Universidad Austral de Chile

Escuela de Geología

PROFESOR PATROCINANTE:
DR. DANIEL MELNICK D'ETIGNY
INSTITUTO CIENCIAS DE LA TIERRA
FACULTAD DE CIENCIAS

"ANÁLISIS GEOMORFOLÓGICO Y ESTRATIGRÁFICO DE LA TERRAZA DEL HOLOCENO TARDÍO EN LA COSTA VALDIVIANA EN EL MARCO DE CAMBIOS RELATIVOS DEL NIVEL DEL MAR ASOCIADOS AL CICLO SÍSMICO"

Seminario de Graduación presentado como parte
de los requisitos para optar al Título de Geóloga

PAULINA CAROLA DITZEL JOOST

VALDIVIA-CHILE

2019

AGRADECIMIENTOS

A mis profesores Drs. Daniel Melnick d'Etigny y Mario Pino Quivira, por ser los primeros artífices de esta investigación, por guiarme en cada una de las etapas de la mejor manera posible, y por estar siempre dispuestos a brindarme un apoyo, más allá de lo académico.

Al Dr. Rodrigo Vega San Martín por los comentarios y la orientación brindada en este seminario.

A mi compañero y amigo Diego Aedo Ortiz por ser un ejemplo a seguir en este trabajo y por encaminarme en las salidas a terreno, el trabajo de laboratorio y durante el desarrollo de la investigación.

Al Dr. Ed Garrett por permitirme entender la paleosismología desde distintos ámbitos de la ciencia, por todas las enseñanzas en terreno, y por permitirme conocer rincones apartados de mi región.

A Sefa Sahin y Fernanda Narbona por la amistosa experiencia en terreno.

Al Dr. Marcelo Lagos por el muy apreciado "Nejiri Gama", herramienta que fue de mucha ayuda en las salidas a terreno.

A los estudiantes de pregrado Jerson Uribe, Gabriel Moreno y Sebastián Rivas, quienes realizaron sus prácticas muy comprometidamente, tanto en terreno como en laboratorio.

Finalmente, agradezco a mi familia por formarme y permitirme llegar hasta acá, y a mi amor por ser mi pilar, mi alegría y mi apoyo incondicional.

Dedicado a mis hermanos, Guillermo y Roberto.

ÍNDICE

RESUMEN 1

ABSTRACT 2

1. INTRODUCCIÓN 3

1.1 Ciclo sísmico en el margen activo chileno 4

1.2 Segmento de ruptura de 1960 9

1.3 Las terrazas marinas en la costa de Valdivia 11

1.4 Marco geológico 13

1.5 Hipótesis 15

1.6 Limitaciones del trabajo 15

2. MATERIAL Y MÉTODOS 17

2.1 Área de estudio 17

2.2 Trabajos de campo y gabinete 18

2.3 Análisis granulométrico y estadístico 19

3. RESULTADOS 22

3.1 Geomorfología y estratigrafía 22

3.1.1 Isla Mancera 24

3.1.2 Playa Rosada 27

3.1.3 Playa Loncoyén 27

3.1.4 Playa Centinilla 29

3.1.5 Playa Calfuco 30

3.1.6 Playa Pilolcura 32

3.1.7 Playa Pelluco 32

3.1.8 Playa Chanchan 34

3.2 Granulometría y análisis estadístico 34

3.2.1 Análisis estadístico: Área de isla Mancera 38

3.2.2 Análisis estadístico: Área entre playas Rosada y Chanchan 41

4. DISCUSIÓN 45

4.1 Evolución de la costa valdiviana 47

4.2 Estimación del alzamiento en 1737 51

5. CONCLUSIONES 54

6. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS 55

7. ANEXOS 63

RESUMEN

Las áreas costeras adyacentes a las zonas de subducción usualmente experimentan cambios de elevación vertical durante y entre terremotos. En general, los grandes terremotos someros (M8-9.5) producen subsidencia cosísmica a lo largo de la costa, mientras que los terremotos de magnitud moderada (M7-8) pero más profundos generan alzamiento costero. En la costa valdiviana (39.4°- 39.9° S), los megaterremotos de subducción de 1575 y 1960, cuyas rupturas fueron aparentemente de extensión similar, generaron tsunamis transoceánicos y subsidencia costera que resultó en inundación persistente. Además, los registros paleosismológicos e históricos documentan que el terremoto de 1737 generó daños relativamente extendidos, pero no un gran tsunami ni una inundación costera persistente que se pueda relacionar con subsidencia.

La hipótesis de esta investigación es que el evento de 1737 fue un terremoto de subducción profundo y de magnitud moderada que generó alzamiento permanente en la costa valdiviana. El objetivo principal es estimar cambios en el nivel relativo del mar e interpretarlos en términos de alzamiento o subsidencia a lo largo de la costa valdiviana usando un marcador geomorfológico representado por la terraza marina inferior. Primero, la extensión de la terraza fue mapeada y su elevación medida en 8 sitios diferentes. Además, 13 secciones estratigráficas fueron analizadas y las características granulométricas de sedimentos muestreados comparadas con las de ambientes sedimentarios modernos usando métodos estadísticos. Las edades radiocarbónicas ya publicadas de una capa de turba asociada a la terraza inferior también fueron consideradas.

Los resultados sugieren que la secuencia de arenas de playa inorgánicas y turba orgánica asociadas con la terraza inferior se debe a cambios rápidos y esporádicos en el ambiente depositacional, provocados por variaciones en el nivel relativo del mar durante los cambios cosísmicos en el nivel de la tierra desde 1575. Se infiere que el terremoto de 1737 fue un evento local que rompió la parte más profunda del límite de placas a lo largo de ~50 km de la costa valdiviana, generando cerca de ~0,5-1 m de alzamiento costero y la formación de la terraza inferior. Estos resultados son las primeras evidencias geológicas y geomorfológicas de un terremoto de subducción profundo, con implicancia en la evaluación del peligro costero y el diseño de infraestructura.

ABSTRACT

Coastal realms adjacent to subduction zones commonly experience vertical land-level changes during and between megathrust earthquakes. Generally, great and shallow megathrust earthquakes (M8-9.5) result in coseismic subsidence along the coast while moderate but deeper earthquakes (M7-8) produce coastal uplift. Along the Valdivian coast (39.4°- 39.9° S), the great megathrust earthquakes of 1575 and 1960, whose ruptures were apparently of similar extent, generated transoceanic tsunamis and coastal subsidence resulting in persistent flooding. According to paleoseismic evidences and historical records, the 1737 earthquake caused relatively widespread damage but no major tsunami or subsidence-related persistent coastal flooding.

The hypothesis of this study is that the 1737 event was a deep megathrust earthquake of moderate magnitude that generated permanent uplift along the Valdivian coast. The main goal is to survey relative sea-level changes and interpret them in terms of uplift or subsidence along the Valdivian coast using a geomorphic marker denoted as the lower marine terrace. First, the extension of the terrace was mapped and its elevation leveled at 8 different sites. In addition, 13 stratigraphic sections were surveyed and granulometric characteristics of sampled sediments compared with those of modern sedimentary environments using statistical methods. Already published radiocarbon ages of a peat layer associated with the lower terrace were also considered.

The results suggest that the sequence of inorganic beach sands and organic peat associated with the lower terrace arise from rapid and sporadic changes in depositional environment caused by relative sea-level variations during coseismic land-level changes since 1575. It is inferred that the 1737 earthquake was a local event that rupture the deeper portion of the megathrust along ~50 km of the Valdivian coast causing about ~0,5-1 m of coastal uplift and formation of the lower terrace. These results present the first geologic and geomorphic evidences of a deep megathrust earthquake with implications on the assessment of coastal hazards and design of coastal infrastructure.

1. INTRODUCCIÓN

Las terrazas marinas son plataformas creadas por la interacción del océano con una masa continental adyacente (Burbank y Anderson, 2012). Cuando el nivel del mar permanece en aproximadamente la misma posición relativa con respecto a una masa continental, el continuo ataque de las olas y la marea forma una plataforma de abrasión marina (o terraza de erosión) desplazando el acantilado costero hacia el continente (Alvarez-Marrón *et al.*, 2008). Además, existen las terrazas de acumulación, que son construidas por la depositación de sedimentos en el borde de una terraza de erosión o de un acantilado costero de cualquier escala (Jara-Muñoz y Melnick, 2015).

Estas plataformas marinas (de erosión y de acumulación) se preservan debido al alzamiento continental o al descenso del nivel del mar (Bowles y Cowgill, 2012). Por esta razón originan marcadores geomorfológicos que se usan para determinar las tasas de alzamiento, si es que se conoce la evolución del nivel del mar y la edad de la terraza.

En el margen activo de Sudamérica, los cambios de elevación de la costa que han ocurrido en la historia geológica más reciente (últimos miles de años) son consecuencia principalmente de la actividad tectónica relacionada a la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana. En este sentido, la información geomorfológica (sumada a la estratigráfica) presente en las terrazas costeras es valiosa para entender los movimientos de alzamiento y subsidencia que han ocurrido producto de los terremotos y su respuesta post-sísmica. En la costa de Valdivia se han estudiado principalmente tres niveles de terrazas marinas, siendo el nivel inferior, de edad Holoceno tardío (Villalobos, 2005), el que posee mayores inconsistencias en cuanto a su origen. Por tal motivo, esta investigación pretende estudiar dicha terraza en el marco de los cambios relativos en el nivel del mar asociados a la actividad tectónica en la historia geológica reciente.

El alzamiento y subsidencia de la costa pueden deberse al movimiento de segmentos sismotectónicos a lo largo de zonas de subducción, como también al deslizamiento lento y continuo ("creep") y posiblemente asísmico en márgenes activos. Este movimiento vertical positivo o negativo de los márgenes continentales es el principal responsable de las secuencias de paleo-líneas de costa emergidas o sumergidas (Pedoja *et al.,* 2011).

Visto desde una escala temporal amplia, desde el último interglacial (MIS 5e, 122±6 ka), la mayoría de las costas se han alzado en relación con el nivel del mar, con una taza de alzamiento mayor a 0,2 mm a^{-1}, *i.e.* más de cuatro veces más rápido que la caída eustática estimada en el nivel

del mar (Pedoja *et al.,* 2011). La tasa de alzamiento promedio es mayor en márgenes activos que en márgenes pasivos. Estos autores sostienen que el alzamiento sostenido de todos los márgenes continentales es explicado por los procesos de la tectónica de placas, y proponen que la acreción continental a largo plazo ha llevado a la compresión de las placas tectónicas y al alzamiento de sus márgenes. Según Pedoja *et al.* (2014), para el margen Pacífico de Sudamérica, la tasa de alzamiento promedio es de 0,33 mm a^{-1}.

Por otra parte, existen importantes movimientos de alzamiento y subsidencia que ocurren a escalas temporales menores (rango de segundos a décadas), originados por el ciclo sísmico a lo largo de los márgenes de subducción. En este tipo de márgenes es donde han ocurrido los mayores terremotos en la historia (*e.g.* Chile en 1960-2010, Alaska en 1964, Sumatra en 2004, Japón en 2011; Plafker, 1972; Melnick *et al.*, 2006; Chlieh *et al.*, 2007; Ozawa *et al.*, 2011).

1.1 Ciclo sísmico en el margen activo chileno

Actualmente, la placa de Nazca subduce bajo la placa Sudamericana de forma ligeramente oblicua a una tasa de 66 mm a^{-1} (Angermann *et al.,* 1999). Cuando la tensión acumulada entre ambas placas que se encuentran adheridas es demasiado alta, estas se liberan abruptamente, produciéndose un terremoto de alta magnitud (Cisternas, 2005). Los grandes terremotos de subducción que han ocurrido en nuestro país en el pasado se conocen principalmente gracias a documentos históricos (*e.g.* Lomnitz, 2004) y estudios paleosismológicos en secuencias sedimentarias que registran tsunamis antiguos y cambios de elevación en la costa (*e.g.* Cisternas *et al.*, 2005), o en turbiditas lacustres (*e.g.* Moernaut *et al.,* 2014).

En cuanto a la deformación de la superficie producida durante ciclos sísmicos, se ha observado que durante los terremotos ocurre la deformación más importante, y especialmente cuando se trata de terremotos grandes y superficiales. Adicionalmente, una deformación temporal (de días a años de duración) puede seguir en respuesta al deslizamiento de fallas, a la relajación del manto o a ambos (Sawai *et al.,* 2004). Los cambios cosísmicos en la altura del continente causados por los terremotos, siguen un patrón de deformación sinusoidal a lo ancho del margen (Melnick *et al.*, 2006). En este sentido, los grandes terremotos someros producen alzamiento a lo largo de la plataforma (cerca de la fosa), y subsidencia en la zona costera. En el centro-sur de Chile, la península de Arauco, las islas Santa María, Mocha, Guafo y Guamblin son ejemplos de zonas que para este tipo de eventos se alzan cosísmicamente y se hunden asísmicamente. Por el contrario, la zona costera, donde vive gran parte de la población (*e.g.*

Valdivia, Maullín, Ancud), se hunde cosísmicamente y se alza asísmicamente (Bookhagen *et al.*, 2006; Garrett *et al.,* 2015; Cisternas *et al.,* 2017; Melnick *et al.,* 2018). Los periodos transitorios (o intersísmicos) más largos registrados, que comenzaron luego de los terremotos gigantes de la década del 60 en Chile y Alaska, continúan hoy en día y han producido hasta un metro o dos de alzamiento costero, de acuerdo a testigos, mareógrafos y ecología estuarina (Sawai *et al.*, 2004).

Los cambios verticales antes mencionados quedan registrados, por ejemplo, en secuencias de suelos enterrados en algunas zonas bajas de la costa. El terremoto de 1960 ha sido bien estudiado para entender cómo se desarrollaron estos procesos en el pasado. Como menciona Cisternas (2005), tras este evento las tierras bajas que estaban por sobre las mareas más altas repentinamente se vieron sometidas a inundaciones mareales. Esto generó que los suelos de marismas y praderas aledañas comenzaran a ser sepultadas por la sedimentación al final de la pleamar. Otros sectores fueron afectados por la inundación del tsunami y quedaron cubiertos por una lámina de arena. En ambos casos, décadas más tarde se comenzó a desarrollar un nuevo suelo sobre la lámina sedimentaria, en respuesta principalmente al levantamiento intersísmico de la costa. Este nuevo sustrato comenzó a ser colonizado por la vegetación estuarina y luego por plantas de agua dulce a medida que se elevaba por encima de la influencia de las mareas. Por ende, se ha deducido a través de la observación de secuencias estratificadas de suelos y arenas en marismas y planicies bajas costeras que el proceso de alzamiento - subsidencia se ha repetido muchas veces en el pasado, especialmente en lugares que fueron afectados por el terremoto y tsunami de 1960, donde las condiciones climáticas y sedimentológicas permiten la formación y preservación de estas secuencias.

Las secuencias estratigráficas que son atribuibles al proceso de subsidencia cosísmica comparten el que son extensas lateralmente, los sedimentos orgánicos están enterrados por sedimentos silicicoclásticos indicadores de una menor elevación del continente y la subsidencia es rápida y sincrónica en sitios separados ampliamente (Garrett *et al.,* 2015).

Más específicamente, las evidencias que permiten identificar los depósitos de tsunami incluyen la existencia de estratos de arena con espesores generalmente mayores a 5 cm que disminuyen gradual o abruptamente tierra adentro, con contacto inferior nítido y comúnmente erosivo con clastos erosionados en las partes inferiores del depósito, materiales provenientes de distintas fuentes, mala selección y apariencia masiva o laminada o con gradación normal o inversa (Switzer y Jones, 2008). También estas capas pueden contener diatomeas marinas (Hong *et al.*, 2017), las que poseen ensambles que permiten identificar no sólo los depósitos de tsunami, sino

que también la cantidad y rapidez del cambio de elevación (*e.g.* Sawai, 2004; Nelson *et al.*, 2009; Garrett *et al.*, 2015; Hocking *et al.*, 2017).

A través del estudio de la intercalación de horizontes de suelo y capas arena, junto con dataciones radiocarbón, identificación de especies de diatomeas y conteo de anillos de árboles muertos, Cisternas *et al.* (2005) reconocieron 8 posibles terremotos de magnitud >8 en la zona de Maullín (41.6° S), los cuales abarcan un período de 2000 años. Además, Garrett *et al.* (2015) identificó 4 sucesiones que reflejan una historia de 1000 años de megaterremotos en Chucalén, en la zona norte de Chiloé (41.8° S). También se ha encontrado evidencia estratigráfica en isla Guafo (43.5° S, cercana a la fosa), donde se observa casi 2000 años de cambios en el nivel del continente. Además, se ha estimado que esta isla se ha hundido continuamente después del terremoto de 1960, a una tasa que ha aumentado de ~8 a 16 mm a^{-1} (Melnick *et al.,* 2018).

En un ámbito más local, Nelson *et al.* (2009) registró evidencia fragmentada de subsidencia cosísmica prehistórica en el estuario Valdivia (principalmente en el río Tornagaleones), la cual es escasa debido al descenso del nivel del mar durante los últimos 6000 años. Además, Aedo (2018) registró en la marisma de Chaihuín (suroeste de Valdivia, 39.9°S) 3 sucesiones de suelos y arenas que estarían asociados a subsidencia y tsunamis producidos por terremotos en los últimos 500 años.

Ejemplos similares a nivel global incluyen los estudios realizados en la costa este de Hokkaido en Japón (Sawai *et al.*, 2004; Atwater *et al.*, 2004; Ioki y Tanioka, 2016), en la costa oeste de Norteamérica (*e.g.* Atwater, 1987; Atwater y Hemphill-Haley, 1997) y en la costa oeste de Tailandia (*e.g.* Jankaew *et al.*, 2008). Por ejemplo, a través de los estudios de ensambles de diatomeas se ha determinado que la costa de Hokkaido se ha levantado ~1 m décadas después de un gran terremoto en el siglo XVII (M8.8) que hundió la costa, como resultado del deslizamiento postsísmico lento y continuo en la zona de subducción.

Por otra parte, para entender el comportamiento de los terremotos es de fundamental importancia el estudio de la segmentación de estos en la zona de subducción. En este sentido, se ha estudiado tal variable a lo largo del rumbo y en la dirección del manteo de la subducción (Schurr *et al.*, 2012).

En cuanto a la segmentación en el rumbo, los registros indican que los grandes terremotos de subducción rompen de manera repetitiva en segmentos ubicados a lo largo del antearco, separados por barreras. En el centro-sur de Chile, los principales segmentos sismotectónicos son los de Valparaíso, Concepción y Valdivia. Estos experimentan alzamiento y subsidencia

diferenciales a largo plazo, lo que se manifiesta en una diversidad de geoformas costeras (Melnick *et al.,* 2009).

En la dirección del manteo, existe una segmentación en cuanto a la distribución del desplazamiento en la zona sismogénica, que es la parte principal de la interfaz de las placas que se mueve en terremotos de subducción (Byrne *et al.,* 1988). A lo largo de la zona sismogénica, existen variaciones en propiedades como la presión, la temperatura, la presión de fluidos, las propiedades de los sedimentos no consolidados más superficiales, la rugosidad y la geometría de las fallas, la madurez de la zona de falla, etc. Estas variables generan contrastes friccionales en las zonas de fallas y variaciones en las características de los terremotos con la profundidad (Lay *et al.*, 2012; Moreno *et al.*, 2018). A partir de observaciones de ondas sísmicas en la zona de ruptura del terremoto de Tohoku (2011), Lay *et al.* (2012) definieron cuatro dominios de comportamiento sismogénico o ruptura, desde la fosa hasta el límite basal de la zona sismogénica (Fig. 1). Estos autores establecieron el dominio A, que se extiende desde la fosa hasta unos 15 km bajo el nivel del mar, donde puede ocurrir desplazamiento asísmico, pero también pueden generarse terremotos tsunamigénicos. El dominio B se extiende en un rango de profundidad de 15 a ~35 km, donde se producen eventos con gran desplazamiento. El dominio C se extiende desde los ~35 a los 55 km de profundidad, y es donde tienen lugar desplazamientos moderados con significante radiación sísmica de corto periodo. El dominio D (transicional) se desarrolla en lugares donde la placa subductante es joven y tiene manteo leve, a profundidades entre los 30 y 45 km. Posee una mezcla de desplazamientos lentos, terremotos de baja frecuencia y tremores sísmicos.

Según Moreno *et al.* (2018), en el área de ruptura del terremoto de 1960, el dominio somero (Fig. 1) va desde la fosa hasta una profundidad de <20 km en la placa de Nazca. Es ahí donde se producen los terremotos muy poco frecuentes de magnitudes mayores a 8,5. Por otra parte, los terremotos originados en el segmento profundo de la zona sismogénica, en la transición reológica hasta la zona de deslizamiento asísmico – Moho (en los dominios B – C), suelen generar magnitudes menores a 8 (*e.g.* terremotos de Chile Central en 1985, Tocopilla en 2007, Chiloé en 2016; Moreno *et al.,* 2018). Además, según los autores, la zona sismogénica es más somera hacia el sur. A los 43°S (isla Guafo) la transición de la zona sísmica a la asísmica en la interfaz está a una profundidad de ~30 km debido a que la placa de Nazca es joven y de mayor temperatura. Por otra parte, en los segmentos profundos de la zona de ruptura de 1960, ocurren fracturas con una recurrencia de ~60 años, produciendo eventos de magnitud moderada que

preceden la ruptura en los segmentos someros, donde se originan grandes terremotos con una recurrencia mayor a 110 años. El segmento profundo es más débil y se fractura con un campo de estrés menor que el segmento somero (Moreno *et al.,* 2018).

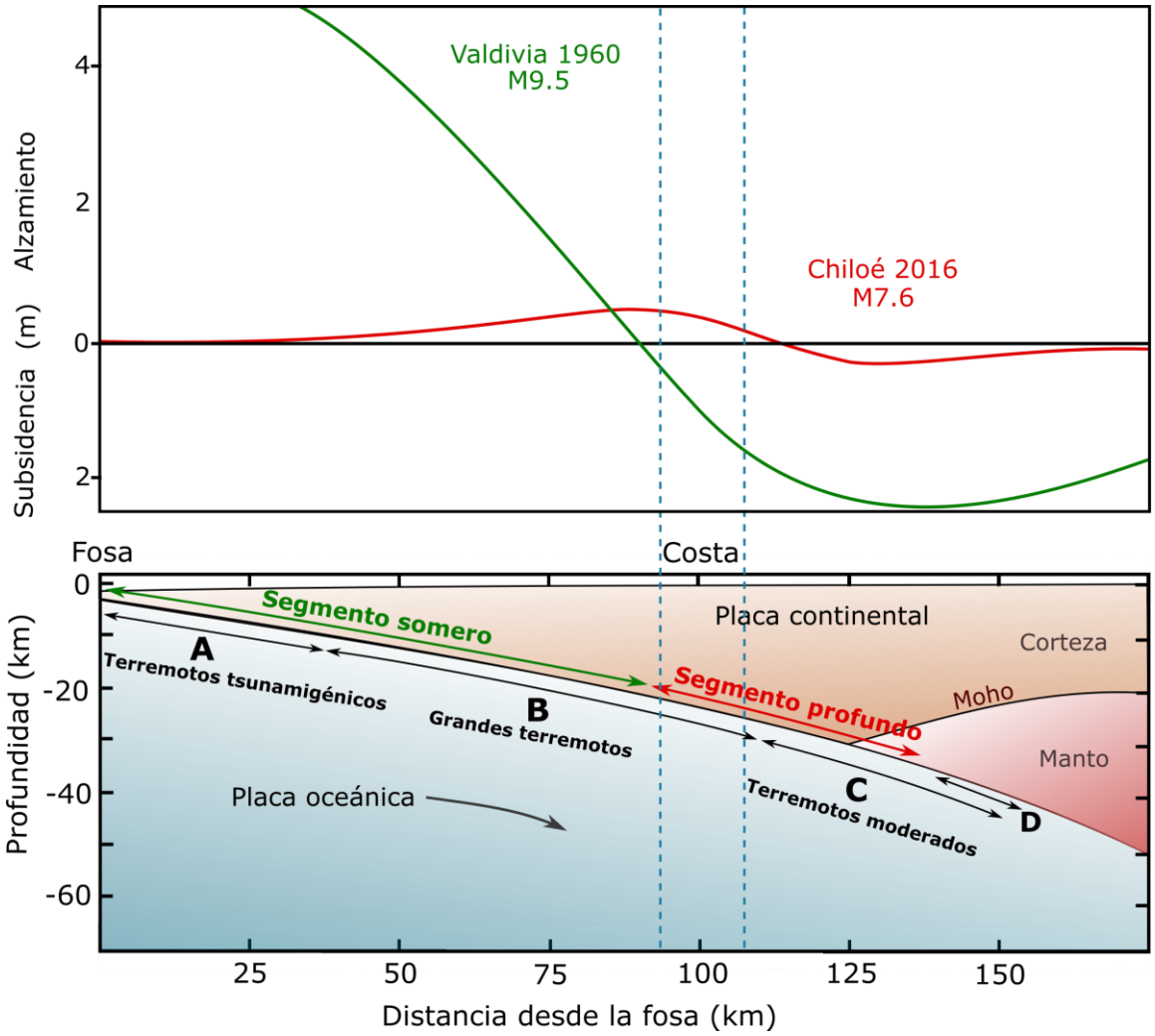


Figura 1. Dominios de ruptura en terremotos de subducción (dominios A, B, C y D adaptados de Lay *et al.*, 2012 y segmentos somero y profundo adaptados de Moreno *et al.,* 2018) y deformación vertical cosísmica para los terremotos de Valdivia 1960 (Ho *et al.*, 2019) y Chiloé 2016 (adaptado de Garret *et al.*, 2018).

En relación a la deformación vertical en superficie, se han establecido diferencias en el alzamiento o la subsidencia de la placa continental como resultado del desplazamiento diferencial en la zona sismogénica, dependiendo si el terremoto es originado en las zonas A, B o C. Los grandes terremotos someros generan subsidencia cosísmica en la costa durante e inmediatamente después de estos, mientras que los terremotos moderados profundos generan alzamiento costero permanente. Por ejemplo, los terremotos de Arequipa en 2001 (M8,4), Maule en 2010 (M8,8) y Pisagua en 2014 (M8,2), todos en el dominio A-B, generaron subsidencia costera submétrica

(Ocola, 2008; Farías *et al.*, 2010; Schurr *et al.*, 2014; Melnick, 2016); el terremoto de Antofagasta en 1995 (M8) ubicado en el dominio B-C alzó la costa entre 15 y 20 cm; el terremoto de 2007 en Tocopilla (M7,7) ubicado en el dominio C generó ~25 cm de alzamiento costero, y el terremoto de Constitución en 2012 (M7; dominio C) levantó la costa ~15 cm (Delouis *et al.*, 1997; Bejar-Pizarro *et al.*, 2010; Schurr *et al.*, 2012; Ruiz *et al.*, 2013; Melnick, 2016). Además, el terremoto del sur de Chiloé en 2016 (M7,6), que tuvo una profundidad de 22 km (Moreno *et al.,* 2018) equivalente al segmento profundo, habría alzado la costa en 25 cm (Garrett *et al.,* 2018).

1.2 Segmento de ruptura de 1960

El terremoto del 22 de mayo de 1960, de magnitud Mw 9,5 fracturó casi 1000 km entre la Península de Arauco y la Península de Taitao (Fig. 2). La deformación cosísmica generó subsidencia en la costa (1,8 m en Corral y hasta 2,7 m cerca de Valdivia), y alzamiento fuera de la costa y hacia el interior del continente, siendo mayor a 5 m en algunas partes de la plataforma continental (Plafker y Savage, 1970). El desplazamiento de la falla, que promedió 20 – 30 m (alcanzando hasta 40 m) y se distribuyó principalmente en la parte más somera de la interfaz de las placas (Moreno *et al.*, 2009), utilizó cerca de 350 años de energía acumulada por el movimiento de las placas (Cisternas *et al.*, 2017). La deformación submarina generó un tsunami que alcanzó los 15 m de altura en Chile (Sievers, 1963), 10 m en Hawaii (Eaton *et al.,* 1961), y 6 m en Japón (Watanabe, 1998). En la costa de Valdivia, el tsunami (que consistió en 5 ciclos de ondas vaciantes y llenantes) inundó el poblado de Corral, las partes bajas de Niebla, isla Mancera, isla del Rey y la ensenada San Juan, además del poblado de Mehuín más al norte (Sievers, 1963).

Según los registros paleosismológicos e históricos disponibles, en el segmento hubo eventos sísmicos en los años 1837, 1737 y 1575 (Lomnitz, 2004; Fig. 2). Entre estos, el evento mejor documentado corresponde al de 1575, el cual posee el mayor parecido con el de 1960, ya que generó inundación marina persistente desde el norte de Valdivia hasta Castro, lo que implica subsidencia tectónica (Cisternas *et al.*, 2005). El tsunami asociado se extendió 15 a 20 km tierra adentro y le costó la vida a más de 1.000 personas de comunidades alrededor de Valdivia (Cisternas *et al.*, 2017).

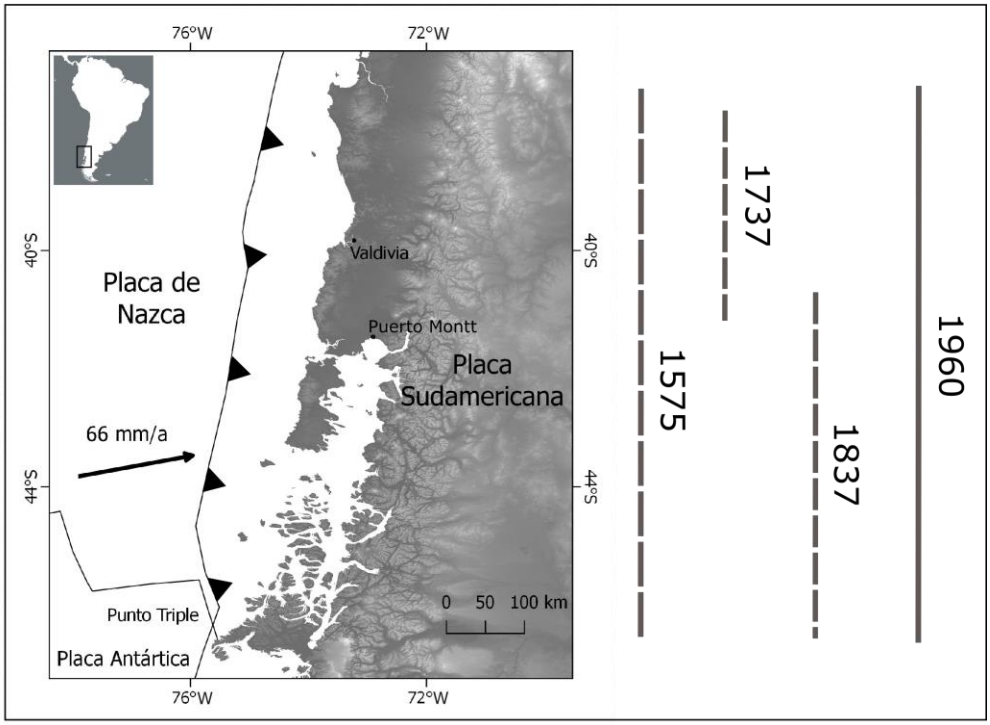


Figura 2. Contexto tectónico y rupturas de los mayores terremotos históricos del segmento de Valdivia (extensiones de 1575, 1737 y 1837 son inferidas, basadas en Cisternas *et al.*, 2017).

El terremoto de 1737 habría dañado las fortificaciones y edificios entre Concepción y Chiloé (con mayor destrucción Valdivia), pero no habría generado un tsunami y, en cambio, el terremoto de 1837 habría sido de mayor intensidad y sí generó un tsunami trans-Pacífico. El primero ocurrió en la mitad norte de la zona de ruptura de 1960 (Fig. 2), en una parte profunda y angosta de la zona sismogénica. En cambio, el terremoto de 1837 ocurrió principalmente en la mitad sur, con un desplazamiento en una porción más ancha de la zona sismogénica (Cisternas *et al.*, 2017).

Por otra parte, las secuencias de turbiditas en lagos de la zona (Villarrica, Calafquén, Riñihue) estudiadas por Moernaut *et al.* (2014) registran, aparte de los terremotos descritos anteriormente, eventos prehistóricos gigantes en los años 1319 (±9) y 1127 (±44), los que concuerdan con las edades estimadas por Cisternas *et al.* (2005) y Atwater *et al.* (2013) en Maullín, por Garrett *et al.* (2015) en Chucalén y por Cisternas *et al.* (2018) en Cocotué (Chiloé). Además, la secuencia de turbiditas revelan un terremoto similar al de 1737 (con una ruptura parcial del segmento) en el año 1466 (±4). Los registros en la zona de ruptura de 1960 sugieren que los eventos grandes (M>8) han ocurrido cada ~285 años en el Holoceno tardío (Melnick *et al.*, 2018).

1.3 Las terrazas marinas en la costa de Valdivia

Fuenzalida *et al.* (1965) describieron en la costa del sur de Chile varias terrazas marinas. La primera, ubicada entre 170 y 200 m s.n.m., tiene una edad posiblemente Pliocena. Luego, las tres terrazas a elevaciones de 70 m, 20-38 m y 8-10 m fueron asignadas al Pleistoceno. También se reconocieron varias terrazas más bajas pertenecientes al Holoceno. Antes de mayo de 1960 existía una terraza marina a ~1,2-1,5 m s.n.m. observada, por ejemplo, en Puerto Saavedra (38° S), Mehuín (39° S) y Ancud (41° S), la cual quedó sumergida después del terremoto (Weischet, 1963; Fuenzalida *et al.*, 1965). Además, había una terraza amplia (nivel de la "vega"; Weischet, 1960) situada cerca de la boca de cada río y arroyo de la zona (*e.g.* al oeste de isla Teja, en la cuenca de Valdivia) a una altura de 1,2 m sobre el nivel medio de la marea alta, la que fue inundada en 1960 (Fuenzalida *et al.*, 1965).

En la costa de Valdivia se han reconocido e investigado principalmente la terraza superior o "Cancagua", de edad Pleistoceno tardío y la terraza intermedia de edad Holoceno medio (*e.g.* Antinao y McDonough, 1999; Villalobos, 2005; Astorga, 2008; Astorga y Pino, 2011; Vega, 2014; Vega *et al.,* 2018). En isla Mancera (bahía de Corral) se han reconocido ambas terrazas además de una tercera situada a menor altura (Villalobos, 2005).

Según Pino y Navarro (2005), los depósitos del último interglacial ("Cancagua", ver sección 1.3) forman una terraza que presenta alturas variables entre los 5 y 67 m N.R.S. (nivel de reducción de sondas)[1]. Según Mella *et al.* (2012), estos depósitos alcanzan los 20 a 25 m s.n.m. en Niebla, y más de 40 m s.n.m. en Guape y Palo Muerto. En el sector norte de isla Mancera, presenta una altura de 22,4 m N.R.S (Villalobos, 2005). La terraza está conformada por sedimentos alóctonos de origen volcánico (ceniza y arena) y sedimentos autóctonos de origen continental (turba, arena y grava derivadas del basamento local metamórfico; Villalobos, 2005). Estos depósitos se encuentran afectados por erosión fluvial antigua y actual lo que les da una morfología de lomajes suaves con una red de drenaje dendrítica (Mella *et al.*, 2012).

Por otro lado, existe consenso mundial en que, durante el Holoceno medio, se desarrolló una importante transgresión global la cual es acotada entre ~8 y 5 ka A.P. Existen múltiples registros de esta transgresión en terrazas marinas especialmente en el hemisferio sur (Isla, 1989). Luego de esta transgresión, el nivel eustático del mar se estabilizó hasta su nivel actual debido a mecanismos probablemente glacio-isostáticos. Por ejemplo, Woodroffe (2009), observó que en

[1] Corresponde al plano determinado por la mayor bajamar en sicigias estando la Luna en el perigeo. En el puerto de Corral, la diferencia entre el N.R.S. y el nivel medio del mar es de 0,99 m (SHOA, 2017).

la bahía de Cleveland (noreste de Australia), el nivel relativo del mar se elevó sobre el presente entre 8 y 6,2 ka cal A.P., alcanzando el nivel más alto (2,8 m por sobre el nivel actual) hace 5 ka cal A.P. y disminuyendo gradualmente hasta el presente. Schellmann y Radtke (2010), investigaron un sistema de terrazas y crestas de playa en la costa Atlántica Patagónica (44° - 49° S) las cuales indican que la máxima transgresión del Holoceno duró desde 7,4 a 6,6 ka cal A.P. con niveles relativos del mar de hasta dos a tres m por sobre el nivel actual.

Según Villalobos (2005), la terraza intermedia en isla Mancera (que presenta una altura de 3,9 m N.R.S.) corresponde a una paleoplaya de arenas medias derivadas del basamento local metamórfico que registra la máxima transgresión marina del Holoceno medio. Por otra parte, según la misma autora, la terraza inferior (1,3 m N.R.S. en isla Mancera) está formada por sedimentos de origen vegetal que conforman una turba poco compacta compuesta por restos vegetales (junco) y madera, además contiene trozos de carbón, restos de insectos y fragmentos de cuarzo y mica. La turba está intercalada con una o más capas de arena gruesa con abundantes fragmentos de material que deriva del basamento local metamórfico. Hacia la base, predomina la grava y se encuentran clastos de esquisto de forma aleatoria, de >15 cm de diámetro, aplanados y dispuestos en posición horizontal, además de fragmentos de sedimentos volcanoclásticos (Cancagua). Esta misma autora llevó a cabo dos dataciones radiocarbónicas en muestras de junco y madera en isla Mancera que produjeron edades de 300 ± 30 y 309 ± 50 años ^{14}C A.P. (GEOUACH 8 y 18, POZ-2732 y TO11487, respectivamente), las que calibradas hoy en día según la curva sudamericana continental (SHCal 13; Stuiver y Reimer, 1993; Hogg *et al.*, 2003) originan amplios rangos de edades, debido al aplanamiento de la forma de la curva de calibración de radiocarbono entorno a esta edad radiocarbónica (Fig. 3).

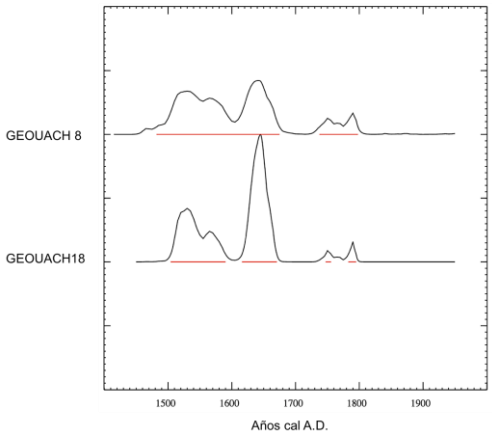


Figura 3. Distribución probabilística de edades radiocarbónicas calibradas (CALIB 7.10) para las muestras GEOUACH 8 y 18. Dentro del rango 2 sigma el intervalo con mayor probabilidad (0,554 y 0,887, respectivamente) es de 1616 – 1671 y 1482 – 1675 años A.D.

Según los datos calibrados por Villalobos (2005), la terraza corresponde al registro de un evento cosísmico de alzamiento tectónico registrado en 1575 en Valdivia. Sin embargo, según los estudios históricos y paleosismológicos realizados por Cisternas *et al.* (2005, 2017), Garret *et al.* (2014), entre otros, tal evento habría generado subsidencia e incluso un devastador tsunami, por lo que de manera preliminar se debiese descartar la propuesta de Villalobos. Sin embargo, la terraza se podría asociar al alzamiento cosísmico durante otro terremoto (*e.g.* 1837, 1737 o uno prehistórico) o al alzamiento intersísmico anterior a 1960, y/o a la disminución del nivel relativo del mar debido a cambios climáticos. Para determinar lo anterior se debe establecer un marco geocronológico y bioestratigráfico más completo de la terraza, la que aflora en otros lugares de la costa valdiviana, como en las playas Grande de Niebla, Rosada, Calfuco y Loncoyén (Mario Pino, *comp. pers.*, 2018).

1.4 Marco geológico

Las unidades geológicas presentes en la costa valdiviana son el Complejo Metamórfico Bahía Mansa (CMBM), la Formación Santo Domingo, los depósitos litorales del último interglacial, depósitos fluviales antiguos, y depósitos litorales y fluviales del Holoceno.

El CMBM (Devónico – Triásico inferior) corresponde a un conjunto de rocas metamórficas que afloran en la Cordillera de la Costa entre los 39°30' y 42°00' S (Duhart *et al.*, 2001). Consiste en asociaciones litológicas de esquistos pelíticos, semipelíticos y cuarcitas; esquistos máficos y filitas máficas; y cuerpos ultramáficos serpentinizados (Mella *et al*, 2012); y se encuentra intruído por la Granodiorita Chaihuín y otros cuerpos del Cretácico superior.

Martínez y Pino (1979) definieron la Fm. Santo Domingo (Mioceno inferior – Mioceno medio) como una unidad sedimentaria marina con cambios de facies laterales asociadas a ambiente parálico-continental. En la zona costera afloran los miembros inferior y medio, específicamente en Curiñanco, en Calfuco y Punta Misión, en Corral, en el camino que une Corral y Chaihuín y en Chaihuín. El miembro inferior está compuesto por conglomerados y areniscas conglomerádicas, y el miembro medio comprende areniscas, limolitas y arcillolitas cuarzo micáceas y cuarzo líticas, con horizontes fosilíferos.

Los depósitos del último interglacial o "Cancagua" (Pleistoceno medio a superior), corresponden a una secuencia de rocas sedimentarias que aflora en el borde costero de manera discontinua entre las localidades de Chanchan y Chaihuín. Según Mella *et al.* (2012), se conforma por tres subunidades basadas en facies asociadas a distintos ambientes de sedimentación:

depósitos fluviales y deltaicos, depósitos fluvio-estuarinos y depósitos eólicos. En el sector costero se pueden observar las últimas dos subunidades (niveles superiores). Una datación en trozos de madera de la playa Chanchan, obtenidos de los depósitos estuarinos localizados bajo los depósitos eólicos, entregó una edad ^{14}C mínima de 46.580 a AP (Antinao y McDonough, 1999; en Mella *et al.*, 2012). Esta edad permitió asignar dichos depósitos a la época interglacial situada entre las glaciaciones Santa María y Llanquihue. Según Vega *et al.* (2018), esta terraza incorpora depósitos del MIS 5e y además incluye la mayor parte del último ciclo glacial. En la costa de Valdivia dominan las asociaciones de facies estuarinas, de barras costeras y marinas someras.

Según el mapa geológico de Valdivia – Corral, los depósitos fluviales antiguos afloran ocasionalmente en algunas zonas del área de estudio, como Caleta Brava, la bahía de Pilolcura, playa San Ignacio y la ensenada San Juan. Los depósitos consisten en gravas imbricadas, inmersas en matriz de arena gruesa y media, interestratificadas con arenas medias a finas. Sobreyacen en inconformidad al CMBM y en paraconcordancia a los depósitos del último interglacial; el engrane lateral con la parte superior de depósitos glaciofluviales de la Glaciación Llanquihue, permite asignar la unidad al Pleistoceno superior – Holoceno, próximo o posterior al retiro de los glaciares correspondientes a la Glaciación Llanquihue (14.550 años ^{14}C AP, según Lowell *et al.*, 1995). Estos depósitos no consolidados fluviales, fluvioestuarinos y palustres conforman terrazas de, a lo más, 5 m por sobre el lecho de los ríos en el área de Valdivia. En diversos sectores del mapa del área Valdivia-Corral, esta unidad se encuentra en parte inundada debido a la subsidencia del terreno luego del terremoto de 1960 (Mella *et al.*, 2012).

Los depósitos litorales (Pleistoceno superior – Holoceno) corresponden a arenas y gravas bien seleccionadas, con estratificación interna horizontal-plana y generación de ondulitas. Su composición incluye diferentes porcentajes de fragmentos de cuarzo, rocas volcánicas, metamórficas, intrusivas y trozos de conchas. En algunos sectores, estos depósitos de "paleo playas" conforman la terraza intermedia, asociada a la máxima transgresión del Holoceno del océano Pacífico. De este nivel se han obtenido edades mediante radiocarbono de 6.240±60 ^{14}C años A.P. (GEOUACH-20, TO11482; Astorga y Pino, 2011). Esta misma fecha está mal citada en Villalobos (2005) como 6.427±60 ^{14}C años A.P. Esta misma unidad aflora como secuencias estuarinas en el subsuelo de los humedales de Valdivia, por ejemplo, en el barrio el Bosque donde ha sido datada en 7.195±45 y 7.266±44 ^{14}C años A.P. (GEOUACH 42, AA75321 y GEOUACH 43, AA75327), respectivamente (Mario Pino, *com. pers.*, 2018). Los depósitos fluviales están

compuestos por gravas finas y medias bien seleccionadas, generalmente imbricadas e inmersas en una matriz de arenas medias y gruesas, así como por limos interestratificados con arenas.

1.5 Hipótesis

Si el descenso relativo del nivel del mar evidenciado por la terraza inferior de la costa valdiviana se asocia al ciclo sísmico de la zona de subducción chilena, ¿a qué fase del ciclo se asocia? Las posibilidades incluyen los movimientos de tipo cosísmico producido por alguno de los terremotos de la secuencia histórica (registrados en los años 1575, 1737, 1837) o por un terremoto prehistórico; y los movimientos intersísmicos anteriores a 1960. En el primer caso sería esperable observar cambios abruptos en los ambientes depositacionales registrados en la terraza inferior, mientras que en el segundo caso sería esperable observar cambios graduales en la estratigrafía. Además, en ambos casos se espera una coherencia con las tasas regionales reportadas de alzamiento intersísmico actual.

Así, considerando los antecedentes existentes, se hipotetiza que el evento de 1575 (al igual que el de 1960) se habría originado en el dominio A-B de la zona sismogénica y por ende habría generado subsidencia a lo largo de la costa; en cambio, el evento de 1737 habría sido ocasionado por un desplazamiento de la falla a mayor profundidad, alzando el nivel de la costa en relación al nivel del mar, permitiendo la creación de la terraza inferior y de una estratigrafía que respalda principalmente cambios abruptos en los ambientes depositacionales.

Para probar las consecuencias de la hipótesis el objetivo general es interpretar las características de la terraza inferior de la costa valdiviana en el marco de los cambios relativos del nivel del mar asociados al ciclo sísmico. Los objetivos específicos son:

1) Analizar el contexto geomorfológico, estratigráfico y sedimentológico de la terraza inferior en el borde costero entre la ensenada San Juan (al sur de isla Mancera) y Mehuín.
2) Interpretar estadísticamente la granulometría de los estratos de la terraza inferior.
3) Discutir la historia de cambios relativos del nivel del mar integrando los datos obtenidos y modelar los cambios asociados a distintas fuentes del ciclo sísmico.

1.6 Limitaciones del trabajo

Algunas dificultades en estudiar terrazas marinas recaen en que estas pueden ser obliteradas por la incisión de los ríos, la difusión de las pendientes, la depositación eólica (Jara-Muñoz *et al.*, 2016) y por la densa cubierta vegetal presente en la zona.

Por otra parte, para estudiar la sedimentología de los estratos de la terraza inferior estos deben ser comparados estadísticamente con los sedimentos de ambientes modernos. La dificultad reside en obtener parámetros granulométricos representativos de estos ambientes, ya que suelen ser muy dinámicos y cambiantes, especialmente los ambientes de playa moderna.

2. MATERIAL Y MÉTODOS

2.1 Área de estudio

La zona de estudio corresponde al sector costero de la Región de Los Ríos (Fig. 4a), específicamente entre la ensenada San Juan (al sureste de Corral) y Mehuín (Fig. 4b). Las medias anuales de precipitación y temperatura son de ~2.200 mm y ~11,5°C respectivamente.

La dirección de la costa en el área de estudio es principalmente de rumbo NE – SW, mientras que hacia el norte (*e.g.* costa de la región de la Araucanía) tiene una dirección NW – SE y hacia el sur es de dirección más bien N – S. Además, el borde costero en la zona de estudio es de carácter principalmente erosivo (rocoso), mientras que hacia el norte (*e.g.* zona de Toltén, 39.1° S) es un borde de acumulación, mucho menos fragmentado.

En el sector sur del área de estudio se encuentra la bahía de Corral y la boca de los estuarios Tornagaleones y Valdivia, ambos micromareales (rango mareal <2 m). La isla Mancera, lugar donde se definió por primera vez la terraza inferior (Villalobos, 2005), está ubicada en la bahía de Corral, y posee un área de 0,61 km^2.

Los accesos son por las rutas T-350 entre Valdivia – Niebla y Curiñanco; T-366 entre Curiñanco y Pilolcura; y las rutas T-250 y T-376 entre Mehuín, Maiquillahue y Chanchan.

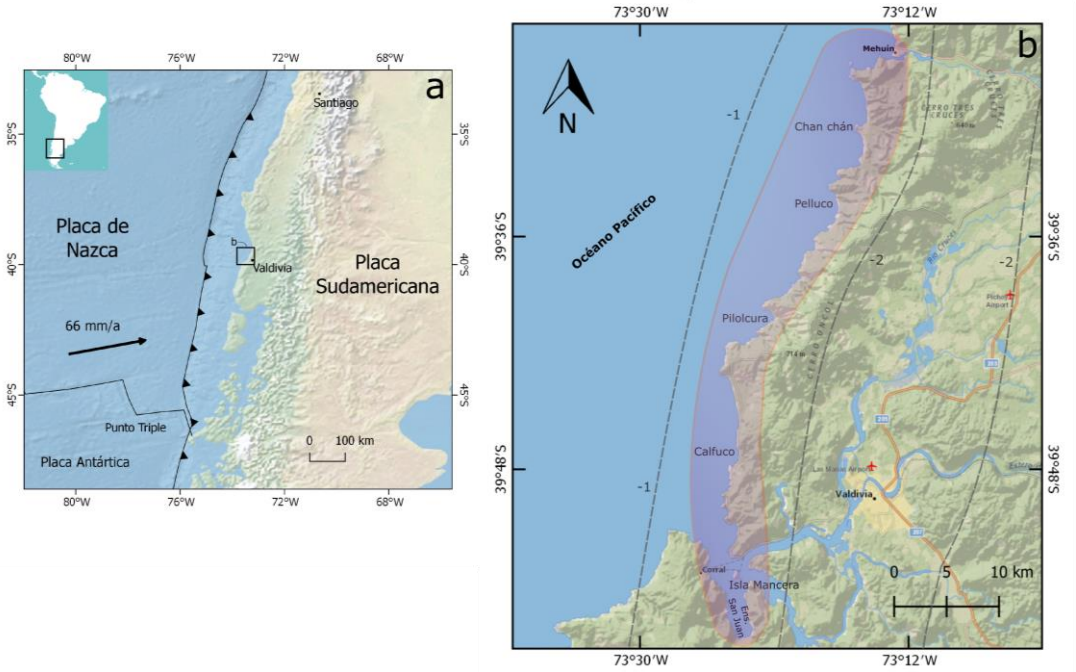


Figura 4. Área de estudio. a) contexto tectónico de la zona de estudio y b) zona de estudio (área sombreada) y curvas de deformación vertical para el terremoto de 1960 (subsidencia de -1 y -2 m según Plafker y Savage, 1970).

2.2 Trabajos de campo y gabinete

La primera etapa de terreno se llevó a cabo en isla Mancera en febrero de 2018 con el fin de reconocer y diferenciar las terrazas marinas del último interglacial, del Holoceno medio y Holoceno tardío, las cuales fueron descritas previamente en el lugar por Villalobos, 2005. En esta etapa se realizaron tres perfiles estratigráficos en el frente de la terraza inferior (del Holoceno tardío), ubicada en una pequeña playa en la cara oeste de la isla. Se describieron los estratos observados y se tomaron muestras triplicadas en el techo y la base de las capas de arena (*i.e.* 6 muestras por capa), cada una con un espesor de 5 mm aprox. Además, se tomaron muestras de arena de la playa moderna ubicada frente a la terraza, con el fin de realizar un análisis granulométrico (detallado en la sección 2.3). Se tomaron muestras en cuatro zonas de la playa: en la zona de olas de tormenta (abreviada como OT), en la zona de marea alta (MA), en la línea de efluente (LE) y en la zona de marea baja (MB).

En esta misma etapa de terreno se observó una terraza de altura similar a la del Holoceno tardío, ubicada en el sector sureste de isla Mancera. Esta no fue descrita por Villalobos (2005) ya que corresponde a una geoforma que ha evolucionado en un corto período de tiempo, pasando de ser una barra arenosa a una plataforma colonizada por vegetación rala (espinillos y árboles pequeños) en aproximadamente 15 años. Se realizó una calicata de 2 m de profundidad para muestrear los sedimentos presentes en esta sección. Se describieron 10 horizontes y se tomaron muestras triplicadas de techo y base de cada uno.

Posteriormente se realizó la primera etapa de gabinete en que, con el fin de buscar áreas geomorfológicamente similares a la terraza de isla Mancera en el resto de la zona de estudio, se utilizaron imágenes satelitales (Google Earth) y modelos de elevación digital (DEM). Los últimos son generados a partir de la tecnología LiDAR (Light Detection and Ranging) junto al sistema de posicionamiento global (GPS). A través de este conjunto de técnicas también se integraron modelos digitales de terreno (DTM), los cuales son especialmente útiles ya que filtran la vegetación. Se utilizó este último tipo de imágenes con una resolución de 5 m.

Una vez determinados varios lugares de interés, se realizó la segunda etapa de terreno entre septiembre de 2018 y enero de 2019. Se visitaron diversas playas y se realizaron perfiles estratigráficos en los lugares en que la terraza inferior estaba bien desarrollada. Se establecieron 8 sitios entre la playa Rosada y Chanchan, en los que se trabajó mapeando la superficie de la terraza y muestreando aproximadamente de la misma forma que en la isla Mancera. En total se

realizaron 13 perfiles estratigráficos (entre la isla Mancera y Chanchan). Además, en esta etapa se tomaron fotografías aéreas con un dron.

En una tercera etapa de terreno, realizada en enero y marzo de 2019, se midió la altura del techo de cada perfil, de la base de la turba y de la topografía de la terraza. Para esto se tomaron varias mediciones con GPS en los puntos mencionados y del nivel de la marea, valores que fueron referenciados al nivel medio del modelo de mareas TPXO 9.1[2] (Egbert y Erofeeva, 2002). Dicho modelo calcula los coeficientes armónicos de la marea a escala global en base a observaciones de altimetría satelital existentes desde 1992. El error 2s de las medidas referenciadas al modelo de mareas fue propagado de la siguiente forma a la elevación final de los resultados,

$$2\sigma = \sqrt{(error\ instrumental)^2 + (SD\ medidas\ marcador)^2 + (\Delta modelo\ marea)^2}$$

donde "error instrumental" es el error del GPS diferencial, "SD medidas marcador" es la desviación estándar de un número de medidas de un marcador particular (*e.g.* base de la turba), y "Δmodelo de marea" es la media entre las diferencias de las mareas medidas y modeladas por TPXO9.1 (Melnick *et al.*, 2012).

Posteriormente se elaboraron secciones estratigráficas de cada sitio utilizando el software libre Inskape, referidas al nivel medio del mar. También se mapeó la terraza sobre imágenes satelitales de Bing y Google Earth, utilizando el software libre QGIS versión 3.6.2.

2.3 Análisis granulométrico y estadístico

Para el análisis granulométrico, se utilizaron 2/3 del total de muestras colectadas (quedando el tercio restante almacenado como reserva en el Laboratorio de Sedimentología e Hidrología del instituto Ciencias de la Tierra), correspondientes a 92 muestras que conforman la estratigrafía de la terraza, 40 muestras de la calicata en isla Mancera, y 28 de playas modernas. Primero, estas fueron tamizadas en húmedo sobre un tamiz de 2 mm para separar la grava y sobre un tamiz de 62,5 μm para eliminar la matriz fangosa y así aislar la fracción de arena de las muestras. Luego, en caso de ser necesario, se eliminó la materia orgánica usando H_2O_2 o quemándola (a una temperatura de 550°C por 4 horas). Posteriormente se empleó un tubo de decantación con el que, según la velocidad de sedimentación, se pudieron calcular los parámetros

[2] El modelo se encuentra disponible de libre acceso en http://volkov.oce.orst.edu/tides/global.html.

granulométricos como el tamaño medio, selección, asimetría y curtosis mediante el método de momentos (Emery, 1938; Basillie *et al.*, 2002).

Una vez obtenidos los parámetros granulométricos de cada muestra, se normalizó la curtosis utilizando la ecuación $curtosis(1+curtosis)^{-1}$, propuesta por Folk (1980) y se promedió los valores de las réplicas. Se elaboraron gráficos de cajas y bigotes para visualizar el conjunto de datos. A continuación, se realizaron análisis estadísticos multivariados y de clasificación (usando el software Statgraphics Centurion XVI 16.2.04 ® en su versión gratuita) con el objetivo de estudiar los parámetros de las muestras y clasificar los sedimentos presentes en la terraza en determinados grupos de ambientes de depositación moderna.

Para esto se utilizaron inicialmente las variables de 125 muestras de ambientes sedimentarios conocidos, de las cuales 20 corresponden a playa, 89 corresponden a muestras de la bahía de Corral y estuarios asociados recolectadas por Cisternas (1992) y Dames & Moore Consultores (1998), 7 corresponden a muestras de la duna de Chanchan (obtenidas de Pino y Navarro, 2005), y 9 corresponden a muestras de la duna de Curiñanco pertenecientes al repositorio de la Universidad Austral.

Se dividió el área de estudio en dos grandes zonas, basadas en los distintos tipos de ambientes sedimentarios modernos que hay en cada una: el área de isla Mancera y el área al norte de ésta, entre playa Rosada y Chanchan. Primero se trabajó con las muestras modernas del área de isla Mancera, reduciendo su cantidad manualmente (y disminuyendo la varianza granulométrica) para categorizar correctamente el 100% de estas en distintos ambientes depositacionales según funciones discriminantes. Los grupos definidos en este proceso fueron "Playa", "Bahía", "R.Torn" (incluye la ensenada San Juan y el Río Tornagaleones) y "R.Vald" (la boca del estuario Valdivia). Los últimos 3 grupos se crearon considerando la división del complejo estuarino propuesta por Cisternas (1992). De 93 muestras originales, 45 se ajustaron correctamente a los grupos mencionados. Este primer análisis discriminante también se aplicó a las muestras modernas del área entre playa Rosada y Chanchan, ajustándose 38 muestras de 68 a los grupos "Playa m" (de tamaño de grano medio), "Playa mg" (de tamaño medio a grueso), "Playa g" (de tamaño grueso), "Duna" y "Bahía".

Luego, siguiendo la metodología de Pino y Navarro (2005) y Jara-Muñoz y Melnick (2015), se extrajo una matriz de correlación para cada área y se realizó un análisis factorial para cada conjunto de datos. Con este último análisis (realizado mediante el método de componentes principales y rotación varimax) se evaluó la distribución de las todas las muestras (de ambiente

conocido y desconocido) de acuerdo con los factores calculados y se comprobó la relación de los grupos establecidos. Después se excluyeron algunas muestras de ambiente moderno que no se ajustaban a los grupos propuestos por el análisis factorial para finalmente hacer un segundo análisis discriminante y aplicar la función de clasificación a las muestras de ambiente desconocido.

3. RESULTADOS

3.1 Geomorfología y estratigrafía

Las terrazas marinas y unidades geológicas presentes en isla Mancera (Fig. 5), se tomaron como ejemplo para reconocer la terraza del Holoceno tardío en la costa valdiviana.

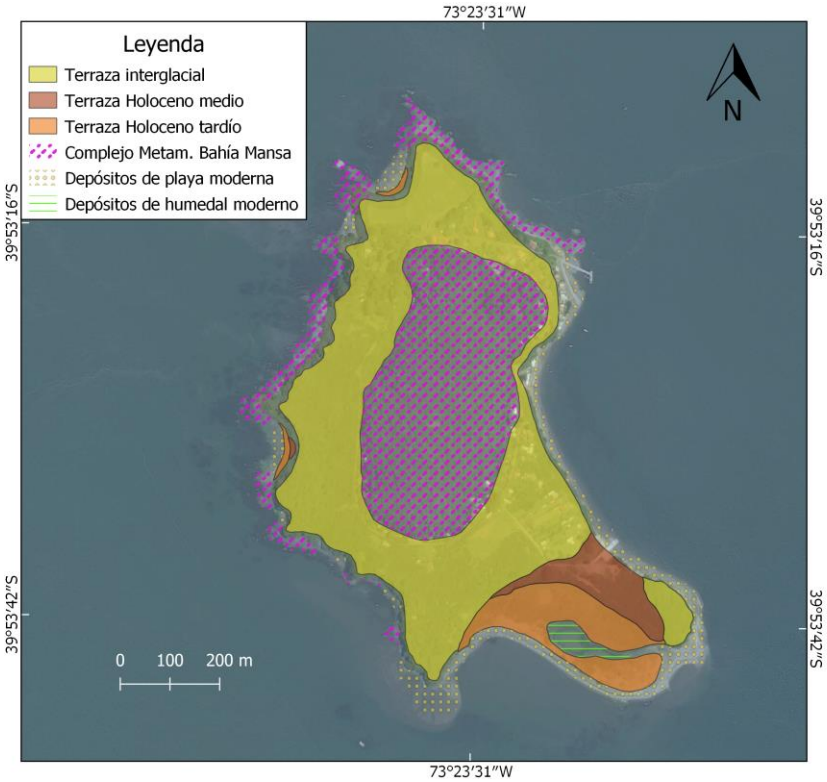


Figura 5. Mapa geomorfológico de isla Mancera. Adaptado de Villalobos (2005) usando un modelo digital de terreno (DTM) e imágenes satelitales. Las terrazas se encuentran adosadas lateralmente.

En el área comprendida entre isla Mancera y Chanchan (Fig. 6), la terraza inferior presenta buena preservación geomorfológica y estratigráfica en sitios como la "playa oeste" de isla Mancera, las playas Rosada, Loncoyén, Centinilla, Calfuco, Pilolcura y Pelluco, y una preservación moderada en el tómbolo Huezhui en Chanchan. Este punto corresponde al último lugar donde se observó la terraza hacia el norte. Cabe mencionar que en otras playas esta geoforma también muestra buena preservación, como San Ignacio y La Misión. Si bien se estima que la terraza inferior está presente en la gran mayoría de las playas de la zona, puede verse alterada por la acción humana (*e.g.* playa Grande de Niebla), como también puede estar cubierta por sedimentos eólicos (*e.g.* en las dunas de Curiñanco, Chanchan, Calfuco), o por una espesa vegetación (*e.g.* Centinilla sur) o por depósitos de remoción en masa (*e.g.* playa de Los Enamorados).

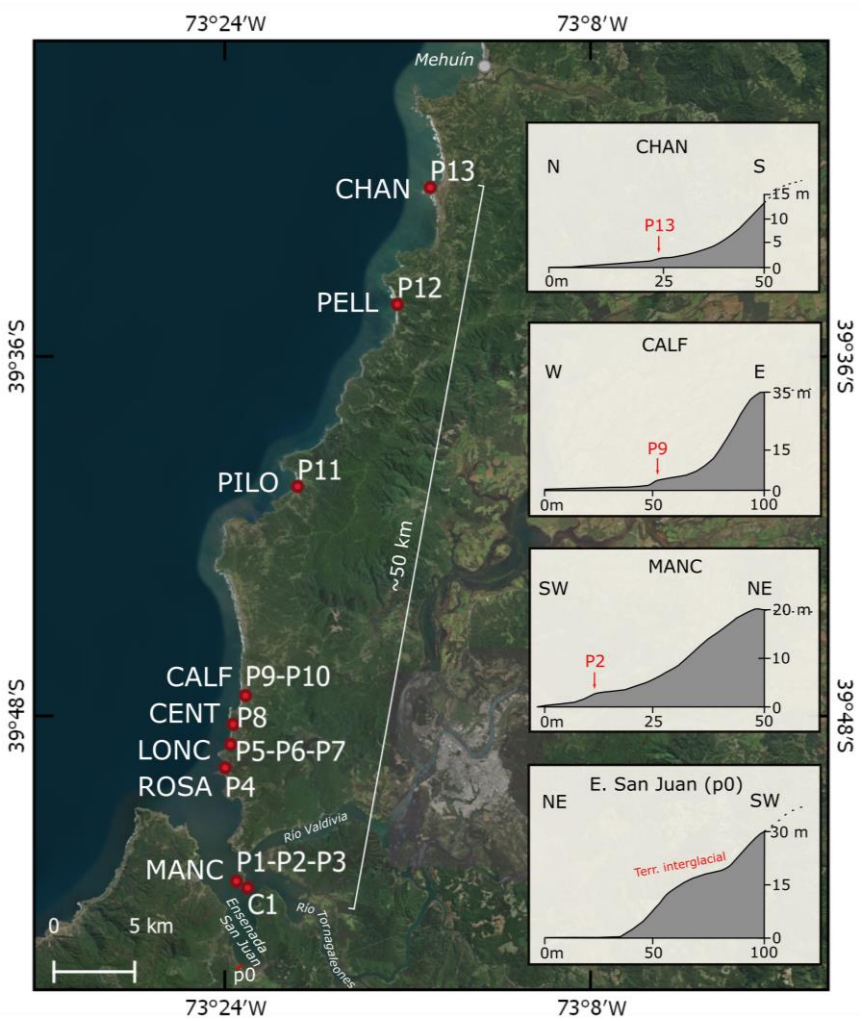


Figura 6. Sitios donde se estudió la terraza inferior. Se muestra la ubicación de los 13 perfiles estratigráficos realizados (P) y de la calicata en isla Mancera (C). A la derecha, perfiles longitudinales de los sitios Chanchan, Calfuco, Mancera y Ensenada San Juan.

La elevación promedio de la terraza es de 4 m por sobre el nivel medio del mar, siendo mayor en el sector de Loncoyén Sur (5,0 ± 0,3 m) y menor en isla Mancera (2,6 ± 0,1 m), Chanchan (3,0 ± 0,1 m) y playa Rosada (3,4 ± 0,2 m).

Como se observa en el perfil longitudinal p0 (Fig. 6), en la Ensenada San Juan la terraza inferior no se registra. No obstante, en terreno fue posible observar una pequeña terraza intermareal con una secuencia de suelo – arena – suelo moderno (que no es objeto de esta investigación).

A modo general, la estratigrafía de la terraza inferior se compone de un suelo arenoso en el techo, seguido por una capa de arena con contenido orgánico variable y textura normal, que sobre yace una turba humificada, limosa o arenosa (y en algunos sitios, con uno o más lentes de

arena). Bajo esta, se ubica una capa de arena con bajo contenido orgánico y textura normal. En el caso de isla Mancera y Loncoyén sur, fue posible observar otro nivel de turba más abajo.

La descripción detallada de la estratigrafía de cada sitio junto con algunas fotografías complementarias se encuentra en el Anexo 1 y las mediciones de la elevación por sobre el nivel medio del mar de la base de la turba, el techo de la sección y la topografía de la terraza se encuentra en el Anexo 2. A continuación, se presenta la geomorfología y estratigrafía de la terraza en cada sitio, de sur a norte.

3.1.1 Isla Mancera

En la "playa oeste" o playa Villalobos en este trabajo (el sitio estudiado previamente por Villalobos, 2005), la terraza inferior tiene una superficie de 1.000 m^2 aprox. y sobre su superficie se desarrolla una densa cubierta vegetal (principalmente juncos y espinillos). Este sector se encuentra protegido del océano Pacífico por la bahía de Corral. En la figura 7 se muestra la superficie aproximada de la terraza, la ubicación de los perfiles estratigráficos y la ubicación de las 4 muestras de sedimentos recogidas en la playa moderna. La elevación en el contacto entre el basamento y la turba es de 1,26 ± 0,09 m s.n.m. y en el techo de la estratigrafía es de 2,64 ± 0,08 m s.n.m. (medidas en el perfil 3).

La estratigrafía en el frente de la terraza (Fig. 8) está dominada por uno a dos niveles de turba humificada marrón oscuro en la parte inferior y un nivel de turba con limo y arena en la parte superior.

La parte superior de la sección (Ma.t) se compone por ~37 cm de suelo arenoso con abundantes raíces de juncos. Luego se ubica una fina capa (~4 cm) no continua de limo orgánico. Bajo esta se encuentra una capa de ~10 cm de arena muy gruesa gris (Ma1). Luego aflora una turba limosa marrón con espesor entre 4 y 14 cm, con contactos superior e inferior erosivos ondulantes, seguida por una capa con espesor variable entre 4 y 15 cm de arena gruesa gris (Ma2). Luego aflora la turba principal (con un espesor de ~70 cm), con contacto superior nítido e inferior gradacional. La elevación de su base es de 1,44 ± 0,09 m s.n.m. Luego se ubica una capa de arena limosa y, en el caso del perfil 3, fue posible observar que bajo esta volvía a aparecer una turba. No fue así en los perfiles 1 y 2, en los que el nivel freático no permitió continuar

descendiendo. La sección termina con gravas, cantos y guijarros retrabajados del basamento (esquistos, cuarzos y restos de Cancagua).

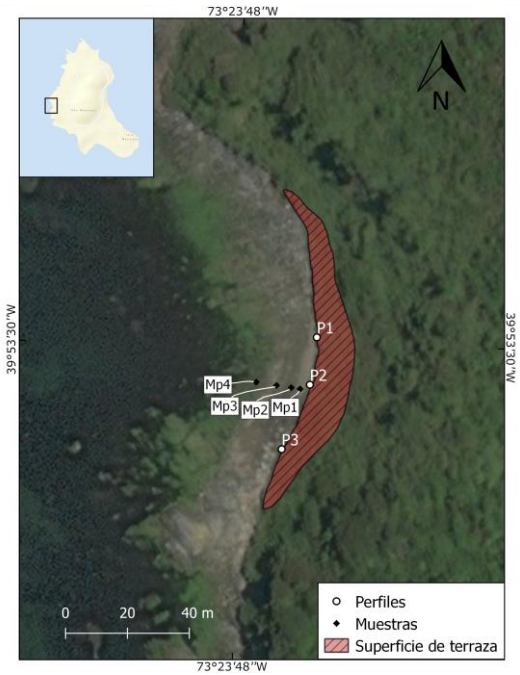


Figura 7. Superficie de la terraza inferior en la playa Villalobos de isla Mancera. Se indica la ubicación de los perfiles estratigráficos 1, 2 y 3 y de las muestras de arena de la playa moderna.

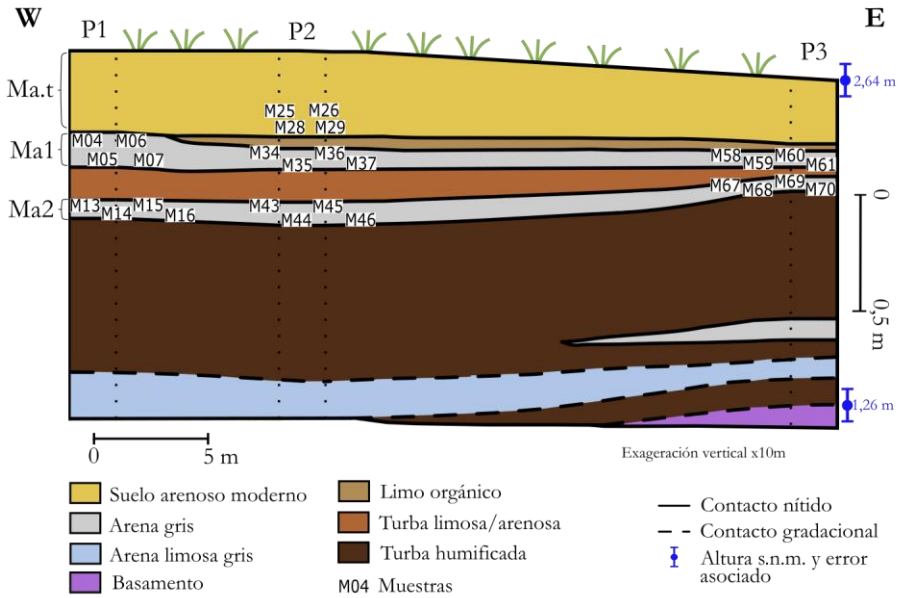


Figura 8. Estratigrafía en el frente de la terraza inferior en isla Mancera, entre los perfiles 1 y 3. El espesor total de P1 y P2 es 1,6 m y el de P3 es 1,5 m. Se indica la ubicación de las muestras de sedimento y el nombre de la capa correspondiente.

Por otra parte, en el sector sureste de isla Mancera, se documentó una zona de acumulación de sedimentos que ha aflorado recientemente (Fig. 9). Este sector costero cambió drásticamente en ~15 años, pasando de tener una barra arenosa y una laguna costera en 1996 a ser un ambiente más bien de tipo continental en 2011, año en que la laguna dejó de tener contacto con el estuario, convirtiéndose en un pantano.

Figura 9. Fotografías que muestran la evolución del sector SE de isla Mancera. a) Fotografia aérea de 1996 (fuente: Villalobos, 2005). b) Fotografía satelital del 14/04/2010 (fuente: Google Earth) donde se observa que la laguna está conectada al estuario. c) Fotografía satelital del 07/10/2011 (fuente: Google Earth) en la cual se distingue que la laguna se cerró y el pantano actual comienza a desarrollarse.

Se realizó una calicata (C1, Fig. 10) en el sector que antiguamente correspondía a un ambiente intermareal (entre la barra y la laguna) y que actualmente es una pradera colonizada principalmente por espinillos, y algunos árboles (*e.g.* pinos, arrayanes).

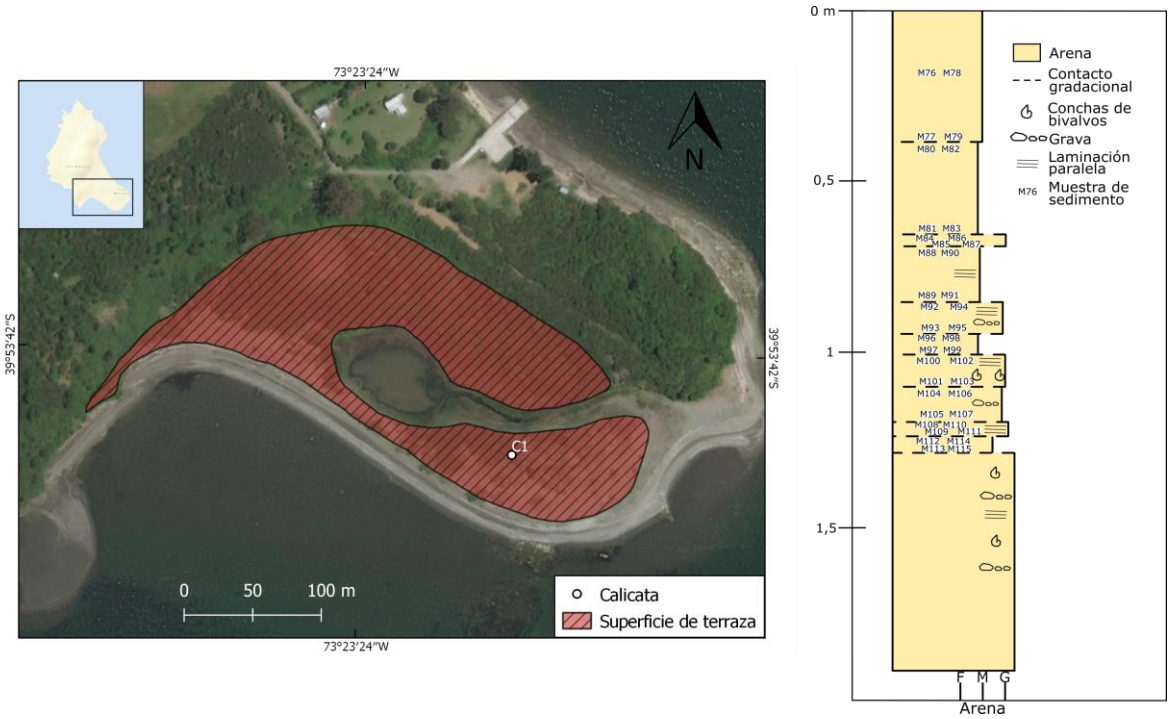


Figura 10. Superficie de la terraza inferior en la punta sureste de isla Mancera y sección representativa de la calicata (C1), con la ubicación de las muestras de sedimento.

En la calicata se pudo observar una sucesión de 2 m de profundidad (donde aparece el nivel freático) de arenas no consolidadas, con arena gruesa de selección moderada en la base y arena media levemente mejor seleccionada hacia el techo. Se observó laminación paralela en gran parte de la sección y conchas de bivalvos (*e.g. Mytilus chilensis* y *Aulacomya atra*) principalmente en la base.

3.1.2 Playa Rosada

La terraza inferior se encuentra bien preservada en la parte sur de la playa Rosada, con una superficie de 930 m^2 aprox. (Fig. 11a) y está cubierta por un pastizal. La estratigrafía (representada en el perfil 4, figura 11b) consiste en 10 cm de suelo arenoso en el techo, que cubre ~14 cm arena gruesa limosa marrón anaranjado (Ro1). Bajo esta, aflora una capa de turba limosa humificada de ~30 cm con pequeños lentes de arena gruesa (Ro.l). En la base, hay ~18 cm de arena gruesa gris oscuro (Ro2) con fragmentos de conchas y cantos posiblemente depositados por olas de tormenta. Todas las capas de arena son moderadamente seleccionadas. En la Tabla 1 se muestra la elevación promedio por sobre el nivel medio del mar de la base de la turba, del techo de la sección y de la topografía de la terraza, medida en 6 puntos cercanos a P4.

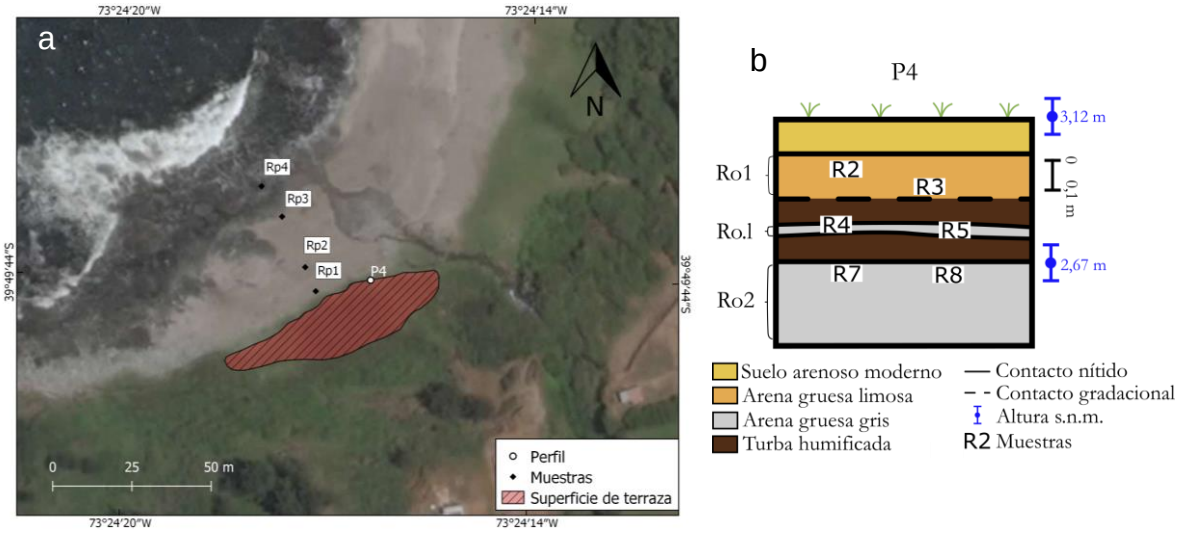


Figura 11. a) Superficie de la terraza inferior en playa Rosada. Se indica la ubicación de las muestras de arena de playa moderna y del perfil estratigráfico 4. b) P4 con la ubicación de las muestras de sedimento y el nombre de la capa correspondiente.

Tabla 1. Elevación y error promedio (m s.n.m.) de la terraza en playa Rosada (P4).

Base de la turba	Techo de la sección	Topografía
2,67 ± 0,06	3,12 ± 0,06	3,51 ± 0,06

3.1.3 Playa Loncoyén

Se estudió la terraza inferior en dos sectores de Loncoyén: "Loncoyén sur" (abreviado como LONS) y "Loncoyén norte" (abreviado como LONN). En el primero, que tiene una superficie aproximada de 1.400 m^2, se levantaron los perfiles estratigráficos 5 y 6 y en el segundo, de aprox. 2.500 m^2, se estudió el perfil 7 (Fig. 12).

La estratigrafía en la terraza de LONS (Fig. 13 superior) comienza con un suelo moderno mezclado con arena gruesa (Ls.t), que cubre ~20 cm de arena gruesa gris con muy poca grava (Ls1) y contacto superior gradacional. Hacia la base se observa una turba humificada marrón oscuro de ~20 cm de espesor, con pequeños lentes de arena y ocasionalmente con madera, grava y raíces actuales. Se observó un contacto superior gradacional en P5 y nítido en P6, posiblemente porque en el área de P5 existe mayor humedad y desarrollo de vegetación, lo que explica que el suelo arenoso y la capa Ls1 tengan un componente más orgánico que en P6. Bajo la turba se describió una capa de arena gruesa gris de ~10 cm de espesor (Ls2) y contacto superior nítido. Luego se describió otra capa de turba en P5, pero con un leve contenido de arena. Esta capa se correlacionó con una arena orgánica, marrón claro (Ls3), ubicada en P6. Sin embargo, el contacto lateral entre ambas capas es inferido. La sección termina con ~25 cm de arena gruesa a muy gruesa. En cuanto a LONN, se pudo observar en P7 (Fig. 13 inferior) que la turba se presenta en un solo nivel y con contactos superior e inferior nítidos, sin lentes de arena. Las capas de arena por sobre y bajo la turba (Ln1 y Ln2) presentan un tamaño de grano medio a grueso.

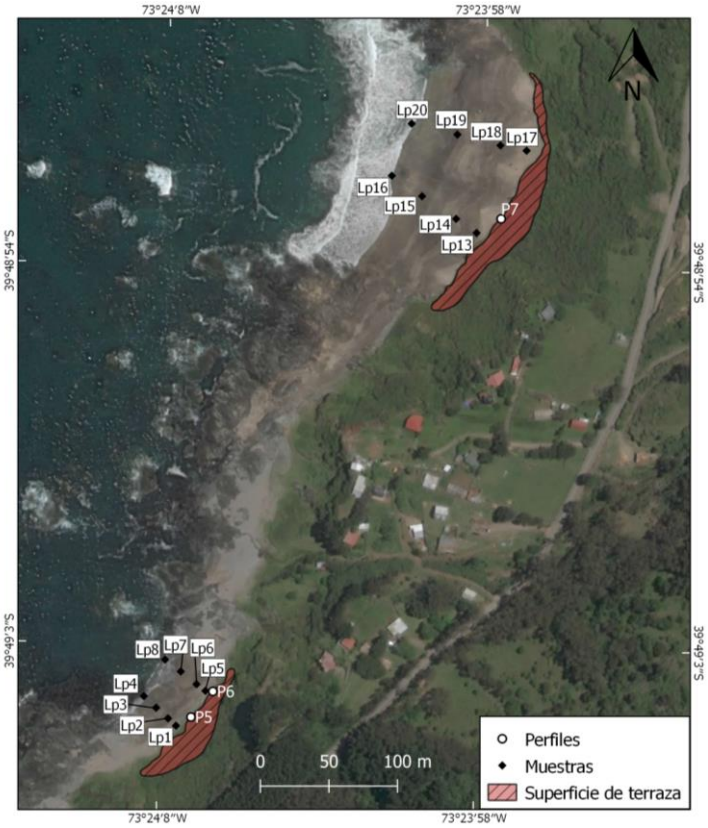


Figura 12. Superficie de la terraza inferior en Loncoyén. Se indica la ubicación de las muestras de arena de playa moderna y de los perfiles 5, 6 y 7.

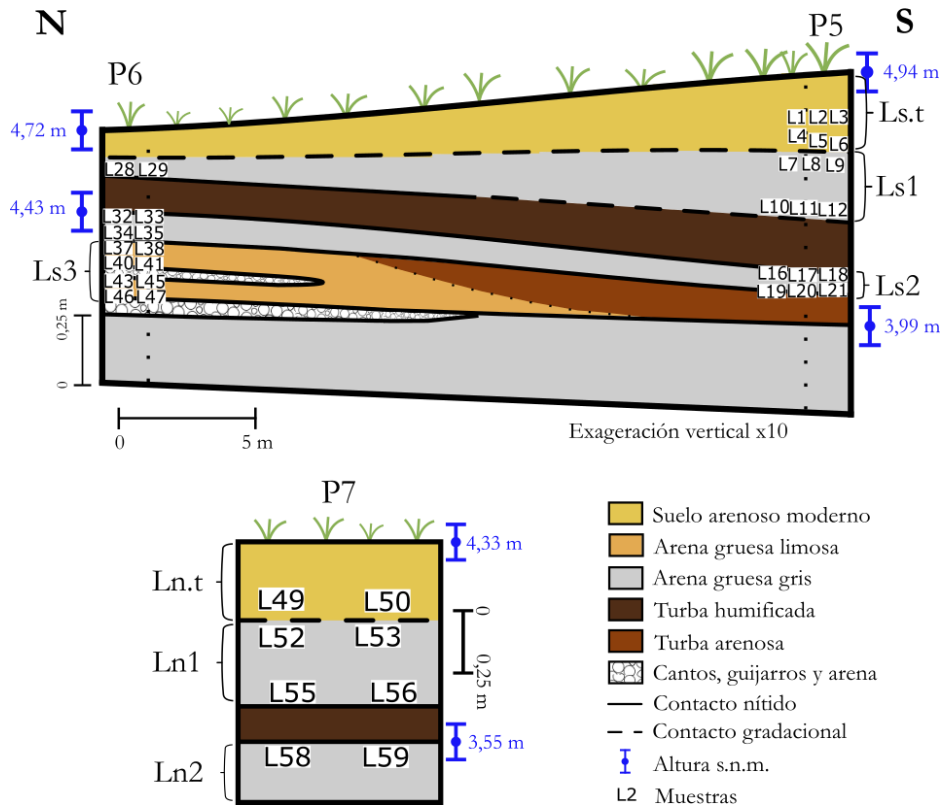


Figura 13. Perfiles estratigráficos 5, 6 (LONS) y 7 (LONN) con la ubicación de las muestras de sedimento y el nombre de la capa correspondiente.

En la tabla 2 se presenta la elevación promedio de la base de la turba (en P5 se consideró la turba arenosa ubicada bajo Ls2), del techo de la sección y de la topografía de la terraza (medida en 8 puntos cerca de P5, en 6 puntos cerca de P6 y en 7 puntos cerca de P7).

Tabla 2. Elevación y error promedio (m s.n.m.) de la terraza en Loncoyén.

Lugar	Base de la turba	Techo de la sección	Topografía
LONS (P5)	3,99 ± 0,08 (turba inferior)	4,94 ± 0,07	5,06 ± 0,07
LONS (P6)	4,43 ± 0,07 (turba superior)	4,72 ± 0,07	4,90 ± 0,07
LONN (P7)	3,55 ± 0,08	4,33 ± 0,08	4,64 ± 0,07

3.1.4 Playa Centinilla

En Centinilla se encuentra una pequeña playa rudítica rodeada por roqueríos. Se observó la terraza inferior con un área de 900 m^2 aprox. (Fig. 14) y con una estratigrafía (descrita en el perfil 8) compuesta por ~30 cm de grava y arena con matriz fangosa en el techo, seguido por

una capa de ~15 cm de turba humificada, con contacto superior gradacional e inferior nítido. Bajo esta, hay ~40 cm de grava, cantos y guijarros con una matriz fangosa que disminuye hacia la base.

Se midió la elevación de la base de la turba y el techo de la sección P8, y de la topografía en 9 puntos cercanos a este. Se presenta el promedio de las mediciones en la tabla 3.

Figura 14. Superficie de la terraza inferior en Centinilla y ubicación del perfil 8.

Tabla 3. Elevación y error promedio (m s.n.m.) de la terraza en Centinilla (P8).

Base de la turba	Techo de la sección	Topografía
3,27 ± 0,03	3,87 ± 0,03	4,48 ± 0,03

3.1.5 Playa Calfuco

En el sector sur de Calfuco la terraza inferior se encuentra bien preservada, con un área mayor al resto de las playas (4.000 m^2 aprox., Fig. 15a). En cambio, en el sector norte de la playa hay formación de dunas, las cuales se hacen más abundantes desde este punto en adelante ya que los vientos, que provienen preferencialmente del SW, tienen menos barreras (*e.g.* el Morro Gonzalo, al oeste de Corral). Por consiguiente, en el sector de Curiñanco (caracterizado por sus extensas dunas) se observa la terraza inferior muy efímeramente.

La estratigrafía de la terraza en Calfuco repite la misma secuencia observada en los sitios anteriores, pero difiere en que el tamaño de grano es menor (medio) y en que en algunas partes de la terraza hay finos lentes de arena entre la capa de turba. Las muestras de sedimento se tomaron en el perfil 9 (Fig. 15b). Se midió la elevación del techo de la sección en el perfil 10 y de la topografía en 9 puntos cercanos a este (tabla 4). En la figura 16 se presenta una fotografía tomada con dron, donde se observa la terraza inferior y la terraza superior o Cancagua, las que se encuentran adosadas lateralmente.

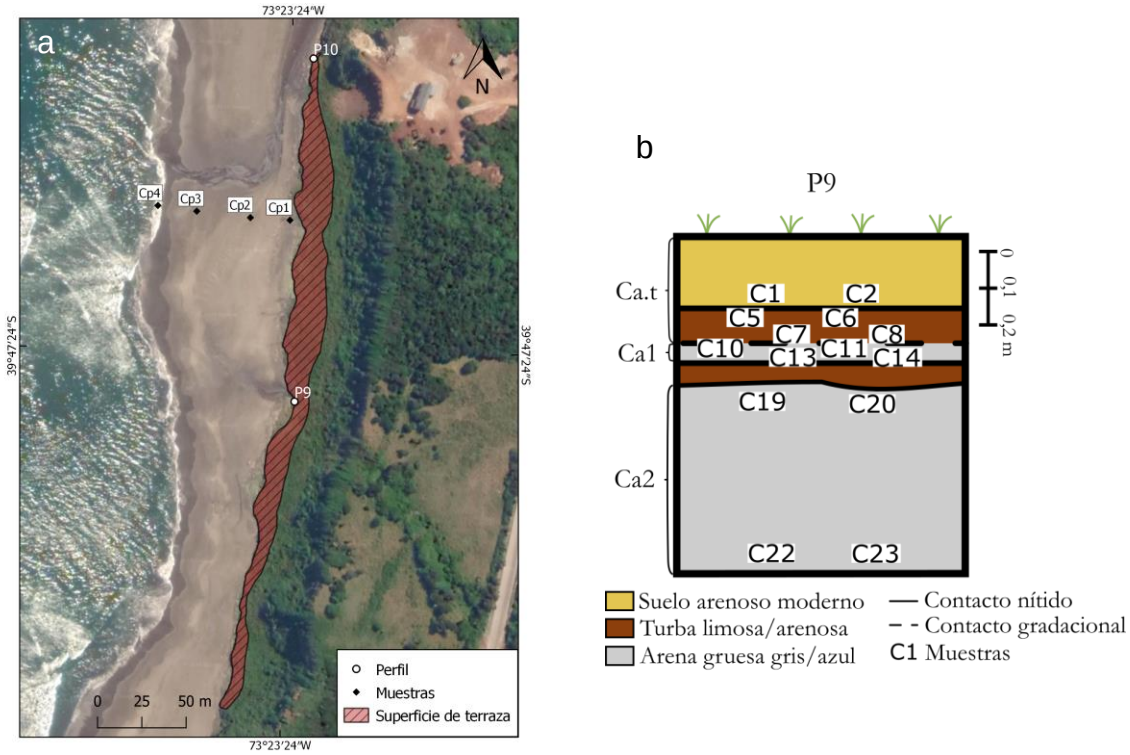


Figura 15. a) Superficie de la terraza inferior en el sector sur de la playa Calfuco. Se indica la ubicación de las muestras de arena de playa moderna y del perfil estratigráfico 9. b) P9 con la ubicación de las muestras de sedimento y el nombre de la capa correspondiente.

Tabla 4. Elevación y error promedio (m s.n.m.) de la terraza en la playa Calfuco (P10).

Techo de la sección	Topografía
4,25 ± 0,04	4,46 ± 0,05

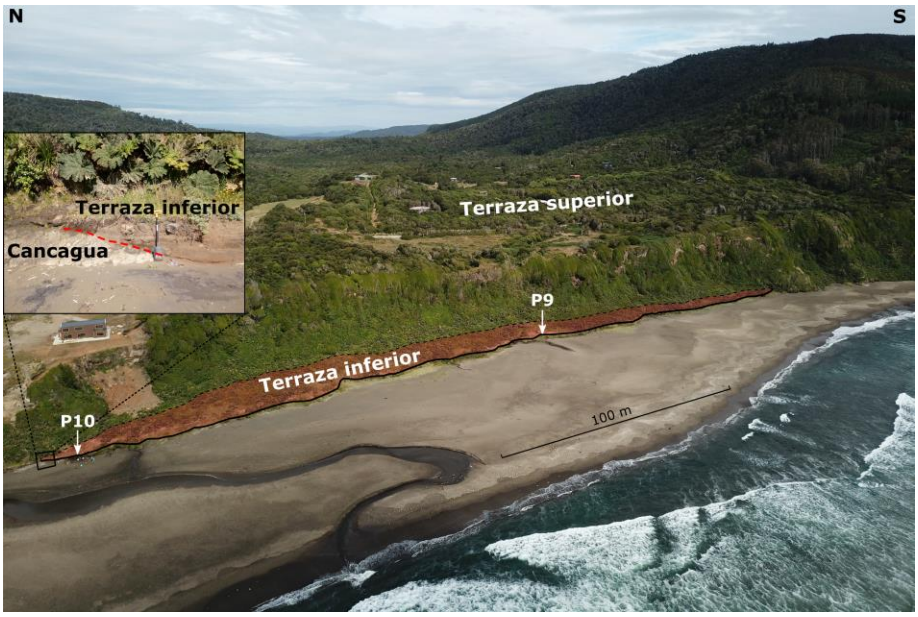


Figura 16. Extensión aproximada de la terraza inferior en la playa Calfuco y ubicación de los perfiles 9 y 10. En el recuadro izquierdo se detalla el contacto entre la Cancagua y los sedimentos de la terraza.

3.1.6 Playa Pilolcura

A pesar de que la playa de Pilolcura se encuentra bastante alterada por la acción antrópica (*e.g.* por la construcción de caminos y estacionamientos de vehículos), fue posible observar el desarrollo de la terraza inferior (especialmente de su borde) en el sector sur. En la figura 17 se muestra una superficie aproximada, además de la ubicación del perfil estratigráfico 11. La elevación del techo de la sección es de 3,98 ± 0,07 m s.n.m. (única medición). La estratigrafía está compuesta principalmente por una arena marrón claro, con gravas angulares, guijarros y cantos redondeados, de origen posiblemente coluvial. A 120 cm del techo se observó un cambio a una arena limosa gris azulada de al menos 40 cm de espesor (no se observó su base) con contacto superior transicional.

Figura 17. Superficie aproximada de la terraza inferior en Pilolcura y ubicación del perfil 11.

3.1.7 Playa Pelluco

Gran parte de la extensa playa Pelluco está formada por dunas. Sin embargo, el estero Pelluco es un pequeño accidente en el relieve que detiene su formación, permitiendo observar la superficie de la terraza inferior y, al erosionar el borde de esta, permite estudiar su estratigrafía. Por ende, se realizó una sección (perfil 12) en una orilla del estero (Fig. 18a).

La estratigrafía (Fig. 18b) consiste en ~20 cm de suelo arenoso, bajo el cual se reconocen ~20 cm de arena gruesa con gradación inversa y contacto superior gradacional (Pe1). Más abajo

afloran ~45 cm de turba arenosa marrón, con poca grava, pequeños fragmentos de carbón y contacto superior nítido. Bajo esta se observan al menos 60 cm de arena media a gruesa con contacto superior nítido (Pe2).

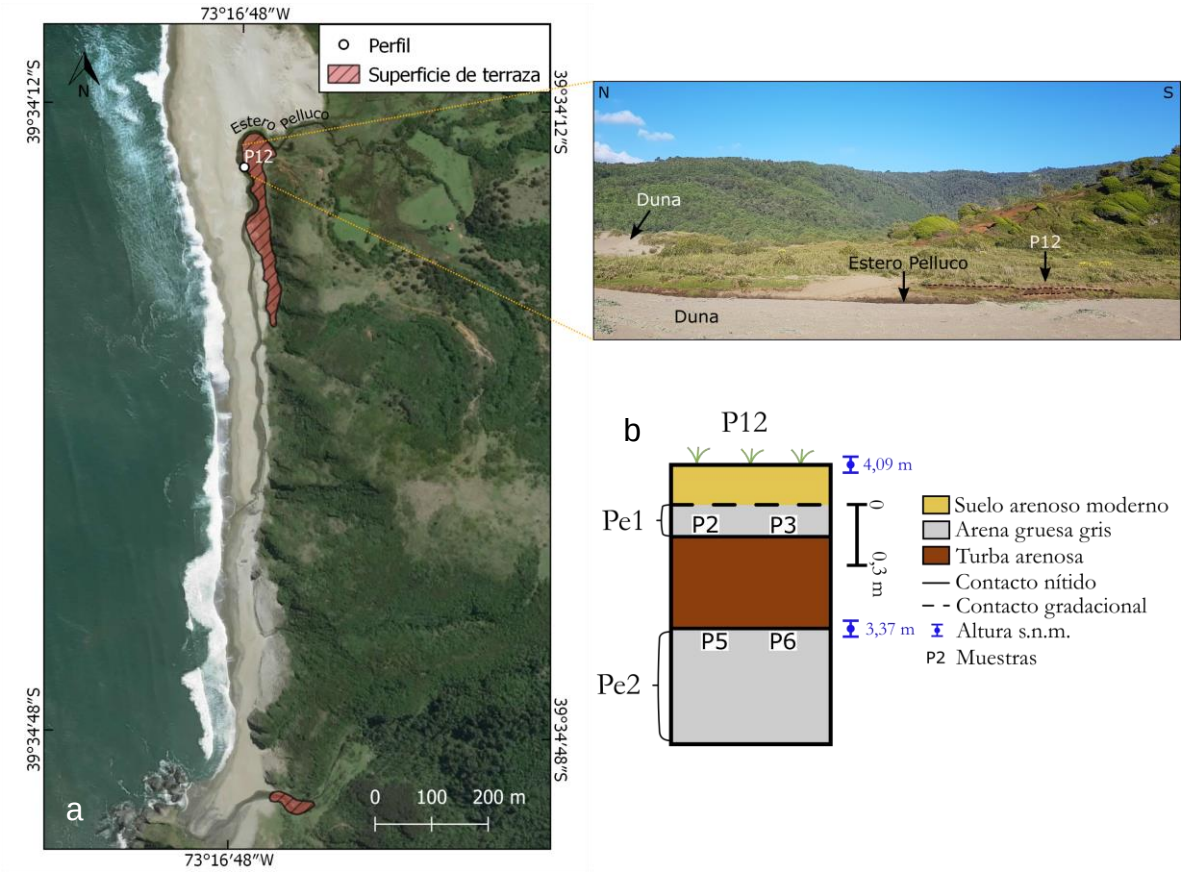


Figura 18. a) Superficie de la terraza inferior en Pelluco. Se indica la ubicación del perfil 12 y del estero Pelluco. b) Estratigrafía del perfil 12 con la ubicación de las muestras de sedimento y el nombre de la capa correspondiente.

En la tabla 5 se presenta la elevación promedio de la base de la turba y el techo de la sección P12, además de la altura de la terraza medida en 9 puntos cercanos a este.

Tabla 5. Elevación y error promedio (m s.n.m.) de la terraza en la playa Pelluco (P12).

Base de la turba	Techo de la sección	Topografía
3,37 ± 0,04	4,09 ± 0,05	4,30 ± 0,04

3.1.8 Playa Chanchan

Se observó un escaso desarrollo de la terraza (con una superficie de 55 m^2 aprox.) en la cara norte del tómbolo Huezhui (Fig. 19), la que se encuentra protegida de los vientos del SW y por ende corresponde al único sitio en la zona de Chanchan donde no hay dunas. La estratigrafía (descrita en el perfil 13) no es tan clara como en los demás sitios, pero de todas formas se observó, entre dos capas de arena, una turba arenosa de unos 35 cm de espesor con mica, carbón y fragmentos de esquisto diseminados, y contacto superior gradacional e inferior nítido. La elevación promedio de la base de la turba es de 2,44 ± 0,06 m s.n.m. y del techo del perfil 13 es de 3,02 ± 0,05 m s.n.m.

Figura 19. Superficie de la terraza inferior en la cara norte del tómbolo Huezhui, en Chanchan. Se indica la ubicación del perfil 13.

3.2 Granulometría y análisis estadístico

Los parámetros granulométricos (media, selección, asimetría y curtosis normalizada) de las muestras de ambientes modernos se presentan en el Anexo 3 y de las muestras de la estratigrafía de la terraza, en el Anexo 4. En el anexo 4.1 se presenta el promedio (y desviación estándar) de las réplicas de la terraza, el cual se ocupó para el análisis granulométrico y estadístico al presentar una desviación baja y en general menor a 0,2.

En la figura 20 están graficados los parámetros granulométricos de las capas de arena de la terraza en los 6 sitios muestreados, junto con los parámetros de 5 playas modernas y de la duna de Curiñanco (esta última comparada con las muestras de Calfuco por la cercanía y similitud entre ambas playas).

En isla Mancera los parámetros de las muestras son bastante dispersos en comparación al resto de los sitios. La playa (Ma.p) presenta menor tamaño de grano y mejor selección que las capas de la terraza. Además, la playa tiene mayor exceso de gruesos y en la terraza hay mayor exceso de finos.

En cuanto a la playa Rosada, se observa que la arena de la playa (Ro.p) es gruesa a muy gruesa y bien seleccionada, y las capas de la terraza son gruesas y moderadamente seleccionadas. Todas las muestras tienen una cola en los finos.

En Loncoyén sur todas las muestras son gruesas, moderadamente bien seleccionadas y son más simétricas que en el resto de los sitios. Las muestras del suelo arenoso y de la playa son las más semejantes según sus distribuciones granulométricas.

En Loncoyén norte el tamaño de grano en la terraza es medio y en la playa (Ln.p) es medio a grueso. La selección de todas las muestras va de moderadamente buena a buena y la asimetría es negativa a excepción de la capa Ln2.

En Calfuco las muestras son notoriamente más finas y mejor seleccionadas que en el resto de las playas, lo que estaría relacionado al mayor componente eólico en esta zona. Todas tienen asimetría negativa (a excepción del grupo Ca.p, que presenta un rango mayor). Además, estas muestras tienen parámetros similares a los de la duna de Curiñanco (Cu.d).

En cuanto a Pelluco, el tamaño muestral es menor (correspondiente a dos réplicas promediadas en la base de Pe1 y dos réplicas promediadas en el techo de Pe2), pero indica que los granos son de tamaño grueso, moderadamente bien seleccionados y más simétricos que en otros sitios.

En general, la selección y la asimetría están correlacionadas con el tamaño medio, ya que los sedimentos más finos poseen mejor selección y valores de asimetría más negativos.

Finalmente, los rangos de curtosis varían entre muy leptocúrtico a extremadamente leptocúrtico. En todos los sitios los valores varían entre estos dos rangos, a excepción de playa Rosada, donde todas las muestras son extremadamente leptocúrticas.

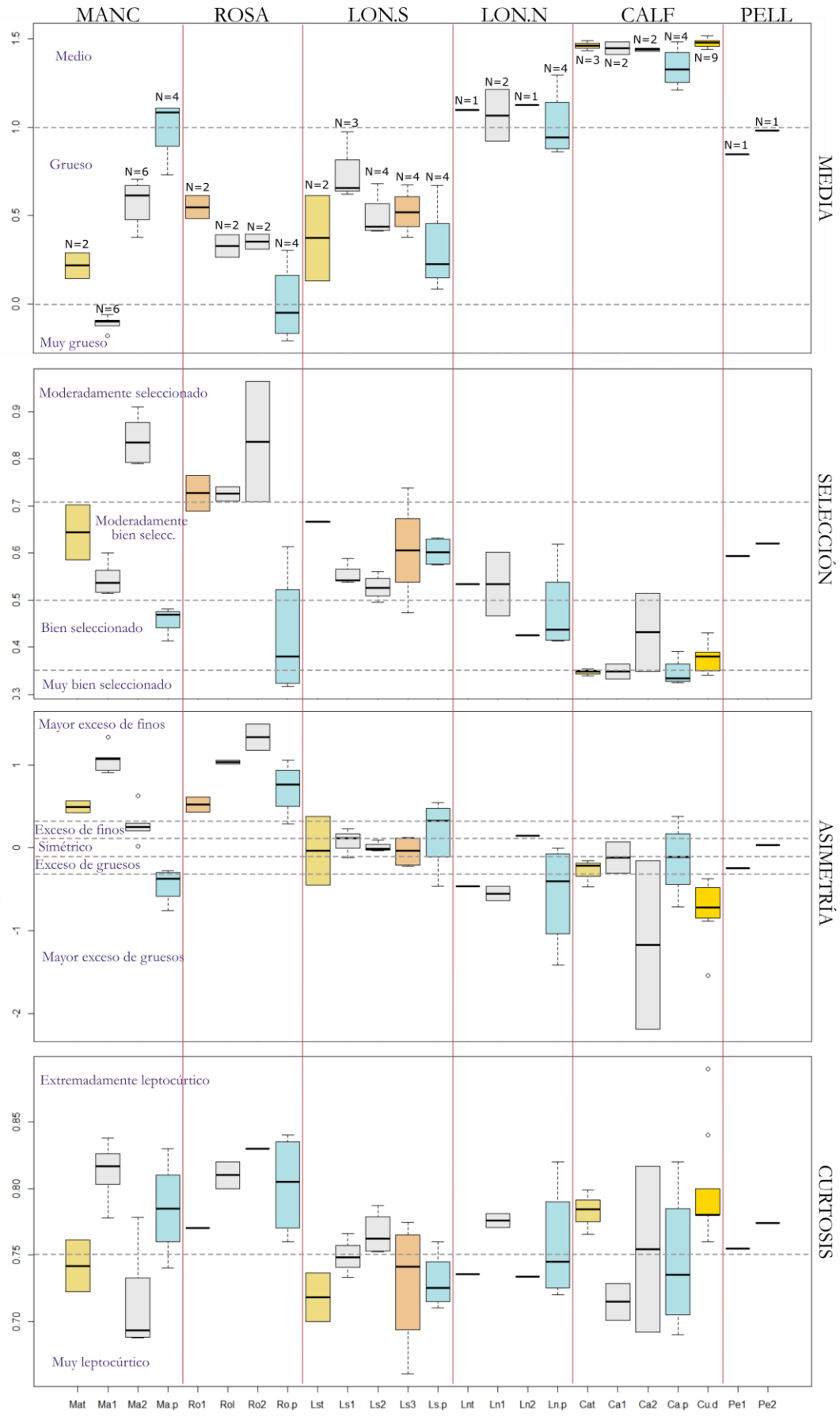

MANC
ROSA
LON.S
LON.N
CALF
PELL
MEDIA
SELECCIÓN
ASIMETRÍA
CURTOSIS
Medio
Grueso
Muy grueso
Moderadamente seleccionado
Moderadamente bien selecc.
Bien seleccionado
Muy bien seleccionado
Mayor exceso de finos
Exceso de finos
Simétrico
Exceso de gruesos
Mayor exceso de gruesos
Extremadamente leptocúrtico
Muy leptocúrtico
Mat
Ma1
Ma2
Ma.p
Ro1
Rol
Ro2
Ro.p
Lst
Ls1
Ls2
Ls3
Ls.p
Lnt
Ln1
Ln2
Ln.p
Cat
Ca1
Ca2
Ca.p
Cu.d
Pe1
Pe2

Figura 20. Gráficos de cajas y bigotes de los parámetros granulométricos en 6 sitios. Las distintas cajas corresponden a las capas del perfil estratigráfico (marrón claro=suelo arenoso; gris=arena; anaranjado=arena limosa), a las playas de cada sitio (celeste) y a la duna de Curiñanco (amarillo). Los códigos de los grupos de muestras se explican en el perfil estratigráfico de cada sitio (Sección 3.1 y anexos 3 y 4).

En la figura 21 se observa una comparación entre los parámetros granulométricos en el área de isla Mancera, que considera las capas de arena de la terraza inferior (Terr), los sedimentos de la calicata (Cali), la playa oeste de isla Mancera (Playa), la bahía de Corral (Bahía), la boca del estuario del río Valdivia (R.Vald) y del río Tornagaleones y la ensenada San Juan (R.Torn). Los últimos 3 grupos están previamente ajustados con un análisis discriminante. En primer lugar, se distingue que las muestras subaéreas poseen mayor tamaño de grano que las subacuáticas, siendo las capas de arena de la terraza las de mayor tamaño (grueso a muy grueso) y los sedimentos del río Tornagaleones los de menor tamaño (fino a muy fino). En cuanto a la selección, los sedimentos de la playa y de los ríos Valdivia y Tornagaleones presentan buena selección, y los sedimentos de la calicata, de la terraza y de la bahía presentan selección moderada, siendo el último ambiente el que presenta mayor rango de valores.

La asimetría y curtosis explican que tanto la distribución del tamaño de grano se acerca a la curva normal gaussiana. Cuando los valores son más extremos, la curva es menos normal, lo que estaría relacionado a la mezcla de ambientes sedimentarios. Como se observa en la figura 21, las muestras de playa, de bahía y del río Tornagaleones tienen asimetría negativa, las capas de arena de la terraza tienen asimetría positiva y las muestras de la calicata tienen un rango más amplio, estando la media hacia el lado positivo. Finalmente se observa que las muestras del río Valdivia son las más simétricas, aunque con un leve exceso hacia los gruesos. En cuanto a la curtosis, el rango de valores va desde muy leptocúrtico a extremadamente leptocúrtico (es decir, los valores están muy concentrados en la parte central de la distribución).

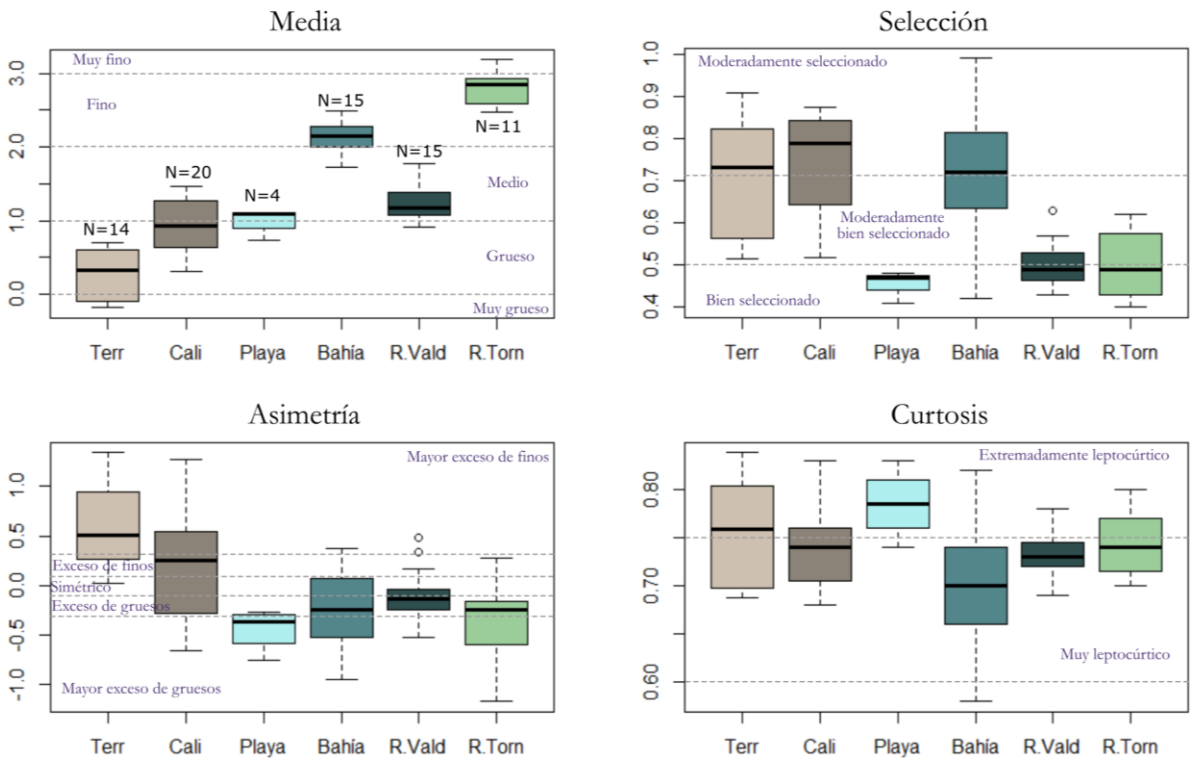


Figura 21. Gráficos de cajas y bigotes de los parámetros granulométricos de 79 muestras del área de isla Mancera. Terr: Terraza inferior en la cara oeste de la isla; Cali: Terraza inferior sureste de la isla; Playa: Playa frente a Terr; Bahía: Bahía de Corral; R.Vald: Boca del estuario del río Valdivia; R.Torn: Boca del estuario del río Tornagaleones y Ensenada San Juan.

3.2.1 Análisis estadístico: Área de isla Mancera

Para interpretar estadísticamente la granulometría de las muestras tomadas en el área de isla Mancera, primero se extrajo una matriz de correlación del conjunto de datos (45 muestras de ambientes modernos, 20 muestras de la terraza inferior sureste y 14 muestras de la terraza inferior oeste). La matriz (tabla 6) muestra que los parámetros media y asimetría tienen la mejor correlación (negativa), seguidas por las variables curtosis y selección (negativa), asimetría y selección (positiva), media y selección (negativa) y finalmente media y curtosis (negativa). La determinante de la matriz tiene un valor bajo y distinto de cero (det=0,288), lo que indica que hay una correlación alta entre las variables y la matriz es apropiada para un análisis factorial.

Tabla 6. Matriz de correlación entre cada par de variables. En negrita se muestran los valores-P. Todos los pares presentan un valor-P <0,05 a excepción del par asimetría y curtosis por lo que su nivel de confianza es <95%.

	Media	**Selección**	**Asimetría**	**Curt. norm.**
Media	1	-0,26 **0,02**	-0,68 **0,00**	-0,23 **0,05**
Selección		1	0,28 **0,01**	-0,52 **0,00**
Asimetría			1	0,11 **0,35**
Curt. norm				1

Según el análisis factorial (con 79 muestras) los dos primeros factores explican un 83,5% de la varianza de las observaciones, donde el factor 1 explica el 46,2% y el factor 2 el 37,3% (ver el resumen del análisis en el anexo 5a). En la figura 22a se observa que en general hay una distinción entre grupos de muestras de ambientes modernos en el espacio generado por los dos primeros factores. Las muestras de "R. Vald" y "Playa" forman grupos más acotados, y sólo una muestra de "R. Vald" (B80) se escapa de su grupo. Los grupos "Bahía" y "R. Torn" ocupan un área mayor y tienen una zona de traslape. Una muestra se escapa del grupo "Bahía" (B81).

La puntuación factorial de las muestras de las terrazas sureste ("Calicata") y oeste ("Terraza") en su mayoría se muestran independientes a los grupos de muestras actuales y no se pueden establecer grupos separados entre ellas.

Como se muestra en la figura 22b, las cargas principales dentro del primer factor están representadas por la media y la asimetría (-0,9 y 0,9 respectivamente) y en el segundo factor están representadas por la selección y curtosis (0,9 y -0,9 respectivamente).

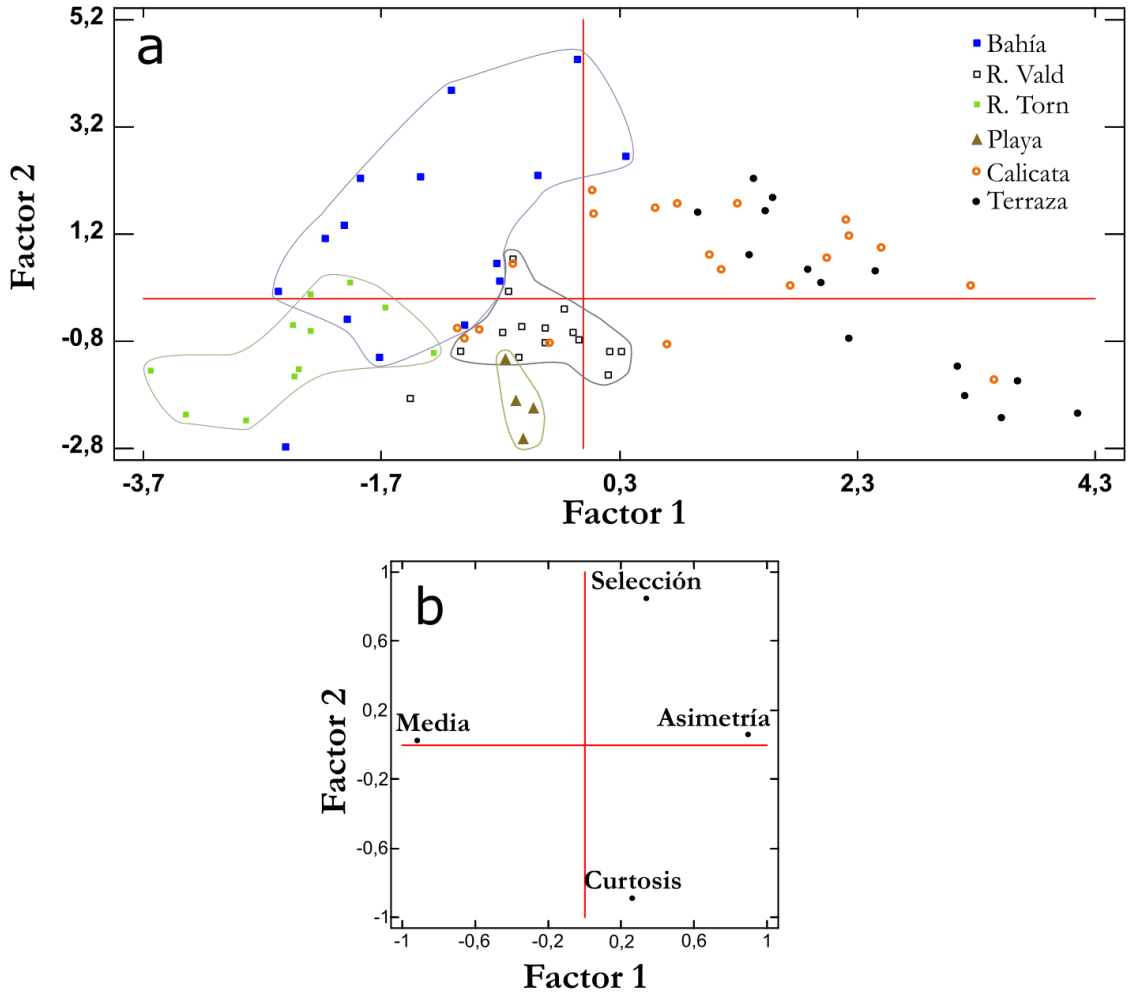


Figura 22. Análisis factorial para el conjunto de muestras del área de isla Mancera. a) Puntuación de los factores 1 y 2. b) Cargas de los factores para cada variable (ver coeficientes en Anexo 5b).

Se realizó un análisis discriminante, sin las 2 muestras actuales que se alejaban de sus grupos según el análisis factorial. De las 43 muestras ingresadas al análisis, 40 se ajustaron a 4 clases ("Playa", "Bahía", "Vald" y "Torn") según sus parámetros granulométricos, las que se usaron para clasificar las muestras de la terraza sureste y oeste. En el Anexo 5c se encuentra el resumen del análisis y en la tabla 7 se muestra el resumen estadístico por clase.

Tabla 7. Resumen estadístico de los grupos de ambientes modernos en el área de isla Mancera.

	Clase	**Bahía**	**Playa**	**Torn**	**Vald**
	Recuento	12	4	11	14
Medias	Media	2,14	1,00	2,80	1,25
	Selección	0,78	0,46	0,50	0,51
	Asimetría	-0,20	-0,44	-0,36	-0,08
	Curt. norm.	0,68	0,79	0,75	0,73
Desviaciones Estándar	Media	0,22	0,18	0,25	0,22
	Selección	0,12	0,03	0,08	0,05
	Asimetría	0,41	0,22	0,41	0,27
	Curt. norm.	0,06	0,04	0,04	0,03

Considerando los coeficientes de las funciones discriminantes (Anexo 5c), la media es la variable más importante en la función 1, la selección lo es en la función 2 y la curtosis y selección lo son en la función 3. Es decir, media y selección son las variables más importantes para discriminar entre ambientes modernos en el área de isla Mancera.

Se introdujeron las nuevas observaciones (correspondientes a 14 muestras de la terraza oeste y a 20 de la sureste) y, según las funciones de clasificación (Anexo 5e) se predijo que las muestras del suelo arenoso (Ma.t) y de la primera capa de arena de la terraza oeste (Ma1) corresponden al grupo "Playa", mientras que las muestras de la segunda capa de arena (Ma2) se subdividen en los grupos "Playa" (33,3%) y "Vald" (66,7%), como se muestra en el anexo 5f.

En cuanto a las muestras de la terraza sureste, 15 clasificaron en el grupo "Vald" (75%) y 5 en el grupo "Playa" (25%), como se muestra en el anexo 5g. Esta clasificación, sumada a la estratificación paralela observada, indica que el aporte fluvial fue el factor más importante para la construcción de la punta sureste de isla Mancera.

3.2.2 Análisis estadístico: Área entre playas Rosada y Chanchan

Tal como se explicó anteriormente, se extrajo una matriz de correlación del conjunto de datos, esta vez de la zona entre las playas Rosada y Chanchan (38 muestras de ambientes modernos y 32 muestras de la terraza inferior). La matriz (tabla 8) muestra que los parámetros media y asimetría tienen la mejor correlación (negativa), seguidas por las variables selección y curtosis (negativa), media y curtosis (negativa) y selección y asimetría (positiva). La determinante de la matriz (det=0,402) indica que hay correlación entre las variables y la matriz es apropiada para un análisis factorial.

Tabla 8. Matriz de correlación entre cada par de variables. En negrita se muestran los valores-P. Todos los pares presentan un valor-P <0,05 a excepción de los pares media-selección y asimetría-curtosis, por lo que su nivel de confianza es <95%.

	Media	**Selección**	**Asimetría**	**Curt. norm.**
Media	1	-0,04 **0,72**	-0,50 **0,00**	-0,37 **0,00**
Selección		1	0,28 **0,01**	-0,38 **0,00**
Asimetría			1	-0,08 **0,50**
Curt. norm.				1

Según el análisis factorial (con 70 muestras) los dos primeros factores explican un 79,24% de la varianza de las observaciones, donde el factor 1 explica el 40,35% y el factor 2 el 38,89% (ver el resumen del análisis en el anexo 6a). En la figura 23a se observa que en el espacio generado

por los dos primeros factores hay una distinción clara entre los grupos "Bahía", "Duna", "Playa g"(Rosada y Lonc. Sur) y "Playa mg" (Lonc. Norte), a excepción de una muestra del este último grupo (Lp13-17, triángulo marrón) que se ubica en el campo de "Duna" (posiblemente porque el sector de la playa donde fue tomada es similar a una planicie eólica). El grupo "Playa m" (Calfuco) se encuentra menos correlacionado. Las muestras de la estratigrafía de la terraza se distribuyen formando grupos semi acotados según su puntuación factorial. Se observa que una muestra de CALF (C22-23, rombo gris) se escapa hacia la esquina inferior izquierda, debido a que fue la única muestra analizada de la base de la sección.

En cuanto a la cargas factoriales (Fig. 23b y anexo 6b), las cargas principales dentro del primer factor son la media y la asimetría (-0,9 y 0,9 respectivamente) y en el segundo factor son la selección y la curtosis (0,8 y -0,8 respectivamente).

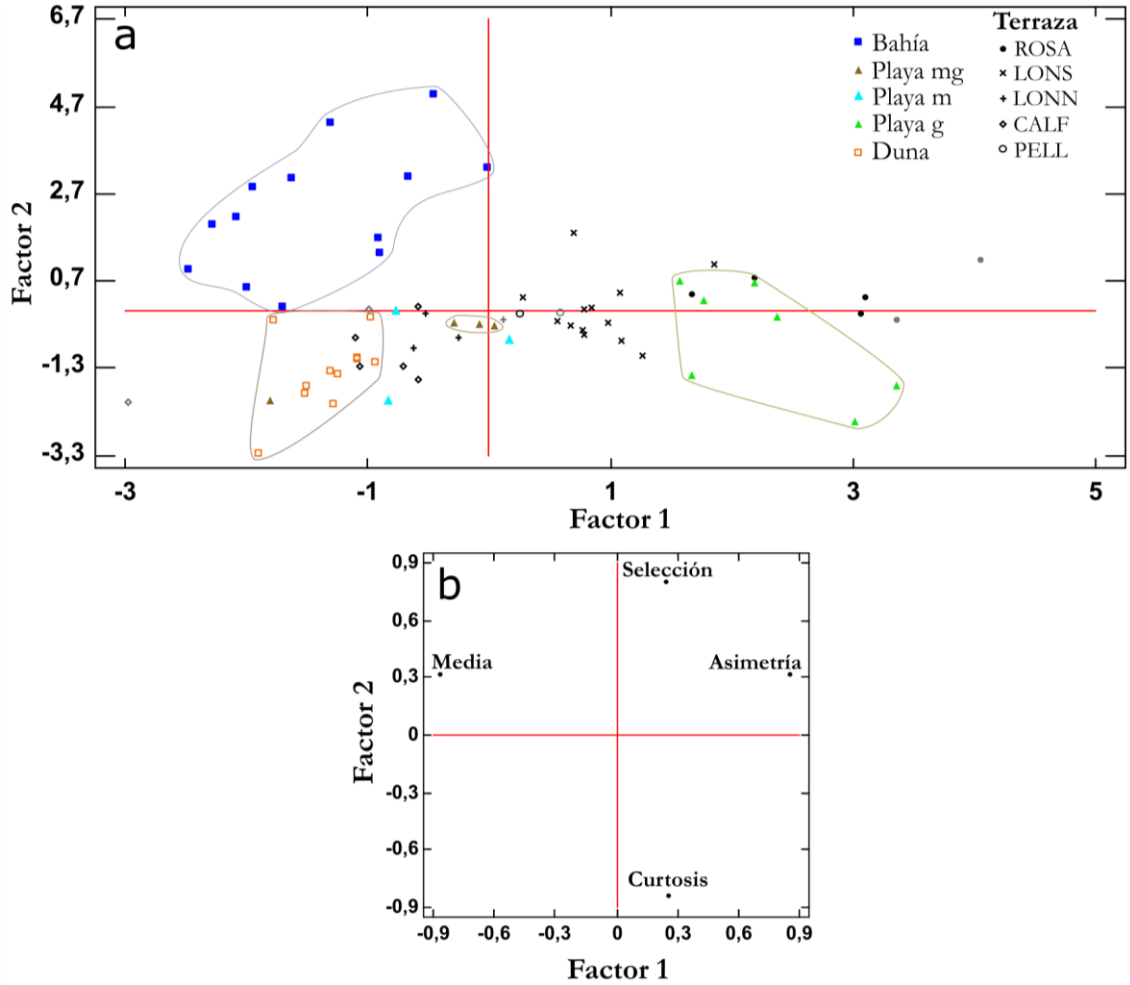


Figura 23. Análisis factorial para el conjunto de muestras del área entre playas Rosada y Chanchan. a) Puntuación de los factores 1 y 2. En las muestras de la estratigrafía de la terraza, se presentan en negro las que fueron tomadas sobre la turba (y en lentes dentro de esta) y en gris las tomadas bajo la turba. b) Cargas de los factores para cada variable.

Se realizó un análisis discriminante, sin considerar la muestra de playa Lp13-17 y unificando los grupos "Playa m" y "Playa mg" (para lo que se eliminó la muestra Cp4, que se distancia es estos según su puntuación factorial). Por consiguiente, 36 muestras de ambientes modernos se ajustaron a las clases "Bahía", "Duna", "Playa g" y "Playa mg", las que se usaron para clasificar las muestras de terraza. En el Anexo 6c se encuentra el resumen del análisis y en la tabla 9 se muestra el resumen estadístico por clase.

Tabla 9. Resumen estadístico de los grupos de ambientes modernos en el área entre playa Rosada y Chanchan.

	Clase	**Bahía**	**Duna**	**Playa g**	**Playa mg**
	Recuento	13	11	7	5
Medias	Media	2,15	1,55	0,07	1,08
	Selección	0,75	0,37	0,50	0,42
	Asimetría	-0,21	-0,62	0,58	-0,10
	Curt. norm.	0,68	0,78	0,77	0,73
Desviaciones Estándar	Media	0,21	0,18	0,19	0,23
	Selección	0,15	0,04	0,14	0,12
	Asimetría	0,39	0,43	0,30	0,37
	Curt. norm.	0,06	0,05	0,05	0,03

Considerando los coeficientes de las funciones discriminantes (Anexo 6d), la media es la variable más importante en la función 1, selección y asimetría lo son en la función 2 y curtosis en la función 3. Es decir, media, selección y asimetría son las variables más importantes para discriminar entre ambientes modernos.

Según las funciones de clasificación (Anexo 6e), las muestras de la estratigrafía de la terraza tienen mayor relación con el grupo "Playa" en todos los sitios a excepción de CALF, donde aparece el grupo "Duna". Del total de muestras, el 50% se clasificó como "Playa mg", el 34% como "Playa g" y el 16% como "Duna" (Anexo 6f). No se observan diferencias entre la arena que sobreyace a la turba y la que la subyace.

Teniendo en cuenta las observaciones de terreno y el resultado del análisis granulométrico y estadístico, se resume la estratigrafía de la terraza en los 9 sitios referida al nivel medio del mar en la figura 24. Los estratos se clasifican según los ambientes de playa, humedal y continental.

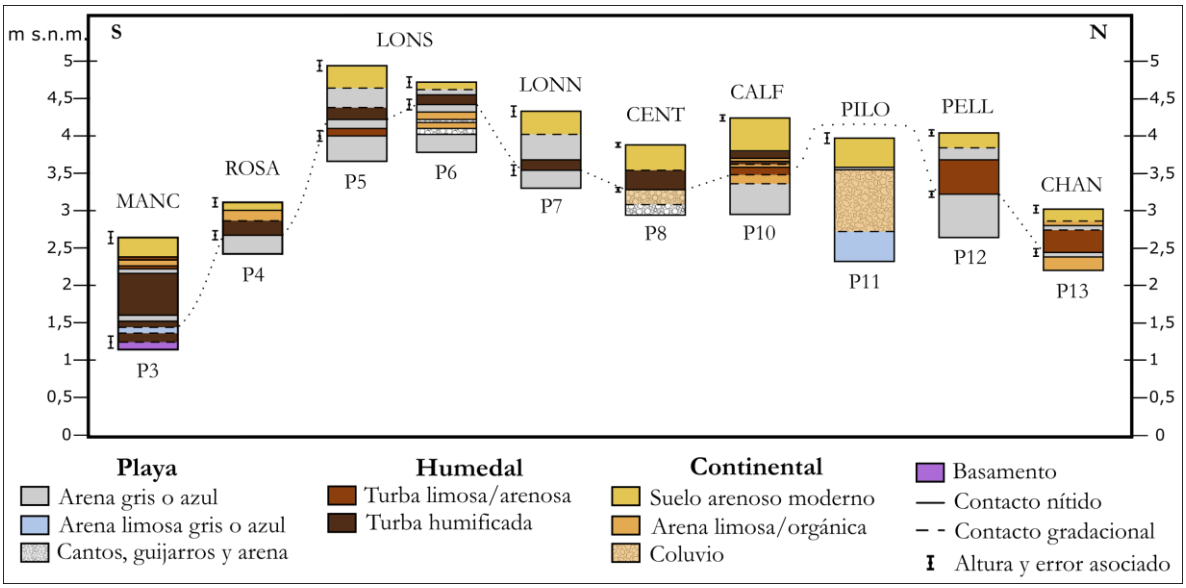


Figura 24. Resumen de los perfiles estratigráficos de los sitios estudiados referidos al nivel medio del mar. En su totalidad cubre 50 km de la costa valdiviana.

4. DISCUSIÓN

La terraza marina de menor altura de la costa valdiviana está conformada por la acumulación de capas de sedimentos (orgánicos e inorgánicos) de distintos ambientes depositacionales, como consecuencia de las oscilaciones en el nivel relativo del mar. El cambio abrupto en las facies observadas dentro de esta terraza construccional, sumado al contexto geodinámico del área de estudio, indicaría que esta oscilación se encuentra asociada principalmente al ciclo sísmico.

La evidencia geomorfológica (*e.g.* la elevación de la topografía y de la base de la turba) indica que la terraza es una geoforma continua entre los sitios de isla Mancera y Chanchan (separados en línea recta por ~50 km), alcanzando su mayor elevación entre las playas Loncoyén y Calfuco. Como se mencionó anteriormente, en la ensenada San Juan no se registra la terraza, ya que el paisaje costero está dominado por la terraza interglacial y el acantilado que se desprende de ella. Por otro lado, el límite norte de la terraza se estableció en Chanchan, pero no se puede descartar que también pueda estar desarrollada entre Mehuín y Queule (39.4° S, zona no visitada en esta investigación). Al norte de Queule la morfología costera cambia drásticamente y, al no haber acantilados rocosos o terrazas de abrasión entre los cuales se acumulen sedimentos, no estarían las condiciones para el desarrollo de la terraza inferior. Por ende, la ausencia de la terraza hacia el sur de isla Mancera y hacia el norte de Chanchan, indicaría que esta zona se comporta como un bloque tectónico diferente.

En cuanto a la estratigrafía de la terraza inferior, se reconoció una continuidad, ya que en todos los sitios estudiados (a excepción de Pilolcura) se observó una secuencia que empieza con 40 cm en promedio de arena en la base (y grava en menor medida), seguida por un nivel principal de turba de 30 cm de espesor promedio, que subyace una capa de 35 cm en promedio de arena y un incipiente suelo arenoso.

En 7 sitios se observó un nivel de turba (ya sea humificada, limosa o arenosa). En 5 de estos sitios se observó la turba sin lentes de arena (LONS (P6), LONN, CENT, PELL y CHAN) y en 2 sitios sí se observaron lentes dentro de la turba (ROSA y CALF). En la figura 25 se compila la elevación sobre el nivel medio del mar de la base de este nivel de turba. Por otra parte, en LONS (P5) se observaron dos niveles de turba y en MANC se observaron hasta tres niveles, siendo dos los más continuos. En cuanto a las relaciones de contacto, en los sitios donde se observó un solo nivel de turba, el contacto inferior fue descrito como nítido, mientras que el superior fue descrito como nítido (en 4 sitios) y como gradacional (en 3 sitios).

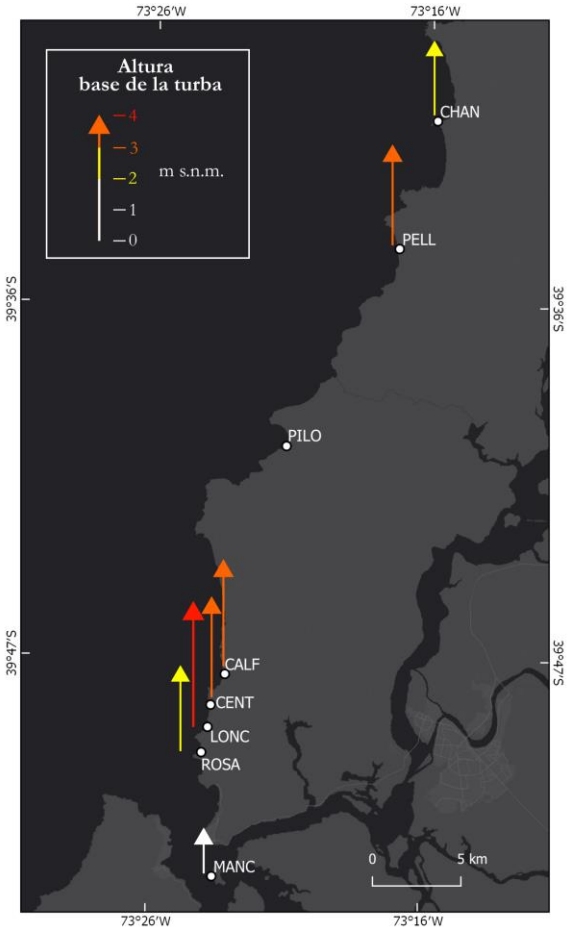


Figura 25. Elevación de la base de la turba principal en los sitios estudiados. En isla Mancera se considera el nivel de turba por sobre la arena limosa (1,5 m s.n.m.) y en Loncoyén se usa el promedio entre las mediciones en P6 y P7 (4 m s.n.m.).

El área de estudio fue subdividida en dos partes: la zona de isla Mancera y la zona al norte de ésta (específicamente entre las playas Rosada y Chanchan). La primera se encuentra en medio de un complejo sistema estuarino, que es influenciado por el Río Valdivia, el Río Tornagaleones y la bahía de Corral (Pino *et al.*, 1994). A pesar de esto, con un primer análisis discriminante con 89 muestras se pudo obtener parámetros característicos para cada afluente y para la bahía. Los sedimentos más finos están en el estuario del río Tornagaleones y la ensenada San Juan, los sedimentos de tamaño medio a fino están en la bahía y finalmente los sedimentos de tamaño medio están en el estuario del río Valdivia. Las diferencias en el tamaño de los sedimentos en el ambiente estuarino estarían explicadas a grandes rasgos por cambios en la energía de las corrientes mareales (Pino *et al.*, 1994). En cuanto a la selección, los sedimentos de ambos estuarios están caracterizados por una buena selección, mientras que en la bahía los valores tienen un rango más amplio (desde moderada a buena). Es importante mencionar en este punto que los parámetros descritos en las muestras del estuario del río Valdivia se asemejan bastante a los obtenidos para la playa de la isla Mancera, lo que indicaría que el estuario es la fuente principal de los sedimentos de la playa. Es importante tener en cuenta esto ante los resultados del análisis discriminante, el cual indica que las muestras de las capas superiores de la terraza (Ma.t y Ma1) se asemejan principalmente al grupo "playa" y las muestras de la capa Ma2, se relacionan a los grupos "playa" y "valdivia", al igual que las muestras de la terraza de la punta sureste de isla Mancera. Sin embargo, la semejanza en los parámetros de ambos grupos genera un nivel de desconfianza con las clasificaciones propuestas. Esta incertidumbre se podría disminuir si se contara con más datos de las playas de isla Mancera y del río Valdivia.

Por otra parte, en la zona entre las playas Rosada y Chanchan, se definió que los principales ambientes modernos son la bahía, las dunas y las playas. Este último grupo está subdividido según el tamaño de grano, en playa de arena media, media a gruesa y gruesa. La bahía se diferencia del resto ya que posee los sedimentos más finos, mientras que los sedimentos de la duna y los de la playa media se asemejan en el tamaño de grano y la selección (buena), diferenciándose solo en que la distribución de los granos de la duna presenta mayor asimetría negativa (lo que estaría relacionado al fenómeno de la deflación) y es más leptocúrtica que la playa media. El parámetro que presenta mayor desviación estándar dentro de los grupos es la asimetría, lo que puede deberse a que el proceso depositacional de las partículas está influenciado por la acción conjugada de las olas, de las corrientes estuarinas y del viento.

La sostenida tendencia entre los parámetros granulométricos de las muestras actuales y de la terraza (en todas las variables excepto la curtosis) indican que las arenas de la terraza son de estricto origen local. Además, se realizó un análisis discriminante que arrojó que el ambiente depositacional de las capas de arena de la terraza (sobre y bajo la turba) sería principalmente el de playa (a excepción del sitio CALF, donde las capas tendrían un origen eólico).

Por otra parte, considerando que en general a lo largo de la dirección de transporte los sedimentos se vuelven más negativamente asimétricos y más finos (Tucker, 2001), actualmente (y al menos en los últimos 500 años) la dirección de transporte regional es hacia el norte.

4.1 Evolución de la costa valdiviana

Con la evidencia disponible es posible discutir una historia de los cambios relativos del nivel del mar que llevaron a la formación de la terraza inferior. En la figura 26 se representa una posible conformación de la costa valdiviana antes de 1575, y su evolución hasta el presente. Se muestra la terraza interglacial de Cancagua, de la que se desprende un acantilado. En algunos sitios está desarrollada una terraza más baja y por ende más joven que la interglacial (terraza intermedia), que se produjo luego de la última transgresión del Holoceno Medio. Sin embargo, no se incluye en la figura 26.

Los registros históricos señalan que, tras el mega terremoto de 1575, el nivel relativo del mar habría se habría elevado, situación que habría aumentado la erosión del escarpe costero especialmente durante el periodo postsísmico. Las gravas, cantos y guijarros retrabajados del basamento en la base de la terraza en la playa Villalobos (observados en el perfil 3) serían remanentes del proceso mencionado.

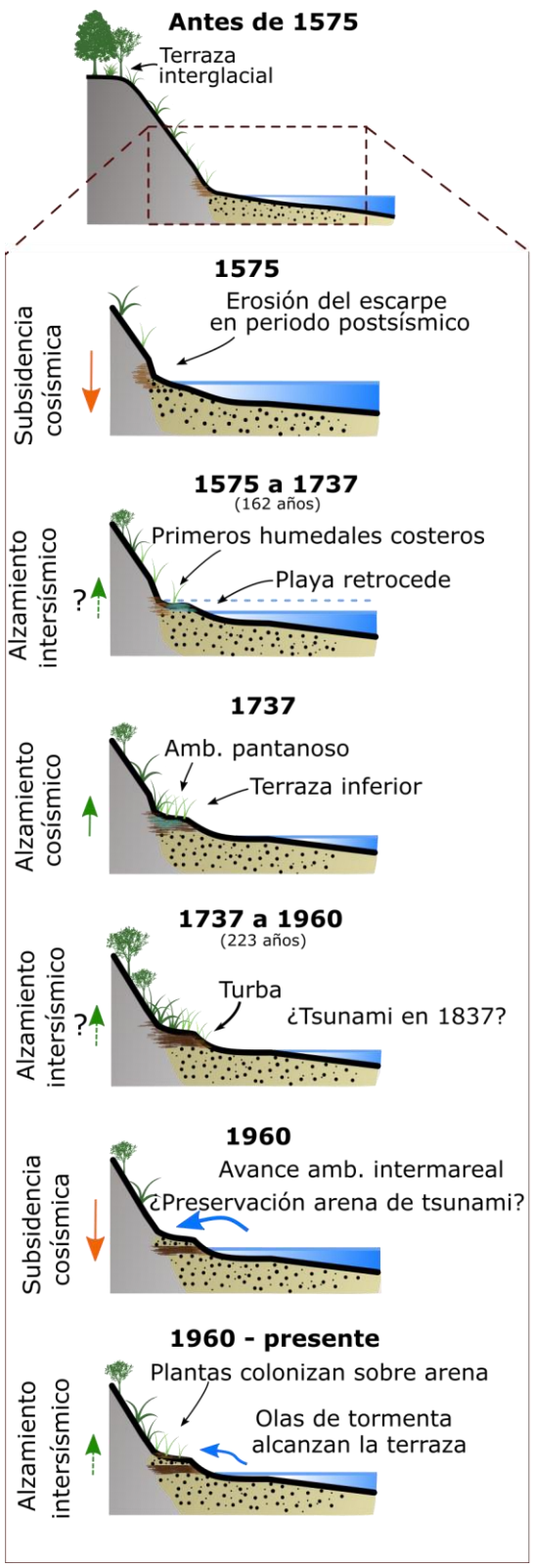


Figura 26. Posible evolución de la costa valdiviana desde 1575.

Luego, en algún momento en el periodo entre 1575 y 1737 habría comenzado un descenso lento del nivel relativo del mar, permitiendo, con aportes de agua subterránea, el desarrollo de humedales y la acumulación de restos vegetales en el pie del talud, sobre el nivel de la playa de 1575, la que habría retrocedido lentamente. Las edades radiocarbónicas calibradas para las muestras no basales de junco y madera de la turba principal de isla Mancera, de 1616 – 1671 A.D. y 1482 – 1675 A.D. (Villalobos, 2005), respaldan que en ese rango de edades la materia orgánica ya se estaba acumulando.

Según Cisternas *et al.* (2017), el terremoto de 1737 se originó muy posiblemente en una parte profunda de la zona de subducción en la porción norte del segmento de 1960, lo que habría favorecido un alzamiento en la zona continental. Por tanto, este terremoto sería comparable a los terremotos moderados profundos que generaron alzamiento costero permanente en las últimas décadas, como Antofagasta 1995, Tocopilla 2007, Constitución 2012, Quellón 2016 (Delouis *et al.*, 1997; Schurr *et al.*, 2012; Ruiz *et al.*, 2013; Melnick, 2016; Garrett *et al.*, 2018).

El descenso del nivel relativo del mar en 1737 habría demarcado aún más la división de los ambientes pantanoso e intermareal en la costa valdiviana.

Otro escenario posible es que en el periodo de 1575 a 1737 el nivel relativo del mar se haya mantenido estable (*i.e.* en un nivel relativamente alto, lo que implica que no se hubiesen formado humedales, desestimando la datación de Villalobos, 2005) y luego, en 1737, el alzamiento cosísmico haya generado un retroceso abrupto del ambiente intermareal, dejando al supramareal en condiciones de generar pantanos donde se acumule la materia orgánica. Esta opción estaría respaldada por el contacto nítido observado en algunos sitios entre la turba y la arena que la subyace.

Luego, entre 1737 y 1960 el nivel relativo del mar pudo haber permanecido estable o pudo haber continuado descendiendo lentamente. Así, en cualquiera de las dos situaciones, habría continuado la acumulación de materia orgánica en la terraza inferior. Los rangos preliminares de edades radiocarbónicas modeladas por Garrett (*com. pers.*, 2019) para 4 muestras de materia orgánica de base de la turba en ROSA, LONN, LONS y CALF (1810 – 1840 A.D. y 1890 – 1925 A.D.), validan esta afirmación. Por otra parte, los lentes de arena presentes en la turba en ROSA y CALF habrían sido originados por olas de tormenta o por el tsunami de 1837 que probablemente afectó la zona (Cisternas et al., 2017). La clasificación en los grupos "playa" y "duna" que se obtuvo para las muestras de los lentes (según el análisis discriminante) es más compatible con la primera opción.

Tras el terremoto de 1960 el nivel relativo del mar aumentó ~1,7 m en la zona de estudio. En la tabla 10 se indica la subsidencia en los sitios estudiados en base a la reconstrucción del desplazamiento vertical realizada por Ho *et al.* (2019), quienes usaron la información de Plafker y Savage (1970) junto con datos locales y transoceánicos del tsunami e información geodésica.

Tabla 10. Subsidencia cosísmica en 1960 en 9 sitios de estudio, tomado de Ho et al. (2019).

Sitio	Subsidencia (m)
MANC (W)	1,71
MANC (SE)	1,68
ROSA	1,6
LONS	1,6
LONN	1,61
CALF	1,62
PILO	1,69
PELL	1,93
CHAN	1,98
Promedio	**1,71**

Según Weischet (en Fuenzalida *et al.*, 1965) antes del terremoto de 1960, en la zona había una terraza a 1,2 - 1,5 m s.n.m. que fue inundada tras la subsidencia cosísmica. Posiblemente la terraza inferior habría correspondido a este nivel.

El avance del ambiente intermareal habría llevado a la depositación de capas de arena sobre la turba desarrollada en la etapa anterior. Por otra parte, es discutible si el tsunami del 22 de mayo habría quedado registrado en la terraza inferior. Por ejemplo, en isla Mancera, la capa de arena Ma2 que está sobre el nivel de turba principal, posee una mezcla de parámetros granulométricos semejantes a los de la playa Villalobos y a los del río Valdivia (mientras que las capas superiores poseen parámetros semejantes solo a la playa). Además, dicha capa tiene contacto inferior nítido y posee peor selección que las capas superiores. Considerando que el tsunami consistió en al menos 3 ondas vaciantes y llenantes que arrastraron sedimentos del río Valdivia y Tornagaleones hacia la bahía y luego hacia el estuario, y que la terraza habría estado en la zona de inundación (Sievers, 1963), se podría inferir que la capa Ma2 sea el remanente de un depósito de tsunami (y suponiendo que haya tenido un espesor original mayor, capaz de resistir la erosión posterior). Sin embargo, este tipo de ambiente no es el más propicio para la preservación de capas de tsunami, como sí lo son las tierras bajas y marismas (*e.g.* Chaihuín al sur y Queule al norte), caracterizados por ser lugares protegidos. Además, el análisis estadístico en el resto de las capas de arena emplazadas sobre la turba (en las playas al norte de Mancera) arrojó que la granulometría se asocia al ambiente de playa y, para ser consideradas como arena de tsunami, los granos deberían tener una mezcla de distribuciones, atribuibles tanto a la bahía como a la playa.

Finalmente, después del terremoto de 1960, el manto se estaría desplazando lentamente hacia arriba bajo la zona costera, en respuesta al estrés generado durante el desplazamiento de la falla. La zona que se hundió cosísmicamente se está alzando asísmicamente, de forma similar a lo documentado en la costa sur de Alaska, tras el terremoto M9.2 de 1964 (Savage y Plafker, 1991).

El descenso del nivel relativo del mar se ha documentado a través de observaciones en terreno, mareógrafos y ecología estuarina (*e.g.* en al menos 75 cm en Puerto Montt, según Barrientos *et al.*, 1992) y además se han calculado tasas de alzamiento en base a registros de mareas en Puerto Montt de 4,5 cm a^{-1} en el periodo de 1965-1973 y de 0,8 cm a^{-1} en 1980-2010 (Ding y Ling, 2014; sin embargo, estos valores elevados pueden deberse en parte a procesos tectónicos locales de dicha zona). Por otra parte, en la zona sur de Chiloé, que se hundió cosísmicamente para el terremoto de 1960 y se alzó en 2016, la tasa máxima de alzamiento intersísmico pre-terremoto de 2016 era de 10 mm a^{-1} (específicamente en isla Quilán, 43.4°S; Garrett *et al.*, 2018; Melnick *et al.*, 2018).

En la terraza inferior de la costa valdiviana, la colonización de plantas (y formación de un incipiente suelo) sobre la capa de arena superior, es la evidencia de este proceso de alzamiento en curso.

Por otro lado, la altura de la terraza inferior en la cara oeste de isla Mancera actualmente es de 2,6 ± 0,09 m s.n.m., valor que es comparable con la altura de 1,3 m N.R.S. tomada en 2005 por Villalobos en el sitio, si se considera la diferencia entre el N.R.S. y el nivel medio del mar en Corral (0,99 m según SHOA, 2017). Entonces, la altura de Villalobos sería de ~2,3 m s.n.m. Sería interesante comparar las otras 4 mediciones realizadas en 2005 por Villalobos en las terrazas superior e intermedia con mediciones actuales, para ver si repite esta diferencia y poder comprobar que la isla se ha alzado con respecto al nivel medio del mar. Las mediciones mencionadas no son suficientes para afirmar que la isla se ha levantado y además la diferencia de ~30 cm entre 2005 y 2019 daría una tasa de alzamiento de ~20 mm a^{-1}, el doble de la tasa máxima estimada en Chiloé (sin embargo, sería similar a la tasa de alzamiento postsísmico calculada en algunas áreas del sur de Alaska por Savage y Plafker, 1991).

Por otra parte, es discutible el momento en que comenzó el proceso detallado en los párrafos anteriores. Si bien se especifica que tras la subsidencia cosísmica de 1575 se habría erosionado el pie del talud, generando una plataforma en la que se acumularían los sedimentos de la terraza inferior, no se puede descartar que esto haya ocurrido antes, durante un periodo de nivel relativo del mar elevado a consecuencia de algún evento previo de características similares (*e.g.* terremotos de 1319 ± 9 o de 1127 ± 44 especificados por Morneaut *et al.*, 2014). Edades radiocarbónicas preliminares obtenidas por Garrett (*com. pers.*, 2019) en la base de la turba que está bajo la arena limosa en isla Mancera y en la arena limosa que se encuentra en la base de la terraza en Pilolcura estarían acorde a esta suposición. Además, las edades ^{14}C obtenidas por Nelson *et al.* (2009) en secuencias de suelos y arenas en el estuario Valdivia (1,7-1,3 ka) se correlacionan potencialmente con subsidencia cosísmica durante alguno de los terremotos prehistóricos.

4.2 Estimación del alzamiento en 1737

Considerando los valores de subsidencia en 1960 (tabla 10) para los sitios donde se observó un nivel de turba, y un valor promedio de alzamiento intersísmico referencial de 1 mm a^{-1}, se puede estimar la elevación de la terraza inferior en 1737 (tabla 11), a través de la siguiente fórmula

$$\text{Elevación turba 1737} = \text{base turba} - \text{alz. intersísmico} - \text{subs. 1960}$$

donde "base turba" es la elevación en m s.n.m. en 2019, "alz. intersísmico" es el alzamiento referencial entre 1737 y 2019 y "subs. 1960" es la subsidencia cosísmica en 1960. Además, se puede estimar el alzamiento cosísmico en 1737 (tabla 11 y Fig. 27) con la fórmula

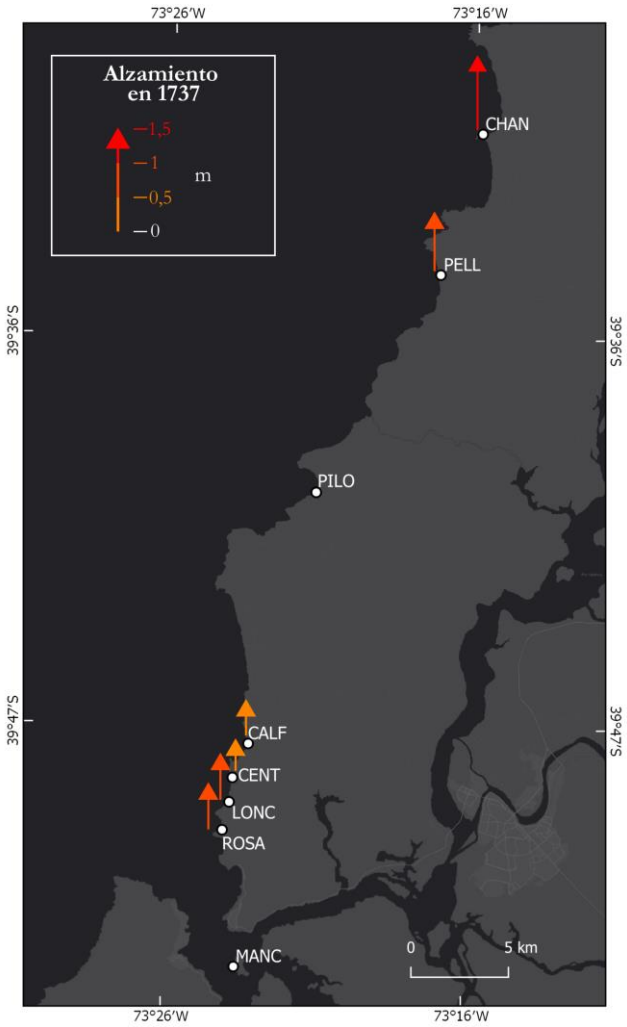
$$\text{Alzamiento 1737} = \text{elevación turba 1737} - \Delta\ \text{MSL_turba}$$

donde "Δ MSL_turba" corresponde a una elevación estimada de la altura por sobre el nivel medio del mar en la cual se empieza a formar la turba. Teniendo en cuenta que hoy en día, en algunos sitios se está empezando a desarrollar un ambiente pantanoso en la terraza inferior, se utilizó el valor de la altura de la terraza actual (promediando "techo de la sección" y "topografía terraza", anexo 2).

Tabla 11. Estimación de la elevación de la turba (m s.n.m.) y del alzamiento cosísmico (m) en 1737. No se considera una subsidencia en 1837. Los errores de alzamiento intersísmico y subsidencia son estimados. Se asume un valor referencial de 1 mm a^{-1} para el alzamiento intersísmico de todos los sitios.

Sitio	Lat. y Lon. (°)	Elevación turba 2019	↑ 1960-2019	↓ 1960	↑ 1737-1960	Elevación turba 1737	Δ MSL_ turba	↑ 1737
ROSA	-39,8288 -73,4044	2,67±0,06	0,06±0,1	-1,60±0,05	0,22±0,1	3,99±0,16	3,32±0,3	0,67±0,34
LONC	-39,8164 -73,4019	3,99±0,08	0,06±0,1	-1,60±0,05	0,22±0,1	5,31±0,17	4,65±0,2	0,66±0,26
CENT	-39,8046 -73,3990	3,27±0,03	0,06±0,1	-1,61±0,05	0,22±0,1	4,60±0,15	4,18±0,4	0,42±0,43
CALF	-39,7885 -73,3898	3,55±0,04	0,06±0,1	-1,62±0,05	0,22±0,1	4,89±0,16	4,36±0,2	0,53±0,25
PELL	-39,5710 -73,2800	3,37±0,04	0,06±0,1	-1,93±0,05	0,22±0,1	5,02±0,16	4,20±0,2	0,82±0,25
CHAN	-39,5057 -73,2564	2,44±0,06	0,06±0,1	-1,98±0,05	0,22±0,1	4,14±0,16	3,02±0,1	1,12±0,19
Promedio		3,22±0,05		-1,72±0,05		**4,66±0,16**	3,96±0,2	**0,70±0,29**

Por lo tanto, el alzamiento en 1737 habría sido considerable (0,70 ± 0,29 m). La estimación se encuentra próxima al límite superior de los valores de alzamiento cosísmico documentados instrumentalmente en terremotos recientes originados en el dominio C, como por ejemplo durante el terremoto M7.7 del 2007 en Tocopilla (~0,20 ± 0,15 m; Schurr *et al.*, 2012; Bejar-Pizarro *et al.*, 2010) y el M7.6 del 2016 en Quellón (0,26 ± 0,14 m; Garrett *et al.*, 2018). Además, se encuentra por sobre el alzamiento medido en el terremoto M7 del 2012 en Constitución (~0,15 m; Ruiz *et al.*, 2013). Esto podría deberse a que el valor de alzamiento intersísmico referencial está subestimado (y, además, a que varía en el tiempo), o a una mayor magnitud y desplazamiento del evento de 1737.



Para finalizar, es importante destacar que la terraza inferior, debido a su ubicación en el límite entre el ambiente costero y el continental y a su baja altura, es una zona susceptible tanto a tsunamis como a cambios ambientales que puedan ocurrir durante y entre futuros terremotos. Por tanto, es importante considerarla al momento de evaluar el peligro costero y de diseñar la infraestructura costera.

Figura 27. Alzamiento cosísmico en 1737, estimado según análisis reportado en Tabla 11.

5. CONCLUSIONES

Las descripciones estratigráficas, junto con los análisis estadísticos permiten separar tres unidades distintas dentro de la terraza inferior de la costa valdiviana (la que se puede clasificar como construccional). Las unidades representan el cambio desde un ambiente de playa, a uno de tipo pantanoso y luego nuevamente a uno de playa, seguido por el desarrollo actual de un ambiente de tipo más bien continental influenciado por el marino.

La formación de la terraza evidencia los procesos de alzamiento y subsidencia, producto de la actividad tectónica ocurrida en, al menos, los últimos 500 años. La secuencia observada es coherente con subsidencia cosísmica en 1575, ~0,5-1 m de alzamiento cosísmico en 1737 y 1,6-2 m de subsidencia cosísmica en 1960. En cuanto al periodo entre los dos megaterremotos someros, la secuencia junto con las dataciones radiocarbónicas en materia orgánica de la turba, son compatibles con un alzamiento intersísmico lento o nulo, pero no con una subsidencia intersísmica.

Finalmente, el análisis estadístico permite precisar que las capas de arena de la terraza probablemente no corresponden a depósitos de tsunami, sino que reflejan cambios en el ambiente depositacional producto de las variaciones en el nivel relativo del mar.

Considerando las razones expuestas anteriormente, se valida la hipótesis propuesta.

6. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Aedo, D. 2018. Origen y distribución de las capas de arena presentes en la marisma de Chaihuín, Región de los Ríos, Chile. Tesis de grado, Escuela de Geología, Facultad de Ciencias, Universidad Austral de Chile: 69 p.

Álvarez-Marrón, J.; Hetzel, R.; Niedermann, S.; Menéndez, R.; Marquínez, J. 2008. Origin, structure and exposure history of a wave-cut platform more than 1 Ma in age at the coast of northern Spain: a multiple cosmogenic nuclide approach. Geomorphology 93 (3): 316 – 334.

Angermann, D.; Klotz, J.; Reigber, C. 1999. Space-geodetic estimation of the Nazca-South America Euler vector. Earth and Planetary Science Letters 171 (3): 329–334.

Antinao, J.; McDonough, M. 1999. Antecedentes estratigráficos y geocronológicos para una edad interglacial (MIO 5e-5c) de la terraza pleistocena de "Cancagua", Valdivia, Chile. XIV Congreso Geológico Argentino, Actas I: 5 – 56.

Astorga, G. 2008. Morfotipos de hojas fósiles del interglacial Valdivia, isla Mancera, Chile: inferencias paleoclimáticas y vegetacionales. Tesis de grado, Licenciatura en Ciencias Biológicas, Facultad de Ciencias, Universidad Austral de Chile: 45 p.

Astorga, G.; Pino, M. 2011. Fossil leaves from the last interglacial in central-southern chile: Inferences regarding the vegetation and paleoclimate. Geologica Acta 9: 1-10.

Atwater, B. F. 1987. Evidence for great Holocene earthquakes along the outer coast of Washington State. Science 236: 942-944.

Atwater, B. F.; Hemphill-Haley, E. 1997. Recurrence Intervals for Great Earthquakes of the Past 3,500 Years at Northeastern Willapa Bay. U.S. Geological Survey, Washington, p. 108. Professional Paper No. 1576.

Atwater, B. F.; Cisternas, M.; Yulianto, E.; Prendergast, A.; Jankaew, K.; Eipert, A.; Fernando, S.; Tejakusuma, I.; Schiappacasse, L.; Sawai, Y. 2013. The 1960 tsunami on beach-ridge plains near Maullín, Chile: landward descent, renewed breaches, aggraded fans, multiple predecessors. Andean Geology 40: 393–418.

Atwater, B. F.; Furukawa, R.; Hemphill-Haley, E.; Ikeda, Y.; Kashima, K.; Kawase, K.; Kelsey, H. M.; Moore, A. L.; Nanayama, F.; Nishimura, Y.; Odagiri, S.; Ota, Y.; Park, S-C.; Satake, K.; Sawai, Y.; Shimokawa, K. 2004. Seventeenth-century uplift in eastern Hokkaido, Japan. The Holocene 14: 487–501.

Balsillie, J. H.; Donoghue, J. F.; Butler, K. M.; Koch, J. L. 2002. Plotting equation for Gaussian percentiles and a spreadsheet program for generating probability plots. Journal of Sedimentary Research 72 (6): 929-933.

Barrientos, S.; Plafker, G.; Lorca, E. 1992. Postseismic coastal uplift in southern Chile. Geophysical Research Letters 19 (7): 701-704.

Béjar-Pizarro, M.; Carrizo, D.; Socquet, A.; Armijo, R.; Barrientos, S.; Bondoux, F.; Bonvalot, S.; Campos, J.; Comte, D.; De Chabalier, J. B. 2010. Asperities and barriers on the seismogenic zone in North Chile: State-of-the-art after the 2007Mw 7.7 Tocopilla earthquake inferred by GPS and InSAR data. Geophysical Journal International 183: 390-406.

Bookhagen, B.; Echtler, H. P.; Melnick, D.; Strecker, M. R.; Spencer, J. Q. G. 2006. Using uplifted Holocene beach berms for paleoseismic analysis on the Santa María Island, south-central Chile. Geophysical Research Letters 33: 1-5.

Bowles, C.; Cowgill, E. 2012. Discovering marine terraces using airborne LiDAR along the Mendocino-Sonoma coast, northern California. Geosphere 8 (2): 386–402.

Burbank, D.; Anderson, R. 2012. Tectonic Geomorphology, 2nd Edition. Wiley-Blackwell: 460 p. Chichester.

Byrne, D.; Davis, D.; Sykes, L. 1988. Loci and maximum size of thrust earthquakes and the mechanics of the shallow region of subduction zones. Tectonics 7: 833-857.

Cifuentes, I. L.1989. The 1960 Chilean earthquake. Journal of Geophysical Research 94: 665-680.

Cisternas, M. 1992. Distribución espacial de facies sedimentarias de los estuarios Valdivia—Tornagaleones y Bahía de Corral, X Región. Tesis de grado, Escuela de Educación Media Científico Humanista, Universidad Austral de Chile: 55 p.

Cisternas, M. 2005. Suelos enterrados revelan la prehistoria sísmica del centro-sur de Chile durante los últimos dos milenios. Revista de Geografía Norte Grande 33: 19-31.

Cisternas, M.; Atwater, B.F.; Torrejon, F.; Sawai, Y.; Machuca, G.; Lagos, M.; Eipert, A.; Youlton, C.; Salgado, I.; Kamataki, T.; Shishikura, M.; Rajendran, C.P.; Malik, J.K.; Rizal, Y.; Husni, M. 2005. Predecessors of the giant 1960 Chile earthquake. Nature 437: 404-407.

Cisternas, M.; Carvajal, R.; Wesson, L.; Ely, L.; Gorigoitia, N. 2017. Exploring the Historical Earthquakes Preceding the Giant 1960 Chile Earthquake in a Time-Dependent Seismogenic Zone. Bulletin of the Seismological Society of America 107 (6): 2664-2675.

Cisternas, M.; Garrett, E.; Wesson, R.; Dura, T.; Ely, L. 2018. Unusual geologic evidence of coeval seismic shaking and tsunamis shows variability in earthquake size and recurrence in the area of the giant 1960 Chile earthquake. Marine Geology 396: 54-66.

Chlieh, M.; Avouac, J. P.; Hjorleifsdottir, V.; Song, T. R.; Ji, C.; Sieh, K.; Sladen, A.; Hebert, H.; Prawirodirdjo, L.; Bock, Y.; Galetzka, J. 2007. Coseismic Slip and Afterslip of the Great Mw 9.15 Sumatra-Andaman Earthquake of 2004. Bulletin of the Seismological Society of America 97: S152–S173.

Dames & Moore Consultores. 1998. Estudio de Línea Base de la desembocadura del estuario del río Valdivia y bahía de Corral para evaluar la localización de una planta de harina de pescado de la empresa Tripesca. No publicado.

Ding, M.; Lin, J. 2014. Post-seismic viscoelastic deformation and stress transfer after the 1960 M9.5 Valdivia, Chile earthquake: effects on the 2010 M8.8 Maule, Chile earthquake. Geophysical Journal International 197 (2): 697-704.

Duhart, P.; McDonough, M.; Muñoz, J.; Martin, M.; Villeneuve, M. 2001. El Complejo Metamórfico Bahía Mansa en la cordillera de la Costa del centro-sur de Chile (39°30'-42°00'S): geocronología K-Ar, 40Ar/39Ar y U-Pb e implicancias en la evolución del margen sur-occidental de Gondwana. Revista geológica de Chile 28(2): 179-208.

Eaton, J.; Richter, D.; Ault, W. 1961. The tsunami of May 23, 1960, on the Island of Hawaii. Bulletin of the Seismological Society of America 51: 135-157.

Emery, K. 1938. Rapid method of mechanical analysis of sand. Journal of sedimentary petrology 8: 105-111.

Egbert, G. D.; Erofeeva, S. Y. 2002. Efficient inverse modeling of barotropic ocean tides. Journal of Atmospheric and Oceanic Technology 19.2: 183-204.

Farías, M.; Vargas, G.; Tassara, A.; Carretier, S.; Baize, S.; Melnick, D.; Bataille, K. 2010. Land-level changes produced by the Mw 8.8 2010 Chilean earthquake. Science 329: 916.

Fuenzalida, H.; Cooke, R.; Paskoff, R.; Segerstrom, K.; Weischet, W. 1965. High stand of Quaternary sea level along the Chilean coast. The Geological Society of America, Inc. Special Paper 84: 473-496.

Garrett, E., Brader, M.; Melnick, D.; Bedford, J.; Aedo, D. 2018. First field evidence of coseismic land-level change associated with the 25th December 2016 Mw 7.6 Chiloé earthquake, Chile. Bulletin of the Seismological Society of America 109 (1): 87-98.

Garrett, E.; Shennan, I.; Woodroffe, S. A. A.; Cisternas, M.; Hocking, E. P. P.; Gulliver, P. 2015. Reconstructing paleoseismic deformation, 2: 1000 years of great earthquakes at Chucalén, south central Chile. Quaternary Science Reviews 113: 112-122.

Ho, T.-C.; Satake, K.; Watada, S.; Fujii, Y. 2019. Source estimate for the 1960 Chile earthquake from joint inversion of geodetic and transoceanic tsunami data. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 124: 2812-2828.

Hocking, E.; Garrett, E.; Cisternas, M. 2017. Modern diatom assemblages from Chilean tidal marshes and their application for quantifying deformation during past great earthquakes. Journal of Quaternary Science 32: 396-415.

Hogg, A. G.; Hua, Q.; Blackwell, P. G.; Niu, M.; Buck, C. E.; Guilderson, T. P.; Heaton, T. J.; Palmer, J. G.; Reimer, P. J.; Reimer, R. W.; Turney, C. S.; Zimmerman, S. R. 2013. Shcal13 Southern Hemisphere calibration, 0-50,000 years cal BP. Radiocarbon 55 (4): 1889-1903.

Hong, I.; Dura, T.; Ely, L.; Horton, B.; Nelson, A.; Cisternas, M.; Nikita, D.; Wesson, R. 2017. A 600-year-long stratigraphic record of tsunamis in south-central Chile. The Holocene 27(1): 39-51.

Ioki, K.; Tanioka, Y. 2016. Re-estimated fault model of the 17th century great earthquake off Hokkaido using tsunami deposit data. Earth and Planetary Science Letters 433: 133-138.

Isla, F. 1989. Holocene sea-level fluctuation in the southern hemisphere. Quaternary Science Reviews 8: 359-368.

Jara-Muñoz, J.; Melnick, D. 2015. Unraveling sea-level variations and tectonic uplift in wave-built marine terraces, Santa María Island, Chile. Quaternary Research 83: 216–228.

Jara-Muñoz, J.; Melnick, D.; Strecker, M.R. 2016. TerraceM: A MATLAB® tool to analyze marine and lacustrine terraces using high-resolution topography. Geosphere 12 (1): 1–20.

Jankaew, K.; Atwater, B. F.; Sawai, Y.; Choowong, M.; Charoentitirat, T.; Martin, M. E.; Prendergast, A. 2008. Medieval forewarning of the 2004 Indian Ocean tsunami in Thailand. Nature 455: 1228–1231.

Lay, T.; Kanamori, H.; Ammon, C. J.; Koper, K. D.; Hutko, A. R.; Ye, L.; Yue, H.; Rushing, T. M. 2012. Depth-varying rupture properties of subduction zone megathrust faults. Journal of Geophysical Research 117: B04311.

Lomnitz, C. 2004. Major earthquakes of Chile: a historical survey, 1535-1960. Seismological Research Letters 75 (3): 368-378.

Lowell, T.V.; Huesser, C.J.; Anderson, B.G.; Moreno, P.I.; Hauser, A.; Huesser, L.E.; Schluchter, C.; Marchant, D.R.; Denton, G.H. 1995. Interhemispheric Correlation of Late Pleistocene Glacial Events. Science 269: 1541-1549.

Martínez, R.; Pino, M. 1979. Edad, Paleoecología y Sedimentología del Mioceno Marino de la Cuesta Santo Domingo, Prov. de Valdivia. Actas del II Congreso Geológico Chileno. Tomo 3. H103-H124.

Mella, M.; Duhart, P.; McDonough, M.; Antinao, J.L.; Elgueta, S.; Crignola, P. 2012. Geología del área Valdivia-Corral, Región de Los Ríos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica 137: 49 p, 1 mapa escala 1:100.000. Santiago.

Melnick, D. 2016. Rise of the central Andean coast by earthquakes straddling the Moho. Nature Geoscience 9: 401–407.

Melnick, D.; Bookhagen, B.; Echtler, H.; Strecker, M.R. 2006. Coastal deformation and great subduction earthquakes, Isla Santa María, Chile (37°S). Geological Society of America Bulletin 118: 1463–1480.

Melnick, D.; Moreno, M.; Cisternas, M.; Tassara, A. 2012. Darwin' seismic gap closed by the 2010 Maule earthquake. Andean Geology 39 (3): 558-563.

Melnick, D.; Li, S.; Moreno, M.; Cisternas, M.; Jara-Muñoz, J.; Wesson, R.L.; Nelson, A.; Báez, J.-C.; Deng, Z. 2018. Back to full interseismic plate locking decades after the giant 1960 Chile earthquake. Nature Communications.

Moernaut, J.; Van Daele, M.; Heirman, K.; Fontijn, K.; Strasser, M.; Pino, M.; Urrutia, R.; De Batist, M. 2014. Lacustrine turbidites as a tool for quantitative earthquake reconstruction: New evidence for a variable rupture mode in south central Chile. Journal of Geophysical Research: Solid Earth 119 (3): 1607–1633.

Moreno, M.; 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 Letter 36: L16310

Moreno, M.; Li, S.; Melnick, D.; Bedford, J.R.; Baez, J.C.; Motagh, M.; Metzger, S.; Vajedian, S.; Sippl, C.; Gutknecht, B.D.; Contreras-Reyes, E.; Deng, Z.; Tassara, A.; Oncken, O. 2018. Chilean megathrust earthquake recurrence linked to frictional contrast at depth. Nature Geoscience 11: 285–290.

Muñoz, P.; Lange, C.B.; Gutiérrez, D., Hebbeln, D.; Salamanca, M.A.; Dezileau, L.; Reyss, J.L.; Benninger, L.K. 2004. Recent sedimentation and mass accumulation rates based on 210Pb along the Peru–Chile continental margin. Deep-Sea Research II 51: 2523–2541.

Nelson, A.; Kashima, K.; Bradley, L. 2009. Fragmentary evidence of great-earthquake subsidence during Holocene emergence, Valdivia Estuary, south central Chile. Bulletin of the Seismological Society of America 99 (1): 71-86.

Ocola, L. 2008. Southern Peru coseismic subsidence: 23 June 2001 8.4Mw earthquake. Advances in Geosciences 14: 79-83.

Ozawa, S.; Nishimura, T.; Suito, H.; Kobayashi, T.; Tobita, M.; Imakiriie, T. 2011. Coseismic and postseismic slip of the 2011 magnitude-9 Tohoku-oki earthquake. Nature 475: 373-376.

Pedoja, K.; Husson, L.; Johnson, M.E.; Melnick, D.; Witt, C.; Pochat, S.P.; Nexer, M.L.; Delcaillau, B.; Pinegina, T.; Poprawski, Y.; Authemayou, C.; Elliot, M.; Regard, V.; Garestier, F. 2014. Coastal staircase sequences reflecting sea-level oscillations and tectonic uplift during the Quaternary and Neogene. Earth-Science Reviews 132: 13–38.

Pedoja, K.; Husson, L.; Regard, V.; Cobbold, P.R.; Ostanciaux, E.; Johnson, M.E.; Kershaw, S.; Saillard, M.; Martinod, J.; Furgerot, L.; Weill, P.; Delcaillau, B. 2011. Relative sea-level fall since the last interglacial stage: Are coasts uplifting worldwide? Earth-Science Reviews 108: 1–15.

Plafker, G. 1972. Alaskan earthquake of 1964 and Chilean earthquake of 1960—Implications for arc tectonics. Journal of Geophysical Research 77: 901–925.

Plafker, G.; Savage, J.C. 1970. Mechanism of the Chilean earthquakes of May 21 and 22, 1960. Geological Society of America Bulletin 81: 1001–1030.

Pino, M.; Navarro, R. 2005. Geoarqueología del sitio arcaico Chan-Chan 18, costa de Valdivia: discriminación de ambientes de ocupación humana y su relación con la transgresión marina del Holoceno Medio. Revista Geológica de Chile 32 (1): 59-75.

Pino, M.; Perillo, G.; Santamarina, P. 1994. Residual fluxes in a cross-section of the Valdivia river estuary, Chile. Estuarine, Coastal and Shelf Science 38 (5): 491-505.

Ruiz, S. Grandin, R.; Dionicio, V.; Satriano, C.; Fuenzalida, A.; Vigny, C.; Kiraly, E.; Meyer, C.; Baez, J. C.; Riquelme, S.; Madariaga, R.; Campos Muñoz, J. 2013. The Constitución earthquake of 25 March 2012: a large aftershock of the Maule earthquake near the bottom of the seismogenic zone. Earth Planetary Science Letter 377: 347-357.

Savage, J.C.; Plafker, G. 1991. Tide gage measurements of uplift along the south coast of Alaska. Journal of Geophysical Research 96: 4325-4335.

Sawai, Y.; Satake, K.; Kamataki, T.; Nasu, H.; Shishikura, M.; Atwater, B.; Horton, B.P.; Kelsey, H.; Nagumo, T.; Yamaguchi, M. 2004. Transient uplift after a 17th-century earthquake along the Kuril subduction zone. Science 306: 1918–1920.

Schellmann, G; Radtke, U. 2010. Timing and magnitude of Holocene sea-level changes along the middle and south Patagonian Atlantic coast derived from beach ridge systems, littoral terraces and valley-mouth terraces. Earth-Science Reviews 103: 1–30.

Schurr, B.; Asch, G.; Rosenau, M.; Wang, R.; Oncken, O.; Barrientos, S.; Salazar, P.; Vilotte, J.P. 2012. The 2007 M7.7 Tocopilla northern Chile earthquake sequence: Implications for along-strike and downdip rupture segmentation and megathrust frictional behavior. Journal of Geophysical Research 117: B05305.

Schurr, B.; Asch, G.; Hainzl, S.; Bedford, J.; Hoechner, A.; Palo, M.; Wang, R.; Moreno, M.; Bartsch, M.; Zhang, Y.; Oncken, O.; Tilmann, F.; Dahm, T.; Victor, P.; Barrientos, S.; Vilotte, J. P. 2014. Gradual unlocking of plate boundary controlled initiation of the 2014 Iquique earthquake. Nature 512: 299-302.

Servicio hidrográfico y oceanográfico de la Armada de Chile (SHOA). 2017. Tablas de marea de la costa de Chile, 2018: 195p.

Sievers, H. 1963. The seismic sea wave of 22 May 1960 along the Chilean coast. Bulletin of the Seismological Society of America 53: 1125–1190.

Stuiver, M.; Reimer, P. J. 1993. Extended 14C database and revised CALIB radiocarbon calibration program. Radiocarbon 35: 215-230.

Switzer, A.; Jones, B. 2008. Large-scale washover sedimentation in a freshwater lagoon from the southeast Australian coast: sea-level change, tsunami or exceptionally large storm? The Holocene 18 (5): 787-803.

Tucker, M. 2001. Sedimentary Petrology. 3rd edition. Blackwell Science: 262 p. Osney Nead, Oxford.

Vega, R. 2014. Quaternary evolution of the Valdivia fluvial system: environmental response to glacial-interglacial cycles in active tectonic margin settings. Tesis doctoral. Universidad Austral de Chile, Facultad de Ciencias: 73 p.

Vega, R.; Mella, M.; Nielsen, S.; Pino, M. 2018. Stratigraphy and sedimentology of a late Pleistocene incised valley fill: a depositional and paleogeographic model for "Cancagua" deposits in north-western Patagonia, Chile. Andean Geology 45 (2): 161-185.

Villalobos, M. P. 2005. Evidencias de la fluctuación del nivel del mar y alzamientos tectónicos desde el Pleistoceno tardío en isla Mancera X Región de Los Lagos - Chile: registro estratigráfico y sedimentológico. Tesis de grado, Escuela de Biología Marina, Facultad de Ciencias, Universidad Austral de Chile: 91 p.

Weischet, W. 1960. Contribuciones al estudio de las transformaciones geográficas en la parte septentrional del sur de Chile por efecto del sismo del 22 de mayo de 1960. Anales de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas 17 (17): 91-132.

Weischet, W. 1963. Further observations of geologic and geomorphic changes resulting from the catastrophic earthquake of May 1960, in Chile. Bulletin of the Seismological Society of America 53 (6): 1237-1257.

Watanabe H., 1998. Catalog of Tsunamis caused damage on the coasts of the Japanese islands, second edition, Tokyo University Press: 236 p.

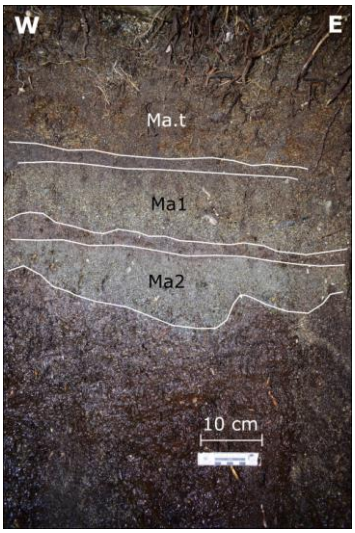
Woodroffe, A. 2009. Testing models of mid to late Holocene sea-level change, North Queensland, Australia. Quaternary Science Reviews 28: 2474–2488.

7. ANEXOS

Anexo 1. Descripción de perfiles estratigráficos

Isla Mancera (Perfil 3)

Profundidad (cm)	Descripción
0 - 28	Arena muy gruesa, gris amarillento, con raíces de juncos muy abundantes.
28 - 31	Limo orgánico, contacto superior nítido.
31 - 38	Arena muy gruesa gris, contacto superior nítido.
38 - 42	Turba limosa herbácea marrón. Contacto superior nítido.
42 - 48	Arena gruesa gris. Su espesor varía entre 4 y 15 cm. Contacto superior nítido.
48 - 120	Turba herbácea humificada, marrón oscuro. Contacto superior nítido, ondulante. Entre 103 – 112: lente de arena muy gruesa.
120 - 128	Arena (fina a media) limosa gris. Contacto superior no es nítido.
128 - 140	Igual que 48 – 120.
140 - 150	Basamento. Contacto superior gradacional.

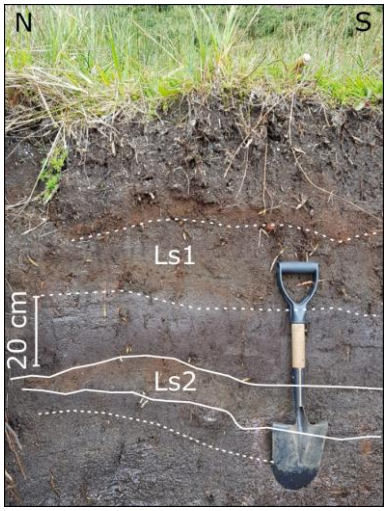


Playa Rosada (perfil 4)

Prof. (cm)	Descripción
0 - 10	Arena gruesa, marrón-grisáceo claro, con raíces vivas de plantas de agua dulce / tolerantes a la sal.
10 - 24	Arena gruesa con limo, marrón anaranjado, con raíces abandonadas, ocasionalmente cantos redondeados (de hasta casi 10 cm) y fragmentos de conchas. Contacto superior nítido.
24 - 52	Turba limosa humificada, marrón oscuro, con raíces y lentes de arena gruesa y color gris oscuro. Contacto superior gradacional.
52 - 70	Arena gruesa, gris oscuro, con raíces ocasionales, cantos redondeados (10 cm) y fragmentos de conchas. Contacto superior nítido.

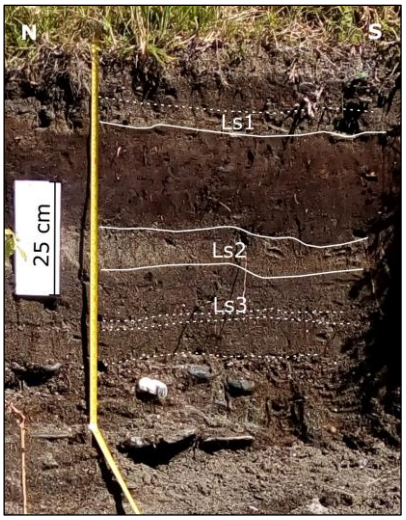
Loncoyén sur (perfil 5)

Prof. (cm)	Descripción
0 - 30	Suelo con abundantes raíces, arena gruesa y grava. En la base, se observa una capa de 5 cm de arena media con fango, color marrón rojizo.
30 - 55	Arena gruesa con muy poca grava. Contiene raíces modernas y en partes presenta oxidación. Contacto superior gradacional.
55 - 70	Turba marrón oscuro, con raíces modernas. El espesor varía entre 15 y 20 cm. Contacto superior gradacional.
70 - 80	Arena gruesa con espesor entre 2 y 10 cm. Contacto superior nítido.
80 - 88	Turba marrón oscuro, contiene arena media a gruesa. Contacto superior nítido.
88 - 128	Arena gruesa a muy gruesa, gris. Presenta cantos de esquisto y grava. Contacto superior gradacional.



Loncoyén sur (perfil 6)

Prof. (cm)	Descripción
0 - 14	Arena gruesa orgánica marrón, con grava y raíces pequeñas.
14 - 21	Arena gruesa gris claro, con raíces. Contacto superior gradacional.
21 - 43	Turba marrón, con lentes arenosos en la base, y ocasionalmente con raíces, madera y grava. Contacto superior nítido.
43 - 52	Arena gruesa gris claro, con raíces pequeñas. Contacto superior nítido.
52 - 61	Arena orgánica marrón claro, ocasionalmente con raíces pequeñas y grava. Contacto superior nítido.
61 - 64	Grava arenosa con raíces pequeñas. Contacto superior gradacional.
64 - 71	Igual que 52 – 61.
71 - 78	Igual que 61 – 64, con cantos redondeados de hasta 10 cm.
78 - 94	Arena muy gruesa marrón claro, con raíces, conchas y cantos aplanados de hasta 30 cm. Contacto superior nítido.



Loncoyén norte (perfil 7)

Profundidad (cm)	Descripción
0 - 30	Arena media orgánica (con poco limo), marrón, con raíces.
30 - 65	Arena fina a media, gris oscuro, con raíces. Contacto superior gradacional.
65 - 83	Turba marrón oscuro con arena y raíces insignificantes. Contacto superior nítido.
83 - 105	Arena media gris, con raíces. Contacto superior nítido.

Centinilla (perfil 8)

Profundidad (cm)	Descripción
0 - 34	Grava y arena con matriz fangosa marrón, con raíces.
34 - 50	Turba herbácea humificada, marrón oscuro, con muy poca arena. Contacto superior gradacional.
50 - 69	Grava con abundante matriz fangosa de color marrón oscuro (materia orgánica). Contacto superior nítido.
69 - 93	Grava, cantos y guijarros con poca matriz orgánica, color gris-marrón claro. Contacto superior gradacional.

Calfuco (perfil 10)

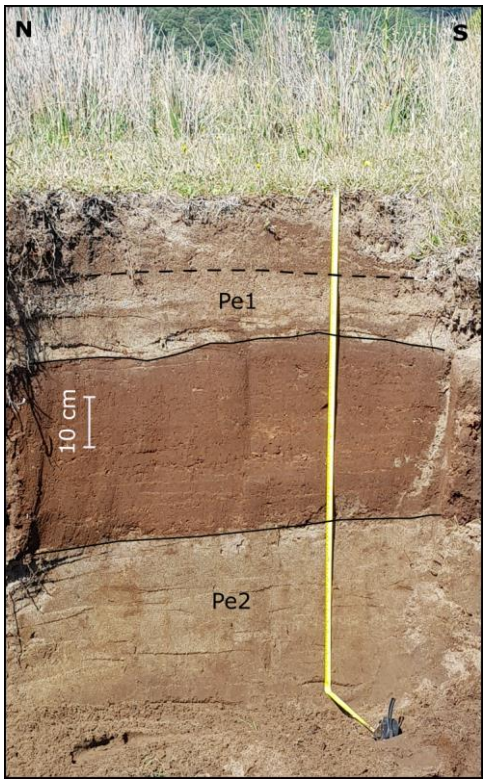
Profundidad (cm)	Descripción
0 - 42	Arena fina a media con raíces vivas y abandonadas. 0 – 20: gris azulado 20 – 25: amarillo oscuro 25 – 35: azul 35 – 42: amarillo oscuro moteado y gris azulado
42 - 51	Turba herbácea bien humificada, marrón oscuro, con raíces. Contacto superior nítido. En el techo de la capa hay grupos de pómez de color blanco y azul, de diámetros entre 1 y 8 cm.
51 - 55	Arena fina a media, amarilla oscura, con raíces ocasionales. Contacto superior nítido y erosivo. No es una capa continua en la sección.
55 - 58	Igual que 42 – 51, pero más clara. Contacto superior nítido.
58 - 61	Igual que 51 – 55. Contacto superior no es nítido.
61 - 70	Turba limosa (o limo orgánico), marrón oscuro. Contacto superior nítido.
70 - 80	Igual que 51 – 55. Contacto superior no es nítido.
80 - 83	Arena (fina a media) limosa orgánica, marrón oscuro. Contacto superior nítido.
83 - 130	Arena fina a media con alternancia de colores amarillo oscuro y gris azulado (por minerales pesados). Contacto superior gradacional.

Pilolcura (perfil 11)

Profundidad (cm)	Descripción
0 – 40	Suelo con abundantes raíces. Contiene arena y grava.
40 – 42	Arena fina a media gris. El espesor varía entre 2 y 4 cm. Contacto superior nítido.
42 – 120	Arena coluvial, marrón claro. El tamaño de grano varía de limo a canto, con gravas angulares y guijarros y cantos redondeados. Contacto superior nítido.
120 – 160	Arena limosa gris azulada, con raíces y carbón. Contiene manchas oxidadas pequeñas (1 – 2 cm). Contacto superior transicional.

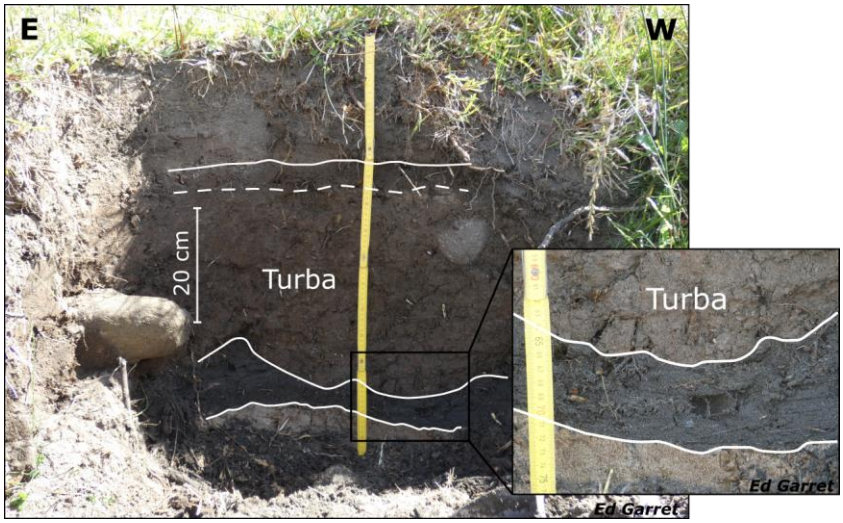
Pelluco (perfil 12)

Profundidad (cm)	Descripción
0 – 20	Suelo arenoso marrón.
20 – 37	Arena gruesa con gradación inversa e intercalación de colores gris – marrón, contiene raíces. Contacto superior gradacional.
37 – 83	Paleosuelo o arena orgánica muy compacta, marrón oscuro, con carbón y poca grava, además de lentes de gránulos, en algunos casos oxidados. Contacto superior nítido.
83 – 140	Arena media a gruesa, gris claro. Contacto superior nítido.



Chan-chán (perfil 13)

Prof. (cm)	Descripción
0 - 23	Suelo arenoso marrón con abundantes rizomas y raíces de juncos expuestos.
23 - 28	Arena media gris oscura, con raíces. Contacto superior nítido.
28 - 65	Turba arenosa. Contiene mica, carbón, trozos de esquisto y raíces. Contacto superior gradacional.
65 - 71	Arena media negra, con raíces. Contacto superior nítido.
71 - 79	Arena media a gruesa, marrón amarillento claro. Contacto superior nítido.



Anexo 2. Mediciones con GPS diferencial

Playa Rosada (P4)

Medición	Base de la turba	Techo de la sección	Topografía terr
1	2,65 ± 0,06	3,13 ± 0,06	3,42 ± 0,06
2	2,68 ± 0,06	3,14 ± 0,06	3,35 ± 0,06
3	2,68 ± 0,06	3,12 ± 0,06	3,54 ± 0,06
4	2,64 ± 0,06	3,10 ± 0,06	3,52 ± 0,06
5	2,69 ± 0,06		3,44 ± 0,06
6			3,78 ± 0,06
Promedio	**2,67 ± 0,06**	**3,12 ± 0,06**	**3,51 ± 0,06**

Loncoyén Sur (P5)

Medición	Base de la turba	Techo de la sección	Topografía terr
1	4,03 ± 0,07	4,94 ± 0,07	4,76 ± 0,07
2	4,04 ± 0,07	4,92 ± 0,07	4,76 ± 0,07
3	3,93 ± 0,07	4,98 ± 0,07	5,07 ± 0,07
4	3,99 ± 0,08	4,92 ± 0,07	5,27 ± 0,07
5	3,99 ± 0,08		5,36 ± 0,07
6			5,26 ± 0,07
7			5,04 ± 0,07
8			4,98 ± 0,07
Promedio	**3,99 ± 0,08**	**4,94 ± 0,07**	**5,06 ± 0,07**

Loncoyén Sur (P6)

Medición	Base de la turba	Techo de la sección	Topografía terr
1	4,44 ± 0,07	4,77 ± 0,07	4,83 ± 0,07
2	4,43 ± 0,07	4,76 ± 0,07	4,89 ± 0,07
3	4,43 ± 0,07	4,75 ± 0,07	4,94 ± 0,07
4	4,43 ± 0,07	4,69 ± 0,07	5,00 ± 0,07
5		4,63 ± 0,07	4,89 ± 0,07
6			4,84 ± 0,07
Promedio	**4,43 ± 0,07**	**4,72 ± 0,07**	**4,90 ± 0,07**

Loncoyén Norte (P7)

Medición	Base de la turba	Techo de la sección	Topografía terr
1	3,48 ± 0,08	4,37 ± 0,08	4,57 ± 0,07
2	3,59 ± 0,08	4,35 ± 0,08	4,71 ± 0,08
3	3,59 ± 0,08	4,39 ± 0,08	4,74 ± 0,07
4	3,56 ± 0,08	4,33 ± 0,07	4,61 ± 0,07
5		4,22 ± 0,08	4,60 ± 0,07
6			4,60 ± 0,07
7			4,66 ± 0,07
Promedio	**3,55 ± 0,08**	**4,33 ± 0,08**	**4,64 ± 0,07**

Centinilla (P8)

Medición	Base de la turba	Techo de la sección	Topografía terr
1	3,26 ± 0,03	3,82 ± 0,03	4,00 ± 0,03
2	3,36 ± 0,03	3,90 ± 0,03	4,18 ± 0,03
3	3,31 ± 0,03	3,90 ± 0,03	4,22 ± 0,03
4	3,23 ± 0,03		4,44 ± 0,03
5	3,19 ± 0,03		4,60 ± 0,03
6			4,73 ± 0,03
7			4,86 ± 0,03
8			4,84 ± 0,03
9			4,43 ± 0,03
Promedio	**3,27 ± 0,03**	**3,87 ± 0,03**	**4,48 ± 0,03**

Calfuco (P10)

Medición	Techo de la sección	Topografía terr
1	4,25 ± 0,04	4,21 ± 0,05
2		4,41 ± 0,05
3		4,56 ± 0,05
4		4,50 ± 0,05
5		4,39 ± 0,05
6		4,67 ± 0,05
7		4,62 ± 0,05
8		4,44 ± 0,05
9		4,34 ± 0,05
Promedio	**4,25 ± 0,04**	**4,46 ± 0,05**

Pelluco (P12)

Medición	Base de la turba	Techo de la sección	Topografía terr
1	3,36 ± 0,04	4,09 ± 0,05	4,17 ± 0,04
2	3,38 ± 0,04		4,28 ± 0,04
3	3,44 ± 0,04		4,28 ± 0,05
4	3,38 ± 0,04		4,24 ± 0,05
5	3,41 ± 0,04		4,14 ± 0,05
6	3,34 ± 0,04		4,44 ± 0,04
7	3,34 ± 0,04		4,55 ± 0,05
8	3,33 ± 0,04		4,33 ± 0,05
9	3,36 ± 0,04		4,26 ± 0,04
Promedio	**3,37 ± 0,04**	**4,09 ± 0,05**	**4,30 ± 0,04**

Chanchan (P13)

Medición	Base de la turba	Techo de la sección
1	2,46 ± 0,05	2,96 ± 0,05
2	2,43 ± 0,06	3,04 ± 0,06
3	2,44 ± 0,06	3,07 ± 0,06
4	2,44 ± 0,05	3,01 ± 0,05
5		3,01 ± 0,05
Promedio	**2,44 ± 0,06**	**3,02 ± 0,05**

Anexo 3. Parámetros granulométricos de las muestras de ambiente actual

Playa
Fuente: este estudio

Lugar y código	Muestra	Línea playa	Media (phi)	Selección (phi)	Asimetría	Curtosis	Curt. normal.
Mancera	M-p-1	OT	1,1089	0,4684	-0,4193	3,7270	0,79
Ma.p	M-p-2	MA	1,0577	0,4139	-0,2728	3,5560	0,78
	M-p-3	LE	1,1087	0,4708	-0,3213	2,8933	0,74
	M-p-4	MB	0,7312	0,4814	-0,7560	4,8628	0,83
Rosada	R-p-1	OT	0,3016	0,6139	0,7068	3,6035	0,78
Ro.p	R-p-2	MA	-0,1250	0,4293	1,0578	4,9699	0,83
	R-p-3	LE	0,0219	0,3310	0,2925	3,1247	0,76
	R-p-4	MB	-0,2099	0,3166	0,8180	5,3695	0,84
Loncoyén	L-p-1	OT	0,1061	0,5968	0,3827	2,6518	0,73
sur	L-p-2	MA	0,7011	0,5512	-0,5153	3,6222	0,78
Ls.p	L-p-3	LE	0,4443	0,6606	0,1976	2,6552	0,73
	L-p-4	MB	-0,0452	0,4100	0,6323	3,3295	0,77
	L-p-5	OT	0,3147	0,6561	0,1151	2,2517	0,69
	L-p-6	MA	0,6412	0,6012	-0,4114	2,8167	0,74
	L-p-7	LE	0,0361	0,4900	0,6185	2,8593	0,74
	L-p-8	MB	0,2123	0,8545	0,4668	2,0739	0,67
Loncoyén	L-p-13	OT	1,2519	0,5017	-1,8388	4,5616	0,82
norte	L-p-14	MA	0,9811	0,3573	0,0186	2,5029	0,71
Ln.p	L-p-15	LE	0,7122	0,4638	0,1844	2,5320	0,72
	L-p-16	MB	0,8622	0,5628	-0,5242	3,3534	0,77
	L-p-17	OT	1,3421	0,4125	-0,9854	4,7603	0,83
	L-p-18	MA	0,8171	0,4755	-0,3030	2,5485	0,72
	L-p-19	LE	1,2606	0,3617	-0,1954	2,8796	0,74
	L-p-20	MB	0,8625	0,6739	-0,8028	2,9818	0,75
Calfuco	C-p-1	OT	1,4848	0,3248	-0,1757	2,6227	0,72
Ca.p	C-p-2	MA	1,3609	0,3300	-0,0462	2,2078	0,69
	C-p-3	LE	1,2987	0,3382	0,3803	2,9616	0,75
	C-p-4	MB	1,2110	0,3906	-0,7092	4,5333	0,82

Bahía y boca de los estuarios del río Valdivia y Tornagaleones
Fuente de las muestras B1 a B39: Cisternas, 1992 (el muestreo fue realizado en 1988).
Fuente de las muestras B40 a B89: Dames & Moore Consultores, 1998.

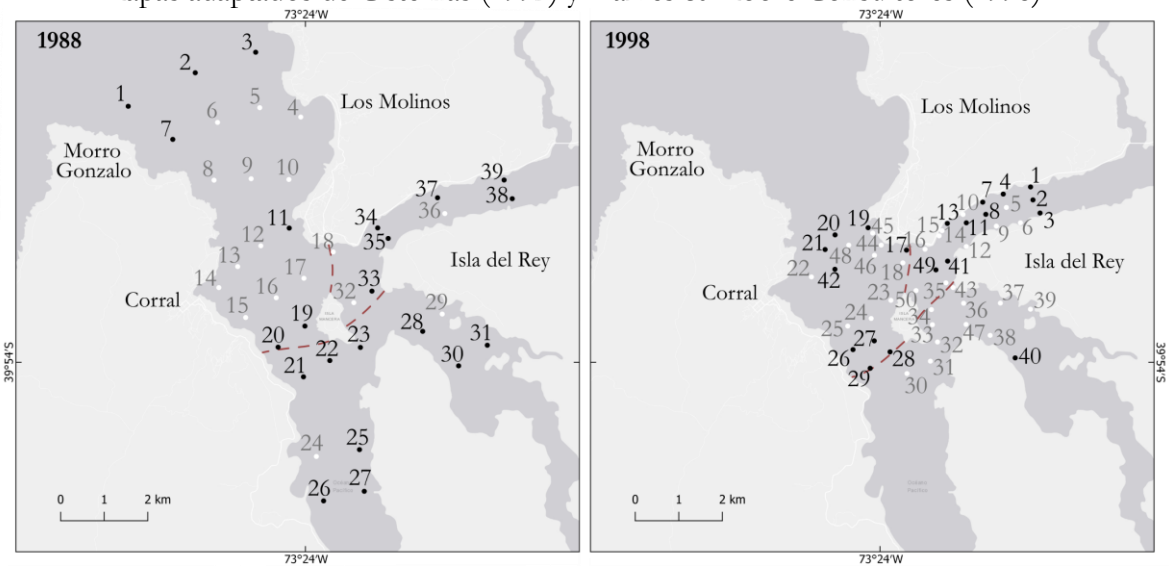
Muestra	N° original	Media	Selección	Asimetría	Curt. norm.	Ubicación
B1	1	1,73	0,99	0,17	0,69	Bahía
B2	2	2,03	0,72	-0,09	0,74	Bahía
B3	3	2,49	0,74	-0,57	0,70	Bahía
B4	4	2,81	0,47	-0,73	0,77	Bahía
B5	5	2,46	0,59	-0,26	0,68	Bahía
B6	6	2,91	0,66	-0,77	0,74	Bahía
B7	7	2,36	0,85	-0,22	0,67	Bahía
B8	8	2,82	0,78	-0,68	0,71	Bahía
B9	9	3,24	0,33	-0,34	0,77	Bahía
B10	10	2,82	0,42	-0,53	0,76	Bahía
B11	11	2,25	0,70	-0,77	0,77	Bahía
B12	12	2,51	0,37	-0,55	0,81	Bahía
B13	13	1,34	0,55	0,11	0,73	Bahía
B14	14	1,35	0,58	0,72	0,78	Bahía
B15	15	2,77	0,58	-0,46	0,72	Bahía
B16	16	1,55	0,53	-0,22	0,74	Bahía
B17	17	1,43	0,47	0,09	0,75	Bahía
B18	18	0,66	0,36	0,29	0,72	R. Vald.
B19	19	2,06	0,64	0,14	0,70	Bahía
B20	20	2,94	0,41	-0,19	0,75	R. Torn.
B21	21	2,88	0,49	-0,24	0,72	R. Torn.
B22	22	2,61	0,45	0,28	0,74	R. Torn.
B23	23	2,47	0,58	-0,26	0,70	R. Torn.
B24	24	2,36	0,71	0,04	0,67	R. Torn.
B25	25	2,66	0,58	-0,49	0,75	R. Torn.
B26	26	3,16	0,62	-1,17	0,80	R. Torn.
B27	27	2,54	0,52	0,00	0,71	R. Torn.
B28	28	2,84	0,57	-0,24	0,71	R. Torn.
B29	29	2,35	0,58	0,06	0,72	R. Torn.
B30	30	2,93	0,40	-0,13	0,74	R. Torn.
B31	31	3,18	0,42	-0,71	0,79	R. Torn.
B32	32	1,77	0,62	0,02	0,68	R. Vald.
B33	33	1,56	0,46	0,48	0,74	R. Vald.
B34	34	1,09	0,52	-0,23	0,69	R. Vald.
B35	35	1,38	0,52	0,17	0,78	R. Vald.
B36	36	0,93	0,49	0,42	0,75	R. Vald.

B37	37	1,06	0,47	-0,13	0,73	R. Vald.
B38	38	1,77	0,57	-0,52	0,77	R. Vald.
B39	39	1,17	0,51	-0,32	0,73	R. Vald.
B40	1	1,03	0,56	-0,13	0,72	R. Vald.
B41	2	1,18	0,49	-0,27	0,75	R. Vald.
B42	3	1,15	0,54	-0,05	0,74	R. Vald.
B43	4	1,29	0,46	-0,03	0,71	R. Vald.
B44	5	0,78	0,71	-0,51	0,73	R. Vald.
B45	6	2,35	0,68	-0,97	0,77	R. Vald.
B46	7	1,07	0,55	-0,44	0,75	R. Vald.
B47	8	0,92	0,48	-0,06	0,73	R. Vald.
B48	9	1,64	0,85	0,39	0,64	R. Vald.
B49	10	0,95	0,52	0,06	0,70	R. Vald.
B50	11	1,13	0,43	0,34	0,73	R. Vald.
B51	12	1,77	0,95	0,18	0,66	R. Vald.
B52	13	1,04	0,49	-0,13	0,72	R. Vald.
B53	14	1,90	0,47	-0,21	0,75	R. Vald.
B54	15	1,89	0,42	0,37	0,75	R. Vald.
B55	16	1,80	0,37	-0,24	0,73	R. Vald.
B56	17	2,21	0,45	-0,24	0,74	Bahía
B57	18	0,92	0,69	-0,46	0,73	Bahía
B58	19	1,94	0,99	0,37	0,59	Bahía
B59	20	2,19	0,75	-0,41	0,64	Bahía
B60	21	2,29	0,63	-0,85	0,72	Bahía
B61	22	1,53	0,52	-0,18	0,73	Bahía
B62	23	1,15	0,52	0,23	0,73	Bahía
B63	24	1,44	0,49	-0,16	0,73	Bahía
B64	25	2,58	0,38	-0,12	0,80	Bahía
B65	26	2,03	0,85	0,00	0,58	Bahía
B66	27	1,73	0,57	-0,26	0,74	Bahía
B67	28	2,35	0,72	-0,47	0,68	Bahía
B68	29	1,98	0,78	0,27	0,65	Bahía
B69	30	1,44	0,54	0,32	0,69	R. Torn.
B70	31	1,90	1,09	-0,03	0,57	R. Torn.
B71	32	1,35	0,47	-0,05	0,73	R. Torn.
B72	33	1,82	0,89	0,04	0,69	R. Torn.
B73	34	1,91	0,54	0,24	0,74	R. Torn.
B74	35	1,92	0,55	-0,09	0,68	R. Vald.
B75	36	1,61	1,15	0,00	0,57	R. Torn.
B76	37	1,42	0,82	1,36	0,79	R. Torn.
B77	38	2,54	0,73	-0,58	0,70	R. Torn.
B78	39	1,80	1,03	0,43	0,63	R. Torn.
B79	40	2,55	0,44	-0,86	0,80	R. Torn.

B80	41	1,74	0,45	-0,50	0,78	R. Vald.
B81	42	2,15	0,42	-0,95	0,82	Bahía
B82	43	2,06	0,96	0,09	0,58	R. Torn.
B83	44	1,55	0,41	0,02	0,71	Bahía
B84	45	0,54	1,16	0,73	0,70	Bahía
B85	46	0,83	0,50	0,16	0,73	Bahía
B86	47	1,58	0,49	-0,52	0,75	R. Torn.
B87	48	2,73	0,33	-0,07	0,76	Bahía
B88	49	1,40	0,63	-0,15	0,69	R. Vald.
B89	50	0,93	0,43	0,03	0,78	R. Vald.

Ubicación de las muestras

Mapas adaptados de Cisternas (1992) y Dames & Moore Consultores (1998). *



*Puntos negros: muestras seleccionadas para el estudio (clasificadas correctamente en los grupos *Bahía*, *R. Vald* y *R. Torn* según el primer análisis discriminante).
Puntos blancos: muestras no seleccionadas.

Duna

Lugar y fuente	Muestra	Media (phi)	Selección (phi)	Asimetría	Curt. normal.
	Chd1	1,8200	0,3300	0,1300	0,72
Chanchan	Chd2	1,9800	0,3100	-0,2600	0,71
	Chd3	1,7400	0,3400	-0,3400	0,73
Pino y Navarro,	Chd4	1,90	0,32	-0,41	0,77
2005	Chd5	1,78	0,29	0,40	0,78
	Chd6	1,88	0,27	-0,12	0,72
	Chd7	1,73	0,32	0,36	0,77
	Cd1	1,44	0,42	-1,54	0,89
	Cd2	1,48	0,39	-0,41	0,78
Curiñanco	Cd3	1,48	0,38	-0,48	0,77
	Cd4	1,49	0,43	-0,89	0,84
Repositorio	Cd5	1,52	0,34	-0,37	0,76
U. Austral	Cd6	1,44	0,39	-0,72	0,78
	Cd7	1,49	0,35	-0,85	0,80
	Cd8	1,49	0,35	-0,81	0,79
	Cd9	1,46	0,36	-0,63	0,78

Anexo 4. Parámetros granulométricos de las muestras de sedimento

Isla Mancera

Perfil	Grupo	Muestra	Media (phi)	Selecc. (phi)	Asim.	Curt.	Curt. norm.
P1	Arena	M4	-0,0365	0,5330	1,0827	4,6576	0,82
	Ma1	M5	1,1362	0,9912	-0,1948	2,2207	0,69
		M6	-0,0831	0,4948	1,0819	4,8347	0,83
UTM E: 637093 UTM S: 5583011		M7	-0,1265	0,5374	1,0898	4,5825	0,82
	Arena	M13	0,7305	0,9261	0,6815	3,4923	0,78
	Ma2	M14	0,6179	0,7578	0,3153	2,7291	0,73
		M15	0,6837	0,8289	0,5779	3,5252	0,78
		M16	0,7260	0,8221	0,1648	2,7475	0,73
P2	Suelo	M25	0,2169	0,7206	0,4705	2,4590	0,71
	arenoso	M26	0,3596	0,6827	0,3793	2,7518	0,73
	Ma.t	M28	0,1967	0,6001	0,2360	2,4535	0,71
		M29	0,0922	0,5710	0,8979	4,3156	0,81
UTM E: 637093 UTM S: 5583004	Arena	M34	-0,2306	0,5802	0,8774	2,9237	0,75
	Ma1	M35	-0,1583	0,5605	0,8863	4,0838	0,80
		M36	-0,1342	0,4936	0,9332	4,2619	0,81
		M37	-0,0309	0,6400	1,2604	4,6517	0,82
	Arena	M43	0,3250	0,8380	0,5067	2,3912	0,71
	Ma2	M44	0,6020	0,7822	0,0297	2,3992	0,71
		M45	0,6301	0,8520	0,0824	2,0553	0,67
		M46	0,6398	0,8654	0,0141	2,2107	0,69
P3	Arena	M58	-0,1389	0,5276	0,7067	3,1682	0,76
	Ma1	M59	-0,0911	0,5577	1,4165	5,4408	0,84
		M60	-0,0720	0,5058	1,1679	5,5000	0,85
UTM E: 637087 UTM S: 5582993		M61	-0,0931	0,5673	1,2581	4,9211	0,83
	Arena	M67	0,7618	0,8840	-0,0313	2,1389	0,68
	Ma2	M68	0,4302	0,8631	0,3155	2,1443	0,68
		M69	0,4506	0,9363	0,4472	2,2784	0,69
		M70	0,3220	0,7215	0,2216	2,2547	0,69

Playa Rosada

Perfil	Grupo	Altura (m s.n.m.)	Media (phi)	Selecc. (phi)	Asimetría	Curtosis	Curt. norm.
P4	Arena	2,88±0,06	0,6136	0,6885	0,4334	3,3879	0,77
UTM E: 636529 UTM S: 5590021	**Ro1**	2,86±0,06	0,4821	0,7650	0,6153	3,3800	0,77
	Ro.l	2,77±0,06	0,2642	0,7405	1,0113	4,0434	0,80
	(lente)	2,73±0,06	0,3900	0,7103	1,0624	4,5662	0,82
	Arena	2,67±0,06	0,3944	0,9648	1,4981	5,0089	0,83
	Ro2	2,66±0,06	0,3110	0,7083	1,1787	5,0175	0,83

Loncoyén sur

Perfil	Grupo	Muestra	Media (phi)	Selecc. (phi)	Asimetría	Curtosis	Curt. normaliz.
P5	Suelo	L1	0,5691	0,6499	-0,5530	2,7713	0,73
	arenoso	L2	0,7528	0,7272	-0,4477	2,8589	0,74
	Ls.t	L3	0,5182	0,6201	-0,3535	2,7592	0,73
		L4	0,1681	0,6457	0,3640	2,3118	0,70
		L5	0,0986	0,6955	0,5364	2,4848	0,71
		L6	0,1250	0,6590	0,2499	2,2026	0,69
	Arena	L7	0,6840	0,5424	-0,2834	3,2837	0,77
UTM E: 636781 UTM S: 5591221	Ls1	L8	0,5820	0,5851	0,0870	2,7154	0,73
		L9	0,7078	0,4984	-0,1500	2,9612	0,75
		L10	0,9681	0,6552	0,4009	4,1009	0,80
		L11	0,9828	0,5870	0,2962	3,4669	0,78
		L12	0,9767	0,5227	-0,0077	2,5393	0,72
	Arena	L16	0,4202	0,4816	0,2554	4,3052	0,81
	Ls2	L17	0,4715	0,5261	-0,0272	3,5579	0,78
		L18	0,3750	0,5824	-0,2561	2,5710	0,72
		L19	0,4073	0,6447	-0,3029	2,3314	0,70
		L20	0,4523	0,4862	-0,0661	3,2566	0,77
		L21	0,4973	0,5512	0,2587	3,8829	0,80
P6	Arena	L28	0,5357	0,5803	-0,1383	2,8468	0,74
	Ls1	L29	0,7092	0,4967	0,3653	2,6520	0,73
	Arena	L32	0,4119	0,5075	0,0762	3,9984	0,80
	Ls2	L33	0,4127	0,4837	0,1176	3,4275	0,77
		L34	0,6383	0,5459	-0,1905	3,3183	0,77
		L35	0,7270	0,4988	0,1706	2,7998	0,74

UTM E: 636796 UTM S: 5591239	Arena	L37	0,6274	0,5083	0,0832	3,5738	0,78
	Ls3	L38	0,7242	0,4375	0,1395	2,6902	0,73
		L40	0,6233	0,5856	-0,1095	3,4957	0,78
		L41	0,4577	0,6309	-0,3419	3,3791	0,77
		L43	0,3347	0,7167	-0,1519	1,9258	0,66
		L45	0,4219	0,7582	-0,2156	1,9631	0,66
		L46	0,5286	0,5769	0,4228	2,6506	0,73
		L47	0,4697	0,6307	-0,1803	2,6846	0,73

Loncoyén norte

Perfil	Grupo	Muestra	Media (phi)	Selecc. (phi)	Asimetría	Curtosis	Curt. normaliz.
P7	Suelo arenoso	L49	0,9821	0,5578	-0,4248	2,5840	0,72
UTM E: 6370007 UTM S: 5591584	Ln.t	L50	1,2173	0,5113	-0,4974	3,0053	0,75
	Arena	L52	0,8781	0,6234	-0,6964	3,5223	0,78
	Ln1	L53	0,9617	0,5786	-0,5758	3,6022	0,78
		L55	1,1736	0,4963	-0,7295	4,2889	0,81
		L56	1,2594	0,4367	-0,2037	2,7084	0,73
	Arena	L58	1,1173	0,4298	0,1824	2,7410	0,73
	Ln2	L59	1,1385	0,4221	0,1184	2,7684	0,73

Calfuco

Perfil	Grupo	Muestra	Media (phi)	Selecc. (phi)	Asimetría	Curtosis	Curt. normaliz.
P9	Suelo arenoso Ca.t	C1	1,4295	0,3593	-0,4875	3,1725	0,76
		C2	1,4363	0,3381	-0,4593	3,3529	0,77
		C5	1,4583	0,3464	-0,6056	4,2843	0,81
		C6	1,5250	0,3310	0,2974	3,6885	0,79
		C7	1,4923	0,3791	-0,5564	4,2007	0,81
		C8	1,4330	0,3294	0,1191	3,1776	0,76
UTM E: 637856 UTM S: 5594282	Arena Ca1	C10	1,4726	0,3566	-0,4546	3,0169	0,75
		C11	1,4934	0,3084	-0,1536	2,3987	0,71
		C13	1,4353	0,3759	0,0919	2,2517	0,69
		C14	1,3893	0,3533	0,0438	2,4427	0,71
	Arena Ca2	C19	1,4205	0,3587	-0,1322	2,1193	0,68
		C20	1,4788	0,3377	-0,1711	2,3849	0,70
		C22	1,4202	0,4926	-2,0862	4,4255	0,82
		C23	1,4436	0,5367	-2,2958	4,4751	0,82

Pelluco

Perfil	Grupo	Muestra	Media (phi)	Selecc. (phi)	Asimetría	Curtosis	Curt. normaliz.
P12	Pe1	P2	0,9119	0,5813	-0,4546	3,0426	0,75
		P3	0,7815	0,6063	-0,0303	3,1125	0,76
UTM E: 647741 UTM S: 5618444	Pe2	P5	1,0000	0,6207	0,1176	3,3975	0,77
		P6	0,9655	0,6187	-0,0433	3,4549	0,78

Anexo 4.1 Promedio y desviación estándar de las réplicas de muestras de la terraza
(valores utilizados para análisis estadístico; playa Rosada no posee réplicas)

Isla Mancera

	Promedio				Desviación estándar			
Muestras	**Media**	**Selecc.**	**Asim.**	**Curt.**	**Media**	**Selecc.**	**Asim.**	**Curt.**
M4-6	-0,06	0,51	1,08	0,83	**0,03**	**0,03**	**0,00**	**0,00**
M5-7	0,50	0,76	0,45	0,76	**0,89**	**0,32**	**0,91**	**0,09**
M13-15	0,71	0,88	0,63	0,78	**0,03**	**0,07**	**0,07**	**0,00**
M14-16	0,67	0,79	0,24	0,73	**0,08**	**0,05**	**0,11**	**0,00**
M25-26	0,29	0,70	0,42	0,72	**0,10**	**0,03**	**0,06**	**0,02**
M28-29	0,14	0,59	0,57	0,76	**0,07**	**0,02**	**0,47**	**0,07**
M34-36	-0,18	0,54	0,91	0,78	**0,07**	**0,06**	**0,04**	**0,05**
M35-37	-0,09	0,60	1,07	0,81	**0,09**	**0,06**	**0,26**	**0,01**
M43-45	0,48	0,85	0,29	0,69	**0,22**	**0,01**	**0,30**	**0,02**
M44-46	0,62	0,82	0,02	0,70	**0,03**	**0,06**	**0,01**	**0,01**
M58-60	-0,11	0,52	0,94	0,80	**0,05**	**0,02**	**0,33**	**0,06**
M59-61	-0,09	0,56	1,34	0,84	**0,00**	**0,01**	**0,11**	**0,01**
M67-69	0,61	0,91	0,21	0,69	**0,22**	**0,04**	**0,34**	**0,01**
M68-70	0,38	0,79	0,27	0,69	**0,08**	**0,10**	**0,07**	**0,01**
M76-78	1,03	0,79	-0,18	0,69	**0,20**	**0,01**	**0,18**	**0,04**
M77-79	1,01	0,72	0,39	0,73	**0,42**	**0,01**	**0,72**	**0,03**
M80-82	1,39	0,63	-0,65	0,76	**0,19**	**0,01**	**0,03**	**0,02**
M81-83	1,46	0,59	-0,52	0,76	**0,07**	**0,04**	**0,24**	**0,00**
M84-86	0,58	0,86	0,60	0,72	**0,00**	**0,00**	**0,00**	**0,00**
M85-87	1,00	0,85	-0,25	0,68	**0,01**	**0,05**	**0,16**	**0,00**
M88-90	1,33	0,59	-0,50	0,75	**0,06**	**0,03**	**0,02**	**0,01**
M89-91	1,33	0,52	0,52	0,75	**0,14**	**0,02**	**0,50**	**0,04**
M92-94	0,61	0,66	1,27	0,83	**0,14**	**0,00**	**0,10**	**0,01**
M93-95	0,69	0,77	0,39	0,76	**0,25**	**0,05**	**0,50**	**0,02**
M96-98	1,21	0,61	-0,31	0,77	**0,13**	**0,01**	**0,45**	**0,04**
M97-99	1,34	0,69	-0,32	0,71	**0,07**	**0,01**	**0,04**	**0,00**
M100-102	0,30	0,84	0,58	0,74	**0,01**	**0,01**	**0,13**	**0,02**
M101-103	0,59	0,83	0,46	0,75	**0,07**	**0,00**	**0,22**	**0,03**
M104-106	0,81	0,78	0,15	0,73	**0,31**	**0,01**	**0,46**	**0,01**
M105-107	0,92	0,86	0,35	0,70	**0,22**	**0,04**	**0,02**	**0,02**
M108-110	0,66	0,87	0,59	0,74	**0,04**	**0,06**	**0,43**	**0,06**
M109-111	0,47	0,83	1,01	0,78	**0,49**	**0,01**	**0,18**	**0,03**
M112-113	0,94	0,81	0,04	0,69	**0,03**	**0,13**	**0,32**	**0,01**

M114-115	0,71	0,87	-0,09	0,70	**0,13**	**0,07**	**0,15**	**0,04**

Loncoyén

	Promedio				Desviación estándar			
Muestras	**Media**	**Selecc.**	**Asim.**	**Curt.**	**Media**	**Selecc.**	**Asim.**	**Curt.**
L1-2-3	0,61	0,67	-0,45	0,74	**0,12**	**0,06**	**0,10**	**0,00**
L4-5-6	0,13	0,67	0,38	0,70	**0,04**	**0,03**	**0,14**	**0,01**
L7-8-9	0,66	0,54	-0,12	0,75	**0,07**	**0,04**	**0,19**	**0,02**
L10-11-12	0,98	0,59	0,23	0,77	**0,01**	**0,07**	**0,21**	**0,04**
L16-17-18	0,42	0,53	-0,01	0,77	**0,05**	**0,05**	**0,26**	**0,05**
L19-20-21	0,45	0,56	-0,04	0,75	**0,05**	**0,08**	**0,28**	**0,05**
L28-29	0,62	0,54	0,11	0,73	**0,12**	**0,06**	**0,36**	**0,01**
L32-33	0,41	0,50	0,10	0,79	**0,00**	**0,02**	**0,03**	**0,02**
L34-35	0,68	0,52	-0,01	0,75	**0,06**	**0,03**	**0,26**	**0,02**
L37-38	0,68	0,47	0,11	0,76	**0,07**	**0,05**	**0,04**	**0,04**
L40-41	0,54	0,61	-0,23	0,77	**0,12**	**0,03**	**0,16**	**0,00**
L43-45	0,38	0,74	-0,18	0,66	**0,06**	**0,03**	**0,05**	**0,00**
L46-47	0,50	0,60	0,12	0,73	**0,04**	**0,04**	**0,43**	**0,00**
L49-50	1,10	0,53	-0,46	0,74	**0,17**	**0,03**	**0,05**	**0,02**
L52-53	0,92	0,60	-0,64	0,78	**0,06**	**0,03**	**0,09**	**0,00**
L55-56	1,22	0,47	-0,47	0,77	**0,06**	**0,04**	**0,37**	**0,06**
L58-59	1,13	0,43	0,15	0,73	**0,01**	**0,01**	**0,05**	**0,00**

Calfuco

	Promedio				Desviación estándar			
Muestras	**Media**	**Selecc.**	**Asim.**	**Curt.**	**Media**	**Selecc.**	**Asim.**	**Curt.**
C1-2	1,4329	0,3487	-0,4734	0,77	**0,00**	**0,01**	**0,02**	**0,01**
C5-6	1,4917	0,3387	-0,1541	0,80	**0,05**	**0,01**	**0,64**	**0,02**
C7-8	1,4626	0,3542	-0,2187	0,78	**0,04**	**0,04**	**0,48**	**0,03**
C10-11	1,4830	0,3325	-0,3041	0,7284	**0,01**	**0,03**	**0,21**	**0,03**
C13-14	1,4123	0,3646	0,0678	0,7010	**0,03**	**0,02**	**0,03**	**0,01**
C19-20	1,4496	0,3482	-0,1517	0,6920	**0,04**	**0,01**	**0,03**	**0,02**
C22-23	1,4319	0,5146	-2,1910	0,8165	**0,02**	**0,03**	**0,15**	**0,00**

Pelluco

	Promedio				Desviación estándar			
Muestras	**Media**	**Selecc.**	**Asim.**	**Curt.**	**Media**	**Selecc.**	**Asim.**	**Curt.**
P2-3	0,8467	0,5938	-0,2424	0,7547	**0,09**	**0,02**	**0,30**	**0,00**
P5-6	0,9827	0,6197	0,0372	0,7741	**0,02**	**0,00**	**0,11**	**0,00**

Anexo 5. Estadística: área de isla Mancera

a) Resumen del análisis factorial (79 muestras)

Factor Número	Eigenvalor	Porcentaje de Varianza	Porcentaje Acumulado
1	1,84914	46,228	46,228
2	1,49096	37,274	83,503
3	0,377849	9,446	92,949
4	0,282051	7,051	100,000

b) Coeficientes de clasificación de factor

	Factor 1	Factor 2
Media	-0,917341	0,0331653
Selección	0,341499	0,847
Asimetría	0,894508	0,0682208
Curt. norm.	0,253403	-0,891316

c) Resumen del análisis discriminante (40 muestras; 4 clases)

Función Discriminante	Eigenvalor	Porcentaje Relativo	Correlación Canónica
1	12,9133	84,08	0,96339
2	2,30758	15,02	0,83526
3	0,137939	0,90	0,34816

Funciones Derivadas	Lambda de Wilks	Chi-Cuadrada	GL	Valor-P
1	0,0190959	138,5399	12	0,0000
2	0,265687	46,3902	6	0,0000
3	0,878781	4,5227	2	0,1042

d) Coeficientes de las funciones usadas para discriminar entre las distintas clases

	Función 1	Función 2	Función 3
Media	1,08316	-0,212237	0,0386032
Selección	0,338724	0,877172	-0,379247
Asimetría	0,253233	-0,16183	0,581338
Curt. norm.	-0,150427	-0,160697	-0,638219

e) Coeficiente de la función de clasificación de las nuevas observaciones (34)

	Bahía	Playa	Torn	Vald
Media	53,6824	20,6811	65,1543	29,54
Selección	269,723	217,356	237,411	222,962
Asimetría	49,938	44,5467	52,8692	47,7574
Curt. norm.	771,877	821,837	779,881	793,964
Constante	-420,48	-374,463	-433,022	-365,196

f) Clasificación de las muestras de la terraza inferior en la cara oeste

Grupo	Muestra	Clasificación
Ma.t	M25-26	Playa
	M28-29	Playa
Ma1	M4-6	Playa
	M5-7	Playa
	M34-36	Playa
	M35-37	Playa
	M58-60	Playa
	M59-61	Playa
Ma2	M13-15	Vald
	M14-16	Vald
	M43-45	Playa
	M44-46	Vald
	M67-69	Vald
	M68-70	Playa

g) Clasificación de las muestras de la terraza inferior en la punta sureste (calicata). La muestra M76-78 se ubica a 20 cm del techo y M114-115 se ubica a 67 cm de la base.

Muestra	Clasificación	Muestra	Clasificación
M76-78	Vald	M96-98	Vald
M77-79	Vald	M97-99	Vald
M80-82	Vald	M100-102	Playa
M81-83	Vald	M101-103	Playa
M84-86	Vald	M104-106	Vald
M85-87	Vald	M105-107	Vald
M88-90	Vald	M108-110	Vald
M89-91	Vald	M109-111	Playa
M92-94	Playa	M112-113	Vald
M93-95	Playa	M114-115	Vald

Anexo 6. Estadística: área entre la playa Rosada y Chanchan

a) Resumen del análisis factorial (70 muestras)

Factor Número	Eigenvalor	Porcentaje de Varianza	Porcentaje Acumulado
1	1,61395	40,349	40,349
2	1,55546	38,886	79,235
3	0,533969	13,349	92,585
4	0,296618	7,415	100,000

b) Coeficientes de clasificación de factor

	Factor 1	Factor 2
Media	-0,871185	0,3201
Selección	0,245643	0,807147
Asimetría	0,851901	0,321677
Curt.norm.	0,251335	-0,838914

c) Resumen del análisis discriminante (36 muestras; 4 clases)

Función Discriminante	Eigenvalor	Porcentaje Relativo	Correlación Canónica
1	21,4457	90,10	0,97747
2	2,22672	9,36	0,83071
3	0,129278	0,54	0,33835

Funciones Derivadas	Lambda de Wilks	Chi-Cuadrada	GL	Valor-P
1	0,0122266	136,5284	12	0,0000
2	0,274434	40,0843	6	0,0000
3	0,885522	3,7689	2	0,1519

d) Coeficientes de las funciones usadas para discriminar entre las distintas clases

	Función 1	Función 2	Función 3
Media	1,10871	-0,0431858	0,154839
Selección	0,617387	0,850212	0,442545
Asimetría	0,1239	0,677811	0,326753
Curt. norm.	0,399675	0,216915	1,25504

e) Funciones de clasificación de las nuevas observaciones (32)

	Bahía	Duna	Playa g	Playa mg
Media	140,043	114,886	73,6634	99,3765
Selección	229,632	184,715	170,611	175,821
Asimetría	48,8113	42,3245	45,8279	42,7053
Curt. norm.	748,8	705,334	661,728	664,4
Constante	-488,802	-387,859	-314,272	-332,789

f) Clasificación de las 32 muestras de la estratigrafía de la terraza.

Sitio	Grupo	Muestra	Clasificación
	Ro1	R2	Playa mg
		R3	Playa g
ROSA	Ro.l (lente)	R4	Playa g
		R5	Playa g
	Ro2	R7	Playa g
		R8	Playa g
	Ls.t	L1-2-3	Playa mg
		L4-5-6	Playa g
	Ls1	L7-8-9	Playa mg
		L10-11-12	Playa mg
		L28-29	Playa mg
	Ls2	L16-17-18	Playa g
LONS		L19-20-21	Playa g
		L32-33	Playa g
		L34-35	Playa mg
	Ls3	L37-38	Playa mg
		L40-41	Playa mg
		L43-45	Playa g
		L46-47	Playa g
	Ln.t	L49-50	Playa mg
LONN	Ln1	L52-53	Playa mg
		L55-56	Playa mg
	Ln2	L58-59	Playa mg
	Cat	C1-2	Duna
		C5-6	Duna
		C7-8	Duna
CALF	Ca1 (lente)	C10-11	Duna
		C13-14	Playa mg
	Ca2	C19-20	Playa mg
		C22-23	Duna
PELL	Pe1	P2-3	Playa mg
	Pe2	P5-6	Playa mg