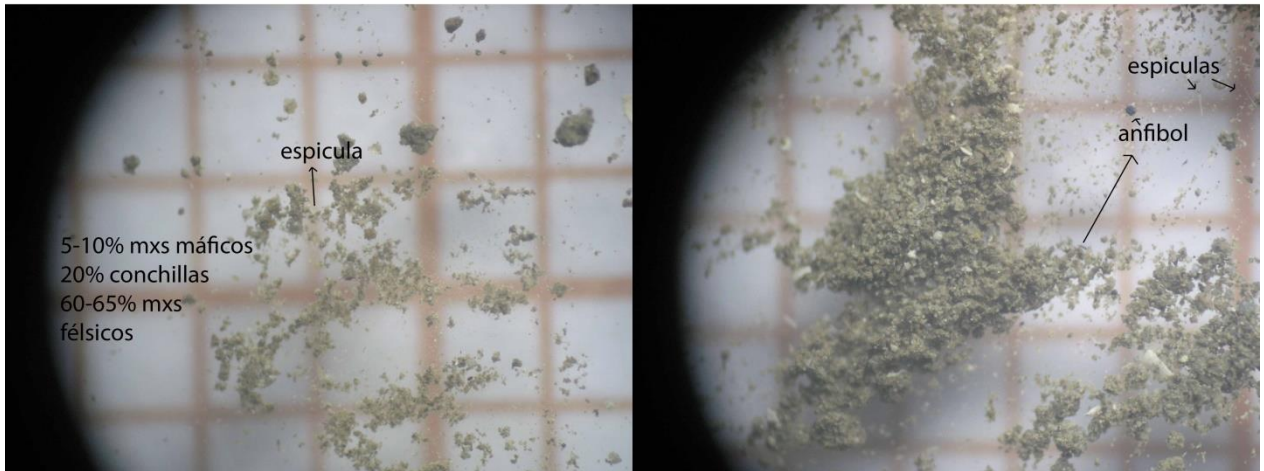
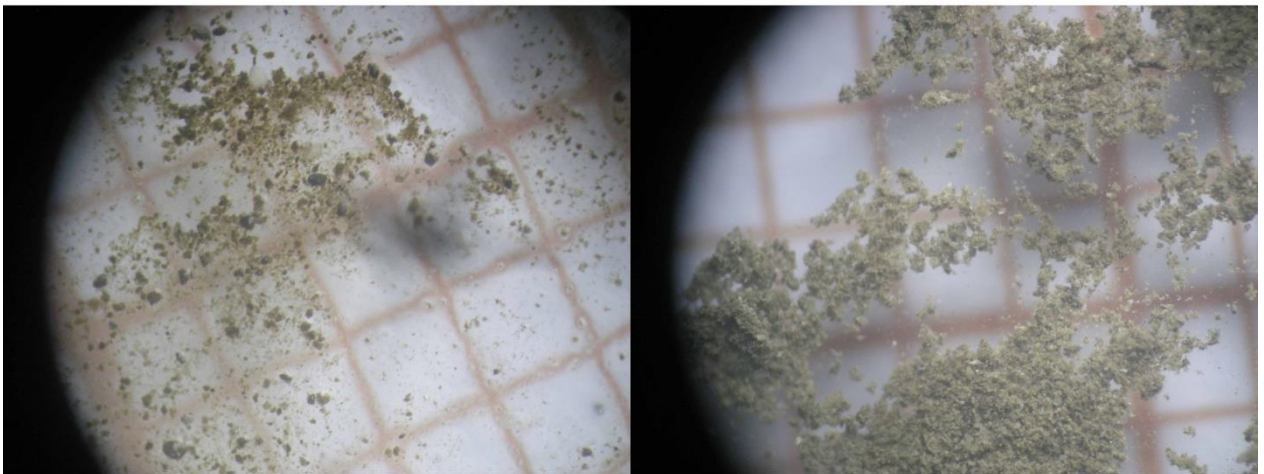


Figura 63 Fotografías lupa de restos biogénicos de la base (últimos 12 cm) del testigo marino GUK1. Cada lado de los cuadrados naranjos miden 1 milímetro: A) Foraminíferos *Valvulineria johnson* (Coryell y Mossman, 1942) y *Bolivina plicata* (Cushman, 1930); B) Escama de pez, espina de erizo; C) Gastrópodo *Nassarius gayi* (Kiener, 1835); D) Bivalvo *Carditella tegulata* (Reeve, 1843), E) Gastrópodo *Turritella cingulata* (Sowerby, 1825), F) Fragmentos oscuros indicados como anfíboles, G) Caracol, H e I) Vértebra de pez.

GUK1-53 Unidad 2



GUK1-96 Unidad 3



GUK1-159 Unidad 4

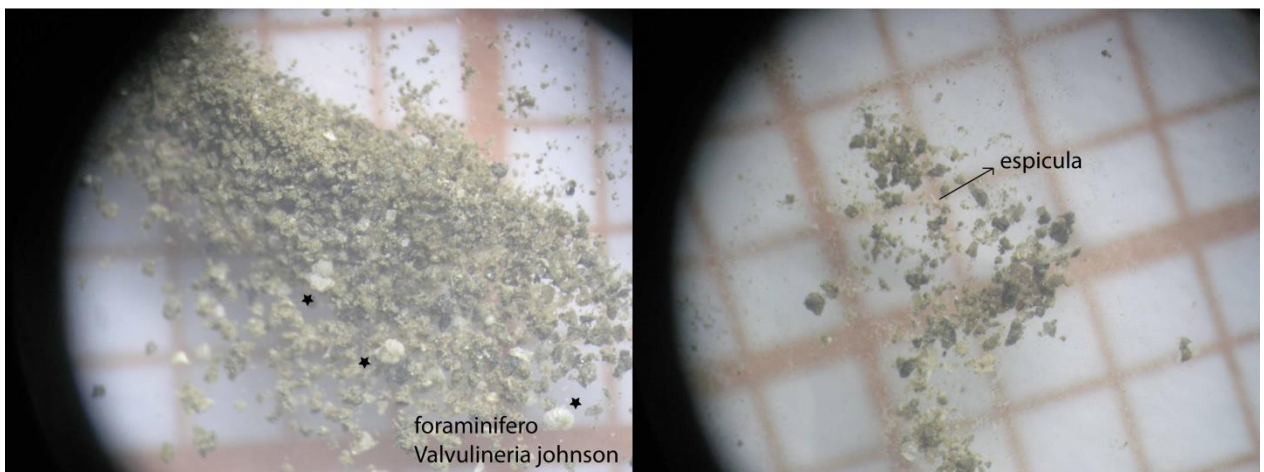


Figura 64 Fotografías lupa binocular de muestras representativas para unidades de GUK1. Las estrellas negras indican el foraminífero *Valvulineria johnson* (Coryell y Mossman, 1942).

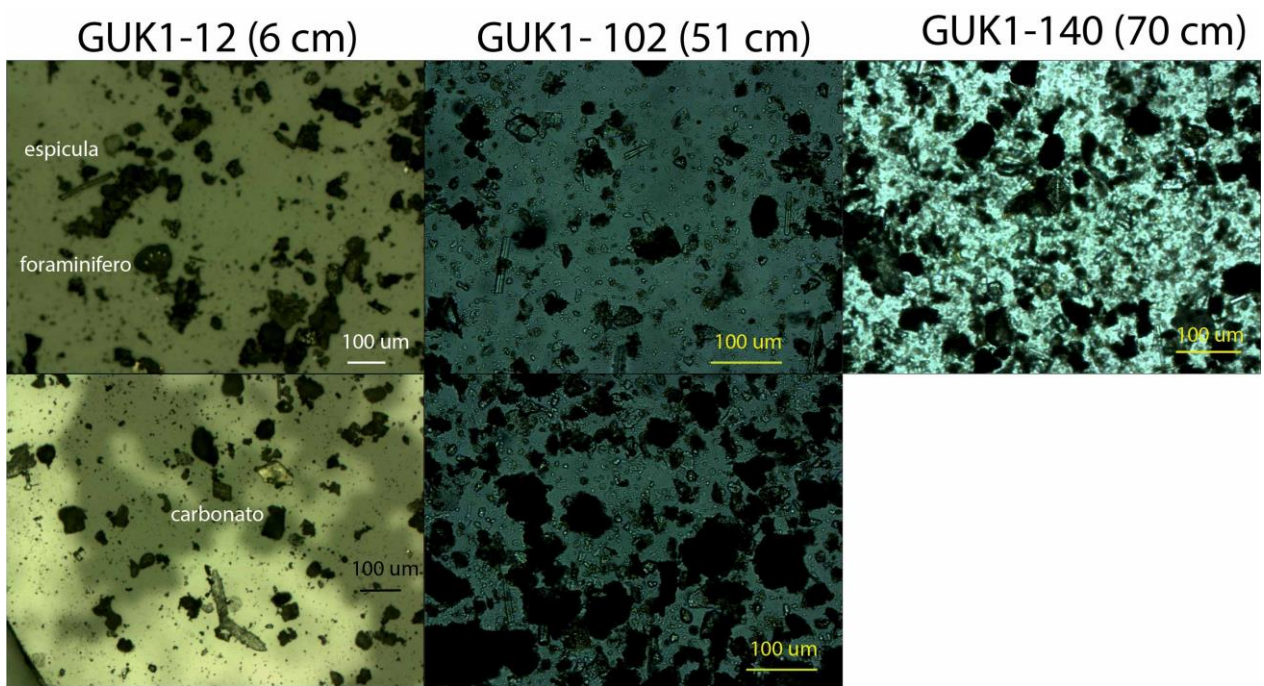


Figura 65 Frotis para muestras representativas de GUK1.

4.3.1.4 Resultados de granulometría

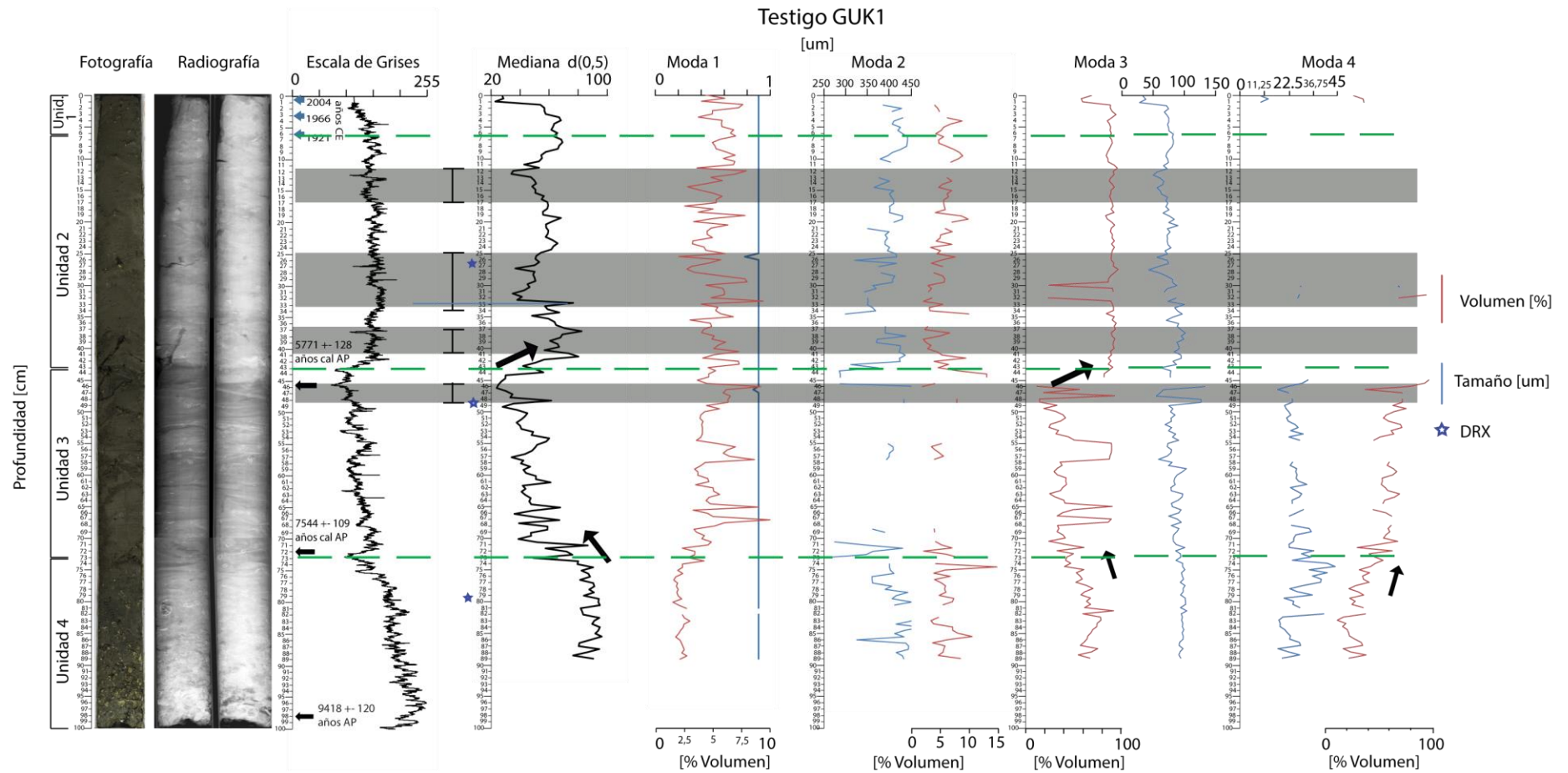


Figura 66 Variabilidad cada 0,5 cm del tamaño de grano (en μm) de 4 modas distintas calculadas en el testigo GUK1, donde con rojo muestra la variación del porcentaje de volumen, y en azul las variaciones del tamaño de grano. Estrella azul indica profundidad de análisis DRX que se detalla en la Tabla 7.

La **unidad 4** (73-100 cm) es mayoritariamente arena muy fina (moda 3; 50-80%) con un tamaño de 100 μm relativamente constante disminuyendo en % de volumen al techo (Fig. 66). En menor medida, se presenta limo medio (moda 4) con tamaños entre 17-20 μm en la base para aumentar su tamaño de grano al techo a 43 μm . Esta moda presenta un aumento del % de volumen al techo de 20 a 50%. En esta unidad la población arcilla está en su menor proporción con respecto a las otras unidades del testigo y es prácticamente constante (2-2,5%). La arena media fluctúa entre 300-500 μm con variaciones en su volumen aleatoriamente entre 5-10% con un *peak* de 15% a los 75 cm (ver Fig. 66) que también se reconoce para la moda primaria 4. Con respecto a la mediana $d(0,5)$ tiene $\bar{x}=88,4$ μm y $\sigma=5,5$ (ver Tabla 10). Es la unidad con mayor tamaño de grano.

La **unidad 3** (43-73 cm) es mayoritariamente limo medio (moda 4). Presenta disminución del tamaño de grano de 30 a 15 μm y aumento del % de volumen al techo de 40 a 70%. Minoritariamente, se presenta arena muy fina (moda 3) como moda secundaria con tendencia a la disminución del tamaño de grano (95 a 70 μm) y el porcentaje de volumen (45 a 20%). Esta fracción se hace mayoritaria a algunas profundidades (54,5-58; 65, 67-68 cm) donde la moda primaria 4 desaparece (ver Fig. 66). Solo en la base de esta unidad (70,5-73, 68,5-69) y en la mitad (55,5-57 cm) aparece la fracción arena media. La fracción arcilla presenta *peaks* de volumen (10%) a las mismas profundidades que la moda 3 se hace mayoritaria (54,5-58; 65, 67-68 cm) y presenta una tendencia al aumento del % de volumen hacia el techo (3 a 5% volumen) no considerando los *peaks*. Con respecto a la mediana $d(0,5)$ tiene $\bar{x}=48,2$ μm y $\sigma=14,4$ (ver Tabla 10). Es la unidad con menor tamaño de grano ($d(0,5)$), ver Fig. 66).

La **unidad 2** (43-6 cm) es mayoritariamente arena muy fina en su base (moda 3; 90 μm), y tiene una tendencia de disminución del tamaño de grano al techo (limo grueso: 50 μm). Presenta 95% de volumen la moda 3 (ver Fig. 66) y es prácticamente constante este porcentaje, excepto a los 30 y 31,5-32 cm, donde el porcentaje tiene drásticas disminuciones hasta 28% de volumen. Solo a estas profundidades, aparece la moda 4 y se hace primaria. La arena media es observable en toda la unidad (moda 2), con una tendencia al aumento en el % de volumen de 2,5 a 6 %, y en la base (42-38 cm) y techo (20-15 cm) presenta los mayores tamaños (400-450 μm). La fracción arcilla varía sin una tendencia clara entre los 7,5-2,5% de volumen. La mediana $d(0,5)$ entre las profundidades 41,5-33 cm presenta un aumento del tamaño de grano con respecto al menor tamaño \bar{x} de esta unidad ($\bar{x}=56,4$ μm y $\sigma=10,3$; ver Fig. 66 y tabla 10).

La **unidad 1** (6-0 cm) en su techo (0-1 cm) predomina (69-60%) tamaños entre 28-34 μm (moda 4; limo medio-grueso), y en menor medida presentan granos limo medio (9-13 μm) con un porcentaje de volumen entre 27-36% (moda 4; ver Figura 66). El resto de la unidad tiene mayores tamaños de grano siendo mayoritaria la arena muy fina (moda 3; 82-68 μm) con un % de volumen prácticamente constante de 80%. La arena media (moda 2; ver Figura 66) tiene un mayor tamaño y % de volumen con respecto a la unidad 2 (todos los tamaños entre 400-450 μm) sin una tendencia clara de algún aumento o disminución del tamaño de grano o porcentaje de volumen. El % de volumen de la fracción arcilla (moda 1) varía entre 5-7,5%, mayor a la unidad anterior. La

mediana $d(0,5)$ muestra mayores tamaños entre los 6 y 3,5 cms ($\sim 70 \mu\text{m}$) con un $\bar{x}=53,3 \mu\text{m}$ y $\sigma=16$ (ver Tabla 10).

Con respecto a los parámetros granulométricos, presentan una mala selección y asimetría positiva para todas las muestras, muy similar a lo que ocurre en TK2 en la bahía de Tongoy. La selección, asimetría y curtosis de muestras representativas se observan en la Tabla 9. Por definición las arenas de bahía muestran mala selección pero asimetría negativa, donde esta diferencia con las asimetrías positivas de las muestras específicas de GUK1 podría deberse a que la granulometría considera cierta parte del espectro de Φ , y reduciendo este espectro podría observarse mejor distribuido los tamaños de granos que en las curvas acumuladas de la Fig. 67. Observando las curvas acumuladas de muestras representativas (Fig. 67), se puede indicar solamente que la bahía de Guanaqueros se comporta como lo hacen por lo general las bahías donde predomina suspensión (3-5 Φ), en menor medida saltación y prácticamente nula tracción.

Tabla 9 Parámetros granulométricos de las 4 unidades de GUK1 calculado para muestras representativas, de acuerdo al método de Folk (1966).

Unidad	Muestra	Prof	Moda 1		Moda 2		Moda 3		Moda 4		Selección	Asimetría	Curtosis
GUK1		[cm]	[μm]	[%]	[μm]	[%]	[μm]	[%]	[μm]	[%]			
1	GUK1-1	0	0,9	4	34	69			9,5	27	1,53 mala	0,39 muy positiva	1,26 leptocurto
	GUK1-8	4	0,9	4	75,3	91	430,4	6			1,47 mala	0,16 positiva	1,33 leptocurto
2	GUK1-20	9,5	0,9	7	70,6	85	395,4	8			1,72 mala	0,18 positiva	1,23 leptocurto
	GUK1-40	19,5	0,9	5	84	86	429,1	9			1,69 mala	0,13 positiva	1,17 leptocurto
	GUK1-53	37	0,9	6	72,7	90	320,2	4			1,8 mala	0,14 positiva	1,09 mesocurto
3	GUK1-96	47,5	0,9	7	55	93					1,85 mala	0,13 positiva	1,09 mesocurtica
	GUK1-99	49	0,9	4	20,7	63	75,32	33			1,77 mala	0,21 positiva	1,03 mesocurto
	GUK1-141	70	0,9	4	81,9	42			25	54	1,7 mala	0,27 positiva	1,06 mesocurto
4	GUK1-159	79	0,9	2	94,2	91	415	6			1,49 mala	0,27 positiva	1,31 leptocurtica
	GUK1-171	85	0,9	2	96,5	69	411,7	8	22,1	22	1,5 mala	0,23 positiva	1,37 leptocurto
	GUK1-179	89	0,9	2	94,5	68	432,5	8	19,7	22	1,61 mala	0,22 positiva	1,47 leptocurto

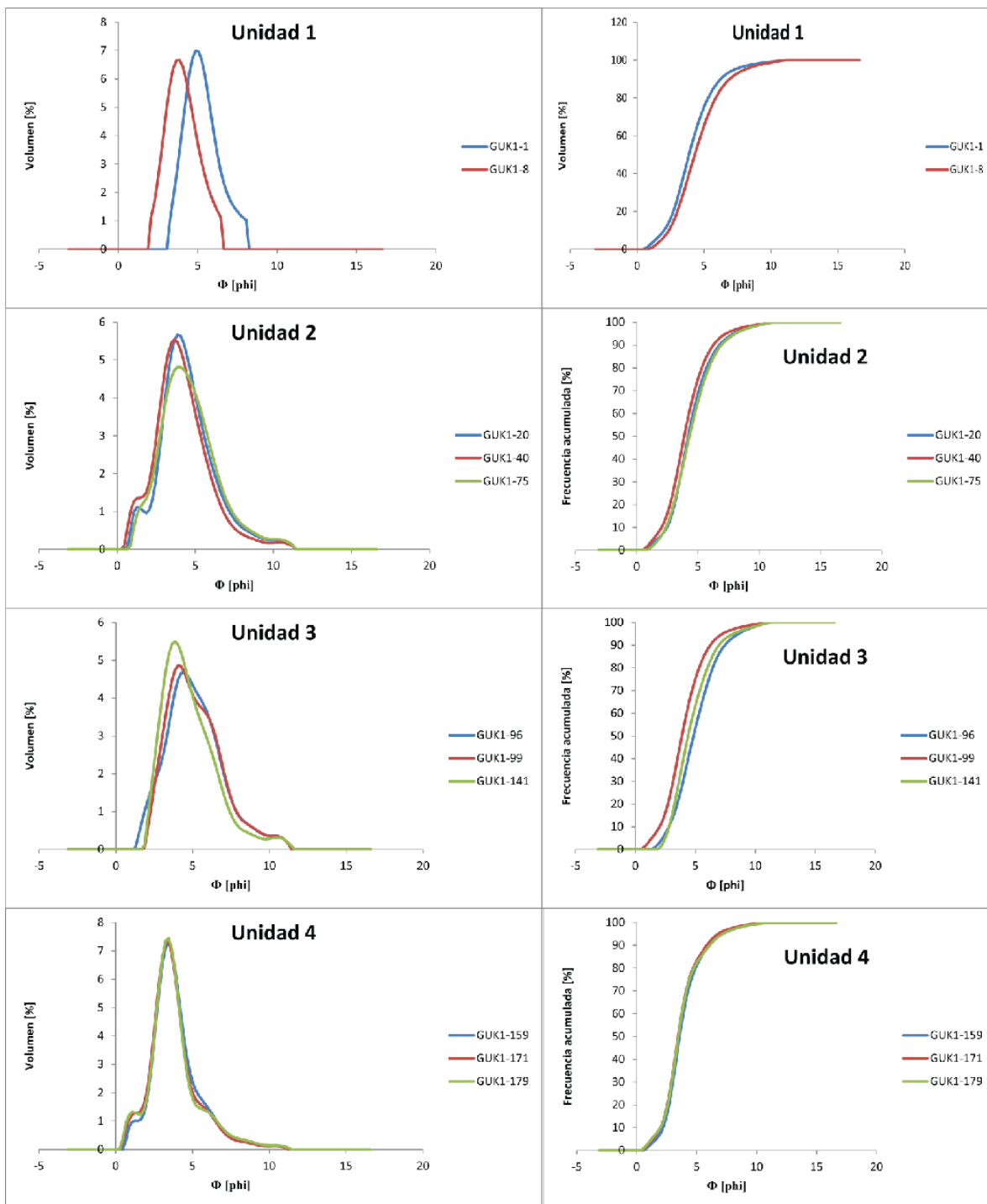


Figura 67 Curvas absolutas y acumuladas de las muestras representativas para cada una de las 4 unidades de GUK1. En la tabla 9 se muestran los parámetros granulométricos y profundidades de las muestras representativas.

4.3.2 Interpretación

El estudio sedimentológico y el modelo geocronológico permite interpretar los cambios paleo-hidrológicos durante el Holoceno. Específicamente se interpretan 4 unidades sedimentarias para GUK1.

En base a la geocronología de ^{14}C datado en sedimento, la **unidad 4** representa el Holoceno temprano (~9500-7500 años AP), la **unidad 3** el Holoceno medio (~7500-5500 años AP), y la **unidad 2 y 1** representan el Holoceno tardío (post ~5500 años AP), donde los primeros 6 cm (unidad 1) basado en el exceso de ^{210}Pb , corresponden a sedimentación reciente (último siglo).

La escorrentía fue abordada desde su capacidad de arrastre basado en el tamaño de grano, el cual se expresó a través de las curvas de modas 3 principal, 2 secundaria y mediana $d(0,5)$. Estos eventos de escorrentía producto de lluvias en la hoya hidrográfica se sugieren para la unidad 2 y 1 de GUK1. Es adecuado notar la buena correlación de la escala de grises con la mediana $d(0,5)$ (ver Fig. 61).

De base a techo, la **unidad 4** (100-73 cm) de GUK1 (Holoceno temprano) tiene una sedimentación continua, y una disminución del % de moluscos y tamaño del sedimento hacia el techo (Fig. 61). Esto sugiere un ambiente depositacional infralitoral (submareal) que va aumentando su profundidad con respecto a la línea de costa hacia el techo reflejando el transporte de partículas y el retrabajo litoral que domina cerca de la línea de la costa (Flores-Aqueveque et al., 2014). Los minerales detríticos se presentan mayoritariamente subredondeados y en menor medida subangular. La población arcilla está en su menor proporción con respecto a las otras unidades y es prácticamente constante (2-2,5%) lo que sugiere un menor aporte de minerales por suspensión posiblemente por un retrabajo constante. Se presentan subfósiles tales como el gastrópodo *Turritella cingulata* y el bivalvo *Carditella tegulata* en los últimos 12 cms donde estas especies viven a poca profundidad bajo el nivel del mar, en el infralitoral (intermareal) y que respaldaría que esta unidad se depositó en un ambiente cercano a la línea de costa. La alta cantidad de conchillas fragmentadas, en conjunto con la presencia de conchillas con valvas ligadas indicaría un ambiente de alta energía provocado por las olas que retrabajan los fragmentos, con intercalaciones de períodos de baja energía y sugiere formación in situ.

La disminución de estas conchillas en % de volumen y tamaño hacia el techo indicaría que el ambiente era submareal en su base y fue cambiando a uno más profundo y de menor energía (más lejos de la línea de costa). Esto se interpreta asociado a un aumento gradual del nivel del mar durante el Pleistoceno tardío-Holoceno inferior (Catuneanu, 2002; Lambeck et al., 2002) post-Último Máximo Glacial ocurrida hace 15-7 ka AP (Lambeck et al., 2002). Presenta evidencias de pertenecer a un ambiente hipóxico, como lo son el olor a huevo podrido característico del ácido sulfhídrico, lo que indicaría condiciones de muy bajo oxígeno probablemente relacionadas a la alta densidad de fauna bentónica y consiguiente alta demanda de oxígeno. Esto es consistente con la presencia del foraminífero *Bolivina plicata*, especie asociada a ambientes hipóxicos a anóxicos. Lo anterior se refuerza con la presencia de pirita, un

mineral autigénico característico de ambientes anóxicos, y se presenta a diferentes profundidades de GUK1 (ver Tabla 7).

Unidad 3 (73-43 cm) representa el Holoceno medio. Tiene una deposición de baja energía ya que muestra nítidas estructuras sedimentarias, como laminaciones cruzadas y subhorizontales oscuras y claras mayoritariamente milimétricas y en menor medida centimétricas, denotando un patrón de sedimentación relativamente rítmico. En base al estudio radiográfico y los resultados de zonaciones en Si, Ti, K y Fe, Ortega (2014) dedujo una baja influencia de bioturbación donde las laminaciones oscuras y claras son nítidas, y no parece verse afectada por la bioturbación la cual tiende a homogenizar el sedimento. Estos registros sedimentarios marinos laminados son encontrados más comúnmente en márgenes continentales o marinos donde existen condiciones hipóxicas a anóxicas asociadas a alta productividad primaria y condiciones oceanográficas variables persisten en el fondo marino (Kemp, 1996; 2003). En este sentido, las laminaciones oscuras que son sistemáticamente de una fracción de mayor tamaño, son interpretadas que fueron formadas durante períodos con intensificación de vientos SW, realzando la surgencia y los procesos de productividad primaria, conduciendo flujos con más restos biogénicos y materia orgánica hacia el fondo marino, con respecto a las facies claras adyacentes, como un análogo a lo que ocurriría en la bahía de Mejillones (Vargas, 2002; Vargas et al., 2004; Vargas et al., 2005). Para ratificar esta interpretación se hace necesario realizar futuros análisis FTIR para cuantificar el contenido de lúicos. Se encuentran a distintas profundidades el bivalvo *Nuculana cuneata* con sus valvas ligadas. Esta especie vive en el infralitoral, y se pueden encontrar hasta profundidades de 90 m b.n.m en la bahía de Mejillones (Zuñiga et al., 1983), lo cual concuerda con el ambiente profundo de esta unidad por el alto estadio global del mar a partir de 7-6 ka AP (Lambeck et al., 2002). A tales profundidades (ver Tabla 8) estas conchillas no fragmentadas sugiere su formación in situ y una sedimentación de baja energía que las habría preservado, por lo que habría existido escaso arribo de flujos de alta energía que pudiesen fragmentar la conchilla. Con respecto a la granulometría (ver Fig. 66), la fracción arcilla alcanza % de volúmenes de hasta 10% (67, 65, 57,5, 46 cm) en profundidades a las cuales la moda primaria limo medio (67 cm) no se presenta y sugiere que predomina la suspensión a estas profundidades. La arena muy fina (moda 3) se maximiza a los 68-67, 65 y 58-55 cm lo que podría indicar eventos de escorrentía de alta energía esporádicos (ver Fig. 66) aunque esto es necesario corroborar con una granulometría de mayor continuidad que cada 0,5 cm. La mediana d(0,5) presenta el menor tamaño de grano a lo largo del testigo, con fracciones arena media (moda 2) que se distinguen solo a algunas profundidades. Esto sugiere un ambiente distal con respecto a la línea de costa y que prácticamente no se vería afectada por el arribo de flujos de detrito recurrentemente, los cuales debiesen ser de gran energía para arrastrar granos arena media para alcanzar el lugar de extracción (mayor a 60 m b.n.m). Esta interpretación concordaría con estudios anteriores (Vargas et al., 2006) que indican que existieron condiciones más bien de sequía en la costa árida del Norte de Chile para el Holoceno medio, entonces, los flujos de detrito serían más bien escasos para esta unidad. Por tanto, la sedimentología de la unidad 3 evidenciaría un ambiente profundo de depositación, asociado al asentamiento del nivel del mar actual durante al alto estadio global del Holoceno, a partir de 7-6 ka AP (Mitchum, 1977; Catuneanu, 2002; Lambeck et al., 2002), sugiriendo gran productividad primaria por ser una unidad laminada, y con un menor arribo de flujos de detrito

existiendo condiciones más bien de sequía en el Norte de Chile y se puede sugerir baja frecuencia e intensidad de lluvias para el área de estudio al correlacionar.

La **unidad 2** (43-6 cm) que representa el Holoceno tardío, tiene un drástico aumento del tamaño de grano de la mediana $d(0,5)$ y un aumento en el porcentaje de volumen de la moda 3 primaria (Fig. 66). Se observa la población arena media (moda 2), y que en la unidad 3 prácticamente no se identifica. Esto sugiere que este tamaño de grano sería incorporado en flujos de detrito de gran energía que arrastran minerales detríticos provenientes desde el continente, principalmente desde la quebrada Lagunillas de la hoya hidrográfica hacia la bahía de Guanaqueros, asentándose en el fondo submarino. Correlacionando con lo interpretado por Ortega (2014), la Figura 66 y Anexo B muestra barras grises que indicarían períodos de mayor escorrentía deducidos desde los elementos asociados a minerales detríticos refractarios y concordaría para los 46-48 cm y 41-37 cm (ver mediana $d(0,5)$, Fig. 66). Para otras profundidades menores (11,5-17 y 25-33 cms), la mediana refleja menor tamaño de grano que lo habitual y no es posible sugerir flujo de detrito que se asientan en el fondo marino. Hay que considerar, además, que hay drásticas disminuciones del volumen de mineral recibido para estos períodos deducidos como períodos de mayor escorrentía y donde esta menor cantidad de material dentro de períodos con mayor escorrentía, podría deberse eventos secos intercalándose en períodos de mayor escorrentía. Se sugiere que el ambiente del fondo marino fue de gran energía ya que no se encuentran bivalvos *Nuculana cuneata* con sus valvas ligadas a las profundidades sugeridas como de mayor escorrentía por Ortega (2014) (ver Fig. 66). Por tanto, se interpreta que esta unidad marca el inicio de flujos de detritos de gran energía de manera más recurrente, donde el modelo geocronológico refleja que esto empieza a suceder entre los 5.500-5.300 años AP (43 cm GUK1, ver Fig. 66) sugiriendo un ambiente profundo de sedimentación y de mayor energía con respecto a la unidad 2.

La **unidad 1** (6-0 cm; Fig. 66) desde su base hasta los 3,5 cm presenta un tamaño de la mediana $d(0,5)$ mayor (63 μm) con respecto a la unidad 2, para luego disminuir el tamaño de grano hasta casi 30 μm en el techo. Luego, en base a la geocronología basada en el exceso de ^{210}Pb esta unidad representa la sedimentación del último siglo, y se sugiere que el tamaño de los líticos arrastrados al fondo de la bahía por flujos aluvionales de gran energía sería mayor desde, al menos, el último siglo y que concuerda con lo propuesto por Ortega et al. (*in progress*) que apuntan que a partir del año 1820 CE el aporte y tamaño de los líticos que fueron arrastrados al fondo de la bahía de Tongoy aumentaron, y se podría correlacionar para la bahía de Guanaqueros.

Para determinar si GUK1 registra algún evento geodinámico excepcional, como *slump* o tsunami, hay que corroborar si las capas exhiben un mayor contenido de granos líticos a través de un análisis FTIR, además de presentar lentes con un marcado aumento en el tamaño y una gradación normal, por ejemplo, como lo hacen las turbiditas. Sin embargo, al poseer una menor tasa de sedimentación (0,067 cm/año para el último siglo y +9.500 años AP en 100 cm), con respecto a lo que se tiene en la bahía de Mejillones (0,16-0,13 cm/año en la parte central de la cuenca y menor a 0,1 cm/año en los márgenes de la cuenca; Vargas, 2002; Vargas et al., 2005) resulta difícil el registro de sedimentación relacionado a eventos extraordinarios ya que los *hiatus* se hacen menos evidentes.

4.4 Correlación testigo TK2 vs GUK1

La correlación de TK2 versus GUK1 se realizó en base a las variaciones del tamaño de grano, incorporando el modelo geocronológico basado en la actividad del ^{210}Pb y ^{14}C , y estudiando las radiografías en base a las diferentes laminaciones, conchillas y bioturbaciones que evidencian. En base a esto, existe una coherencia estratigráfica entre las edades y también una correspondencia en las variaciones de tamaño de grano (ver Figs. 59, 66 y 68), por tanto, se consideran correlacionables sus unidades.

En ambas bahías, la localización de los testigos es bastante similar (ver Fig. 53) con respecto a la distancia de sus penínsulas que permiten proteger el registro sedimentario. En la unidad 3 (Holoceno medio), para TK2 la mediana en promedio es relativamente menor y se mantiene relativamente cercano a tal valor a lo largo, con respecto a GUK1, y donde GUK1 presenta los mayores y menores valores de la mediana (mayor σ ; ver Tabla 10). En cambio, para la unidad 2 y 1 (Holoceno tardío) TK2 presenta un \bar{x} mayor de la mediana $d(0,5)$ y que se mantiene tal valor relativamente cercano al \bar{x} , a diferencia de GUK1 que presenta los menores y mayores valores de la mediana para muestras específicas ($\bar{x}=58,8 \mu\text{m}$ y $\sigma=3,6$ en TK2, $\bar{x}=56,4 \mu\text{m}$ y $\sigma=10,3$ en GUK1; ver Tabla 10). El menor aporte de flujos desde las pequeñas quebradas de la hoya hidrográfica de la bahía de Guanaqueros, explicaría la menor tasa de sedimentación de los sedimentos que constituyen GUK1 (0,067 cm/año), respecto de TK2 (0,07 cm/año) para el último siglo (unidad 1; ver Fig. 68). El mayor \bar{x} de la mediana $d(0,5)$ desde ~5.500-5300 cal AP (unidad 2 y 1) en TK2 concordaría en que la bahía de Tongoy está conectada a quebradas más desarrolladas lo que debiese indicar mayor contribución de sedimento desde las quebradas relativo a la bahía de Guanaqueros, pero GUK1 presenta los menores y mayores valores de la mediana $d(0,5)$. Esto podría explicarse porque en la bahía de Guanaqueros el fondo submarino presenta una mayor pendiente hacia la zona de extracción con respecto a la bahía de Tongoy (Figs. 55 y 62; perfiles bahías de Tongoy y Guanaqueros, respectivamente), la cual es más bien subhorizontal, por ende, en Guanaqueros los flujos de detrito de gran energía deberían fluir con más facilidad hacia la zona de extracción. Además, la bahía de Guanaqueros tiene una menor área, por lo tanto, tiene menos espacio para que los flujos de lútics se dispersen, entonces, se sugiere que para GUK1 la zona de deposición registra mejor los tamaños de minerales detríticos arrastrados por flujos aluvionales que TK2 cuando estos son de baja energía y/o ausentan, debido a que la hoya hidrográfica tiene menor desarrollo de quebradas, y registra bien cuando estos son de gran energía debido a la pendiente del fondo submarino inclinado al lugar de extracción de GUK1 y la menor área de la bahía de Guanaqueros.

Para la unidad 3 (Holoceno medio) de GUK1, muestra una mediana cuyos tamaños de grano fluctúan entre 40-60 μm , y en TK2 la unidad 3 presenta una mediana que fluctúa entre 45-50 μm (ver Figs. 59 y 66). La sedimentación en estas profundidades sería más bien hemipelágica, con un menor aporte detrítico, por las condiciones tipo La Niña sugeridas por registros paleoclimáticos previos (Rodbell et al., 1999; Jenny et al., 2002; Vargas et al., 2006), donde existiría clima de sequía en las costas del Norte de Chile propuestas para el Holoceno medio sin la formación de grandes aluviones correlacionando para el área de estudio.

El abrupto cambio granulométrico que se inicia en la base de la unidad 2 para ambos testigos que registran el Holoceno tardío, se asocia al paso de un dominio de sedimentación hemipelágico con bajo aporte detrítico a uno con mayor aporte de material litogénico por aluviones que habrían sido más frecuentes desde que se inicio El Niño Moderno entre los 5.500-5.300 años cal AP (Rodbell et al., 1999; Jenny et al., 2002; Vargas et al., 2006). Hay que considerar para al área de estudio que al ser una costa semi-árida la influencia del transporte eólico hacia el fondo marino es menor, con respecto a lo que ocurre en la bahía de Mejillones, donde se sugiere para esta última bahía la sedimentación hemipelágica de restos de diatomeas, materia orgánica y otros restos biogénicos sería de 50-90%, y las partículas líticas serían 5-10% en promedio para el cual el origen eólico es sugerido (Vargas 2002; Vargas et al. 2004, 2007; Flores-Aqueveque et al., 2014).

Con respecto a la estratigrafía, TK2 en todo su largo se muestra masivo, en cambio GUK1 presenta laminaciones oscuras y claras en la unidad 3. Esto probablemente se deba al mayor aporte de material biogénico dentro de la bahía de Guanaqueros para la unidad 3 y se sugiere sedimentación rítmica por posibles variaciones en la surgencia y productividad primaria asociada, y/o mayor aporte e intercalación de partículas finas y gruesas para GUK1 aportados por suspensión. Esto se muestra distinto a la sedimentación dentro de la bahía de Mejillones donde la presencia de gran laminación en los testigos marinos en todo su largo han permitido realizar interpretaciones a escala decadal e interdecadal (Vargas et al, 2004; 2007).

Tabla 10 Tamaño promedio de grano y desviación estándar de las unidades de los testigos marinos TK2 y GUK1, respectivamente.

	\bar{x} [μm]		σ	
	TK2	GUK1	TK2	GUK1
UNIDAD 1	56,2	53,3	1,7	16
UNIDAD 2	58,8	56,4	3,6	10,3
UNIDAD 3	47	48,2	2,6	14,4
UNIDAD 4		88,4		5,5

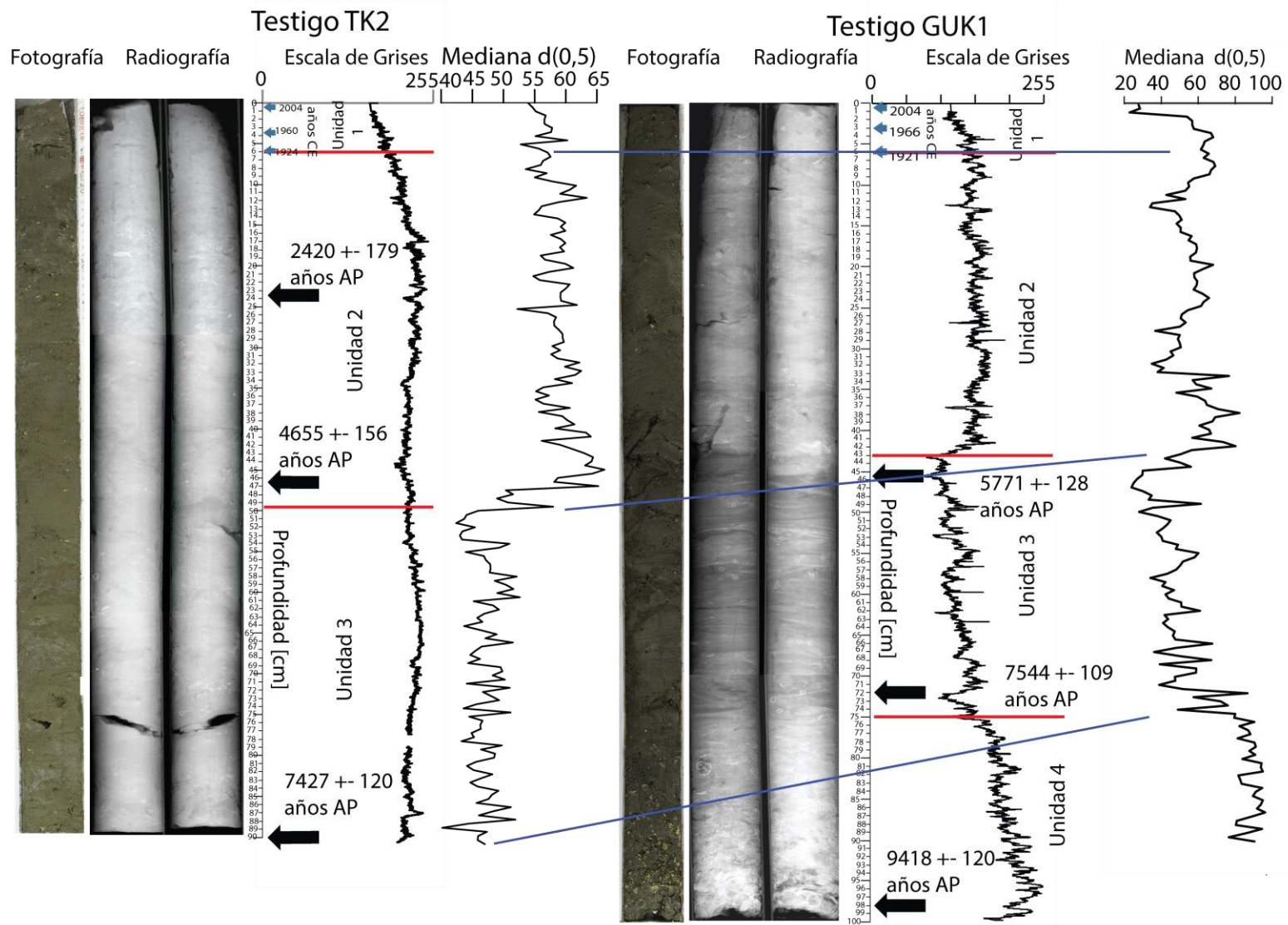


Figura 68 Correlación entre TK2 y GUK1.

CAPITULO V

DISCUSIÓN GENERAL

En este trabajo de título se caracterizaron las unidades sismo-estratigráficas que constituyen el subsuelo del fondo marino de las bahías de Tongoy y Guanaqueros, se interpretó su génesis y se caracterizó la deformación que las afecta, la cual sugiere actividad a escala del Cuaternario tardío de la Falla Puerto Aldea, lo cual incide en la evolución geomorfológica del área de estudio.

Además, a partir del estudio sedimentológico de 2 testigos marinos, TK2 y GUK1, para las bahías de Tongoy y Guanaqueros, respectivamente, se discuten los procesos sedimentarios que generan estos sedimentos hemipelágicos del Holoceno y se realizan implicancias paleohidrológicas para la costa semi-árida que se comparan con otros indicadores paleoclimáticos a lo largo de la costa subtropical occidental de Sudamérica.

5.1 Sismo-estratigrafía y el paleo-relieve

5.1.1 Evolución geomorfológica de las bahías de Tongoy y Guanaqueros desde el Último Máximo Glacial

Los estudios de carácter geomorfológico que se han realizado hasta el momento en el sector han puesto énfasis en los diferentes niveles de terrazas marinas que se han desarrollado durante la era cenozoica, y el desarrollo de calcretas asociadas como evidencia de antiguas extensiones marinas, reflejadas en los depósitos marinos consolidados de los paleocordones de playa (Paskoff, 1970; Ferrando & Muñoz, 1977; Ota & Paskoff, 1993; Benado, 2000; Olivares, 2004; Le Roux et al, 2006; Saillard et al, 2009; Pfeiffer et al., 2011; Saillard et al., 2012) pero se conoce poca información respecto de la expresión submarina de los sedimentos.

En relación a esta inquietud se pretende retratar la evolución del fondo marino de las bahías de Tongoy y Guanaqueros que está controlado, además de su contexto geológico-geomorfológico, por los cambios eustáticos, los cambios climáticos asociados a episodios extremos como lo serían lluvias torrenciales durante eventos El Niño y alzamiento de la costa producida por la tectónica del margen activo sudamericano.

En el análisis de los perfiles sísmicos fue posible identificar 4 subunidades sismoestratigráficas, que caracterizan las bahías de Tongoy y Guanaqueros, tanto en su distribución espacial, como en la interpretación cronoestratigráfica de los sedimentos. En estas unidades se reconoció una superficie de erosión y una de máxima inundación, las que se asocian a la regresión marina, ocurrida durante el Último Máximo Glacial y a la estabilización del nivel del mar generado por el aumento de la tasa de sedimentación por sobre la tasa de aumento en el nivel del mar. Las unidades superiores reconocidas en los perfiles corresponden a una unidad transgresiva (subunidad amarilla agradacional-progradacional) y de alto estadio (subunidad azul progradacional). Las unidades anteriores poseen características que permiten

atribuirlas al período de desglaciación (entre los 15-7 ka AP), aunque se discute que parte de sus sedimentos más antiguos provengan de aportes aluviales en un bajo estadio marino en el Último Máximo Glacial (30-19 ka AP), y el Holoceno para la unidad de alto estadio (desde los 7 ka AP).

Durante el Último Máximo Glacial el nivel del mar alcanzó globalmente 130 m más abajo que el nivel actual (Lambeck et al., 2002; ver Fig. 77) provocado por la formación de grandes volúmenes de hielo ubicados en latitudes altas, por lo cual la superficie de erosión observada en el substrato puede haberse generado por erosión debido a un bajo nivel del mar que puso en exposición el substrato durante los 30-19 ka AP, o que esta superficie se genere a medida que ocurre una transgresión o regresión marina denominado ravinamiento. Considerando esta última génesis para la discontinuidad, la regresión marina debiese haber erosionado entre los 30-19 ka AP durante el Último Máximo Glacial o durante la transgresión marina post-Último Máximo Glacial entre los 15-7 ka AP. Esta superficie de erosión, hasta donde se alcanzó a medir, alcanzó una profundidad de ~107 m b.n.m en la bahía de Tongoy (perfil TON5 ubicado más al centro de la plataforma, ver Fig. 69) y en la bahía de Guanaqueros alcanzó los ~107 m b.n.m en GUA6 (Fig. 70) lo que un bajo estadio marino con un nivel del mar relativamente constante durante un periodo prolongado es una posibilidad bastante cierta para generar esta superficie de erosión.

Eligiendo al Último Máximo Glacial como responsable de la superficie de erosión, se puede sugerir para el substrato acústico estratificado y plegado un rango de edad más antigua que 30-19 ka AP, y se sugiere como correlación litoestratigráfica que este substrato podría referirse a la deposición más tardía de la Formación Coquimbo (Mioceno-Plioceno; Emparan y Pineda, 2006).

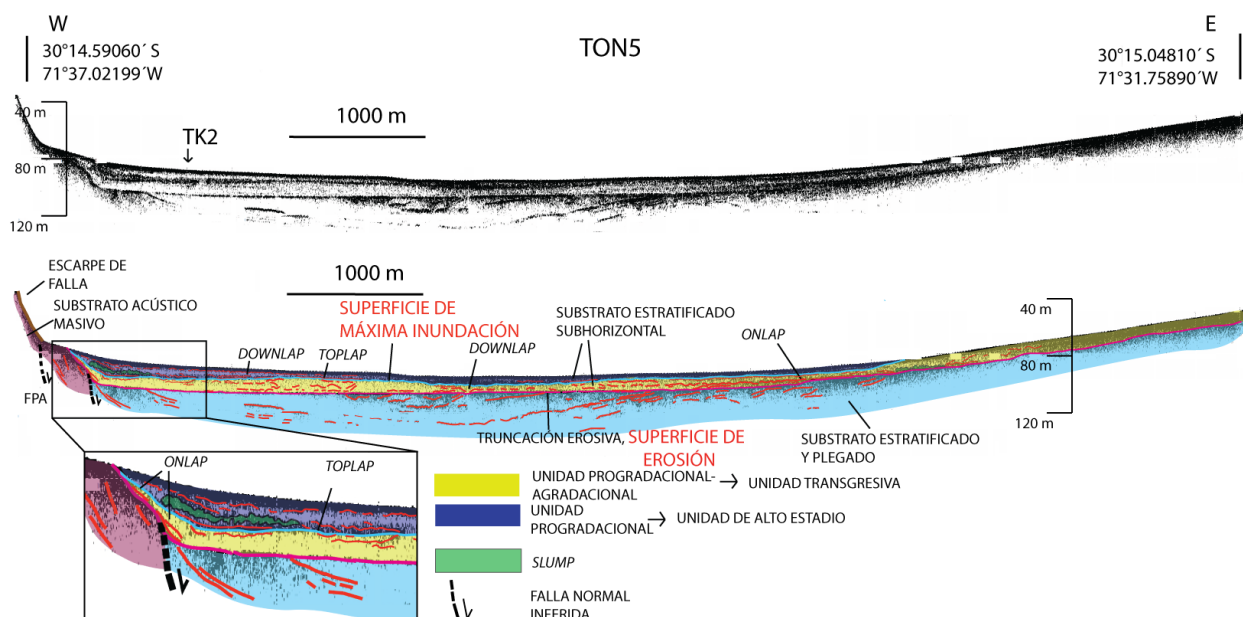


Figura 69 Perfil batimétrico TON5 WE de la bahía de Tongoy, de ~10 km de largo. La escala vertical es 10x con respecto a la horizontal.

La unidad transgresiva posee una configuración bastante particular, la cual consideraría probablemente aportes aluviales durante el bajo estadio marino en el Último Máximo Glacial y mayormente la potencia de esta unidad se depositaría en momentos en que

ocurre la transgresión marina post-Último Máximo Glacial (18-7 ka AP) asociado a un gran aporte de sedimentos desde el continente y por agradación marina. Esta unidad transgresiva se asocia a la subunidad amarilla agradacional-progradacional. Presenta terminaciones *onlap* sobre la superficie de erosión morada y una disposición retrogradante producto de una acomodación (A) versus aporte sedimentario (S) mayor a 1 ($A/S > 1$; Homewood et al., 2000) que se puede apreciar en el perfil TON7 (Fig. 71) característico de un aumento gradual del nivel mar (Mitchum, 1977; Catuneanu, 2002) y que se interpreta como la transgresión marina post-Último Máximo Glacial desde los 15-7 ka AP (Lambeck et al., 2002). Además, en la zona centro de la cuenca de la bahía de Tongoy (perfil TON5, Fig. 69) existen terminaciones *downlap* hacia el centro de la cuenca y *toplap* con el techo de esta unidad transgresiva. Estas terminaciones se asocian a una secuencia progradante y se explicaría por descargas aluviales desde las quebradas de la hoya hidrográfica probablemente en un inicio durante el bajo estadio marino del Último Máximo Glacial y se sugiere debido a que la unidad no se presenta tan laminada como lo son la unidad transgresiva identificadas en la bahía de Taltal (León, 2014). Luego, mayormente la potencia de esta unidad se habría depositado durante la transgresión marina post-Último Máximo Glacial. La geometría agradacional-progradacional se fundamenta en que la potencia aparente de esta unidad transgresiva se presenta relativamente constante en todo su largo en diferentes perfiles batimétricos de la bahía de Tongoy y esto sería por una acomodación versus aporte sedimentario cercano a 1, pero menor a 1. Dado esto, la unidad se habría iniciado con aportes aluviales durante un bajo estadio marino en el Último Máximo Glacial el que probablemente generó la superficie de erosión, para luego depositarse bajo una configuración con una tasa de acomodación positiva, es decir durante un aumento del nivel del mar y con una tasa de sedimentación mayor.

Por tanto, la unidad transgresiva se interpreta como la mezcla de depósitos aportados por la transgresión marina y el aporte aluvial por oscilaciones del fenómeno de El Niño. A pesar que Vargas et al. (2006) indican que desde el Pleistoceno tardío hasta el Holoceno medio (~16-5,5 ka AP) ocurrió una época de sequía extrema en la costa hiperárida del Norte de Chile, relacionado al fenómeno de La Niña, no se descarta que estos aportes aluviales puedan corresponder a abanicos asociados a pequeños e intensos eventos de lluvia identificados en los periodos de invierno-primavera austral correspondientes a las manifestaciones tipo no-El Niño (La Niña o neutrales) en el Pacífico Oriental o a eventos más antiguos. Además, el área de estudio se enmarca en la costa semiárida la cual presenta una mayor frecuencia de lluvias que en la zona del desierto hiperárido de Atacama. Ortega et al. (2012) que estudiaron los depósitos de la quebrada Santa Julia indican condiciones tipo La Niña para el fin del Pleistoceno y el Holoceno temprano (13.000-8600 años cal AP) sugiriendo condiciones climáticas que favorecieron una intensa humedad para la Quebrada Santa Julia y una baja erosión. Por tanto, extrapolando a los 30°S se sugiere que la gran mayoría de los aportes aluviales habrían sido aportados en el bajo estadio marino del Último Máximo Glacial y durante la transgresión marina post-Último Máximo Glacial entre los 18-13 ka AP y durante los 13 y 8,6 ka AP habrían existido eventos de lluvias escasos y débiles, con una muy baja capacidad de arrastre.

La unidad de alto estadio, que se asocia a la subunidad azul progradacional (ver Fig. 69), tiene como límite inferior una superficie de máxima inundación y representa un

sistema de deposición progradante que ocurre después de la máxima transgresión marina post-Último Máximo Glacial, cuando la creación de acomodación es menor que la tasa de aporte sedimentario debido a un nivel del mar relativamente constante ($A/S < 1$). Esta unidad se caracteriza por reflectores *downlap* al centro de la cuenca y una geometría que se acuña al este con una mayor potencia al borde de la cuenca

Algo a considerar es que la unidad transgresiva y de alto estadio interpretadas, y sus discontinuidades asociadas (superficie de erosión y de máxima inundación) están sujetas a cambios eustáticos durante periodos prolongados que erosionan y generan diferentes geometrías, por lo cual la delimitación de unidades puede encerrar superficies bastante irregulares.

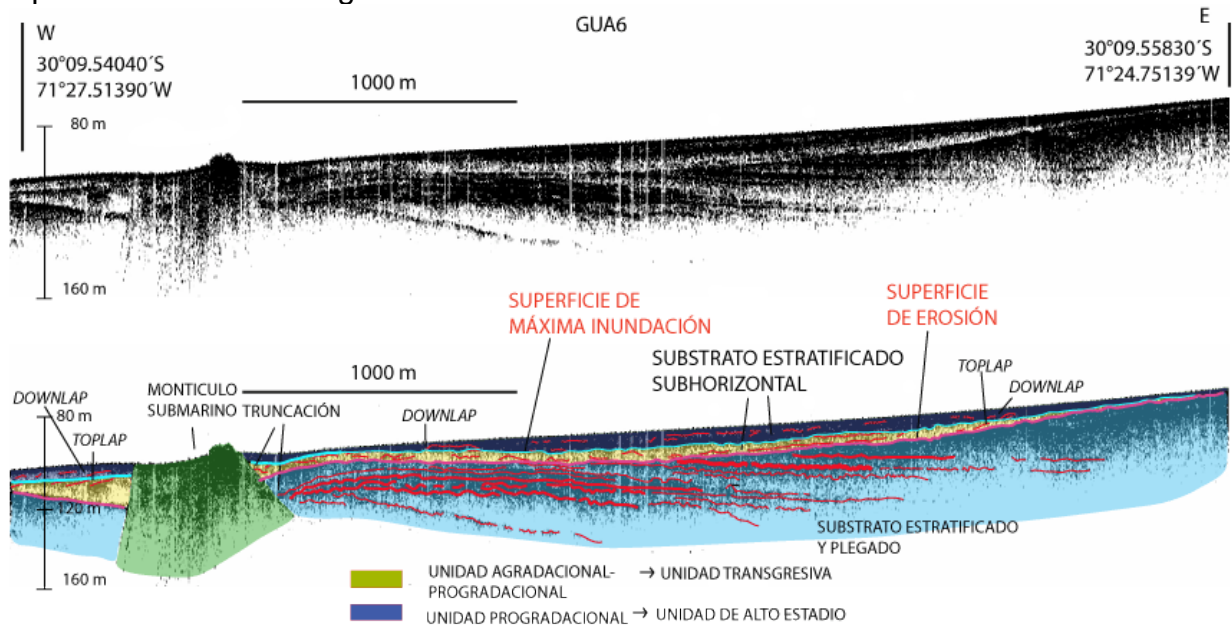


Figura 70 Perfil WE GUA6 de la bahía de Guanagueros.

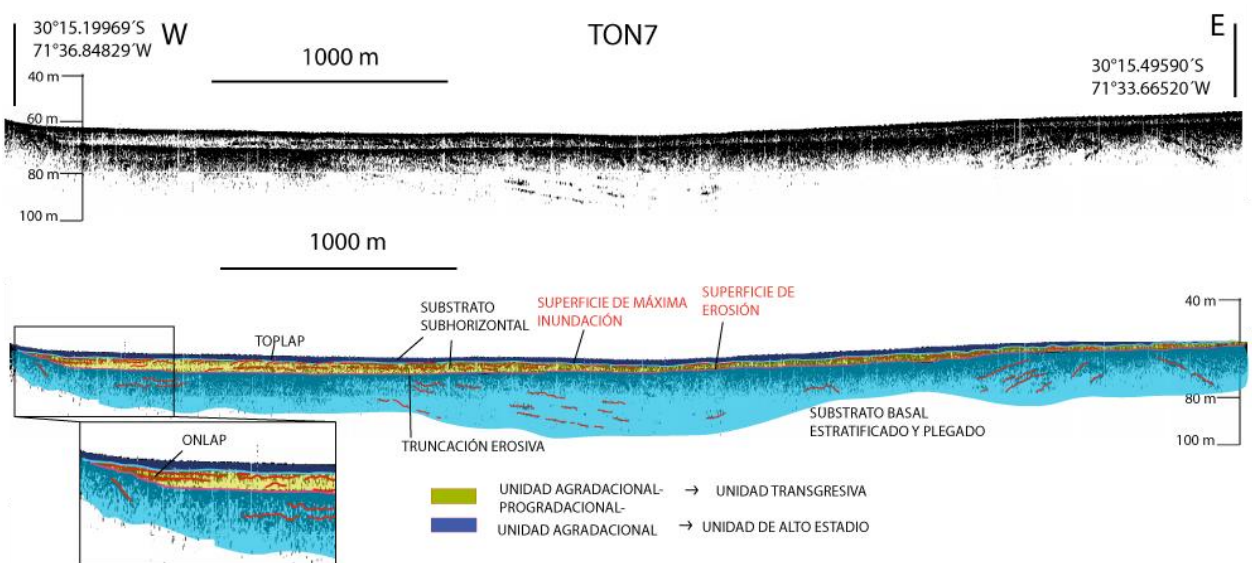


Figura 71 Perfil WE TON7 de la bahía de Tongoy.

A las profundidades observadas de la superficie de erosión y de máxima inundación en la bahía de Tongoy, habría que considerar el alzamiento del sistema-bahía, que según Saillard et al. (2012) habría disminuido de 0,8 a 0,2 m/ka entre los 300 y 100 ka calculado con las elevaciones de las terrazas pleistocenas y sus respectivas edades U-Th, y además agregar un diferencial de absorción debido a la subsidencia de la cuenca de la bahía de Tongoy por la Falla normal Puerto Aldea, una falla intraplaca e inclinada al este, que se encontraría activa según lo postulado por este trabajo de título (ver sección 5.1.2).

5.1.2 Actividad cuaternaria de la Falla Puerto Aldea

Las penínsulas están separadas de las bahías por fallas normales (Martínez, 1979; Paskoff, 1979; Ota et al., 1995; Delouis et al., 1998; González et al., 2003; Heinze, 2003; Allmendinger y González, 2010), y probablemente actúen como una configuración particular en términos de la proyección de ruptura de terremotos en el plano de subducción (Delouis et al., 1998; Chlieh et al., 2004; Audin et al., 2008; Moreno et al., 2009; Loveless et al., 2010; Perfettini et al., 2010; Victor et al., 2011).

La Falla Puerto Aldea constituye una de las principales estructuras geológicas de la costa semiárida de Chile. Esta falla posee un rumbo NNO-SSE, y se ha descrito que su longitud abarca más de 60 km sobre el continente (Saillard et al., 2012). El borde occidental de la bahía de Tongoy lo compone la Punta Lengua de Vaca, península que es parte de los Altos de Talinay, un cordón montañoso que se extiende por más de 40 km limitado al este por la Falla Puerto Aldea.

Trabajos previos han descrito que esta falla pone en contacto las rocas triásicas tardías del complejo plutónico Altos de Talinay (Irwin et al., 1988) con las rocas sedimentarias marinas de la Formación Coquimbo presentes en el valle asociado a la bahía (Martínez, 1979; Ota et al., 1995). Le Roux et al. (2006) indicaron que en el área de Tongoy-Altos de Talinay, la Falla Puerto Aldea habría controlado la depositación de la Formación Coquimbo a través de movimientos normales e inversos, lo cual sería concordante con las reactivaciones normales e inversas del Sistema de Fallas de Atacama en el Norte de Grande desde el Cenozoico tardío (Delouis et al., 1998; Riquelme et al., 2003; Allmendinger & González, 2010). Basado en el estudio de las terrazas marinas pleistocenas, Ota et al., (1995) indicaron que la Falla Puerto Aldea solo habría afectado las terrazas más altas presentes en los Altos de Talinay, TI y TII. Más tarde Saillard et al. (2009) indicaron que la deformación de estas terrazas evidencia desplazamientos normales asociados a la Falla Puerto Aldea. En la bahía de Tongoy están preservados tres niveles de terrazas marinas (e.g. Paskoff, 1970 y 1999), las cuales estarían lateralmente conectadas con las terrazas marinas de Altos de Talinay (e.g. Saillard et al., 2009).

Basado en edades U-Th sobre conchillas marinas sobre estas terrazas, Saillard et al. (2012) concluyeron que la bahía de Tongoy y Altos de Talinay se habrían convertido en un bloque rígido al menos desde el Pleistoceno medio, en algún momento entre 230-320 ka AP, por lo que la actividad de la Falla Puerto Aldea habría cesado o no habría tenido actividad demostrada desde entonces, y donde el comportamiento tectónico

regional de la corteza hasta el presente indicaría alzamientos asociados a la subducción de la dorsal de Juan Fernández (Le Roux et al., 2006). Este alzamiento es evidenciado ya que la preservación de un nivel de terraza marina es posible si la tasa de alzamiento tectónico es superior a la de alzamiento de los niveles del mar asociado a los interestadiales posteriores (Quezada et al., 2007; Saillard et al., 2009). Si a ello se agrega que terrazas marinas en otras regiones del país se relacionan a los mismos estadios isotópicos registrados por Marquardt et al., (2004) y en Quezada et al. (2007) para Caldera, y son similares a la península de Mejillones, y Arauco en aspectos estructurales y geomorfológicos (Heinze, 2003), entonces, se puede entonces asumir la evidencia de procesos tectónicos activos generales a lo largo del límite de convergencia de placas (Heinze, 2003), como uno de los principales factores modeladores de los paisajes costeros en un amplio sector del país, que repite dinámicas con resultados geomorfológicos similar para zonas geográficamente distanciadas. Del punto de vista local, habría un decrecimiento en la tasa de alzamiento local entre los 300 y 100 ka de 0,8 m/ka a 0,2 m/ka (Saillard et al., 2012), y entre los 122 y 6 ka se tendría una tasa del alzamiento local que varía 103+-69 mm/ka (Saillard et al., 2009).

Sin embargo, se cuenta con registros sedimentarios de la bahía de Tongoy, que están preservados mayor a 70 m b.n.m, los cuales tienen potencial para realizar estudios paleosismológicos (Vargas et al., 2005; 2011) y evidenciar tectónica activa a escala del Cuaternario tardío para la Falla Puerto Aldea (FPA).

El substrato estratificado subhorizontal al norte de la plataforma continental superior, específicamente la unidad de alto estadio post-Último Máximo Glacial (TON8; Fig. 73), se encuentra deformado y denotan nítidos escarpes morfológicos dislocando el fondo marino. Además, los espacios donde se disloca el fondo marino no se distinguen rellenos por sedimentos recientes. Por las evidencias anteriores, la deformación es observable a edades desde el Holoceno. Luego, se sugieren fallas normales secundarias ubicadas a los pies de los escarpes (Fig. 73) producto del reacomodo de los estratos a los movimientos normales de la Falla Principal Puerto Aldea, la cual tiene una prolongación marina al norte (escarpe café con salto vertical de decenas de metros, Fig. 73), donde se podría sugerir la activación de fallas normales menos prominentes sugeridas en continente con orientación N-S, o a las fallas de rumbo dextrales con orientación NE-SW (Benado, 2000), que se prolongarían bajo el mar. Heinze (2003) también identificó numerosas fallas cortas y paralelas a la fosa cortando la cobertura sedimentaria plio-pleistocena. Otra evidencia es la presencia de facies caóticas en la parte norte y central de la cuenca de la bahía de Tongoy, que se interpreta como un *slump* (color verde en Fig. 69 y 73) o deslizamientos submarinos hacia el depocentro de la cuenca por inestabilidad de sedimentos a menor profundidad y que sugiere activación local a lo largo de la FPA durante terremotos de subducción. En la zona no hay mayor información sobre terremotos recientes, y estas evidencias de *slumps*, indicarían actividad sísmica como gatillante de inestabilidad de sistemas sedimentarios localizados en la estrecha plataforma de la bahía de Tongoy.

Además, existe la ocurrencia de un escarpe con un salto vertical de 12 m donde se acorta la unidad de alto estadio a menor profundidad para luego aumentar nuevamente su potencia a menor profundidad (Fig. 72). Esta unidad al pertenecer a un periodo con un nivel del mar más bien estable se podría descartar el efecto de variaciones en el

nivel del mar para el acortamiento en potencia de la unidad de alto estadio, y se sugiere un efecto tectónico que habría provocado subsidencia y/o alzamiento en el área y habría generado la geometría de tal unidad. Entonces, se presenta como una evidencia más que respaldaría la interpretación sobre la actividad actual de la FPA.

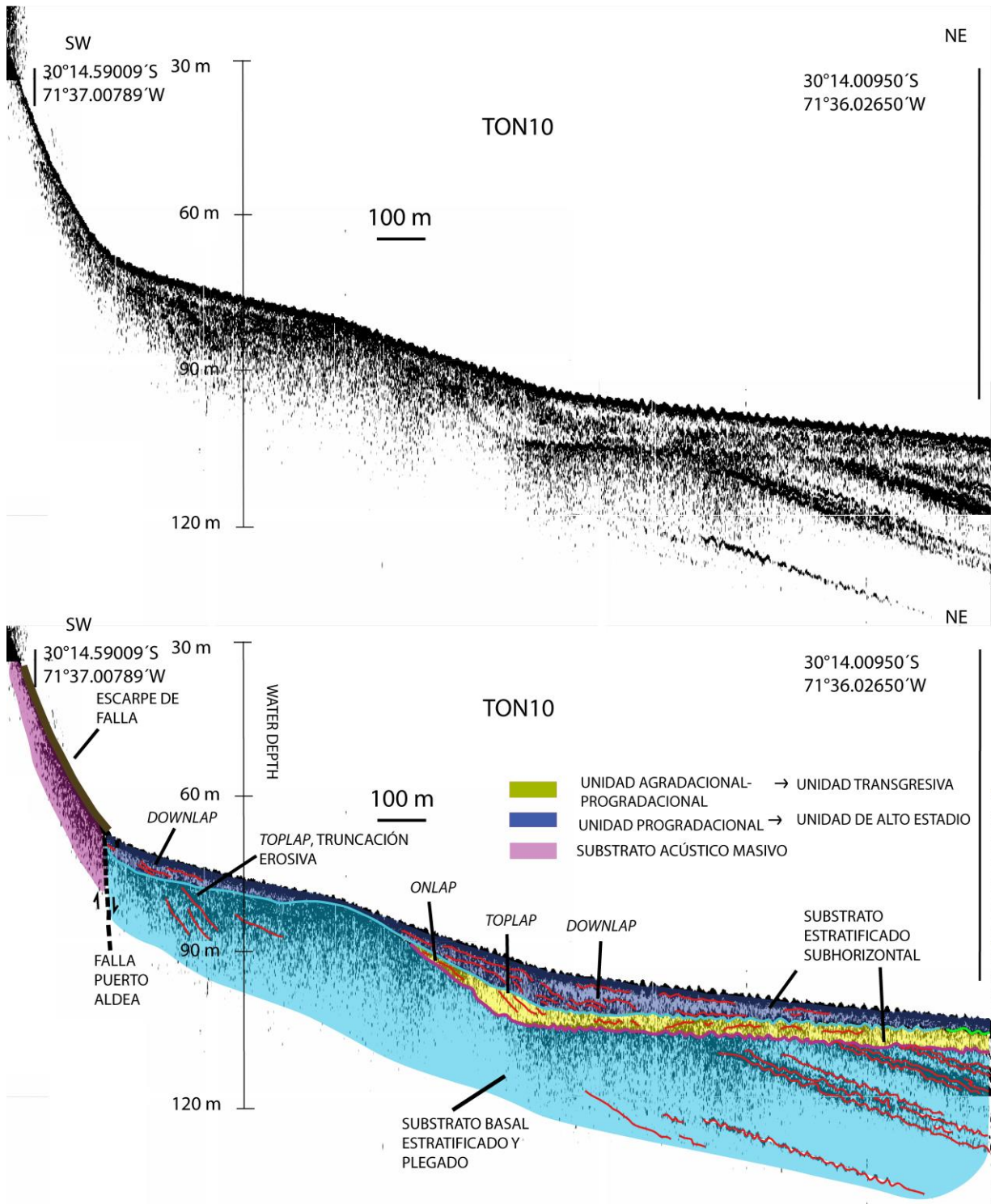


Figura 72 Perfil TON 10

Por tanto, al alzamiento del sistema Península-Bahía que según Saillard et al. (2012) habría disminuido de 0,8 a 0,2 m/ka entre los 300 y 100 ka AP, habría que sumar a la cuenca de la bahía de Tongoy un diferencial de absorción al alzamiento regional debido a la subsidencia generado por la Falla normal Puerto Aldea, debido al carácter activo.

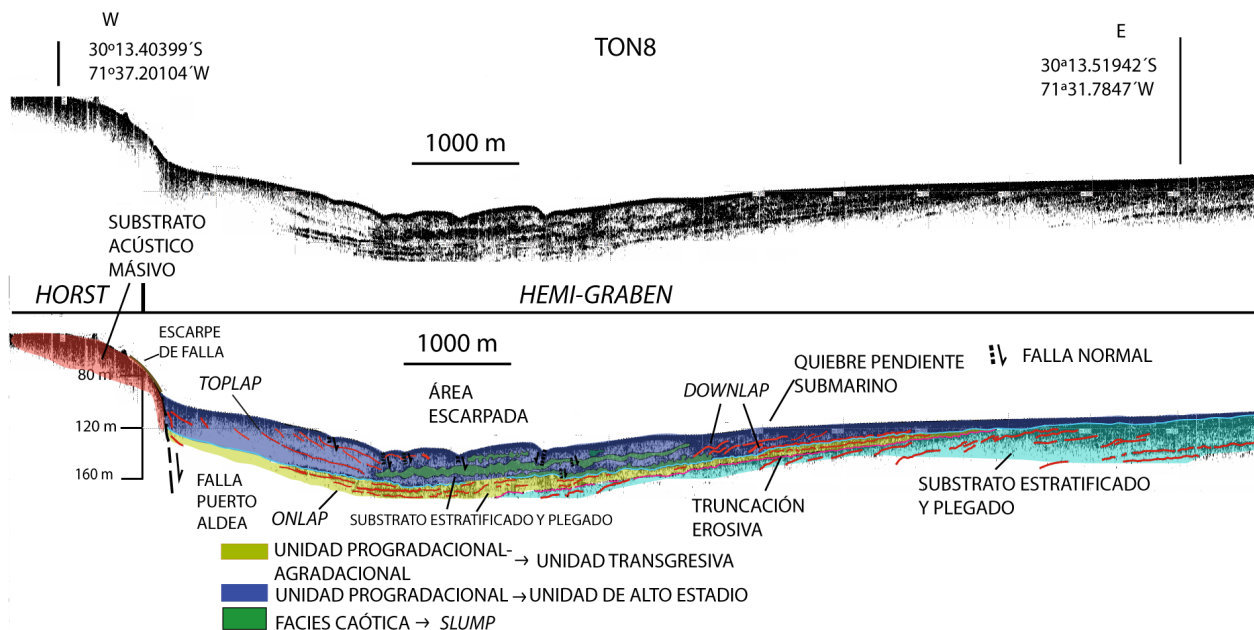


Figura 73 Perfil batimétrico TON8 WE de la Bahía de Tongoy, de ~10 km de largo. La escala vertical es 10x con respecto a la horizontal.

A las evidencias de este trabajo de título, habría que sumar trabajos recientes como el de Becerra et al. (2016) quienes indican que la geometría de fallas en la plataforma continental a los 30°S es el resultado de fallamiento extensional aparentemente controlado por una reactivación extensional local de un antiguo sistema de fallas extensional. Estas evidencias se extraen de la plataforma continental superior hacia la fosa donde se evidencian diferentes estructuras normales pero a mayores profundidades en el fondo marino.

5.2 Implicancias paleohidrológicas del registro sedimentario

5.2.1. Representatividad del registro sedimentológico de los testigos

Los testigos marinos fueron extraídos a los 88 m b.n.m, en las bahías de Tongoy y de Guanaqueros y se pueden definir los siguientes ambientes de playa que, según Le Roux et al. (2005) los rangos de profundidad representativos para estos ambientes sedimentarios son los siguientes: Playa/zona litoral, 0 m; anteplaya superior, 0-40 m; anteplaya media, 40-60 m; anteplaya inferior, 60-100 m y plataforma desde 100 m. En las bahías estos rangos de profundidad coinciden con los ambientes de playa y anteplaya superior (0-30 m), pero para el caso de la anteplaya inferior y plataforma los rangos de profundidad son 30-65 m y desde 65 m, respectivamente. Esta diferencia se

da principalmente por la protección de los vientos provenientes del SO que ejerce la Punta Lengua de Vaca y Guanaquero, así como la deriva litoral y la influencia directa de las olas del suroeste, por tanto, la zona de extracción de los testigos se enmarca en lo que se considera plataforma continental (*offshore*) que corresponde a la parte sublitoral inferior, y que se encuentra bajo el límite de acción de las olas de tormentas. El área de extracción tendría una profundidad similar a la actual desde el alto estadio global del nivel del mar post 7 ka AP (Lambeck et al., 2002), lo cual solo la base de GUK1, unidad 4 (ver Fig. 74), no representaría la plataforma continental, y más bien representaría la anteplaya superior asociado a un ambiente litoral somero. A la profundidad a la que fueron extraídos ambos testigos (88 m b.n.m) Moraga-Opazo et al. (2011) indican que el flujo promedio del agua es muy bajo o nulo.

Entonces, el registro sedimentario marino posee una configuración hidrogeológica que favorece la preservación de los sedimentos hemipelágicos que incluye restos biogénicos (bivalvos, gastrópodos, espículas, foraminíferos principalmente) y materia orgánica, junto con material terrígeno de grano fino. Esta preservación, producto de la topografía, se sugiere similar a lo que ocurre en la bahía de Mejillones (Vargas, 1998; Valdés, 1998; Ortlieb et al., 2000; Valdés et al., 2000; Vargas et al., 2002). En relación a las unidades de ambos testigos marinos existe una coherencia estratigráfica entre las edades y también una correspondencia en las variaciones de tamaño de grano (ver Fig. 74), por tanto, se consideran correlacionables sus unidades. Esto sugiere que los cambios sedimentológicos de los testigos efectivamente reflejan cambios océano-climáticos que afectaron la costa semiárida de Chile, descartando efectos o variaciones sedimentológicas locales dentro de las bahías.

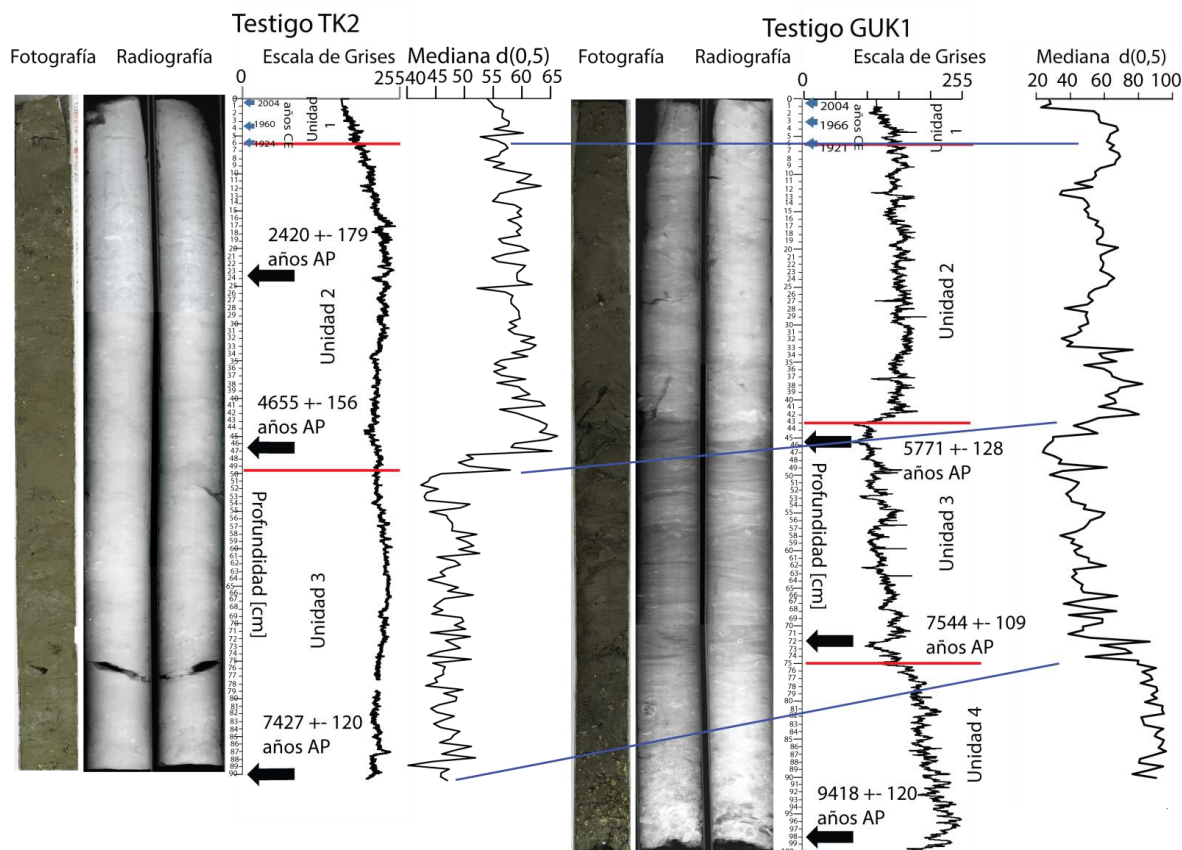
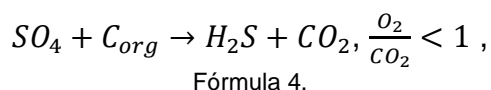


Figura 74 Correlación entre TK2 y GUK1.

Las condiciones oceanográficas en estas bahías están fuertemente influenciadas por un sistema de surgencia impulsada por el sistema de corrientes de Humboldt y de la presencia de condiciones hipóxicas en el fondo marino.

Estas bahías están localizadas junto a uno de los mayores centros de surgencia costera de Chile conformando un área de “upwelling shadow” o “sombra de surgencia” (Graham y Largier, 1997), una zona fuertemente influenciada por la surgencia, pero protegida por los vientos climatológicos del suroeste (Rahn et al., 2011) donde esta es mucho más intensa durante la primavera, en concordancia con el reforzamiento estacional del Anticiclón Subtropical del Pacífico Suroriental (Rutllant & Montecino, 2002; Rahn et al., 2014). Este sistema de bahías, donde la surgencia es importante, juega un rol fundamental en los intercambios océano-atmósfera de CO₂ y otros gases invernadero. El alzamiento de aguas frías ricas en CO₂, bajas en oxígeno y ricas en nutrientes, particularmente durante los meses de primavera y verano en el área de estudio (Thiel et al., 2007), genera alta productividad primaria lo cual deviene en la producción de un exceso de materia orgánica (carbono orgánico disuelto) que requiere alta demanda de oxígeno para su degradación hasta tener bajas concentración de oxígeno, como un análogo a lo indicado en la bahía de Mejillones (Vargas et al., 2004; 2005). Esto genera condiciones hipóxicas y casi anóxicas ([O₂] < 0.1 ml l⁻¹ a profundidades superiores a los 50 m) en el fondo marino de la bahía de Tongoy (Thiel et al. 2007) y que en la bahía de Guanaqueros al encontrarse el foraminífero *Bolivina plicata*, descritos como especies bentónicas dominante en sedimentos superficiales asociados a ambientes anóxicos (se identificó a distintas profundidades para ambos testigos marinos), el olor fétido a huevo podrido característico del ácido sulfhídrico (se reconoce en GUK1), la presencia de pirita autigénica a lo largo ambos testigos, además del color café verdoso (más oscuro, más hipóxico; Pearl, 2016) se presentan como evidencias para sugerir paleoambientes como zonas de mínimo oxígeno para la columna de agua de la bahía de Guanaqueros. La preservación de estos sedimentos podría deberse en parte debido a la persistente hipoxia en la parte inferior de las bahías (Escribano, 1998). Con respecto a la pirita autigénica, en ambientes anóxicos ocurre la reacción:



en la cual Fe reacciona con H₂S por la degradación de la materia orgánica a través de sulfato, y genera sulfuros de Fe que se almacenan en los sedimentos.

Los sedimentos laminados evidenciados en Guanaqueros se encuentran entre los 75-43 cm (unidad 3 de GUK1, ver Fig. 74) y constituyen un registro infrecuente y geológicamente excepcional al poseer relevancia para construcciones paleo-oceanográficas de alta resolución, similar a lo estudiado por Vargas et al. (2004) en la bahía de Mejillones. En márgenes continentales, este tipo de sedimento laminado ocurre en zonas caracterizadas por tasas de alta productividad primaria, normalmente asociado a variaciones estacionales, interanual o decadal, ecológicas e hidrológicas (e.g., Bull & Kemp, 1996; Hughen et al., 1996; Grimm et al., 1997; Staubwasser y Sirocko, 2001). Entonces, en estas capas laminadas de GUK1 (unidad 3) se espera un alto % de materia orgánica. La ocurrencia de laminaciones esta asociada con cambios texturales y composicionales entre la laminación adyacente denotando un patrón de

sedimentación rítmico. Se interpreta que el mayor tamaño de grano de las partículas líticas y la posible mayor concentración de líticos (que es necesario sustentar/respaldar con un estudio FTIR) en las laminaciones oscuras, con respecto a las facies claras, se habrían formado durante períodos con vientos SO intensificados, realzando surgencia y procesos de productividad primaria, impulsando mayores flujos de restos biogénicos y materia orgánica hacia el fondo marino, e intensificación de hipoxia con respecto a las facies claras adyacentes, y que ocurriría de manera similar a lo que sucede en la bahía de Mejillones (Vargas, 2002; Vargas et al., 2004; Vargas et al., 2005). Estas condiciones se ven quebradas durante la propagación hacia el polo de ondas Kelvin asociada a eventos calidos de ENSO, causando calentamiento de la temperatura superficial del océano (SST) y profundización de la termoclina y oxiclina, la cual induce la disminución de la tasa de producción primaria frente a la costas de la península Lengua de Vaca (Gonzalez et al., 1998, 2000; Iriarte et al., 2000; Ulloa et al., 2001) En el área de estudio las laminaciones claras probablemente coincidan con eventos climatológicos mayores tipo ENSO. Las laminaciones milimétricas mostrarían variaciones a escala multi-decadal, donde los posibles períodos de mayor surgencia en las laminaciones oscuras se sugieren por un aumento en la variabilidad tipo ENSO, y se sugieren estudios de alquenonas para reflejar la temperatura superficial del océano.

Con respecto a los minerales detríticos, ambas bahías son susceptibles a los flujos de detritos esporádicos, encausados por las quebradas presentes en sus respectivas hoyas hidrográficas, que en estas zona ocurren mayormente por lluvias torrenciales asociadas al desarrollo de la teleconexión PSA durante el Niño (Ortega et al., 2012). Esta influencia detrítica, generada por aluviones, ha jugado un rol importante frente a la costa semiárida, en condiciones tipo El Niño (Ortega et al., 2012; *in progress*), con una menor influencia eólica sugerida con respecto a la bahía de Mejillones la cual autores proponen un 5-10% de partículas líticas en la bahía de Mejillones y para el cual su origen sería eólico (Vargas 2002; Vargas et al. 2004; 2007; Flores-Aqueveque et al., 2014). Esta menor influencia eólica de la costa semiárida, se sustenta por el índice de escorrentía estudiado por Ortega (2014) en el testigo TO04C6, donde el gran porcentaje de los líticos (30-80%) presentes en el testigo en comparación con el menor porcentaje (3-15%) de este material en un testigo ubicado a una profundidad y distancia similar de la línea de costa hiperárida en la bahía de Mejillones (Vargas et al., 2004; 2007), se asocia mayormente a las variaciones de la escorrentía asociada a lluvias intensas. Para cuantificar la influencia eólica se sugiere realizar la metodología utilizada por Flores-Aqueveque et al. (2014) a través de trampas de polvo en distintos sectores a lo largo de la línea de la costa, recolectar más testigos marinos a distintas profundidades y colocar también sistemas de trampas marinos sobre las bahías de Tongoy y Guanaqueros. Previo a esto, habría que realizar estudios FTIR para cuantificar líticos. Así, a los líticos atrapados por las trampas de polvo que se podría sugerir netamente influencia eólica, se restan al % de líticos cuantificados por FTIR y se podría estimar la influencia detrítica ocasionada por flujos de detritos por variaciones océano-climáticas.

Con respecto al redondeamiento, los minerales félsicos encontrados en ambos testigos en la unidad 2, donde su base representaría edades de 5.300-5.500 años cal AP (ver Fig. 74) se presentan como granos subredondeados a subangulares, a diferencia del redondeamiento de la unidad 3 de TK2 y GUK1, y la unidad 4 de GUK1 que se

encuentran más bien subangulares, sugiriendo que los minerales detríticos de las unidades 2 y 1 de ambos testigos estarían retrabajados por flujos de detritos que arrastran líticos al fondo marino.

En relación a la tasa de sedimentación, la cual es 0,07 cm/año para TK2 y 0,067 cm/año para GUK1 en el último siglo basado en el exceso de ^{210}Pb . En GUK1 un metro representa +-9.400 años AP y +-7.400 años AP en 90 cm para TK2 basado en datación ^{14}C en sedimento. Estas tasas de sedimentación y las edades radiocarbónicas que reflejan serían menores en relación a lo que se tiene en la bahía de Mejillones (0,16-0,13 cm/año del centro de la cuenca de la bahía de Mejillones y el testigo 24 de la bahía de Mejillones, que se extrae en un lugar similar de la línea de la costa que TK2, se tienen edades 1928 +-110 AP en 95 cm; Vargas et al., 2005). Esto hace mucho más difícil registrar eventos geodinámicos excepcionales, como lo serían los *slump*/tsunamis, ya que los *hiatus* resultan más difíciles identificarlos. El menor aporte de flujos desde las pequeñas quebradas de la hoya hidrográfica de la bahía de Guanaqueros, explicaría la menor tasa de sedimentación de los sedimentos que constituyen GUK1 (0,067 cm/año), respecto de TK2 (0,07 cm/año) para el último siglo (unidad 1; ver Fig. 74). El mayor \bar{x} de la mediana d(0,5) desde ~5.500-5300 cal AP en TK2 (unidad 2 y 1, ver Fig. 75) concordaría en que la bahía de Tongoy está conectada a quebradas más desarrolladas lo que debiese indicar mayor contribución de sedimento desde las quebradas relativo a la bahía de Guanaqueros, pero GUK1 presenta los menores y mayores valores de la mediana d(0,5) (ver Fig. 76). Esto podría explicarse porque en la bahía de Guanaqueros el fondo submarino presenta una mayor pendiente hacia la zona de extracción con respecto a la bahía de Tongoy (Figs. 55 y 62; perfiles bahía de Tongoy y Guanaqueros, respectivamente), la cual es más bien subhorizontal, por ende, en Guanaqueros los flujos de detrito de gran energía deberían fluir con más facilidad hacia la zona de extracción. Además, la bahía de Guanaqueros tiene una menor área, por lo tanto, tiene menos espacio para que los flujos de líticos se dispersen, entonces, se sugiere que para GUK1 la zona de deposición registra mejor los tamaños de minerales detríticos arrastrados por flujos continentales de gran energía que TK2 cuando son de baja energía y/o ausentan, debido a que la hoya hidrográfica tiene menor desarrollo de quebradas y si estos flujos son de baja energía alcanzarían el fondo marino líticos de menor tamaño y que alcanzarían el lugar de extracción de GUK1 debido a la pendiente inclinada hacia el oeste del fondo de la bahía de Guanaqueros, y registra bien cuando estos son de gran magnitud debido a la pendiente del fondo submarino inclinado al lugar de extracción de TK2 y la menor área de la bahía de Guanaqueros.

Además, aunque el ritmo de sedimentación es lento, el carbonato de calcio y el sílice parecieren sepultarse antes de disolverse por capas frías de aguas ricas en CO_2 (ácidas) alzadas por surgencia, por la presencia de espículas y conchillas a lo largo de ambos testigos marinos.

5.2.2 Variables océano-climáticas asociadas a los cambios sedimentológicos de los testigos TK2 y GUK1

Las bahías de Tongoy y Guanaqueros, geográficamente se encuentran en una zona semiárida (30°S), con lluvias promedio de 80 mm anuales (Lydolph, 1973), donde la disponibilidad de agua en la costa semiárida del norte de Chile es limitada y dependiente de la ocurrencia de lluvias asociadas a los sistemas frontales conducidos por los Vientos del Oeste, las cuales son esporádicas y se concentran durante el invierno y la primavera austral (Fuenzalida, 1982; Garreaud et al., 2008a). Estos frentes se hacen más recurrentes e intensos durante fases cálidas de El Niño-Oscilación del Sur (ENSO: El Niño-Southern Oscillation), producto del debilitamiento del Anticiclón Subtropical del Pacífico Suroriental (ASPS) y la mayor frecuencia y/o persistencia de anticiclones de bloqueo localizados al suroeste de Sudamérica producto del patrón de teleconexión trópico-extratropical Pacífico-América del Sur (PSA: Pacific South America) asociado a El Niño (Rutllant & Fuenzalida, 1991; Mo & Higgins, 1998; Curtis & Adler, 2003; Ortega et al., 2012). ENSO (El Niño-Oscilación del Sur) tiene una gran influencia sobre la costa semiárida y donde Ortega et al. (2012) sugieren que condiciones tipo El Niño (y también neutras) generan la gran mayoría de aluviones producto de escorrentía asociada a episodios de fuertes precipitaciones, debido al calentamiento anómalo del Pacífico Tropical y el debilitamiento de los vientos alisios. Estas tormentas generan eventos más frecuentes de flujos de detrito y barro que se depositan en el fondo de las bahías de Tongoy y Guanaqueros. Estos flujos arrastrarían material principalmente desde las quebradas de la hoya hidrográfica, y transportan principalmente en el área minerales de grano fino y se combinan con conchas de la fauna de la parte sublitoral superior (subtidal, Le Roux et al., 2006). Entonces, el fondo marino de ambas bahías constituye un excelente lugar para el estudio de las variaciones paleo-hidrológicas relacionadas a los cambios océano-climáticos debido a que posee un clima transicional entre el desierto hiperárido de Atacama y climas húmedos de latitudes medias. Esta escorrentía fue abordada desde su capacidad de arrastre basado en el tamaño de grano, el cual se expresó a través de las curvas de modas 4 principal, 2 secundaria y mediana $d(0,5)$.

El estudio sedimentológico de las conchillas en testigos marinos, además, abre la posibilidad de registrar cambios en el nivel del mar y del nivel de energía del ambiente de depositación. Se sugiere que el mayor tamaño y porcentaje de estas sucedería en una hidrodinámica litoral somera, y la presencia de conchillas no fragmentadas y bivalvos con sus valvas ligadas indicaría deposición in situ y ambiente de baja energía que las habría preservado. Se determina que existe una coherencia estratigráfica y granulométrica de ambos testigos, sustentado por la geocronología de ^{14}C y exceso de ^{210}Pb (Fig. 74).

La **unidad 4** de GUK (Holoceno temprano), se caracteriza por conchillas enteras y fragmentadas de gran tamaño que hacia su techo disminuyen en tamaño y porcentaje, lo cual tendría una relación directa al paso de una zona de anteplaya superior/submareal a un ambiente de plataforma desde la base de la unidad 3 en ambos testigos, que se interpreta como la transgresión marina global asociada al interglacial post-Último Máximo Glacial desde los 15-7 ka AP (ver Fig. 75; Lambeck et al., 2002). La moda 3 (arena media; ver Fig. 76) de GUK1 no registra *peaks*

importantes, a diferencia de lo que se observan en la unidad 2 y 1 de GUK1. Por esto, se sugiere menor aporte de flujos desde el continente al fondo de la bahía de Guanaqueros para el Holoceno temprano, por menor escorrentía debido a condiciones de aridez evidenciado por los registros de polen y el bajo nivel de la laguna Aculeo estudiados por Jenny et al. (2002). En el Holoceno temprano, la intensificación del ASPS en esta región junto con condiciones de aguas más frías de la corriente de Humboldt (Kim et al., 2002; Kaiser et al., 2005; Lamy et al., 2002; 2004; 2007; Ortlieb et al., 2011; Ortega et al., 2012) favorecieron la mayor frecuencia y/o intensidad de la neblina costera, escenario similar al de hoy en día asociado a condiciones tipo La Niña, que indicarían condiciones de sequía. La neblina costera habría sustentado vegetación en localidades donde la topografía favorece su paso y la retención de humedad, tal como habría ocurrido en el sitio Quebrada Santa Julia (Ortega et al., 2012; 2013) y los suelos se presentarían más firmes, lo cual conlleva a una menor generación de flujos de detrito con importante material y de energía suficiente para que se asienten en el fondo de las bahías.

La **unidad 3** (Holoceno medio) presenta el menor tamaño de grano de la mediana con respecto a las otras unidades (Figs. 75 y 76) y se interpreta que marcaría el inicio de una desaceleración del aumento del nivel de mar durante el alto estadio global del Holoceno, a partir de 7-6 ka AP (ver Fig. 76; Mitchum, 1977; Catuneanu, 2002; Lambeck et al., 2002). La sedimentación desde esta unidad hasta el techo de los registros marinos se considera de carácter hemipelágico con aportes de restos biogénicos y material litogénico producto de aluviones. En GUK1 (a diferencia de TK2 que no se observan) a las profundidades 68-67, 65, 57,5-55 y 47,5 cms, se observan *peaks* en el porcentaje de volumen de la moda 3 secundaria (ver Fig 76) y se sugieren eventos anómalos de lluvias intensas en el Holoceno medio producto de que el Anticiclón Subtropical del Pacífico Suroriental habría estado posicionado un poco más al norte y/o al oeste en relación con el Holoceno temprano (Ortega, 2014). Los eventos aluviales ocurridos en la costa semiárida durante este período anterior a 5.500-5.300 años cal AP, se habrían desarrollado probablemente en condiciones neutras de ENSO, tal como ha ocurrido algunas veces en la región (Ortega et al., 2012). Asimismo, las condiciones de extrema aridez sugeridas por registros de polen (Villagran y Maldonado et al., 2006; Maldonado et al., 2010; Maldonado y Moreira, 2013) durante este período no excluyen necesariamente la ocurrencia de eventos anómalos de lluvias intensas capaces de producir flujos detríticos. De hecho, condiciones de extrema aridez del suelo favorecerían el arrastre de material a través de las quebradas de la hoya hidrográfica de las bahías de Tongoy y Guanaqueros haciendolo más susceptibles a eventos esporádicos de lluvias intensas, similar a lo que se sugiere en la Quebrada Santa Julia, en Los Vilos (Ortega et al., 2012).

La **unidad 2** de GUK1 y TK2 (Holoceno tardío) registra un abrupto aumento del tamaño de grano de la moda primaria y mediana d(0,5) para TK2 (Fig. 75) y el aumento del porcentaje de volumen y la mediana d(0,5) en GUK1 (ver Fig. 76). Esto sugiere que este marcado aumento del tamaño de grano, y que se mantiene al techo, indicaría flujos de detrito de gran energía que arrastran minerales detríticos provenientes desde el continente, asentandose en el fondo submarino y que sucedería entre los 5.500-5.300 años cal AP basado en edades radiocarbónicas. Esto concuerda con otros registros paleoclimáticos a lo largo de la vertiente poniente de la Cordillera de Los Andes que

indicarían que para tales edades (Holoceno tardío) la ocurrencia de mayor frecuencia de intensas lluvias estarían asociadas al comienzo del fenómeno El Niño como se conoce hoy en día (Rodbell et al., 1999; Jenny et al., 2002; Vargas et al., 2006; ver Fig. 78), donde se harían más frecuentes los flujos aluvionales en la costa semi-árida. Esto marcaría una variación océano-climática a escala milenial. Además, se presenta un nivel del mar similar al del Holoceno medio el cual se encuentra en un alto estadio global post-Último Máximo Glacial desde los 7 ka AP (ver Fig. 77). Entonces se sugiere un ambiente profundo de sedimentación y de mayor energía por el arribo de manera más frecuente de flujos de detrito con respecto al ambiente para el Holoceno medio.

La **unidad 1** (6-0 cm) en **GUK1** desde su base hasta los 3,5 cm presenta un tamaño de la mediana $d(0,5)$ mayor ($63 \mu\text{m}$) con respecto a la unidad 2, para luego disminuir el tamaño de grano hasta casi $30 \mu\text{m}$ en el techo. En la **unidad 1** en **TK2** (Fig. 75) desde los 6 a los 4 cm hay un aumento en el tamaño de grano y % de volumen en la moda 2 secundaria desde los 10 hasta los $20 \mu\text{m}$ para luego mantenerse en torno a los $20 \mu\text{m}$. Luego, en base a la geocronología basada en el exceso de ^{210}Pb se sugiere que, desde al menos el último siglo, el tamaño y aporte de líticos en TK2 y el tamaño de los líticos para GUK1 que fueron arrastrados por flujos aluvionales hacia el fondo de las bahías de Tongoy y Guanaqueros aumentaron. Esto podría correlacionarse con lo propuesto por Ortlieb et al. (2002) quienes indican que hubo un cambio en el patrón de teleconexión PSA relacionados a ENSO que ocurrió abruptamente alrededor de 1817 CE, y que a su vez concordaría con los resultados obtenidos por Ortega (2014) y Ortega et al. (*in progress*) que apuntan que a partir del año 1817-1820 CE el aporte y tamaño de los líticos que fueron arrastrados hacia la bahía de Tongoy aumentaron, y se podría correlacionar para la bahía de Guanaqueros.

Entonces, se sugieren que el mayor tamaño para TK2 y GUK1 podría deberse que después de los 1820 CE los eventos de lluvia intensos aumentaron bajo una tendencia a la desertificación. Ortega et al. (*in progress*) proponen que la mayor frecuencia de eventos torrenciales durante eventos El Niño desde 1820 CE están vinculados con un patrón de teleconexión PSA más persistente modulado por el aumento de la variabilidad decadal tipo ENSO que desde el comienzo del siglo XIX y durante el siglo XX fueron más intensas, asociadas a la mayor frecuencia de lluvias estacionales y a una mayor influencia de las condiciones El Niño. Esto sería lo más probable contrastando con la mayor frecuencia de estratos clásticos registrados durante 1850-1998 CE en la laguna Aculeo (Jenny et al., 2002b). Estas condiciones El Niño generarían inestabilidad en el ASPS y que en los últimos dos siglos ha tenido una mayor influencia. Esta variabilidad interdecadal tipo ENSO de los Vientos del Oeste favorecen surgencia, incrementando la productividad y enfriamiento de la costa desde 1878 CE (Ortega et al., *in progress*) y durante el siglo XX (Vargas et al., 2007).

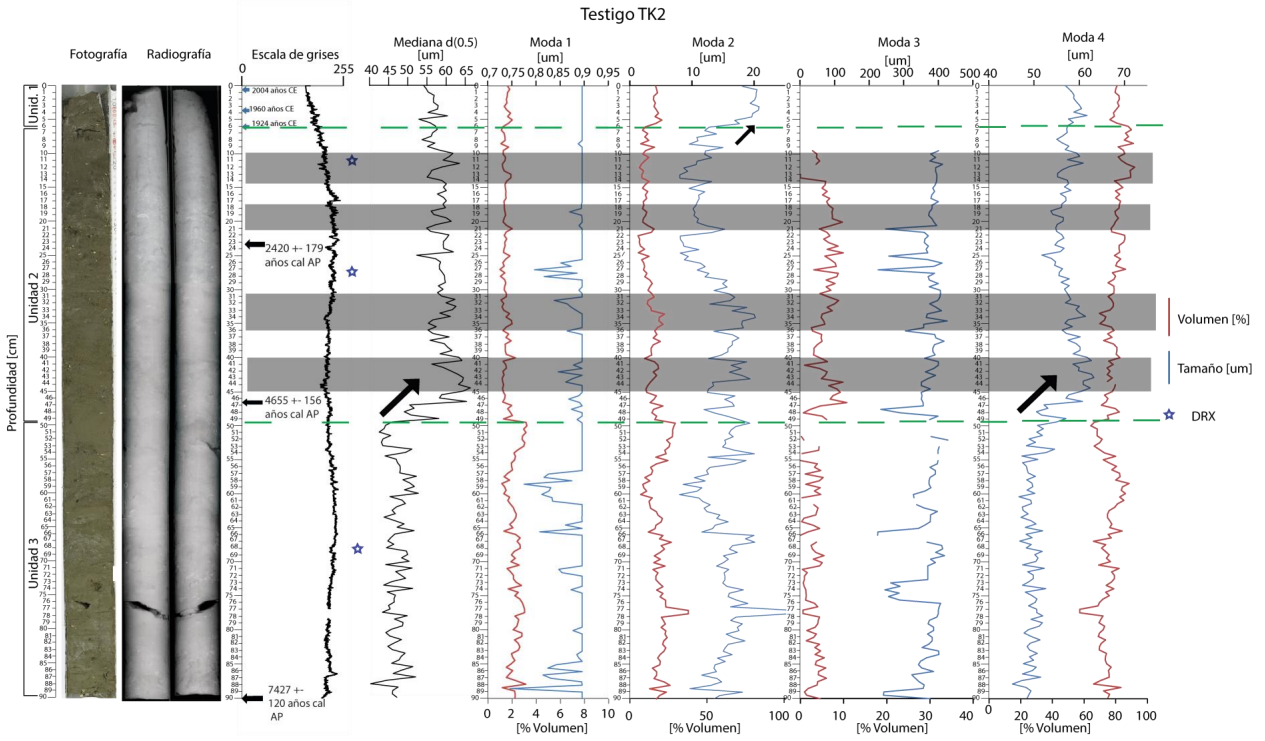


Figura 75 Variabilidad cada 0,5 cm del tamaño de grano (en μm) de 4 modas distintas calculadas en el testigo TK2, donde en rojo muestra la variación del volumen de base a techo, y en azul las variaciones del tamaño de grano.

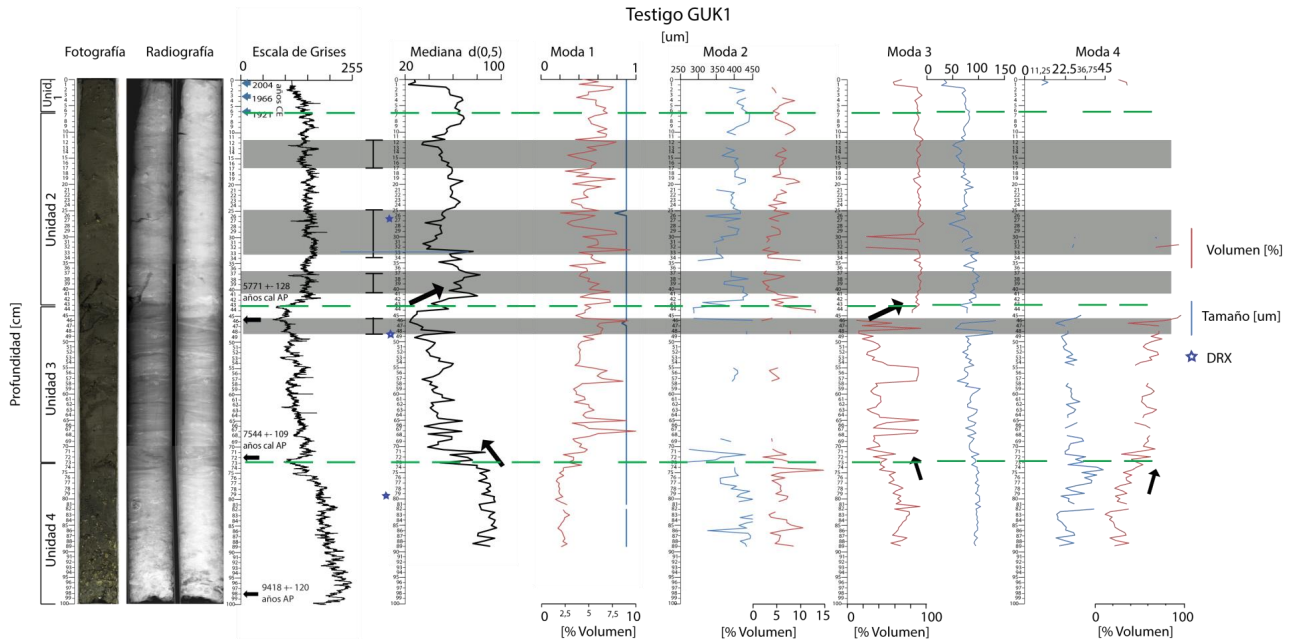


Figura 76 Variabilidad cada 0,5 cm del tamaño de grano (en μm) de 4 modas distintas calculadas en el testigo GUK1, donde en rojo muestra la variación del volumen de base a techo, y en azul las variaciones del tamaño de grano.

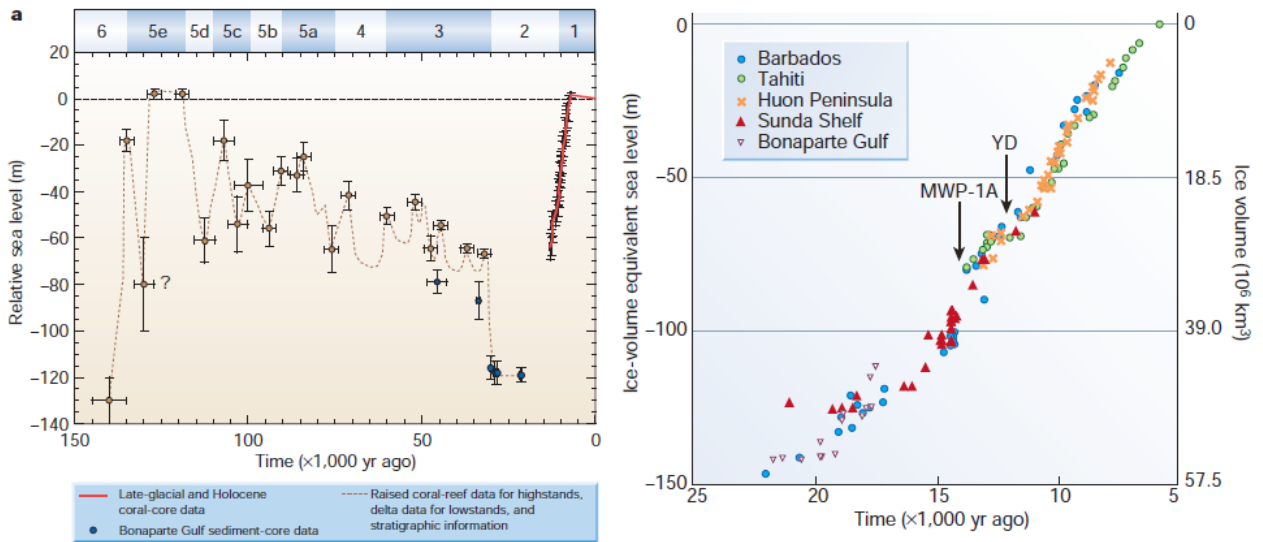


Figura 77 Cambios del nivel del mar (izquierda) y cambios en los volúmenes de hielo (derecha). Extraído de Lambeck et al. (2002).

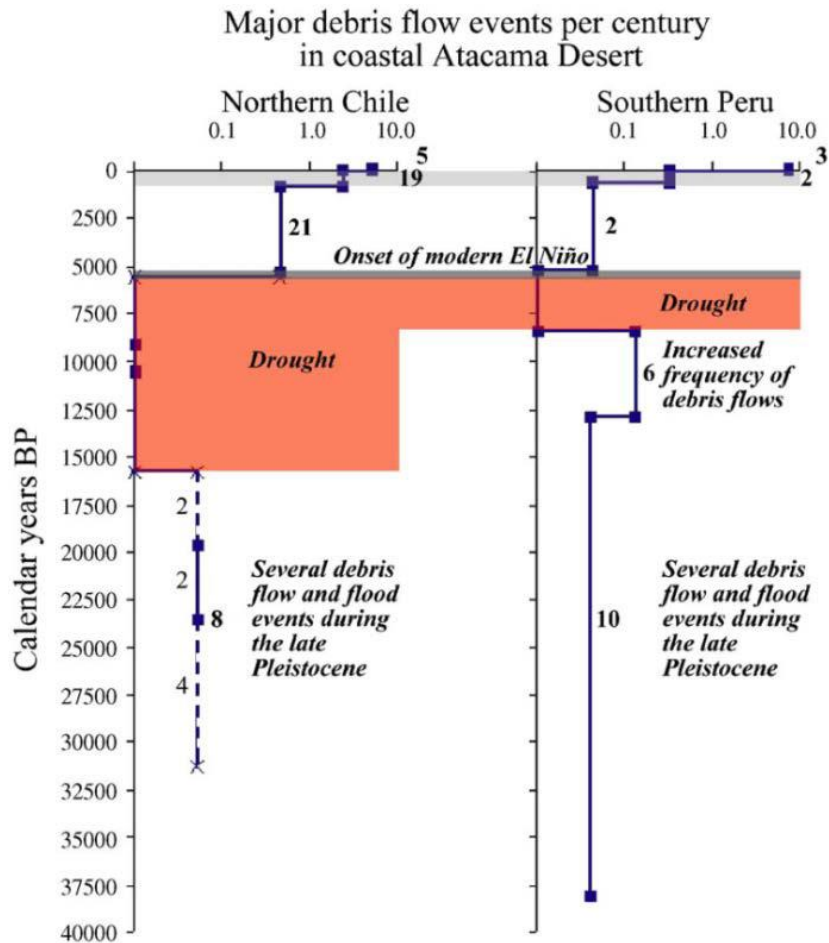


Figura 78 Eventos mayores de aluviones en la costa del desierto de Atacama en el norte de Chile (izquierda) y el sur de Perú (derecha). Vargas et al. (2006).

5.3 Perspectivas

Este trabajo abre distintas aristas para abordar en trabajos posteriores.

Se propone trabajar con indicadores de geoquímica orgánica tales como carbono orgánico total (Corg), razón C/N y el isótopo estable $\delta^{13}\text{C}$, capaces de poder interpretar fuentes de materia orgánica (continental o marino) y procesos oceanográficos (Meyers, 1997).

El carbono orgánico total (TOC) sería interesante determinarlo a lo largo de los testigos para respaldar la interpretación de los procesos de productividad primaria que conllevan a altos flujos sedimentarios en la bahía, sugerida por las laminaciones oscuras y claras de la unidad 3 de GUK1. El contenido de nitrógeno puede ser medido para determinar la razón C/N, para caracterizar el sedimento con respecto al phytoplankton derivado de materia orgánica.

Se sugiere extraer testigos más al norte y occidente para determinar cómo varia el contenido de lúticos hacia la línea de costa y caracterizar de mejor forma los flujos alcanzados por el fondo de la bahía. Así, se puede conocer la energía del flujo que permitió la deposición de los sedimentos al fondo de las bahías.

Se sugiere realizar isótopos de oxígeno a conchas de foraminíferos para determinar la variabilidad a lo largo del testigo y respaldar las interpretaciones en base a períodos de mayor escorrentía donde la temperatura superficial del océano sería mayor.

Se propone realizar termometría Mg/Ca la cual tiene ventajas sobre otros proxies de paleotemperatura. Tiene la habilidad para reconstruir cambios en la estructura termal en la columna de agua usada en múltiples especies para diferentes rangos de profundidad y/o hábitats estacionales (Barker et al., 2005) y así ahondar en los conocimientos oceanográficos y biológicos.

CAPITULO VI

CONCLUSIÓN

En la costa semi-árida de Chile han ocurrido variaciones hidrológicas y cambios eustáticos durante el Pleistoceno terminal-Holoceno, las cuales pueden ser determinadas mediante el estudio estratigráfico y sedimentológico de los depósitos del fondo marino de las bahías de Tongoy y Guanaqueros (30°S) ya que es una zona altamente sensible a los cambios climáticos debido a su clima transicional entre el desierto hiperárido de Atacama y el clima mediterráneo de Chile.

La configuración hidrogeológica del área permite la preservación de los sedimentos que se asientan en el fondo de las bahías debido a que se encuentran protegidas por las penínsulas Punta Lengua de Vaca y Guanaquero que bloquean la acción de los Vientos del suroeste, las grandes olas y perturbaciones que ocurren mar adentro. Esto permite realizar interpretaciones paleoclimáticas a partir de sedimentos del fondo marino de ambas bahías, que al ser una costa semiárida, la disponibilidad de aguas es limitada y dependiente de lluvias asociadas a los sistemas frontales conducidos por los Vientos del Oeste y los cuales se hacen más recurrentes e intensos durante fases cálidas de El Niño-Oscilación del sur (El Niño).

Ocurre una sedimentación hemipelágica en las unidades 3, 2 y 1 de los testigos TK2 y GUK1 (bahía de Tongoy y Guanaqueros, respectivamente) los cuales tienen influencia detrítica, por flujos aluvionales esporádicos de alta energía que permitirían arrastrar líticos encausados por las quebradas presentes en las respectivas hoyas hidrográficas de ambas bahías, y que se hacen más frecuentes durante El Niño. Además, las bahías están localizadas junto a uno de los mayores centros de surgencia costera de Chile, aumentando la productividad primaria que generaría un importante flujo de restos biogénicos (identificados en los registros sedimentarios marinos de ambos testigos) hacia el fondo submarino de las bahías.

A partir del estudio sedimentológico de los testigos marinos TK2 y GUK1, se determinó que existe una coherencia estratigráfica y granulométrica de ambos testigos, sustentado por la geocronología de ^{14}C y exceso de ^{210}Pb . Esto permite definir las siguientes unidades, que de base a techo son: unidad 4 (Holoceno temprano), que solo aparece en GUK1, presenta un mayor tamaño y porcentaje de conchillas que disminuye hacia el techo y se interpreta producto del paso de un ambiente con hidrodinámica litoral somera a uno de sedimentación hemipelágica que se mantiene hasta el techo de los registros sedimentarios por el alto estadio global post-Último Máximo Glacial desde los 7 ka AP (Lambeck et al., 2002). La unidad 3 (Holoceno medio) presenta el menor tamaño de grano y que en GUK1 presenta notorias y múltiples laminaciones, lo que sugiere sedimentación rítmica por posibles períodos con variaciones en la surgencia y productividad primaria asociada, típico de ambientes hipóxicos a anóxicos. La unidad 2 (Holoceno tardío) registra un abrupto aumento del tamaño de grano para TK2 y un aumento del tamaño y % de minerales en GUK1 que se mantiene hasta el techo de los testigos desde 5.500-5300 años cal AP basado en edades radiocarbónicas. Esto

sugiere un cambio hidrológico a escala milenial, y se interpreta el abrupto cambio a una mayor frecuencia de flujos de detrito de gran energía que arrastran minerales detríticos del continente asentándose en el fondo marino. Esto concuerda con otros registros paleoclimáticos a lo largo de la vertiente poniente de la Cordillera de los Andes que postulan que para el Holoceno tardío ocurriría una mayor frecuencia de intensas lluvias asociadas al comienzo de El Niño como se conoce hoy en día (Rodbell et al., 1999; Jenny et al., 2002; Vargas et al., 2006) y que permitirían una mayor frecuencia de flujos aluvionales que se asientan en el fondo marino para ambas bahías. En la unidad 1 (que representa el último siglo y es datado a través de exceso de ^{210}Pb) se identificó un aumento gradual del tamaño de grano de la mediana $d(0,5)$ con respecto a la unidad subyacente, desde los 6 cm (base) hasta los 3,5 cm para luego disminuir el tamaño de grano al techo. Para TK2 se observa también un aumento gradual del tamaño y porcentaje de la moda 2 secundaria, con respecto a la unidad subyacente, desde los 6 cm hasta los 4 cm para mantenerse en torno a este mayor tamaño de grano hasta el techo, con respecto a la unidad subyacente. Esto sugiere que el tamaño y aporte de lúticos para TK2 y el tamaño de lúticos para GUK1 arrastrados al fondo de las bahías sería mayor, al menos, desde el último siglo para ambas bahías, y podría correlacionarse con lo propuesto por Ortlieb et al. (2002) quienes indican un cambio en el patrón de teleconexión trópico-extratropical del Pacífico Sur relacionados a ENSO que habría ocurrido abruptamente desde el 1817 CE, y que a su vez concordaría con los resultados obtenidos por Ortega et al. (*in progress*) que apuntan que a partir del año 1817-1820 CE el aporte y tamaño de los lúticos que fueron arrastrados hacia la bahía de Tongoy aumentaron, y que se podría correlacionar para la bahía de Guanaqueros.

A partir del análisis estratigráfico mediante estratigrafía secuencial fue posible identificar facies sísmicas asociadas a cambios eustáticos del Pleistoceno terminal-Holoceno. El substrato acústico estratificado subhorizontal se asocia a 2 *system tracts*: una unidad transgresiva post-Último Máximo Glacial (15-7 ka AP) que probablemente también incorpore aportes aluviales en periodos del bajo estadio marino durante el Último Máximo Glacial (30-19 ka AP). Esta unidad transgresiva se caracteriza por terminaciones *onlap*, *downlap* y *toplap* y una geometría agradacional-progradacional. A esta unidad la sobreyace una superficie de máxima inundación, base de una unidad de alto estadio asociado al periodo de desaceleración del nivel del mar post 7 ka AP y se caracteriza por reflectores *downlap* hacia el depocentro de la cuenca y geometría progradacional. Para estos 2 paquetes sísmicos en la parte norte y central de la bahía de Tongoy se identifican reflectores sísmicos curvos bien diferenciados de unidades adyacentes que se interpretan como facies caóticas.

Estas facies caóticas se interpretan como deslizamientos marinos o *slumps* por inestabilidad de sistemas sedimentarios a menor profundidad. Además, se identifican nítidos escarpes morfológicos que dislocan el fondo marino al norte de la plataforma continental de la bahía de Tongoy y se consideran evidencias para sugerir fallas normales secundarias ubicadas a los pies de los escarpes producto del reacomodo de los estratos a reactivaciones normales de la Falla principal Puerto Aldea (FPA) ubicada inmediatamente al oeste de los pies del escarpe que limita la bahía con la península Punta Lengua de Vaca.

Por tanto, los perfiles batimétricos de la bahía de Tongoy muestran evidencias de que la FPA tendría una prolongación submarina y un carácter activo a escala del Cuaternario tardío en el área norte de la estrecha plataforma continental de la bahía de Tongoy. Esta activación local y actual a lo largo de la FPA generaría saltos verticales de los sedimentos en el fondo marino (escarpe de falla) los cuales se identifican de decenas de metros en los perfiles batimétricos.

Lo anterior, contradice lo postulado por Saillard et al. (2012) quienes concluyeron que la bahía de Tongoy y Altos de Talinay se habrían convertido en un bloque rígido al menos desde el Pleistoceno medio, por lo que la actividad de la FPA habría cesado o no habría tenido actividad demostrada desde entonces. Por tanto, habría que agregar un diferencial de absorción local al alzamiento regional (0,2 m/ka; Saillard et al., 2012) debido a la subsidencia de la FPA en la cuenca de la bahía de Tongoy.

BIBLIOGRAFÍA

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

Allmendinger, R.W., González, G. 2010. Invited review paper: Neogene to Quaternary tectonics of the coastal Cordillera, northern Chile. *Tectonophysics*, 495: 93–110.

Ashok, K., Yamagata, T. 2009. The El Niño with a difference. *Nature*, 461: 481–484.

Audin, L., Lacan, P., Tavera, H., Bondoux, F. 2008. Upper plate deformation and seismic barrier in front of Nazca subduction zone: The Chololo Fault System and active tectonics along the Coastal Cordillera, southern Peru. *Tectonophysics*, 459(1): 174-185.

Barker, S., Cacho, I., Benway, H., Tachikawa, K. 2005. Planktonic foraminiferal Mg/Ca as a proxy for past oceanic temperatures: a methodological overview and data compilation for the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, 24(7): 821-834.

Becerra, J., Arriagada, C., Contreras-Reyes, E., Bascuñan, S., De Pascale, G. P., Reichert, C., Cornejo, N. 2016. Gravitational deformation and inherited structural control on slope morphology in the subduction zone of north-central Chile (~ 29-33° S). *Basín Research*, 1-18.

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

Benado, D. E. 2000. Estructuras y estratigrafía básica de terrazas marinas en sector costero de Altos de Talinay y bahía Tongoy: implicancia neotectónica. Memoria, Universidad de Chile, 78.

Bull, D., Kemp, A., 1996. Composition and origins of laminae in late Quaternary and Holocene sediments from the Santa Barbara Basín. In: Kemp, A.E.S. (Ed.), Palaeoclimatology and Palaeoceanography from Laminated Sediments. *Geological Society London Special Publication*, 116: 143– 156.

Cai, W., Lengaigne, M., Borlace, S., Collins, M., Cowan, T., McPhaden, M.J., Timmermann, A., Power, S., Brown, J., Menkes, C., Ngari, A., Vincent, E.M., Widlansky, M.J. 2012. More extreme swings of the South Pacific convergence zone due to greenhouse warming. *Nature*, 488: 365–369.

Calvert, S.E., Veevers, J.J., 1962. Minor structures of unconsolidated marine sediments revealed by X-radiography. *Sedimentology*, 1: 296– 301.

Catuneanu, O. (2002). Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. *Journal of African Earth Sciences*, 35(1), 1-43.

Chacón, M. L. M. 1979. Braquiopodos carboníferos de la Cordillera Cantábrica: Orthida, Strophomenida y Rhynchonellida. *IGME*, Madrid, 96.

Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, M.P., 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile. *In: Moreno, T., Gibbons, W. (Eds.), The Geology of Chile. The Geological Society*, London, 21–114.

Chlieh, M., De Chabalier, J. B., Ruegg, J. C., Armijo, R., Dmowska, R., Campos, J., Feigl, K. L. 2004. Crustal deformation and fault slip during the seismic cycle in the North Chile subduction zone, from GPS and InSAR observations. *Geophysical Journal International*, 158(2), 695-711.

Curtis, S., Adler, R., 2003. Evolution of El Niño–precipitation relationships from satellites and gauges. *Journal of Geophysical Research*, 108 (D4), 4153, doi: 10.1029/2002JD002690.

Delouis, B., Philip, H., Dorbath, L., Cisternas, A., 1998. Recent crustal deformation in the Antofagasta region (northern Chile) and the subduction process. *Geophysical Journal International* 132, 302–338.

Emparán, C., Pineda, G., 2006. Geología del Area Andacollo-Puerto Aldea, Región de Coquimbo. Escala 1:100.000. *Servicio Nacional de Geología y Minería*, Carta Geológica de Chile, Serie Geológica Básica 96, 85p. Santiago.

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

Flores-Aqueveque, V., Alfaro, S., Vargas, G., Caquineau, S., Valdés, J., 2014. Assessing the origin and variability of eolian lithic material for high-resolution paleoceanographic reconstructions off northern Chile. *Journal of Sedimentary Research*, 84(10): 897-909.

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

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

Garreaud, R.D., Battisti, D.S., 1999. Interannual (ENSO) and interdecadal (ENSO-like) variability in the Southern Hemisphere tropospheric circulation. *Journal of Climate*, 12: 2113–2123.

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

Garreaud, R., Vuille, M., Compagnucci, R., Marengo, J., 2008a. Present-day South American Climate. *PALAEO3 Special Issue (LOTRED South America)*, 281: 180-195.

Gomes, L., Bergametti, G., Coudé-Gaussen, G., Rognon, P. 1990. Submicron desert dusts: A sandblasting process. *Journal of Geophysical Research*, 95: 13927-13935.

Gonzalez, H., Daneri, G., Figueroa, D., Iriarte, J.L., Lefevre, N., Pizarro, G., Quiñones, R., Sobarzo, M., Troncoso, A., 1998. Producción primaria y su destino en la trama trófica pelágica y océano profundo e intercambio océano-atmósfera de CO₂ en la zona norte de la Corriente de Humboldt (23°S): posibles efectos del evento El Niño 1997–98 en Chile. *Rev. Chil. Hist. Nat.*, 71: 429– 458.

Grimm, K., Lange, C., Gill, A., 1997. Self-sedimentation of phytoplankton blooms in the geologic record. *Sediment. Geol.*, 110: 151– 161.

Gutiérrez, D., Sifeddine, A., Field, D. B., Ortlieb, L., Vargas, G., Chávez, F.P., Velazco, F., Ferreira, V., Tapia, P., Savattecchi, R., Boucher, H., Morales, M. C., Valdés, J., Reyss, J.-L., Campusano, A., Boussafir, M., Mandeng-Yogo, M., García, M., Baumgartner, T. 2009, Rapid reorganization in ocean biogeochemistry off Peru towards the end of the Little Ice Age. *Biogeosciences*, 6: 835–848, doi:10.5194/bg-6-835-2009.

Guzman, N., Saá, S., Ortlieb, L. 1998. Catálogo descriptivo de los moluscos litorales (Gastropoda y Pelecypoda) de la zona de Antofagasta, 23°S (Chile). *Estudios Oceanológicos*, 17(1)

Heinze, B., 2003. Active intraplate faulting in the forearc of north central Chile (30°–31°S): implications from neotectonic field studies, GPS data, and elastic dislocation modelling. *Scientific Technical Report - Geoforschungszentrum Potsdam*, 127.

Hughen, K., Overpeck, J., Peterson, L., Anderson, R., 1996. The nature of varved sedimentation in the Cariaco basín, Venezuela, and its palaeoclimatic significance. In: Kemp, A.E.S. (Ed.), *Palaeoclimatology and Palaeoceanography from Laminated Sediments. Geological Society London Special Publication*, 116: 171– 183.

Iriarte, J.L., Pizarro, G., Troncoso, V.A., Sobarzo, M., 2000. Primary production and biomass of size-fractionated phytoplankton off Antofagasta, Chile (23–24°S) during pre-El Niño and El Niño 1997. *J. Mar. Syst.*, 26: 37– 51.

Irwin, J.J., García, C., Hervé, F., Brook, M., 1988. Geology of part of a long-lived dynamic plate margin: the coastal cordillera of north central Chile, latitude 30°51'–31°S. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 25: 603-624.

Jenny, B., Valero-Garcés, B.L., Villa-Martinez, R., Urrutia, R., Geyh, M.A., Veit, H., 2002. Early to mid-Holocene aridity in central Chile and the southern westerlies: the Aculeo Lake record (34°S). *Quaternary Research*, 58: 160–170.

Kaiser, J., Lamy, F., Hebbeln, D., 2005. A 70-ka sea surface temperature record off southern Chile (ocean drilling program site 1233). *Paleoceanography*, 20. PA4009. <http://dx.doi.org/10.1029/2005PA001146>.

- Kim, J.-H., Schneider, R. R., Hebbeln, D., Müllern P. J., Wefer, G., 2002. Last deglacial sea-surface temperature evolution in the Southeast Pacific compared to climate changes on the South American continent. *Quaternary Science Reviews*, 21: 2085-2097.
- Lambeck, K., Esat, T. M., Potter, E. K. 2002. Links between climate and sea levels for the past three million years. *Nature*, 419(6903): 199-206.
- Lamy, F., Rühlemann, C., Hebbeln, D., Wefer, G., 2002. High- and low-latitude climate control on the position of the southern Peru–Chile current during the Holocene. *Paleoceanography*, 17 (2): 1028. <http://dx.doi.org/10.1029/2001PA000727>.
- Lamy, F., Kaiser, J., Ninnemann, U., Hebbeln, D., Arz, H., Stoner, J., 2004. Antarctic timing of surface water changes off Chile and Patagonian Ice Sheet response. *Science*, 304: 1959–1962.
- Lamy, F., Kaiser, J., Arz, H.W., Hebbeln, D., Ninnemann, U., Timm, O., Timmermann, A., Toggweiler, J.R., 2007. Modulation of the bipolar seesaw in the Southeast Pacific during termination 1. *Earth and Planetary Science Letters*, 259: 400–413.
- Latorre, C., Betancouert, J. L., Rylander, K. A. Quade, J. 2002. Vegetation Invasions into Absolute Desert: A 45,000-yr rodent midden record from the Calama-Salar de Atacama Basins, northern Chile (22–24°S). *Geological Society of America Bulletin*, 114(3): 349–366.
- Lagos, G. 2013. Caracterización geomorfológica y dinámica costera de bahías del semiárido de Chile. Memoria para optar al título de Geógrafa. Universidad de Chile.
- Le Roux, J. P., Gómez, C., Venegas, C., Fenner, J., Middleton, H., Marchant, M., Lavenu, A. 2005. Neogene-Quaternary coastal and offshore sedimentation in north central Chile: Record of sea-level changes and implications for Andean tectonism. *Journal of South American Earth Sciences*, 19(1): 83-98.
- Le Roux, J. P., Olivares, D. M., Nielsen, S. N., Smith, N. D., Middleton, H., Fenner, J., Ishman, S. E. 2006. Bay sedimentation as controlled by regional crustal behaviour, local tectonics and eustatic sea-level changes: Coquimbo Formation (Miocene–Pliocene), Bay of Tongoy, central Chile. *Sedimentary Geology*, 184(1): 133-153.
- León, T., 2014. Geología marina de la bahía de Taltal e implicancias para la prospección arqueológica submarina. Memoria de Título. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.
- Lydolph, P., 1973. On the causes of aridity along a selected group of coasts. Chapter 9 in *Coastal Deserts: Their natural and human environments*, eds. D.H. Amiran and A.W. Wilson. University of Arizona Press.
- López, M.C., 1965. Estudio de los depósitos marinos de la Bahía de Tongoy. Memoria de Título. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago. 193 pp.

- Loveless, J. P., Pritchard, M. E., Kukowski, N. 2010. Testing mechanisms of subduction zone segmentation and seismogenesis with slip distributions from recent Andean earthquakes. *Tectonophysics*, 495(1): 15-33.
- Maldonado, A., Villagrán, C., 2006. Climate variability over the last 9900 cal yr BP from a swamp forest pollen record along the semiarid coast of Chile. *Quaternary Research* 66: 246–258.
- Maldonado, A., Méndez, C., Ugalde, P., Jackson, D., Seguel, R., Latorre, C., 2010. Early Holocene climate change and human occupation along the semiarid coast of north-central Chile. *Journal of Quaternary Science*, 25: 1–4.
- Maldonado, A., Moreiras, S.M., 2013. Major hydrological regime change along the semiarid western coast of South America during the early Holocene. *Quaternary Research*, 80: 138-139.
- Martinez, C. 2001. Efecto de ensenada en los procesos litorales de las ensenadas de Valparaíso, Algarrobo y Cartagena, Chile Central. Tesis para optar a título de Magister en Geografía. Universidad de Chile. Santiago, Chile.
- Marquardt, C., Lavenu, A., Ortlieb, L., Godoy, E., Comte, D., 2004. Coastal neotectonics in Southern Central Andes: uplift and deformation of marine terraces in Northern Chile (27°S). *Tectonophysics*, 394: 193–219.
- Meyers, P.A., 1997. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. *Organic Geochemistry*, 27: 213–250.
- Mitchum, R. M.; Vail, P.R.; Sangree, J.B. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 6: stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In: *Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration* (ed. by C.E. Payton). Memoir of the American Association of Petroleum Geologist, Tulsa, 26: 117-134.
- Mo, K.C., Higgins, R.W., 1998. The Pacific South American modes and tropical convection during the southern hemisphere winter. *Monthly Weather Review*, 126: 1581–1596.
- Moraga–Opazo, J., Valle–Levinson, A., Ramos, M. Pizarro–Koch, M., 2011. Upwelling–triggered near–geostrophic recirculation in an equatorward facing embayment, *Continental Shelf Research*, 31: 1991–1999.
- Moreno, M. S., Bolte, J., Klotz, J., Melnick, D. 2009. Impact of megathrust geometry on inversion of coseismic slip from geodetic data: Application to the 1960 Chile earthquake. *Geophysical Research Letters*, 36(16).
- Moy, C.M., Seltzer, G.O., Rodbell, D.T., Anderson, D.M., 2002. Variability of El Niño/Southern Oscillation activity at millennial timescales during the Holocene epoch. *Nature*, 420: 162-165.

Muñoz, A. 2010. Apuntes de Elementos de Prospección Sísmica. Universidad Comutense de Madrid, Facultad de Ciencias Geológicas, Departamento de Geodinámica, 13 p.

Quintana, J.M., Aceituno, P. (2012), Changes in the rainfall regime along the extratropical west coast of South America (Chile): 30°-43°S. *Atmósfera*, 25(1): 1-22.

Saillard, M., Hall, S. R., Audin, L., Farber, D. L., Hérail, G., Martinod, J., Bondoux, F. 2009. Non-steady long-term uplift rates and Pleistocene marine terrace development along the Andean margin of Chile (31 S) inferred from 10 Be dating. *Earth and Planetary Science Letters*, 277(1): 50-63.

Saillard, M., Riotte, J., Regard, V., Violette, A., Hérail, G., Audin, L., Riquelme, R. 2012. Beach ridges U–Th dating in Tongoy bay and tectonic implications for a peninsula–bay system, Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 40: 77-84.

Schulz, N., Boisier, J.P., Aceituno, P. 2011. Climate change along the arid coast of northern Chile. *International Journal of Climatology*, 32(12): 1803–1814. doi: 10.1002/joc.2395.

Sfeir, R. 2006. Estudio e Identificación de Clusters Exportadores Regionales, Región de Coquimbo. Informe Final. Programa Regional de Investigación Científica y Tecnológica. CONICYT.

Sheriff, R.E. 1976. Inferring stratigraphy from seismic data. *AAPG Bulletin*, 60: 528-542.

Sifeddine, A., Gutiérrez, D., Ortlieb, L., Boucher, H., Velazco, F., Field, D., Vargas, G., Boussafir, M., Salvattecí, R., Ferreira, V., García, M., Valdés, J., Caquineau, S., Mandeng Yogo, M., Cetin, F., Solis, J., Soler, P., Baumgartner, T. 2008. Laminated sediments from the central Peruvian continental slope: a 500 year record of upwelling system productivity, terrestrial runoff and redox conditions. *Progress in Oceanography*, 79: 190–197.

Olivares, D.M., 2004. Evolución Miocena-Pleistocena de las Sucesiones Sedimentarias Marinas de bahía Tongoy. IV Región de Coquimbo. Memoria Geología, Universidad de Chile, Santiago, Chile.

Ortega, C., Vargas, G., Rutllant, J.A., Jackson, D., Méndez, C., 2012. Major hydrological regime change along the semiarid western coast of South America during the early Holocene. *Quaternary Research*, 78: 513–527.

Ortega, C. 2014. Variabilidad climática en la costa semiárida de Chile (30-32°S) durante los últimos 13.000 años. Tesis doctoral, Universidad de Chile, Departamento de Geología.

Ortega, C., Vargas, G., Rojas, M., Pantoja, S., Muñoz, P., Lange, C., Rutllant, J.A., Dezileau, L., Ortlieb, L., *in progress*. Foreseeing extreme ENSO-driven torrential rainfall episodes at the southern edge of the Atacama Desert.

Ortlieb L. 2000. The documentary historical record of El Niño events in Peru: An update of the Quinn record (sixteenth through nineteenth centuries). In: *El Niño and the*

Southern Oscillation: Variability, Global and Regional Impacts, H. Diaz & V. Markgraf (Eds.), Cambridge University Press, 207–295.

Ortlieb, L., Vargas, G., Hocquenghem, A.M. 2002. ENSO reconstruction based in documentary data from Ecuador, Peru and Chile. *Newsletters* 10: 14–17.

Ortlieb L., Vargas, G. 2003. Debris flow deposits and El Niño impacts along the hyperarid southern Peru coast, in: Haas, J., Dillon, M. (Eds.), *El Niño in Peru: Biology and culture over 10,000 years*. *Fieldiana Botany*, 43: 24–51.

Ortlieb, L., Vargas, G., Saliège, J.F., 2011. Marine radiocarbon reservoir effect along the northern Chile–southern Peru coast (14–24°S) throughout the Holocene. *Quaternary Research*, 75: 91–103.

Ota, Y., Paskoff, R. 1993. Holocene deposits on the coast of north-central Chile: radiocarbon ages and implications for coastal changes. *Andean Geology*, 20(1): 25-32.

Ota, Y., Brown, L. J., Berryman, K. R., Fujimori, T., Miyauchi, T., Beu, A. G., Taguchi, K. 1995. Vertical tectonic movement in northeastern Marlborough: stratigraphic, radiocarbon, and paleoecological data from Holocene estuaries. *New Zealand journal of geology and geophysics*, 38(3): 269-282.

Paskoff, R. 1970. Recherches géomorphologiques dans le Chili semi-aride. Bordeaux, France, Biscaye. 420 pp.

Paskoff, R. 1979. Sobre la Evolución Geomorfológica del gran acantilado costero del Norte Grande de Chile. *Norte Grande. Universidad Católica de Chile, Instituto de Geografía*, 6: 7-22.

Perfettini, H., Avouac, J. P., Tavera, H., Kositsky, A., Nocquet, J. M., Bondoux, F., Soler, P. 2010. Seismic and aseismic slip on the Central Peru megathrust. *Nature*, 465(7294): 78-81.

Pfeiffer, M., Le Roux, J. P., Solleiro-Rebolledo, E., Kemnitz, H., Sedov, S., Seguel, O. 2011. Preservation of beach ridges due to pedogenic calcrete development in the Tongoy palaeobay, North-Central Chile. *Geomorphology*, 132(3): 234-248.

Power, S., Delage, F., Chung, C., Kociuba, G., Keay, K. 2013. Robust twenty-first-century projections of El Niño and related precipitation variability. *Nature*, 502: 541–545. doi:10.1038/nature12580

Rivano, S., Sepúlveda, P., 1991. Hoja Illapel, Región de Coquimbo. Carta Geológica de Chile.

Quezada, J., Gonzalez, G., Dunai, T., Jensen, A., Juez-Larre, J., 2007. Pleistocene littoral uplift of northern Chile: ²¹Ne age of the upper marine terrace of Caldera–Bahía Inglesa area. *Revista Geológica De Chile*. 34: 81–96

- Rahn, D. A., Garreaud, R. D., Rutllant, J. A. 2011. The low-level atmospheric circulation near Tongoy Bay-Point Lengua de Vaca (Chilean Coast, 30 S). *Monthly Weather Review*, 139(11): 3628-3647.
- Rahn, D. A., Garreaud, R. D. 2014. A synoptic climatology of the near-surface wind along the west coast of South America. *International Journal of Climatology*, 34(3): 780-792.
- Rodbell, D. T., Seltzer, G. O., Anderson, D. M., Abott, M. B., Enfield, D. B. Newman, J. H. 1999. A ~15,000-year record of El Niño-driven alluviation in southwestern Ecuador. *Science*, 283: 516–520.
- Riedinger, M. A., Steinitz-Kannan, M., Last, W. M. Brenner, M. 2002. A 6100 14C yr record of El Niño activity from the Galápagos Islands. *Journal of Paleolimnology*, 27: 1–7.
- Riquelme, R., Martinod, J., Hérail, G., Darrozes, J., Charrier, R. 2003. A geomorphological approach to determining the Neogene to Recent tectonic deformation in the Coastal Cordillera of northern Chile (Atacama). *Tectonophysics*, 361(3): 255-275.
- Ruddiman, W. F. 2009. *Earth's Climate: past and future*. W.H. Freeman and Company.
- Rutllant, J., Fuenzalida, H., 1991. Synoptic Aspects of the Central Chile Rainfall Variability associated with the Southern Oscillation. *International Journal of Climatology*, 11: 63-76.
- Rutllant, J., Fuenzalida, H., Torres, R., Figueroa, D. 1998. Interacción océano-atmósfera-tierra en la Región de Antofagasta (Chile, 23°S): Experimento DICLIMA. *Revista Chilena de Historia Natural*, 71: 405–427.
- Rutllant, J., Montecino, V. 2002. Multiscale upwelling forcing cycles and biological response off north-central Chile. *Revista Chilena de Historia Natural*, 75(217): 231.
- Staubwasser, M., Sirocko, F., 2001. On the formation of laminated sediments on the continental margin off Pakistan: the effects of sediment provenance and sediment redistribution. *Mar. Geol*, 172: 43–56.
- Trumbore, S. E., 2000. Radiocarbon geochronology. In: Quaternary Geochronology: Methods and Applications. *AGU Reference Shelf*, 4: 41–60.
- Ulloa, O., Escribano, R., Hormazabal, S., Quiñones, R., Gonzalez, R., Ramos, M., 2001. Evolution and biological effects of the 1997–98 El Niño in the upwelling ecosystem off northern Chile. *Geophys. Res.*, 28(8): 1591–1594.
- Valle-Levinson, A., Moraga-Opazo, J., 2006. Bipolar residual circulation in two equatorward facing bays. *Continental Shelf Research*, 26: 179–193.
- Valdés, J. 1998. Evolución oceanográfica reciente de la Bahía Mejillones del Sur (23° S). Evidencia geoquímica en sedimentos marinos, 114 p. Tesis Doctoral, Centro EULACHile Universidad de Concepción.

Valdés, J., López, L., LoMónaco, S., Ortlieb, L. 2000. Condiciones paleoambientales de sedimentación y preservación de materia orgánica en bahía Mejillones del Sur (23° S), Chile. *Revista de biología marina y oceanografía*, 35(2): 169-180.

Vargas, G. 1998. Approches méthodologiques en paléo-océanographie réalisées à partir de carottes de la Baie de Mejillones, Chile (23°S). Diplôme d'Études Approfondies, Université Bordeaux I, 32 pp.

Vargas, G., Ortlieb, L., Rutllant, J., 2000. Aluviones históricos en Antofagasta y su relación con eventos El Niño/Oscilación del Sur. *Revista Geológica de Chile*, 27: 157–176.

Vargas, G. 2002. Interactions océan-atmosphère au cours des derniers siècles sur la côte du Désert d'Atacama: Analyse multi-proxies des sédiments laminés de la Baie de Mejillones (23°S). Tesis doctoral, Univ. Bordeaux I, Francia, 174 pp.

Vargas, G., Ortlieb, L., Pichon, J.J., Bertaux, J., Pujos, M., 2004. Sedimentary facies and high resolution primary production inferences from laminated diatomaceous sediments off northern Chile (23°S). *Marine Geology*, 211: 79–99.

Vargas, G; Ortlieb, L., Chapron, E., Valdes., J., Marquardt, C. 2005. Paleoseismic inferences from a high-resolution marine sedimentary record in northern Chile (23°S). *Tectonophysics*, 399(2005): 381-298.

Vargas, G., Rutllant, J., Ortlieb, L. 2006. ENSO tropical–extratropical climate teleconnections and mechanisms for Holocene debris flows along the hyperarid coast of western South America (17°–24°S). *Earth and Planetary Science Letters*, 249: 467–483.

Vargas, G., Pantoja, S., Rutllant, J. A., Lange, C. B., Ortlieb, L. 2007. Enhancement of coastal upwelling and interdecadal ENSO-like variability in the Peru-Chile Current since late 19th century. *Geophys. Res. Lett.*, 34: L13607, doi:10.1029/2006GL028812.

Vargas, G., Palacios, C., Reich, M., Luo, S; Shen, C., González, G., Wu, Y. 2011. U-series dating of co-seismic gypsum and submarine paleoseismology of active faults in Northern Chile (23°S). *Tectonophysics*, 491(2011): 34-44.

Vargas, G., Rebolledo, S., Sepulveda, S., Lahsen, A., Thiele, R., Townley, B., Padilla, C., Rauld, R., Herrera, M.J., Lara, M. 2013. Submarine earthquake rupture, active faulting and volcanism along the major Liquiñe-Ofqui Fault Zone and implications for seismic hazard assessment in the Patagonian Andes. *Andean Geology*, 5-9.

Victor, P., Sobiesiak, M., Glodny, J., Nielsen, S. N., Oncken, O. 2011. Long-term persistence of subduction earthquake segment boundaries: evidence from Mejillones Peninsula, northern Chile. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 116(B2).

Villagrán, C., Varela, J., 1990. Palynological evidence for increased aridity on the central Chilean coast during the Holocene. *Quaternary Research*, 34: 198-207.

Zhang, Y., Wallace, J.M., Battisti, D.S., 1997. ENSO-like interdecadal variability: 1900–93. *Journal of Climate*, 10: 1004–1020.

ANEXOS

Anexo A: Estratigrafía sísmica y evidencias submarinas de tectónica activa en la falla Puerto Aldea, Tongoy, IV Región de Coquimbo, Chile

Julio Avilés*, Gabriel Vargas, Cristina Ortega

Departamento de Geología, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, Santiago, Chile

*email: julioeavilesn@gmail.com

Resumen. Estudios previos indican que la actividad de la falla Puerto Aldea habría cesado al menos hace 230 ka en la Bahía de Tongoy (Saillard, 2012), sin embargo, el análisis de perfiles acústicos de alta resolución evidencia tectónica activa durante el Cuaternario tardío.

La estratigrafía del subsuelo marino de la bahía de Tongoy, muestra 3 unidades sismo-estratigráficas. La unidad intermedia 2 es de tipo agradacional y desarrolla *onlap*, por lo que se interpreta como producto de la transgresión global post-glacial en el Pleistoceno tardío-Holoceno temprano. La unidad 3 sobreyace a la anterior, es de tipo progradacional-agradacional, desarrolla *toplap* y se asocia al alto estadio marino desde el Holoceno medio al presente. Estas dos unidades se encuentran afectadas por fallas normales que deforman estratos y se asocian a escarpes morfológicos en el fondo marino, ubicadas en la prolongación hacia el norte de la falla Puerto Aldea, a lo largo del borde occidental de la bahía. Estas observaciones sugieren el carácter activo de este sistema de falla.

Palabras claves: Falla Puerto Aldea, bahía de Tongoy, unidades sismo -estratigráficas, tectónica activa, Cuaternario tardío.

1 Introducción

Existe poca información respecto de la expresión submarina de los sistemas estructurales en la plataforma continental del margen de subducción en el norte de Chile, a excepción de la bahía Mejillones $\sim 23^{\circ}\text{S}$ en la península homónima (Vargas et al., 2005; 2011), cuya morfología es similar a la península Lengua de Vaca, ubicada en los $\sim 30^{\circ}14'\text{S}$.

La península Lengua de Vaca, se caracteriza por terrazas marinas cuaternarias y otros rasgos geomorfológicos, así como por fallas normales que evidencian una tectónica extensional (Paskoff, 1970; Martínez, 1979; Ota et al., 1995; Saillard et al., 2009; 2012). Uno de los sistemas de falla dominantes desde un punto de vista geomorfológico es la falla Puerto Aldea, que limita el borde occidental de la bahía de Tongoy con la península Lengua de Vaca, y que estaría inactiva desde los 230-320 ka, de acuerdo a estudios previos (Saillard et al., 2009; 2012).

A partir del análisis batimétrico y sismo-estratigráfico de perfiles acústicos de 3.5 kHz (Bathy2010), junto con la

aplicación de conceptos de estratigrafía secuencial y la consideración de antecedentes de testigos de sedimento cortos (<1 m de largo) obtenidos en la bahía, en este trabajo se definen las unidades que constituyen el subsuelo del fondo marino, se interpreta su génesis y se caracteriza la deformación que las afecta.

En particular, se interpreta la actividad Cuaternaria tardía de la falla Puerto Aldea, denotando su carácter activo.

2 Antecedentes Geológicos

La falla Puerto Aldea constituye una de las principales estructuras geológicas de la costa semiárida de Chile. Esta falla posee un rumbo NNO-SSE, y se ha descrito que su longitud abarca más de 60 km sobre el continente (Saillard et al., 2012). La bahía de Tongoy ($\sim 30^{\circ}14'\text{S}/71^{\circ}44'-71^{\circ}28'\text{W}$) es una bahía abierta hacia el norte, que limita con el Océano Pacífico a través de una estrecha plataforma continental (Ortega, 2014). El borde occidental de la bahía de Tongoy lo compone la Punta Lengua de Vaca, península que es parte de los Altos de Talinay, un cordón montañoso que se extiende por más de 40 km limitado al este por la falla Puerto Aldea. Trabajos previos han descrito que esta falla pone en contacto las rocas triásicas tardía del complejo plutónico Altos de Talinay (Irwin et al., 1988) con las rocas sedimentarias marinas de la Formación Coquimbo presentes en el valle asociado a la bahía. (Martínez, 1979; Ota et al., 1995). Le Roux et al., (2006), indicaron que en el área de Tongoy-Altos de Talinay, la falla Puerto Aldea habría controlado la depositación de la Formación Coquimbo a través de movimientos normales e inversos, lo cual sería concordante con las reactivaciones normales e inversas del Sistema de Fallas de Atacama en el Norte de Grande desde el Cenozoico tardío (Delouis et al., 1998; Riquelme et al., 2003; Allmendinger y González, 2010). Basado en el estudio de las terrazas marinas pleistocenas, Ota et al., (1995) indicaron que la falla Puerto Aldea solo habría afectado las terrazas más altas presentes en los Altos de Talinay, T_I y T_{II}. Más tarde Saillard et al., (2009) indicaron que la deformación de estas terrazas evidencia desplazamientos normales asociados a la falla Puerto Aldea. En la bahía de Tongoy están preservados tres niveles de terrazas marinas (e.g. Paskoff, 1970 y 1999), las cuales estarían lateralmente conectadas con las terrazas

marinas de Altos de Talinay (e.g. Saillard et al., 2009).
Basado en edades U-Th sobre conchillas marinas sobre

estas terrazas, Saillard et al. (2012) concluyeron que la bahía de Tongoy y Altos de Talinay se habrían convertido en un bloque rígido al menos desde el Pleistoceno medio, en algún momento entre 230-320 ka, por lo que la actividad de la falla Puerto Aldea habría cesado o no habría tenido actividad demostrada desde entonces, y donde el comportamiento tectónico regional de la corteza hasta el presente indicaría alzamientos asociados a la subducción de la dorsal de Juan Fernández (Le Roux, 2006). Además, habría un decrecimiento en la tasa de alzamiento local desde los 230 ka desde 0.8 m/ka a 0.2 m/ka (Saillard et al., 2012).

3 Metodología y muestreo

A través de una campaña de adquisición de datos batimétricos y perfiles acústicos realizada el año 2008, a bordo de la embarcación Stella Maris R/V, y usando el perfilador BATHY2010 (3.5 kHz, potencia 600 watts), se obtuvieron perfiles sísmicos submarinos, con una penetración de hasta 50 m de profundidad en el relleno sedimentario del fondo de la bahía. Estas técnicas proveen información acerca de la estratigrafía de los sedimentos subsuperficiales y de las estructuras que los afectan (Vargas et al., 2005; 2011; 2013). Los 8 perfiles sísmicos obtenidos con el equipo BATHY 2010, que se presentan en formato ODEC (.ODC), se transformaron a los perfiles batimétricos finales y se trabajaron usando el software *SonarWiz* (Fig. 1). Los perfiles resultantes se trabajaron con una escala vertical que está exagerada 10x con respecto a la horizontal, y se interpretaron destacando los límites de estratos y delimitando unidades sísmicas de discontinuidades. Se eligió el perfil sísmico TON8, de ~10 km de largo, por poseer mayor deformación y mejor resolución.

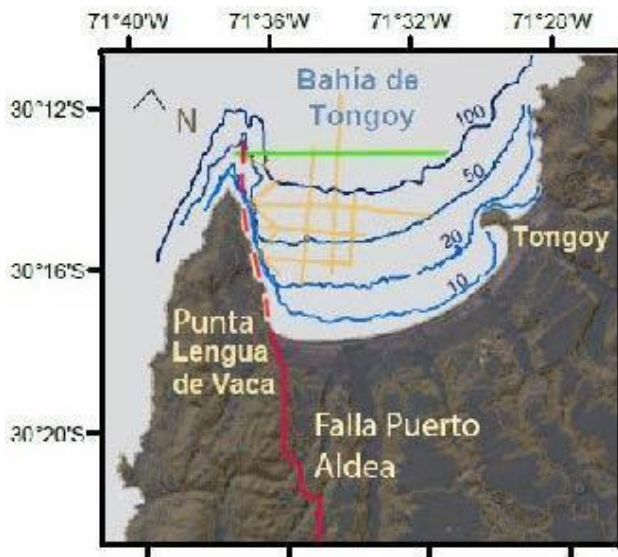


Fig. 1 Contexto geomorfológico bahía de Tongoy. Curvas batimétricas de la bahía (líneas azules), perfil sísmico TON8 (línea verde), los otros 7 tracks de navegación de los perfiles

sísmicos (líneas amarillas), la traza de la falla Puerto Aldea en el continente (línea roja) y la prolongación submarina inferida (línea roja segmentada) (modificado de Ortega (2014)).

4 Resultados y discusión

El perfil batimétrico TON8 (Fig. 2) evidencia diferentes facies sísmicas, las cuales pueden estar relacionadas con diferentes geomorfologías y contextos estratigráficos. El sector más occidental presenta un substrato acústico masivo a homogéneo, que se asocia al complejo plutónico Altos de Talinay, el cual correspondería a un *horst*. Inmediatamente al este se observa un escarpe de orientación ~NS, con una profundidad de 70 a 100 m b.n.m. y un salto vertical de 30 m, cuya base coincide con la proyección hacia el norte de la falla Puerto Aldea. Se puede notar que los perfiles sísmicos no arrojan una buena resolución en las cercanías al pie del escarpe, posiblemente por la presencia de areniscas que absorben gran parte de la señal sísmica.

Luego, al este de esta estructura inferida se interpreta a la plataforma continental de la bahía como un *hemi-graben*, condicionada por la falla Puerto Aldea en su borde occidental. Inmediatamente al este de la falla mayor se distinguen 3 unidades sismo-estratigráficas principales. De base a techo se aprecian:

1) La unidad 1 basal (color anaranjado; Fig. 2) separada de la unidad suprayacente por una discordancia angular (discontinuidad roja; Fig. 2). En la unidad inferior, los estratos más orientales se encuentran subhorizontales, con reflectores concordantes, y en cambio acercándose al centro del perfil la secuencia se vuelve divergente con una discordancia superior (truncación erosional), con manteos ~10-15°, denotando por lo tanto un substrato estratificado y eventualmente plegado (anticlinal). No se observa la base de esta unidad.

2) En la unidad 2 suprayacente a la 1 (morada; Fig. 2), se desarrollan *onlap* sobre la discordancia erosional anterior, y se caracteriza como una unidad agradacional, que se interpreta como transgresiva (Mitchum, 1977), y que se acuña hacia el este. Esta unidad transgresiva parece desarrollar un sinclinal en el centro de la bahía, aunque en parte esta geometría podría deberse también a la sedimentación en pendiente de las capas que la constituyen. Presenta terminaciones *toplap* en el sector oeste inmediatamente bajo la discordancia sobreyacente, la cual se asume como la superficie de máxima inundación, (discontinuidad azul; Fig. 2). Esta discontinuidad se encuentra dislocada al centro de plataforma continental de la bahía por fallas secundarias de reacomodación asociadas a la falla principal del sistema de falla Puerto Aldea. La terminación *onlap* se atribuye a un aumento gradual del nivel del mar durante el Pleistoceno tardío-Holoceno inferior (Lambeck et al., 2002; Catuneanu, 2002).

3) La unidad 3 superior (color azul; Fig. 2) sobreyace la superficie de máxima inundación con terminaciones *downlap* sobre esta discontinuidad (línea azul, Fig. 2) en la

zona más al este, progradando hacia el centro de la cuenca, además de su geometría agradacional. Se observan también terminaciones *toplaps* respecto del fondo marino al pie del escarpe, donde se proyecta la prolongación de la falla Puerto Aldea inferida en este trabajo. Estas terminaciones *downlap* y *toplap*, junto con la geometría de los estratos, caracterizan una unidad progradante-agradante, que se interpreta como producto de la desaceleración del aumento del nivel del mar durante el alto estadio del Holoceno, a partir de 7-6 ka (Lambeck et al., 2002; Mitchum, 1977; Catuneanu, 2002).

Las unidades 2 y 3, por lo tanto, se pueden asociar a subunidades sísmo-estratigráficas o *system tracks*: una unidad transgresiva inferior (unidad 2) y una unidad de alto estadio superior (unidad 3). Testigos cortos de sedimento obtenidos a partir de esta última unidad 3, permiten corroborar su sedimentología, compuesta principalmente por arena fina y limo, de partículas líticas y restos biogénicos marinos, cuya tasa de sedimentación promedio se estima en 0,1 cm/año aproximadamente (Ortega, 2014). Al centro de la plataforma continental de la bahía se observa que el fondo marino está deformado, con nítidos escarpes morfológicos, al igual que los reflectores sísmicos bajo la superficie. Esta deformación afecta a las 2 unidades superiores observadas en esta zona. No se puede asegurar que exista deformación a mayor profundidad. Esta deformación se interpreta como producto de fallas normales menores generadas por el reacomodo de los estratos a los movimientos de la falla principal ubicada al oeste, a los pies del escarpe que limita la bahía con la península. De esta manera, el deslizamiento de las estructuras secundarias asociadas a la Falla Puerto Aldea sería una evidencia de su actividad Cuaternaria tardía.

En la Fig. 2 se observan facies caóticas (área verde) en donde a partir de las líneas de reflexión sísmica solo se puede inferir deformación sin una continuidad clara de los estratos, la cual se intensifica de oeste a este afectando una capa con espesores de ~10 m. Esta subunidad de la unidad 3 se interpreta como un *slump* producto de deslizamientos submarinos hacia el centro de la cuenca asociado a la activación y terremotos a lo largo de la FPA.

Se observa además un quiebre del fondo submarino a una profundidad de 120 m b.n.m., en donde hacia el este se vuelve subhorizontal, disminuyendo la deformación hasta volverse inexistente. En cambio, hacia el oeste, hacia el centro de la cuenca, se interpreta que el fondo marino conforma un anticlinal de tipo *roll-over* como reacomodo de los estratos al deslizamiento de la falla principal del sistema FPA.

Conclusiones

A partir de datos de batimetría, perfiles sísmicos de 3.5 kHz y la aplicación de conceptos de estratigrafía secuencial, se definieron tres unidades en el subsuelo del fondo marino de la bahía de Tongoy. La unidad inferior,

unidad 1, se encuentra truncada por una superficie de erosión sobre la cual se dispone la unidad 2. Esta última desarrolla terminaciones de tipo *onlap* y se caracteriza por su geometría agradacional. La unidad superior, unidad 3, desarrolla terminaciones de tipo *toplap* y *downlap*, y se caracteriza por su geometría progradacional-agradacional. Se interpreta que la unidad 2 evidencia la transgresión post-glacial ocurrida hace 15-7 ka (Lambeck et al., 2002), mientras que la unidad 3 corresponde al alto estadio global del nivel del mar post 7 ka (Lambeck et al., 2002). Ambas unidades están deformadas por fallas normales ubicadas en la prolongación del sistema de falla Puerto Aldea, lo que evidencia su carácter activo a escala del Cuaternario tardío.

Agradecimientos

Este trabajo fue financiado por el Proyecto FONDECYT # 11060484 (GV) y el Laboratorio de Sedimentología y Geología Marina del Departamento de Geología de la Universidad de Chile. Cristina Ortega agradece la beca doctoral de CONICYT #21070102. Se agradece apoyo adicional de parte del CEGA, proyecto Fondap-Conicyt 15090013. Agradecemos también a la tripulación de la embarcación Stella Maris R/V y a José González por su asistencia con el software SonarWiz.

Referencias

a. Artículos en revistas seriadas

Allmendinger, R.W., González, G., 2010. Invited review paper: Neogene to Quaternary tectonics of the coastal Cordillera, northern Chile. *Tectonophysics* 495, 93–110 p.

Catuneanu, O. 2002. Sequence stratigraphy of clastic systems: concepts, merits, and pitfalls. *Journal of African Earth Sciences*, Vol. 35(1), 43p.

Delouis, B; Philip, H; Dorbath, L; Cisternas, A. 1998. Recent crustal deformation in the Antofagasta region (northern Chile) and the subduction process. *Geophysical Journal International* 132 302-338 p.

Irwin, J.J., García, C., Hervé, F., Brook, M., 1988. Geology of part of a long-lived dynamic plate margin: the coastal cordillera of north central Chile, latitude 30°51'–31°S. *Canadian Journal of Earth Sciences* 25, 603-624.

Lambeck, K; Esat, T. M.; Potter, E.K. 2002. Links between climate and sea levels for the past three million years. *Nature* 419, 199-206.

Le Roux, J.P., Olivares, D.M., Nielsen, S.N., Smith, N.D., Middleton, H., Fenner, J., Ishman, S.E., 2006. Bay sedimentation as controlled by regional crustal behaviour, local tectonics and eustatic sea-level changes: Coquimbo Formation (Miocene-Pliocene), Bay of Tongoy, central Chile. *Sedimentary Geology*.

Martínez, R. 1979. Hallazgo de foraminíferos miocénicos cerca de Puerto Aldea, Bahía de Tongoy, provincia de Coquimbo, Chile. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 8, p. 65-78.

Mitchum, R. M.; Vail, P.R.; Sangree, J.B. 1977. Seismic stratigraphy and global changes of sea-level, part 6: stratigraphic interpretation of seismic reflection patterns in depositional sequences. In: Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration (ed. by C.E. Payton). Memoir of the American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, 26, pp.117-134.

Ota, Y., Miyauchi, T., Paskoff, R., Koba, M., 1995. Plio-Quaternary terraces and their deformation along the Altos de Talinay, North-Central Chile. *Revista Geológica de Chile* 22, 89–102.

Paskoff, R., 1999. Contribuciones recientes al conocimiento del Cuaternario del centro y norte de Chile. *Revista de Geografía Norte Grande* 26, 43-50.

Paskoff, R., 1970. Le Chili semi-aride. *Rhologiques. Biscaye Fr. Impr.*, 420 p. Bordeaux.

Riquelme, R; Martinod, J; Héral, G; Darrozes, J; Charrier, R. 2003. A geomorphological approach to determining the Neogene to Recent tectonic deformation in the Coastal Cordillera of northern Chile (Atacama). *Tectonophysics* 361 (2003) 255-275 p.

Saillard, M; Riotte, J; Violette, A; Héral, G; Audin, I; Riquelme, R. 2012. Beach ridges U-Th dating in Tongoy bay and tectonic implications for a peninsula-bay system, Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 40 (2012) 77-84

Saillard, M., Hall, S.R., Audin, L., Farber, D.L., Héral, G., Martinod, J., Regard, V., Finkel, R.C., Bondoux, F., 2009. Non-steady long-term uplift rates and Pleistocene marine terrace development along

the Andean margin of Chile (31°S) inferred from 10Be dating. *Earth and Planetary Science Letters* 277, 50–63.

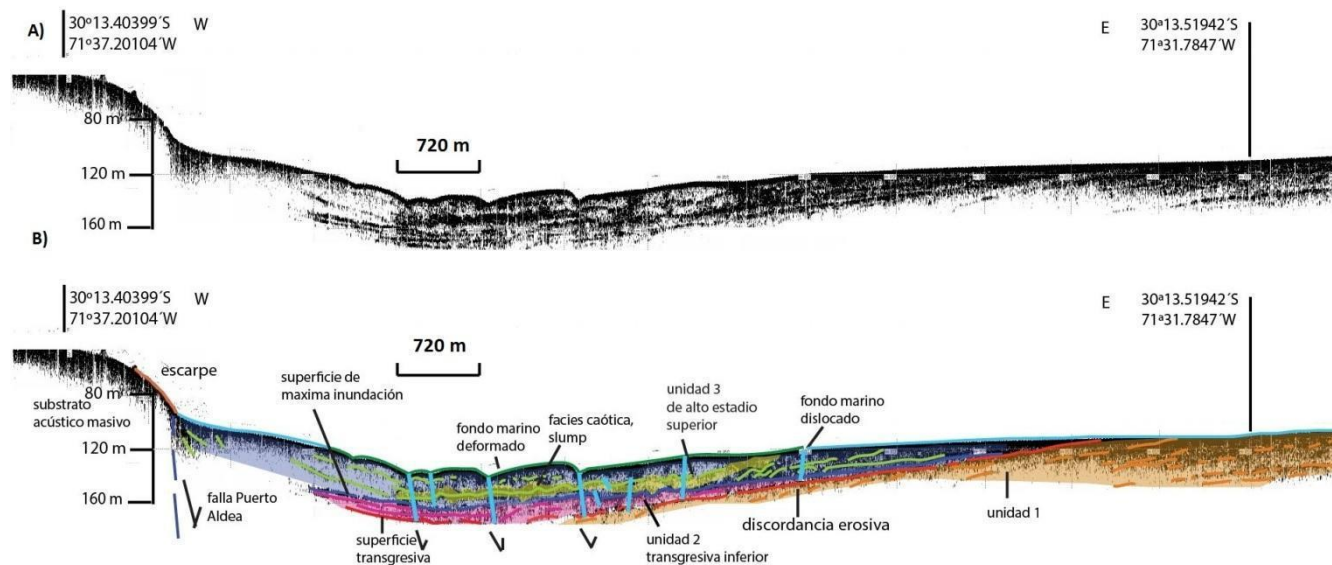
Vargas, G; Rebolledo, S; Sepulveda, S; Lahsen, A; Thiele, R; Townley, B; Padilla, C; Rauld, R; Herrera, M.J; Lara, M. 2013. Submarine earthquake rupture, active faulting and volcanism along the major Liquiñe-Ofqui Fault Zone and implications for seismic hazard assessment in the Patagonian Andes. *Andean Geology* 5-9 p.

Vargas, G; Palacios, C; Reich, M; Luo, S; Shen, C; González, G; Wu, Y. 2011. U-series dating of co-seismic gypsum and submarine paleoseismology of active faults in Northern Chile (23°S). *Tectonophysics* 491 (2011) 34-44.

Vargas, G; Ortlieb, L; Chapron, E; Valdes., J; Marquardt, C. 2005. Paleoseismic inferences from a high-resolution marine sedimentary record in northern Chile (23°S). *Tectonophysics* 399 (2005) 381-298.

b. Grados y tesis de doctorado

Ortega, C. 2014. Variabilidad climática en la costa semiárida de Chile (30-32°S) durante los últimos 13.000 años. Tesis doctoral, Universidad de Chile, Departamento de Geología. 44-46 p



Anexo B: Variabilidad de los elementos Si, Ti, K y Fe en TK2 y GUK1

