



PONTIFICIA
UNIVERSIDAD
CATÓLICA
DE CHILE

FACULTAD DE HISTORIA, GEOGRAFÍA Y CIENCIA POLÍTICA
INSTITUTO DE GEOGRAFÍA

**EVOLUCIÓN MORFOESTRATIGRÁFICA DE PALEODUNAS Y PALEOSUELOS
EN LA ENSENADA DE QUINTERO, REGIÓN DE VALPARAÍSO, CHILE**

por

MISAEAL ALEJANDRO CABELLO ESPÍNOLA

Tesis presentada al Instituto de Geografía de la Pontificia Universidad Católica de Chile,
Para optar al grado académico de Magíster en Geografía y Geomática

Profesor guía:

JUAN LUIS GARCÍA

Comisión Examinadora:

Diciembre de 2021

Santiago – Chile

©2021, Misael Alejandro Cabello Espínola

**EVOLUCIÓN MORFOESTRATIGRAFICA DE PALEODUNAS Y PALEOSUELOS EN LA ENSENADA DE QUINTERO,
REGIÓN DE VALPARAÍSO, CHILE**

©2021, Misael Alejandro Cabello Espínola

Se autoriza la reproducción total o parcial, con fines académicos, por cualquier medio o procedimiento, incluyendo la cita bibliográfica que acredita al trabajo y a su autor.

AGRADECIMIENTOS

En estas palabras quiero expresar mis agradecimientos a las personas más importantes en mi vida, a mi familia, quienes me han apoyado desde el inicio de este nuevo proyecto. A mis padres Manuel Cabello y Margarita Espínola, fundamentales al momento de conseguir mis objetivos de vida, quienes me entregan todo su amor y cariño. A mis hermanos Alexis, Flavio y Aracely, mis compañeros, a quienes a pesar de todo son los que alegran mi camino y quienes me han dado los regalos más lindos durante este último tiempo, mis hermosos sobrinitos Felipito y Agustincito, son la luz en estos tiempos difíciles.

Fundamentalmente agradezco a personas muy importantes durante este proceso, quienes con sus consejos, comentarios y observaciones fueron esenciales para esta investigación, así como el crecimiento personal. Al profesor Juan Luis García, por darme la posibilidad de ser parte de su equipo, donde encontré un verdadero guía por su apoyo incondicional. Al profesor Marcos Pfeiffer, sin conocernos siempre estuvo disponible para responder mis dudas, aportando con su experiencia en comprender los procesos pedogenéticos. A una gran mujer, Andrea Quilaman (Geóloga), sus conocimientos fueron importante en el buen desarrollo del terreno, así como su grata compañía, lo mejor en tu doctorado y futuro. Al geógrafo Javier Yevenes, quien me ayudó en el laboratorio, un tremendo profesional con muchas ganas de aprender, lo que te llevará a tener un gran futuro.

Agradezco a mis compañeros de magíster, especialmente a Cristian Inostroza y Fabián Bruna, a todos mis compañeros, muchas gracias por los momentos que pasamos y a quienes les deseo lo mejor en todos los aspectos de sus vidas. A mis profesores del magíster, de quienes aprendí mucho más allá de lo académico. A la profesora y directora del programa Carolina Martínez, por su tremendo apoyo y comprensión durante los complicados momentos que hemos vivido.

Finalmente agradecer a Dios, por darme las herramientas para forjar mi camino y por darme todo lo que tengo en la vida. Gracias por todo.

TABLA DE CONTENIDOS

AGRADECIMIENTOS	ii
ÍNDICE DE TABLAS	iv
ÍNDICE DE FIGURAS	v
RESUMEN	vii
1 INTRODUCCIÓN	1
1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	2
1.2. HIPÓTESIS Y OBJETIVOS	6
1.2.1. Hipótesis de trabajo	6
1.2.2. Objetivo general	7
1.2.3. Objetivos específicos	7
1.3. ÁREA DE ESTUDIO	7
1.3.1. Contextualización regional de la geología y geomorfología de la Ensenada de Quintero	10
2. MARCO TEÓRICO	16
2.1. Factores que controlaron la formación de paleodunas y paleosuelos y su relación cómo <i>proxies</i> para reconstruir los cambios paleoambientales y paleogeográficos	16
2.1.1. Variabilidad paleoambiental en la formación de paleodunas y paleosuelos	18
2.1.2. Características morfogenéticas de paleodunas como <i>proxies</i> paleoambientales y paleogeográficos	20
2.1.3. Características pedogenéticas de paleosuelos como <i>proxies</i> paleoambientales y paleogeográficos	23
3. METODOLOGÍA Y MATERIALES	31
3.1. Fase 1: Delimitar las unidades morfoestratigráficas y la extensión de los depósitos arenosos en la ensenada de Quintero.	31
3.2. Fase II: Definir facies sedimentarias de la secuencia estratigráfica Ventanas II de las paleodunas y paleosuelos para interpretar las condiciones de morfogénesis y pedogénesis.	32
3.3. Fase 3: Establecer y relacionar el desarrollo pedogenéticos a las facies definidas como paleosuelos y paleodunas y las posibles edades relativas de la secuencia sedimentaria de Ventanas II.	37
4 RESULTADOS	50
4.1. Unidades Morfoestratigráficas de la ensenada de Quintero	50
4.1.1. Caracterización de las unidades geomorfológicas de la ensenada de Quintero	50

4.2. Estratigrafía y sedimentología	62
4.2.1. Columnas estratigráficas	62
4.2.2. Textura de unidades arenosas	69
4.2.3. Textura de unidades arcillosas	74
4.2.4. Características sedimentológicas de las unidades arenosas	75
4.2.5. Características sedimentológicas de las unidades arcillosas	77
4.2.6. Contactos superficiales	80
4.2.7. Facies sedimentarias	80
4.3. Pedogénesis en paleosuelos	83
4.3.1. Densidad aparente	83
4.3.2. Índice de desarrollo de suelo (IDS)	84
4.3.3. Cálculo del IDS para los paleosuelos	93
4.3.4. Cronoestratigrafía de paleosuelos y paleodunas	94
5 DISCUSIÓN	97
6 CONCLUSIONES	106
7 BIBLIOGRAFÍA	108
8 ANEXOS	114

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 3-1 Relación entre densidad aparente y textura del suelo y su influencia en el desarrollo de plantas*	39
Tabla 3-2. Características para reconocer la propiedad de Textura	42
Tabla 3-3 Características para reconocer la propiedad de Consistencia	44
Tabla 3-4. Características para reconocer la propiedad de Estructura	45
Tabla 3-5. Características para reconocer la propiedad de Película de arcilla	46
Tabla 4-1 Número de columnas estratigráficas y las unidades asociadas a Ventanas II	63
Tabla 4-2 Granulometría unidades arenosas	70
Tabla 4-3 Resultados estadísticos y Función Discriminante Lineal a las unidades arenosas	73
Tabla 4-4 Resultados del Método Bouyoucos a las unidades arcillosas	75
Tabla 4-5 Clasificación textural a las unidades arcillosas	75
Tabla 4-6 Densidad aparente mediante método del cilindro	84

Tabla 4-7 Clasificación del grado de Rubefacción de las unidades arcillosas	85
Tabla 4-8 Normalización de Rubefacción	86
Tabla 4-9 Clasificación de la Clase Textural de las unidades arcillosas	87
Tabla 4-10 Normalización Clase Textural	87
Tabla 4-11 Clasificación de la Clase Estructural de las unidades arcillosa	88
Tabla 4-12 Normalización Clase Estructural	88
Tabla 4-13 Clasificación de la Consistencia en Seco y Húmedo de las unidades arcillosa	89
Tabla 4-14 Normalización de la Consistencia en Seco	90
Tabla 4-15 Normalización de la Consistencia en Húmedo	90
Tabla 4-16 Clasificación de la Melanización en seco y húmedo de las unidades arcillosas	91
Tabla 4-17 Normalización de la Melanización en seco y húmedo	91
Tabla 4-18 Clasificación de la Clase de Películas de Arcilla (<i>Clay film</i>) de las unidades arcillosas	92
Tabla 4-19 Normalización de la Clase de Película de Arcilla (<i>clay film</i>)	93
Tabla 4-20 Índice de Desarrollo de Suelo (IDS) de las unidades arcillosas	94
Tabla 4-21 Correlación entre la profundidad y edades absolutas de los trabajos de Veit <i>et al.</i> (2015) y García <i>et al.</i> (2019) en Ventana	95

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1-1. Área de estudio.	10
Figura 1-2 Carta geológica del sector de la Bahía de Quintero.	14
Figura 1-3 Bloque diagrama de referencia que representa a nivel regional las características geomorfológicas de costa abrasión y erosión tectónica con bahías lobuladas protegidas donde se inserta la ensenada de Quintero.	15
Figura 3-1 Paso para obtener el Índice de Desarrollo de suelo.	41
Figura 3-2. Película de arcilla.	48
Figura 4-1 Carta geomorfológica del área de estudio.	51
Figura 4-2 Imagen con ubicación de figuras de esta tesis y obtenidas de Google Earth.	52
Figura 4-3 Sistema de vertiente o ladera ensenada de Quintero.	53
Figura 4-4. Formas de contacto de base.	55
Figura 4-5. Lecho de inundación actual.	56
Figura 4-6. Terrazas marinas con sedimentos.	58

**EVOLUCIÓN MORFOESTRATIGRÁFICA DE PALEODUNAS Y PALEOSUELOS EN LA ENSENADA DE QUINTERO,
REGIÓN DE VALPARAÍSO, CHILE**

Figura 4-7. Sistema dunar de Ritoque.	60
Figura 4-8. Vista de la superficie del campo de paleodunas Pleistocenas de Ventanas.	62
Figura 4-9. Sección estratigráfica en Ventanas II.	64
Figura 4-10. Columnas estratigráficas A1 (a y b) y A2 (c).	66
Figura 4-11. Columna estratigráfica A3.	67
Figura 4-12. Columna estratigráfica A4.	68
Figura 4-13. Unidades guías.	69
Figura 4-14 Curvas de frecuencia acumulada a unidades arenosas.	71
Figura 4-15. Estratificación cruzada.	77
Figura 4-16 Rizolitos en unidad VEN_20_11.	78
Figura 4-17. Intercalaciones de láminas de lamelas (<i>Clay lamellae</i>), hacia la base del paleosuelo VEN_20_01 en la columna A1.	79
Figura 4-18. Columnas estratigráficas.	82
Figura 4-19 Gráfico de regresión lineal entre variables de profundidad y edades a los valores obtenidos por los trabajos de Veit <i>et al.</i> (2015) y García <i>et al.</i> (2019).	96
Figura 5-1 Diagrama de referencia con las edades y profundidades correlacionadas de las paleodunas y paleosuelos de las columnas estratigráficas A1, A2 y A3 usando las columnas estratigráficas de los trabajos de Veit <i>et al.</i> (2015) y García <i>et al.</i> (2019) para el sector de Ventanas.	105

RESUMEN

La preservación de los sedimentos eólicos confiere unos de los marcadores estratigráficos más completos del Cuaternario, como *proxis* de la circulación atmosférica pasada y actual, especialmente en zonas semiáridas. Es por ello que la ensenada de Quintero (32°S) y las paleodunas y paleosuelos permiten determinar las condiciones paleoambientales de la costa de Chile central dentro del Pleistoceno superior. Este estudio ocurre en el sitio Ventanas II del complejo paleodunar del sector. Para determinar las características paleogeográficas y paleoambientales se identificaron las unidades morfoestructurales dentro de la ensenada. En base a descripción y muestreo se definieron las características granulométricas (Tamizado y Bouyoucos) así como el tipo de ambiente depositacional (estadística y Función Discriminante Lineal), y con la densidad aparente e Índice de desarrollo de suelo (IDS) se establecen las condiciones pedogenéticas. Como resultados cronológicos estimados se obtiene que la depositación sobre la terraza marina T1 comenzó en el Estadio Marino Isotópico (MIS) 5, hace 125 o 100 ka. En base a las características texturales se identificaron 13 unidades clasificadas en cuatro facies (F. arenosa dunar; F. arcillosa; F. arcillo limosa y F. arenosa de playa), de las cuales cinco corresponden a paleodunas donde evolucionaron 5 paleosuelos intercalados, bajo estas unidades se evidencia un cambio en la paleogeografía por la presencia de un posible paleo humedal sobre un depósito de playa que reflejan una cercanía a la línea de costa, por último sobre la terraza marina se infiere que evolucionó un paleosuelo. En cuanto a los paleosuelos evolucionados de las paleodunas presentan las mismas características pedogenéticas, reflejando que las condiciones paleoambientales fueron similares durante las fases de formación. Finalmente, una correlación permitió establecer edades relativas con las seis primeras unidades mostrando que estas evolucionaron dentro de los MIS 4, 3 y 2.

Palabras claves: Pleistoceno superior, paleodunas, paleosuelos, paleogeografía y paleoambiente.

1 INTRODUCCIÓN

La presente investigación inserta en el proyecto Fondecyt N° 1200935 “*Did Andean glaciers drive coastal dune formation during the last glacial cycle in central Chile?*”, busca establecer las condiciones paleoambientales que posibilitaron la evolución de paleodunas y paleosuelos de Chile central. Dentro de esta área geográfica la ensenada de Quintero (32°S), es idónea para analizar la evolución de estas formas poco estudiadas para Chile central (García *et al.*, 2019). La importancia de las paleodunas y paleosuelos evolucionadas en distintos contextos geográficos radican en la preservación de los sedimentos eólicos al conferir unos de los registros estratigráficos más completos del Cuaternario, como *proxis* de la circulación atmosférica pasada y actual, especialmente en zonas semiáridas y la concentración de depósitos eólicos por la acción de los vientos locales con hemisféricos (Lancaster, 1995, Muhs, 2007 y Tabor *et al.*, 2017).

Ante este escenario el principal objetivo es determinar las variaciones paleoambientales a partir de secuencias estratigráficas e interpretar las condiciones de morfogénesis y pedogénesis durante el Pleistoceno superior para la ensenada de Quintero. Para así establecer qué cambios paleoambientales reflejan las paleodunas y paleosuelos y cómo estos cambios pueden correlacionarse a fluctuaciones a escala multi-milenaria.

Este análisis se logró mediante la delimitación de unidades morfoestratigráficas, la descripción y reconocimiento de las unidades estratigráficas y su análisis textural en base a la granulometría (Tamizado y método de Bouyoucos), la obtención de los parámetros estadísticos (Folk y Ward, 1957) y su aplicación para determinar el ambiente depositacional (Sahú, 1964), finalizando con la aplicación de la densidad aparente (Pfeiffer, 2011) y el Índice de desarrollo de suelo (Harden, 1982). Todo esto permitió reconocer las unidades que reflejan los procesos de morfogénesis depositacional y pedogénesis y vinculación a las condiciones paleoambientales.

1.1 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

La costa de Chile, debido a su extensión latitudinal (18°S hasta los 56°S) presenta una gran diversidad de paisajes geográficos, derivados de la interacción océano-continente. Esta configuración geomorfológica es el resultado de procesos endógenos y exógenos que en conjunto han modelado la costa. Dentro de los escenarios morfológicos, la zona costera se caracteriza por la constante interacción entre distintos agentes y procesos, que confieren un importante dinamismo espacio temporal a las formas existentes (Bird, 2008). Los procesos exógenos y endógenos que actúan en la configuración del paisaje morfológico costero de Chile están asociados a la acción tectónica y a la variabilidad climática, encontrando en este último caso, costas con climas áridos y semiáridos, y costas con climas templados y extremadamente lluviosos (Paskoff, 1970).

La actual configuración morfológica de la costa, es el resultado de cambios globales propiciados durante el Cuaternario (~2.5 Ma), periodo caracterizado por las bruscas variaciones climáticas que han afectado con mayor o menor intensidad a todas las latitudes del mundo (Uriarte Cantolla, 2010), generando que el clima de la Tierra estuviese marcado por una sucesión de períodos glaciales e interglaciales, provocando las oscilaciones en el nivel del mar (regresión/transgresión) o glacioeustatismo (Lambeck *et al.*, 2002; Gornitz, 2009; Uriarte Cantolla, 2010).

A lo largo de la costa de Chile, morfologías como las terrazas marinas y las paleodunas evidencian la acción de las oscilaciones climáticas y tectónicas durante el Cuaternario (Paskoff, 1970; Veit, 1993; Castro *et al.*, 2001; Latorre *et al.*, 2007; Marquardt *et al.*, 1999, 2004, 2005; Saillards, 2008; Cabello, 2015; Nash *et al.*, 2018). Estas unidades geomorfológicas presentan una significativa relación, ya que, en la superficie de las terrazas marinas de Chile central, es donde frecuentemente se depositan las paleodunas (Börgel, 1967; Paskoff, 1970; Castro *et al.*, 2001).

La importancia de estas unidades, especialmente la sensibilidad evolutiva de las paleodunas, radican en la posibilidad de reconstruir y vincular las condiciones paleoclimáticas y paleogeográficas que afectaron a la costa de Chile durante el Cuaternario, especialmente al Pleistoceno superior y Holoceno (Castro *et al.*, 2001; Paskoff y Manríquez, 2004; Veit *et al.*, 2015; Munhs, 2018; Nash *et al.*, 2018; García *et al.*, 2019). Se ha postulado que durante periodos interglaciales (transgresión) caracterizados por temperaturas más cálidas y secas se favorece la acción eólica en la formación de campos dunares, a diferencia de periodos glaciales (regresión) donde la mayor humedad y menor temperatura inhiben el transporte y depositación de las arenas que forman las dunas (Fuenzalida, 1956). No obstante, nuevos estudios han demostrado que los cambios climáticos y ambientales dentro de períodos glaciales han propiciado tanto períodos de morfogénesis eólica como de pedogénesis en las dunas costeras de escala multi-milenial (García *et al.*, 2019). Se debe señalar que la acción eólica depende también de la orientación y topografía de la costa, de la dirección y fuerza de los vientos y del suministro de sedimentos, que en el caso de Chile proviene mayoritariamente de la Cordillera de los Andes. Esto se evidencia con la depositación al norte de las desembocaduras de extensas playas y campos de dunas (Paskoff y Manríquez, 2004).

Una de las características relevantes que presentan los depósitos de paleodunas, corresponde a la secuencia interestratigráfica de paleosuelos que aparentemente permiten registrar los cambios entre climas relativamente áridos y húmedos, las variaciones del nivel de mar y la extensión del estrán para el aporte de sedimentos y movilización de los sedimentos y la tectónica con un rápido o lento alzamiento que favorecen o limitan la superficie para la entrega y disponibilidad de sedimentos (Paskoff, 1970; Castro *et al.*, 2001; Paskoff y Manríquez, 2004; Veit *et al.*, 2015; Nash *et al.*, 2018; García *et al.*, 2019).

La formación de estos paleosuelos dunares se debería a períodos con mayor humedad y lluvias, favoreciendo los procesos de alteración sedimentaria que dan paso a los procesos de pedogénesis, asociados al aumento de la cobertura vegetal y a la estabilidad

geomorfológica (Castro *et al.*, 2001; Paskoff y Manríquez, 2004; Pfeiffer, 2011; Veit *et al.*, 2015 y García *et al.*, 2019). Los paleosuelos producto de la pedogénesis dunar presentan estratos arena arcillosos, arena limosos y calcáreos (Calcretas como en Tongoy), así como también procesos de rubefacción, características que son identificadas por Paskoff (1970), Castro *et al.* (2001), Pfeiffer (2011) Veit *et al.*, (2015) y García *et al.* (2019) dentro de la costa de Chile Central.

A nivel nacional estudios dedicados a establecer las relaciones evolutivas ambientales en función de las paleodunas y paleosuelos, son escasos en la zona central de Chile como lo señala García *et al.*, (2019), destacando que los trabajos asociados a paleosuelos se encuentran concentrados en la zona del Desierto de Atacama y sur de la Patagonia, destacando la investigación de (a) Veit (1996), quien a nivel regional en el norte Chico infirió los cambios paleoambientales al comparar los paleosuelos costeros y de montaña al establecer las condiciones de variación entre climas áridos y más húmedos; A nivel local (b) Castro (2001), señalan que en Concón las paleodunas y sus respectivos paleosuelos presentan estratos arena arcillosos con estratificación cruzada de un metro de espesor, alterados por rubefacción producto de la oxidación, características que evidencian que durante el Pleistoceno se registraron varios episodios de actividad morfogenética dunar por la acción del viento alternados con pedogénesis producto de las variaciones entre climas cálidos y templados, con periodos de extensa sequía; (c) Pfeiffer (2011), en Tongoy realiza el primer estudio de paleosuelos calcáreos en Chile, estableciendo en función de la estratigrafía las condiciones ambientales favorables para el desarrollo de calcretas dentro del Pleistoceno superior, asociadas a fluctuaciones entre climas áridos y subhúmedos, dejando un perfil de suelo muy específico, permitiendo inferir las variaciones climáticas similares al periodo actual; (d) Veit *et al.* (2015), para La Serena, Los Vilos y Ventanas infieren que las condiciones paleoambientales de las paleodunas reflejan mayor acumulación eólica a condiciones secas, cubierta vegetal escasa y disminución en el nivel del mar glacial, los paleosuelos se habrían formado bajo condiciones de estabilidad superficial y una cubierta densa de vegetación, estas

condiciones se pueden atribuir principalmente al comportamiento en la intensidad de los vientos del Suroeste relacionado con las oscilaciones climática y de humedad producto de los cambios en la oblicuidad del eje terrestre; y (e) García *et al.*, (2019), propusieron que múltiples episodios de pedogénesis en las paleodunas de Ventanas ocurrieron como respuesta a condiciones más húmedas que las actuales y que la secuencia entre dunas y paleosuelos sugerían cambios multi-mileniales entre periodos secos y húmedos en respuesta a fluctuaciones del viento del Oeste, siendo la última gran fase húmeda durante el Último Máximo Glacial (UMG). Estas investigaciones son los pocos registros terrestres de la evolución paleoambiental Chile central para el Pleistoceno superior y el UMG asociados a paleodunas y paleosuelos.

Los registros estratigráficos de los depósitos de paleodunas y paleosuelos proporcionan una oportunidad de comprender los cambios climáticos a una escala multi-milenaria, a nivel regional. Registros que permiten comprender las actuales condiciones ambientales que afectan a la costa de Chile y a los frágiles ecosistemas asociados, especialmente entre el área de transición entre el clima semiárido y templado de Chile central.

Bajo este escenario y en el marco del proyecto Fondecyt N° 1200935 “*Did Andean glaciers drive coastal dune formation during the last glacial cycle in central Chile?*” (IR Dr. Juan Luis García), se selecciona el área de la ensenada de Quintero como área de estudio para la presente tesis de Magister. El proyecto busca inferir las condiciones paleoambientales controladoras que permitieron la evolución de las paleodunas y paleosuelos, por lo cual esta área geográfica es idónea para investigar la evolución de estas formas poco estudiadas para Chile central, dada su cercanía al sur del río Aconcagua que se relaciona con el aporte de sedimentos hacia la costa y que condicionan la cantidad y volumen de los sedimentos eólico. La presencia de terrazas marinas con marcadores tectónicos, glacioeustáticos y área de extensión donde se depositan las paleodunas, las cuales ayudan al contexto del estudio del Cuaternario, sumado a una costa con la

orientación para que los vientos de Suroeste posibiliten la estabilidad e inestabilidad de la morfogénesis y pedogénesis dunar durante el Pleistoceno superior.

Esta investigación busca responder las siguientes preguntas científicas para comprender la evolución de la actividad dunar en este segmento de la costa durante el Pleistoceno superior: (1) ¿Hay evidencias de cambios ambientales en la ensenada de Quintero asociados a los depósitos eólicos? y (2) ¿Pueden estos cambios en la estratigrafía paleodunar asociarse a fluctuaciones de humedad en el clima?

1.2. HIPÓTESIS Y OBJETIVOS

1.2.1. Hipótesis de trabajo

Las variaciones climáticas y la configuración estructural de la costa de Chile durante el Cuaternario permitieron preservar antiguos campos de dunas y paleosuelos interestratificados, los cuales conservan en sus registros sedimentarios los cambios y las características paleoambientales entre climas áridos y húmedos, así como las variaciones en la costa como las oscilaciones del nivel del mar y los alzamientos tectónicos (Paskoff, 1970; Castro *et al.*, 2001; Paskoff y Manríquez, 2004; Pfeiffer, 2011; Veit *et al.*, 2015; Nash *et al.*, 2018; García *et al.* 2019). Estas características pueden ser determinadas a través del estudio de los registros sedimentarios.

A partir del análisis evolutivo de la secuencia estratigráfica de las paleodunas y paleosuelos en Ventanas II, es posible determinar la correlación morfogenética y pedogenética que configuraron las condiciones paleoambientales de la ensenada de Quintero dentro del Pleistoceno superior, asociados a variaciones del clima a escala regional.

1.2.2. Objetivo general

Determinar las variaciones paleoambientales a partir de secuencias estratigráficas de arenas con diferente grado de meteorización en la ensenada de Quintero durante el Pleistoceno superior.

1.2.3. Objetivos específicos

- 1) Delimitar las unidades morfo estratigráficas y la extensión de los depósitos de arenas en la ensenada de Quintero y sección estratigráfica Ventanas II.
- 2) Definir facies sedimentarias de la secuencia estratigráfica Ventanas II para interpretar las condiciones de morfogénesis y pedogénesis.
- 3) Establecer y relacionar el desarrollo pedogenético a las facies definidas y las posibles edades relativas de la secuencia sedimentaria de Ventanas II.

1.3. ÁREA DE ESTUDIO

Las paleodunas de la ensenada de Quintero ($32^{\circ}46'S - 71^{\circ}28'O$), se localizan en la región de Valparaíso, sus depósitos abarcan las comunas de Quintero y Puchuncaví. La ensenada de Quintero tiene una extensión de 29,04 km de línea de costa.

Las características que permiten asignar el concepto de ensenada a esta área se deben a la delimitación que se realiza entre las desembocaduras los ríos Aconcagua y estero Catapilco, donde el flanco occidental de la Cordillera de la Costa otorga una forma de anfiteatro, permitiendo obtener una cuenca costera donde se han depositado diversos depósitos tanto marinos como continentales (Rivano *et al.*, 1993).

Dentro de las características morfológicas del área de estudio, se encuentra al sur la desembocadura del río Aconcagua, correspondiente al punto de abastecimiento de sedimentos provenientes de la Cordillera de los Andes, sedimentos que al interactuar con la deriva litoral permiten el transporte en dirección sur-norte de los sedimentos a lo largo de la costa y hacia el interior por la dirección predominante del viento (Paskoff, 1970; Castro, 1987; Castro *et al.*, 2001; Paskoff y Manríquez, 2004; Veit *et al.*, 2015 y García *et al.*, 2019). En este sentido Castro (1987), Castro *et al.* (2001) y Paskoff y Manríquez (2004), señalan que el área de estudio presenta una línea de costa con distintas orientaciones (azimut) segmentada por dos *headland* donde se ubican las localidades de Quintero y Horcón, que generan cambio en la condición del tipo de zona de rompiente y por ende la característica depositacionales (Short, 1999 y Bird, 2008), donde en la bahía de Ritoque se clasifica como disipativa, tipo de rompiente que permite una mayor transferencia de sedimentos hacia la costa, al norte la bahía de Quintero se clasifica como reflectiva y entre Horcón y Cachagua el tipo de rompiente es de tipo reflectiva a intermedia (Soto y Arriagada, 2007).

Asociada a la orientación de la línea de costa, las características topográficas como señalan Castro (1987), Castro *et al.* (2001) y Paskoff y Manríquez (2004), para este sector ejerce un control en la depositación, ya que cuenta con una costa amplia y de baja pendiente que ha posibilitado una eficiente depositación y acumulación de sedimentos, por el contrario, si fuera una costa estrecha y alta pendiente no permitiría una eficiente depositación. En este sentido la ensenada presenta como características que posibilitaron la depositación y acumulación una extensión promedio desde la línea de costa de la bahía de Ritoque hasta las estribaciones de la Cordillera de la Costa de ± 3 a 12 km con una pendiente promedio de $0,86^\circ$ (1,51%). Desde la bahía de Quintero hasta el inicio del bloque costero la pendiente es de $0,84^\circ$ (1,46%) con una distancia de ± 8 km.

Otro factor fundamental dentro del área de estudio, es régimen de los vientos, el cual tiene una dirección predominante en sentido suroeste (SWW) y tienden a formar un chorro de

bajo nivel meridional en alta mar impulsado por la circulación anticiclónica subtropical como lo evidencian Veit *et al.* (2015) y García *et al.* (2019), régimen eólico que permiten un mejor transporte de las arenas, especialmente las arenas medias, alcanzando altas velocidades durante los veranos de aproximadamente de 6,5 a 10 m/s (Garreaud y Falvey, 2009).

Climáticamente el área de estudio se caracteriza actualmente por tener un clima Mediterráneo característicos de las latitudes medias bajas del borde occidental, donde los cambios en la oscilación del viento ($\pm 10^\circ$) junto con el cinturón de lluvias producen marcados inviernos fríos/húmedos con precipitaciones 400 a 600 mm anuales, y veranos cálidos/secos con temperatura promedio anual de 14.8°C, estos montos varían interanualmente como respuesta del Oscilación Sur del El Niño (ENSO) (García *et al.*, 2019).

Dentro de la ensenada de Quintero, se seleccionó como área de reconocimiento y levantamiento de muestras la sección estratigráfica Ventanas II, al interior de una de las múltiples cárcavas que se localizan sobre el campo de paleodunas (Figura 1-1). Esta cárcava (punto rojo) se localiza a 1,9 km de la bahía de Quintero, presenta una orientación noreste a la línea de costa, la altitud de la cárcava se encuentra entre los 65 m.s.n.m. (cabecera) y 24 m.s.n.m. (garganta), en cuanto a sus dimensiones esta cárcava presenta una extensión de casi 400 metros. El acceso hacia la cárcava se realiza por la vía F-180 (Figura 1-1).

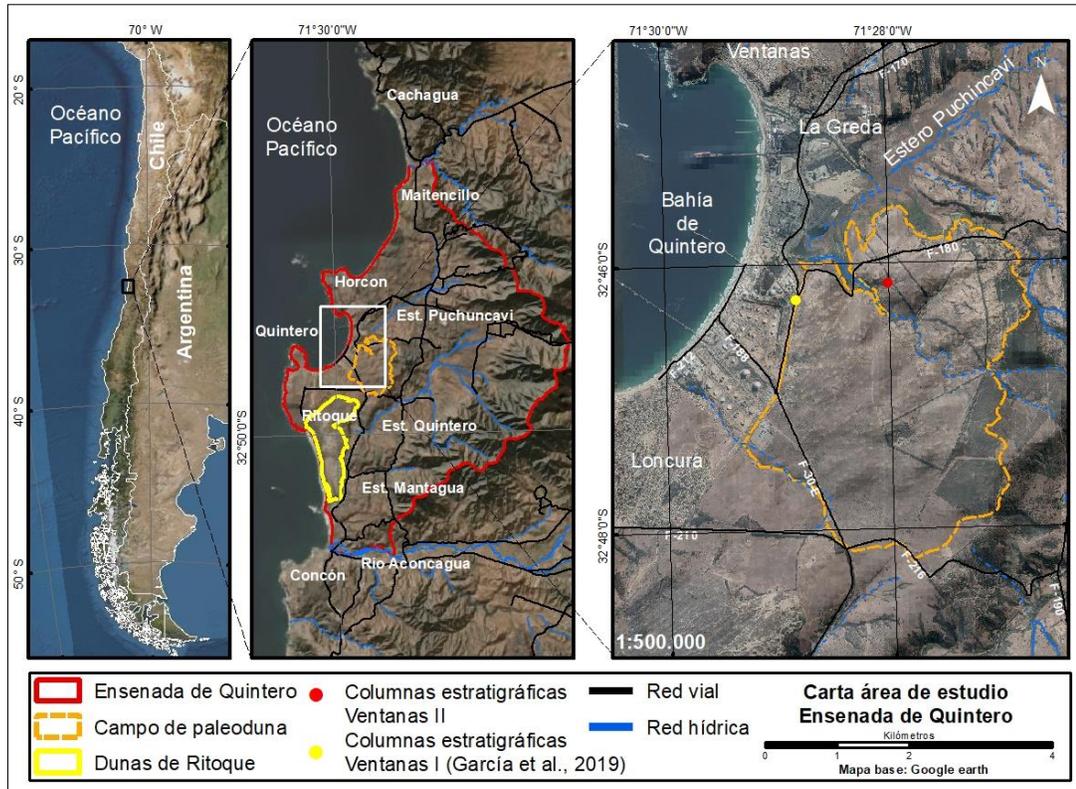


Figura 1-1. Área de estudio. Fuente: Elaboración propia.

1.3.1. Contextualización regional de la geología y geomorfología de la Ensenada de Quintero

Las unidades geológicas de la ensenada de Quintero y su contexto regional son definidas por la carta geológica de Rivano *et al.* (1993) correspondiente a la Hoja Quillota y Portillo a escala 1:250.000 (Figura 1-2). Esta contextualización se realiza desde las unidades más antiguas a las más recientes.

Las unidades más antiguas se encuentran principalmente en la Cordillera de la Costa, y corresponden a rocas extrusivas e intrusivas, pertenecientes al Jurásico. La primera corresponde a la Formación Ajial (Ja), del Jurásico inferior - Medio, pertenece al Grupo Melón, esta formación presenta aproximadamente tiene un espesor de 1.400 m, compuesta de una secuencia de traquitas y riodacitas ricas en sodio intercaladas con tobas, brechas

volcánicas y lavas andesítico – basálticas, con escasas intercalaciones de areniscas, conglomerados y pelitas calcáreas, también se presentan rocas metamórficas (Ja(a)) (Rivano *et al.*, 1993 y Cuevas, 2017).

Los intrusivos presentan 3 unidades (Rivano *et al.*, 1993 y Cuevas, 2017), siendo la primera Unidad Puerto Oscuro (Jmi2) del Jurásico Medio y Superior (171 y 187 Ma.), corresponde a dioritas cuarcíferas de piroxeno y/o anfíboles, manzodioritas cuarcíferas y biotitas y grabros de piroxeno y olivino (gris verdoso), este plutón tiene una orientación norte – sur. La unidad Tranquila (Jmi3) del Jurásico Medio – Superior ($\sim 203\pm 15$ Ma.), compuesta por sienogranitos de biotita y piroxeno (gris claro) de grano fino y sienitas cuarcíferas mirmequíticas subordinadas, este plutón intruye a la Unidad Puerto Oscuro. Por último, Unidad Cavilolén (Jmi4) del Jurásico Medio – Superior (~ 150 y 160 Ma), formada por granodioritas y tonalitas de biotita y hornblenda de grano fino a medio, en el sector del *headland* de la península Quintero aflora esta unidad como parte del acantilado.

Para el Neógeno se presentan dos formaciones sedimentarias, depositadas sobre las unidades intrusivas. La Formación Confluencia (Tc), son depósitos continentales pertenecientes al Mioceno – Plioceno, sin embargo, se supone que su edad se correlaciona con la Formación Horcón (Plioceno), descrita por Espiñeira en 1989 y definida por Rivano y Sepúlveda en 1991, como secuencias de gravas y ripios con intercalaciones de arenas poco consolidadas, más específicamente a conglomerados, areniscas, brechas y limolitas, que se depositan en terrazas altas con un espesor de 50 a 100 m, distribuidas superficial y parcialmente concordante con el sistema hidrográfico actual, discordantemente se depositaron sobre los intrusivos y engranan lateralmente a la Formación Horcón y subyace a sedimentos eólico y aluvionales (Rivano *et al.*, 1993 y Cuevas, 2017).

La Formación Horcón (Th), descrita por Thomas en 1958, señala que son depósitos marinos – transicional semi-consolidados, sub-horizontales compuestos de areniscas en parte arcillosas, limolitas y arcillolitas con intercalaciones de niveles de conglomerados y

coquinas, donde se reconocen fósiles marinos con una taxa de 60 vertebrados e invertebrados, toda fauna del Mioceno y Plioceno y correlacionadas con la Fm. Navidad. Su distribución es discordante erosiva sobre las rocas intrusivas y extrusivas Mesozoica y Paleozoica (base), su potencia es aproximadamente de 45 a 100 m, con un rumbo de N30°E40° y un manteo entre 2° a 3° al Oeste, en su techo se encuentra depósitos del Cuaternario (Rivano *et al.*, 1993 y Cuevas, 2017). Esta formación corresponde a las terrazas marinas sedimentarias a lo largo de la costa.

Las últimas unidades corresponden al Cuaternario, aquí se encuentra los sedimentos eólicos antiguos o paleodunas (PQd) (Figura 1-2), esta unidad se reconoce a lo largo de toda la costa desde el norte del río Quilimarí hasta el sector de Concón, su distribución es de forma discreta asociada a áreas expuestas a sotavento de las playas, concordante con el régimen de los vientos SWW (Spalletti, 1980 citado en Cuevas, 2017). Se caracterizan por superficies suavemente onduladas que cubren las terrazas marinas (Fm. Horcón), compuestas por arenas poco consolidadas de colores ocres, muy bien seleccionadas y con evidencias de estratificación entrecruzada en algunos casos, así como de efectos pedogenéticos, con un espesor variable decimétrico a métrico (10 m.), dada su forma se infiere que tienen una morfología de tipo barjanoide. En el sector del estero Pucalán aparecen gravas finas y arenas aluvionales (PQd(a)), su composición aluvional se debe al lavado y erosión de las laderas al Este y por cubrir a la Fm. Confluencia (Rivano *et al.*, 1993 y Cuevas, 2017). Rivano y Sepúlveda (1991 citado en Rivano *et al.*, 1993) señalan que su edad se ha discutido y se ha establecido como del Plioceno – Pleistoceno.

La unidad correspondiente a Terrazas de depósitos marinos (Qtm), se caracteriza por pertenecer a unas pequeñas terrazas marinas muy reducidas en comparación, que aparecen en los sectores de Cachagua y Quintero (en el sector de la península), formadas sobre rocas sedimentarias poco consolidadas (marino – litoral) que pueden ser parte de la Fm. Horcón, esta unidad está cubierta lateralmente por las paleodunas (PQd) (Figura 1-2), a las cuales se infiere que se formaron posteriormente, (Rivano *et al.*, 1993 y Cuevas, 2017).

A estas terrazas marinas Paskoff (1999), las correlacionó con el “Nivel de Cachagua o Estadio de Cachagua”, el cual habría sido labrada por una transgresión marina hace 80 ka (Paskoff, 1999).

Dentro de la ensenada de Quintero se presentan en contacto de las laderas sedimentos aluviales y coluviales (Qac), correspondientes a depósitos de rellenos a valles relacionados los cauces actuales, estos depósitos se caracterizan por acumulaciones de gravas y ripios con una regular a mala estratificación, con arenas y limos bien estratificados que en la mayoría de los casos son efímeros y evolucionan año a año, se identifican dentro del área de estudio por conformar conos de deyección torrencial y escombros de faldas (Qac (a) y depósitos de colapsos gravitacionales), su edad está más relacionada al Holoceno (Rivano *et al.*, 1993 y Cuevas, 2017). A nivel regional se agrupan junto a los depósitos coluviales y remociones en masa presentes en la Cordillera de los Andes (Cuevas, 2017).

Finalmente, los depósitos Holocénicos correspondientes a Sedimentos eólico y litorales actuales (Qel) correspondientes a dunas (Qel (a)) y de playas, su distribución está estrictamente asociada a las morfologías actuales y a los cursos de aguas. Sus principales aportes sedimentarios corresponden a los ríos, en este caso al río Aconcagua, donde la deriva litoral transporta estos sedimentos que el oleaje ayuda alimentar las playas actuales, sedimentos que el viento toma para formar dunas anteriores y barjanes (Rivano *et al.*, 1993 y Cuevas, 2017).

EVOLUCIÓN MORFOESTRATIGRAFICA DE PALEODUNAS Y PALEOSUELOS EN LA ENSENADA DE QUINTERO,
REGIÓN DE VALPARAÍSO, CHILE

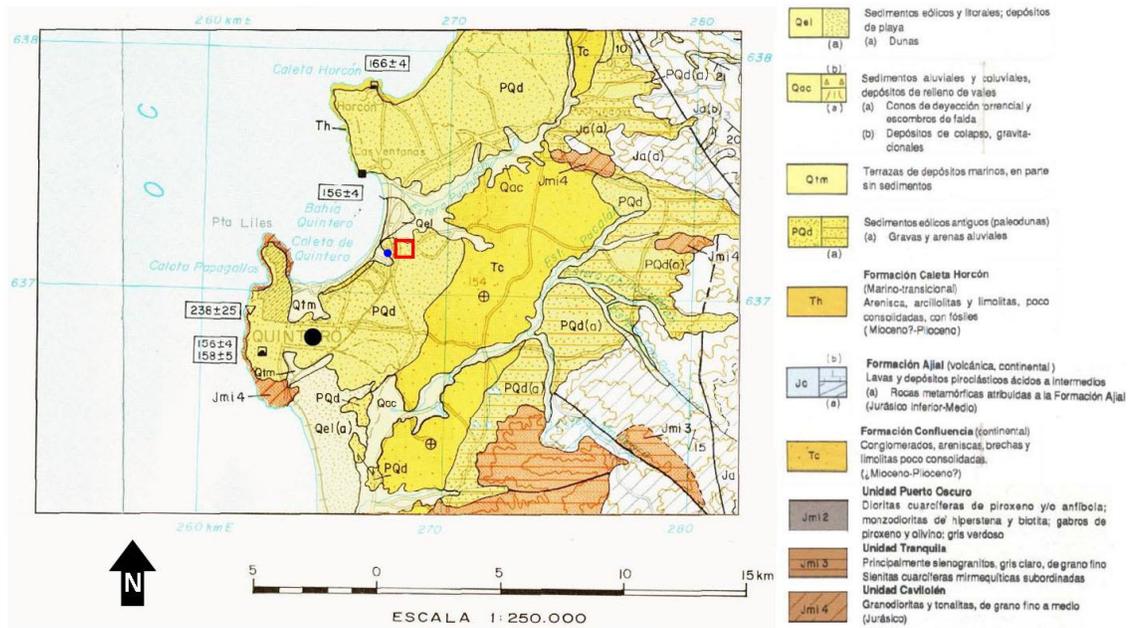


Figura 1-2 **Carta geológica del sector de la Bahía de Quintero.** El cuadro rojo corresponde a la columna estratigráfica Ventanas II, en las cercanías (punto azul) de Ventanas I (García *et al.*, 2019). Fuente: Rivano *et al.*, (1993) correspondiente a la Hoja Quillota y Portillo, escala 1:250.000.

A nivel regional la ensenada de Quintero se encuentra dentro de las características morfológicas de la línea de costa descritas por Araya – Vergara (1976), identificando por regiones los individuos morfológicos costeros, siendo la primera clasificación a la “División Geomorfológica de la costa de Chile” de 1972, quien denomina a este sector de la costa de Chile Central como Punta Lobería – Punta Curaumilla, caracterizada por la acción “*abrasiva del mar que se nota en las puntas, las orillas rocosas están inscritas en la plataforma de abrasión al pie del acantilado (Pleistoceno superior), con bahías de regularización lobuladas*”, también se manifiestan en acantilados vivos formados de rocas blandas como al norte de Horcón y por la acción erosiva continental manifestándose en importantes desembocaduras de ríos como el Purpío, Quilimarí, Catapilco, Aconcagua y Marga-Marga, las bahías más representativas son Horcón, Quintero y Valparaíso.

En 1976 Araya – Vergara en una nueva clasificación regional para esta línea de costa, clasificación más detallada correspondiente a la taxonomía regional denominada Unidad Punta Rincón – Punta Curaumilla (Figura 1-3), que clasifica como una “*Región de costas abrasivo y erosivo tectónicas con bahías lobuladas protegidas, con una mayor alternancia entre rocas blandas y duras que se puedan detectar en la costa del país en un tramo tan largo*”, esta sucesión de varios tipos de rocas contribuyen al grado de indentación de la costa, dentro de la clasificación propuesta una de las características fundamentalmente es ser una costa rocosa baja, detrás de la cual se extienden terrazas marinas de abrasión, escalonadas hasta los primeros contrafuertes de la cordillera de la Costa. Generalmente, estas terrazas tienen un ancho que puede alcanzar unos pocos kilómetros y suelen elevarse hasta 150 - 200 m sobre el nivel del mar, con un engranaje cerca de las desembocaduras de ríos cordilleranos con terrazas fluviales como las de los ríos Copiapó, Elqui, Choapa Aconcagua y Maipo. Resultan de la interferencia entre las variaciones eustáticas del nivel del mar durante el Plio-Cuaternario y la tendencia al sollevamiento de la costa. Dentro de este segmento al sur de Tongoy el paisaje costero no está bien representado, retomando esta configuración en el tramo de Quintero – Valparaíso (Araya – Vergara, 1976).

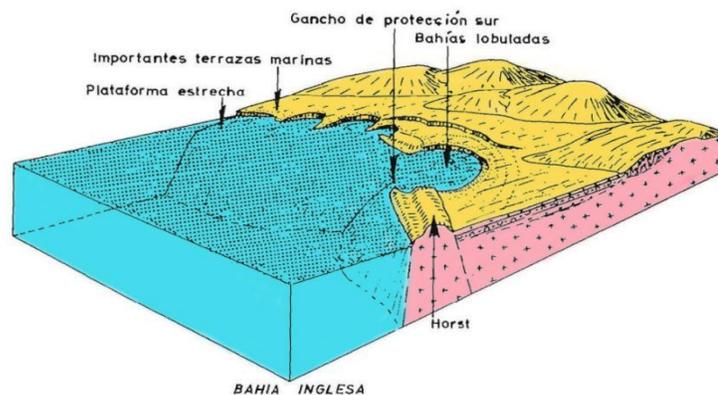


Figura 1-3 **Bloque diagrama de referencia que representa a nivel regional las características geomorfológicas de costa abrasión y erosión tectónica con bahías lobuladas protegidas donde se inserta la ensenada de Quintero.** Fuente: Araya – Vergara (1976).

2. MARCO TEÓRICO

La importancia de los estudios morfogenéticos y pedogenéticos en el desarrollo evolutivo de paleodunas y paleosuelos, radica en ser uno de los componentes más importantes del registro estratigráfico del Cuaternario, permitiendo reconstruir, vincular y realizar una correcta interpretación de las condiciones paleogeográficas y paleoambientales (Paskoff, 1970; Lancaster, 1995; Castro *et al.*, 2001; Paskoff y Manríquez, 2004; Muhs, 2007; Zhou *et al.*, 2008; Pfeiffer, 2011; Pfeiffer *et al.*, 2011; Veit *et al.*, 2015; Tabor *et al.*, 2017, Nash *et al.*, 2018; García *et al.*, 2019 y Dar y Zeeden, 2020).

Dada la relevancia de estos estudios, es importante comprender *cuáles* son los factores que controlaron la formación de las paleodunas y paleosuelos y *cómo* estos paleo depósitos interactúan como *proxies* para reconstruir los cambios paleoambientales y paleogeográficos.

2.1. Factores que controlaron la formación de paleodunas y paleosuelos y su relación cómo *proxies* para reconstruir los cambios paleoambientales y paleogeográficos

Muhs (2007) y Tabor *et al.* (2017) señala que la importancia de estudiar paleodunas y paleosuelos, radica en la preservación de los sedimentos eólicos que conforman uno de los registros estratigráficos más importantes del Cuaternario, especialmente dentro de los últimos 150 ka. (Pleistoceno medio, superior y Holoceno), ya que son directos *proxies* de la circulación atmosférica pasada como actual, lo cuales se pueden datar y vincular de forma directa.

La evolución de paleodunas y paleosuelos durante el Cuaternario se han desarrollado en diferentes contextos geográficos, siendo esencialmente las áreas con climas semiáridos donde se observan las mayores concentraciones de depósitos eólicos, que se explican por la acción combinada de climas secos con una intensa actividad de los vientos tanto locales

con hemisféricos, así como también, por periodos de estabilidad de los procesos de morfogénesis dunar (Lancaster, 1995 y Muhs, 2007).

En cuanto la evolución de los paleosuelos, especialmente aquellos desarrollados sobre paleodunas, corresponden a la vinculación e interpretación entre los procesos climáticos (húmedos y fríos), pedogenéticos y la estabilidad morfodinámica del material parental, que tendrán respuestas diferenciales en función de su composición, como de la posición topográfica en que se ubican, todo esto sumado al tiempo de formación, pasando por paleosuelos bien desarrollados hasta menos desarrollados, todas estas componentes se complementan con los estudios estratigráficos, geomorfológicos y evolutivos del paisaje para comprender su evolución (Lancaster, 1995 y Muhs, 2007).

Actualmente el principal método de vinculación entre los depósitos de paleodunas y paleosuelos con las condiciones paleoambientales es la datación por Luminiscencia Óptica Estimulada (OSL), teniendo un mayor alcance que las edades de radiocarbono (^{14}C), sin embargo, la complementariedad de adecuadas descripciones de secuencias estratigráficas, análisis granulométricos, de susceptibilidad física (estructuras del suelo), químicas y magnéticas (alteración de los minerales arcillosos y ferrosos) y micromorfología permiten correlacionar de mejor forma las edades absolutas obtenidas con las características evolutivas de estos paleo depósitos (Chase y Thomas, 2007, Wieder *et al.*, 2008, Hall y Goble, 2012, Forman *et al.*, 2014, Veit *et al.*, 2015, Nash *et al.*, 2018 y García *et al.*, 2019).

Las condiciones paleogeográficas y paleoambientales vinculadas a la formación de paleodunas corresponden a la orientación de la línea de costa, la topografía, la fuerza y dirección de los vientos, la cantidad de sedimentos disponibles y la duración de los veranos o periodos secos y cálidos. Este último punto está en estrecha relación con la formación de paleosuelos, ya que en periodos húmedos o inviernos de mayor humedad y fríos, propiciarán la estabilización dunar mediante la interrupción de los procesos morfogenéticos dunar, activando los procesos pedogenéticos, que se asocian a un aumento

de la cobertura vegetal, y varían según factores de intensidad y tiempo, así como según la composición del material parental (Paskoff, 1970; Lancaster, 1995; Paskoff y Manríquez, 2004; Muhs, 2007; Zhou *et al.*, 2008; Pfeiffer, 2011; Pfeiffer *et al.*, 2011; Veit *et al.*, 2015; Nash *et al.*, 2018; García *et al.*, 2019 y Dar y Zeeden, 2020).

2.1.1. Variabilidad paleoambiental en la formación de paleodunas y paleosuelos

Fuenzalida (1956), Araya-Vergara (2001) y Paskoff y Manríquez (2004), señalan que durante los interglaciales (transgresión marina) caracterizados por temperaturas más cálidas y secas, favorece la acción eólica en la formación de campos dunares, interpretación que se centra en regiones en las cuales se forman las actuales dunas, donde las presentes condiciones como la dirección e intensidad del viento son acompañados por períodos secos, condiciones similares a las ocurridas durante el Holoceno.

Esta relación también es observada por Chase y Thomas (2007) en Sudáfrica y Ellerton *et al.* (2020) en Australia, donde la acumulación eólica estaría asociada a condiciones más secas y cálidas, en algunos casos a vientos menos intensos atribuibles principalmente a condiciones de mayor aridez, menor cobertura vegetal que permitió la reactivación eólica sobre superficies menos estabilizadas.

Zhou *et al.* (2008), en China identificaron tres fases de acumulación eólica dentro del Holoceno (9, 8 y 2,3ka) e interrumpida por fases húmedas (8 a 2,7ka), que estabilizan y permiten la formación de suelos incipientes (8 a 2,7ka). Estas variaciones climáticas pueden estar interconectadas o teleconectadas con cambios climáticos globales.

Para la pampa Argentina Forman *et al.* (2014), señala que la depositación de las arenas fue continúa casi todo el Holoceno entre 12 y 1 ka., donde las condiciones climáticas se clasifican como secas, con algunos periodos de fases húmedas de estabilización. Análisis petroquímico y geoquímico indican un re-transporte de antiguos depósitos de dunas del

Pleistoceno superior. Forman *et al.* (2014) relacionan que este largo periodo de acumulación eólica, se debería a la supresión en el avance del anticiclón del Atlántico hacia el sur, generando una escasa transferencia de humedad desde el norte, marcando un claro límite entre el seco oeste de Argentina y el húmedo sudeste de Brasil.

Para las paleodunas y paleosuelos de Chile central descritas en Veit *et al.* (2015) y García *et al.* (2019) formadas durante el Pleistoceno medio y superior, muestran diferencias con la postura más clásica en el desarrollo de las paleodunas, ya que señalan que las condiciones climáticas que posibilitaron la formación de las paleodunas ubicadas a los 32°S, ocurrieron dentro de los periodos glaciares (MIS 6, 4, 3 y 2), resultados que parecen evidenciar la interrupción de periodos secos que favorecen la morfogénesis dunar. Veit *et al.* (2015) observa una coincidencia con la postura más clásica a la depositación dunar al tener un estrato de paleoduna durante el interglacial MIS 5.

Situación similar se describe para la costa del Norte de Chile (27°54'S zona sur del Desierto de Atacama) donde Nash *et al.* (2018), identifica que la acumulación eólica durante el Pleistoceno superior se dio tanto en periodos interglaciales e interestadiales (MIS 6b/5e, MIS 5d/5b y MIS 3) y glaciares (MIS 5a/4b), correspondientes a paleodunas consolidadas (*eolianitas*) formadas por sedimentos marinos extraídos de la plataforma continental y a paleodunas no consolidadas (MIS 3) las cuales se formaron por sedimentos fluviales gracias al aumento de las precipitaciones en la Cordillera de los Andes según su interpretación.

Tanto Veit *et al.* (2015), Nash *et al.* (2018) y García *et al.* (2019) señala que la depositación eólica durante el Pleistoceno superior se vio favorecida por el desplazamiento hacia el sur del Anticiclón del Pacífico Sur y los cambios en la circulación atmosférica que causaron oscilaciones en la intensidad y dirección de los vientos (SWW), oscilaciones que fueron mucho mayor que las actuales condiciones. Sin embargo, hay una clara diferenciación entre las paleodunas del norte de Chile como las analizadas por Nash

et al. (2018) y aquellas ubicadas en Chile central estudiadas por Veit *et al.* (2015) y García *et al.* (2019), donde estas últimas tienen más probabilidades de estabilizarse durante las fases de clima húmedo que las del norte bajo una aridez más penetrante.

2.1.2. Características morfogénicas de paleodunas como *proxies* paleoambientales y paleogeográficos

Las condiciones para las paleodunas en Chile central, son también identificadas por Chase y Thomas (2007) en Sudáfrica donde cinco fases de depositación eólica se dieron dentro del periodo glacial caracterizados de mayor humedad ambiental y cobertura vegetal (MIS 4, 3 y 2) e interglacial (MIS 1), donde el aporte de las arenas estaría vinculada al aumento en la intensidad de los vientos por cambios en la circulación atmosférica durante el Pleistoceno superior, conllevando un aumento en las precipitaciones y en el suministro sedimentos fluviales. Chase y Thomas (2007) señalan que las paleodunas pueden ser correlacionadas con marcadores de humedad obtenidos por testigos marinos en el Atlántico sudoriental, estableciendo oscilaciones ambientales a nivel del hemisferio y regional.

Wieder *et al.* (2008), en la costa de Israel evidencia la depositación eólica fina (principalmente limo) que se dio también dentro del periodo glacial (MIS 3 y 2), donde la interrupción de periodos secos pero variables permitieron que la acción del viento transportara sedimentos del desierto del Sahara, condición similar en el origen de las arenas de las paleodunas identificadas por Faust *et al.* (2015) en las Islas Canarias. Wieder *et al.* (2008) sin embargo, identifican depósitos más antiguos (>780 ka.) correspondientes a dos paleodunas (arenas) que evidencian un cambio en las condiciones paleogeográficas de esta costa relacionadas a la distancia con las áreas fuentes de estos depósitos eólicos gruesos. Hall y Goble (2012) en Nuevo México, señalan que la acumulación eólica ocurrida dentro del Pleistoceno superior (MIS 5/4, 3 y 2) también se debe a la pausa en las condiciones húmedas por condiciones más cálidas y secas. Tanto Wieder *et al.* (2008),

Hall y Goble (2012) y Faust *et al.* (2015), señalan la presencia de paleosuelos sobre estas paleodunas.

Como se ha establecido el clima asociado a las variaciones en el comportamiento de las condiciones atmosféricas han jugado un rol importante en la formación de las paleodunas, donde la velocidad e intensidad de los vientos permiten el desplazamiento de las arenas, como señala Bagnolds (1941 citado en Castro, 1987) intensidades superiores a 4,5 m/s comienzan el transporte por saltación y suspensión de las arenas, especialmente las arenas medias y finas, donde el 90% de las arenas se mueven como máximo 65 cm sobre la superficie, con una media de 10 a 23 cm, con vientos más turbulentos se elevan hasta 2 a 3 m de altura y alcanzan una distancia de 10 m o más (Pye y Tsoar, 1990).

En relación a la depositación eólica, las paleodunas descritas por Veit *et al.* (2015) y Nash *et al.* (2018) para el norte y centro de Chile, muestran un claro patrón de estratificación cruzada características de los depósitos dunares (Pye y Tsoar, 1990), estructura sedimentaria que conserva la dirección en que los vientos depositaron las arenas de estas paleodunas. Nash *et al.* (2018) identifica variaciones locales de los vientos, que durante el MIS 5e la dirección cambió desde S a ESE y para el MIS 5c y 5a volvió a cambiar desde WNW a ESE. Tanto Veit *et al.* (2015) y Nash *et al.* (2018) señalan que los cambios en las oscilaciones de los vientos (dirección) fueron mucho mayores que las actuales condiciones.

Veit *et al.* (2015) señala que la velocidad media mensual de los vientos para el Norte Chico es de 6,5 a 7,5 m/s, lo que es suficientemente alta para transportar arenas medias y finas como las que predominan en las paleodunas del Norte Chico. Veit *et al.* (2015) y García *et al.* (2019), evidencian la casi nula ausencia de arenas gruesas dentro de las paleodunas estudiadas, indicio que infiere un comportamiento similar en el régimen de los vientos durante la formación de las paleodunas. Se debe señalar que la depositación y acumulación dunar estaría dada dentro del área circundante donde se encuentra las

actuales dunas y el área fuente como son las desembocaduras al sur de las paleodunas y dunas actuales dentro de las bahías lobuladas (Paskoff, 1970, Araya-Vergara, 1976, Paskoff y Manríquez, 2004 y Veit *et al.* 2015). No obstante, las paleodunas descritas por Veit *et al.* (2015) y García *et al.* (2019) tiene una mayor extensión que las dunas actuales, lo que testimonia condiciones ambientales más favorables que las actuales en la formación de las dunas.

Veit *et al.* (2015), Nash *et al.* (2018) y García *et al.* (2019), señalan que el aumento de la descarga de sedimentos fluviales que intensifican la acumulación eólica de las arenas y la extensión de los campos de dunas, se debe probablemente a cambios climáticos ocurridos en la Cordillera de los Andes dentro de los periodos glaciales.

Conjugado con la acción del viento se encuentra uno de los componentes paleogeográficos identitarios de Chile, como son las terrazas marinas (Araya-Vergara, 1976) modeladas por los cambios en el nivel del mar y la tectónica. Veit *et al.* (2015) y Nash *et al.* (2018), señalan que el cambio en el nivel del mar podrían (transgresión/regresión) favorecer la formación de las paleodunas, por ejemplo, durante regresiones marinas la plataforma continental queda expuesta a la acción del viento permitiendo el transporte eólico de las arenas, como Veit *et al.* (2015) indica que ocurrió durante el UMG, relación concordante con lo expuesto por Paskoff *et al.* (2002 citado en García *et al.*, 2019), quienes señalan que en costas rocosas la formación paleodunas están relacionados a un bajo nivel del mar durante un periodo glacial. Sin embargo, Veit *et al.* (2015) aclaran que los niveles bajos del mar no estarían totalmente vinculados la ciclicidad de los registros en la formación de las paleodunas, por lo cual una plausible correlación estaría dada por los distintos niveles de terrazas marinas contribuyendo a una mayor área superficial para la deflación de las arenas.

Nash *et al.* (2018) menciona que las terrazas marinas y los alzamientos tectónicos que solevantan a las terrazas marinas, contribuyen a que la deflación durante periodos más

ventosos o tempestuosos, posibiliten por un lado la depositación dunar sobre los distintos niveles de terrazas marinas, así como también aumentar las áreas disponibles para que el viento actúe. No obstante, Nash *et al.* (2018), señala que la combinación de constante de rápidos alzamiento tectónico entre 30,5 a 54,2 cm/ka., la estrecha y empinada plataforma costera, la angosta distancia de la Cordillera de la Costa al mar, imposibilitan la formación de múltiples barreras dunarias, características que se diferencian de otros sectores especialmente donde hay una mayor amplitud entre la Cordillera de la Costa y el mar como en Chile central.

Ellerton *et al.* (2020) señalan una diferencia en las costas de márgenes pasivos, donde la acumulación eólica que forman las paleodunas y dunas actuales, se caracterizan por que su formación se debe a las variaciones del nivel del mar y al suministro constante de sedimentos transportados por la deriva litoral, así como también a un único apilamiento (*stacking*) o cuerpo dunar, como ocurre en el campo de dunas parabólicas de Cooloola en Queensland (Australia). Ellerton *et al.* (2020) correlaciona estas características de las costas con márgenes pasivos a las dunas y paleodunas de Brasil y Sudáfrica.

2.1.3. Características pedogenéticas de paleosuelos como *proxies* paleoambientales y paleogeográficos

Los cambios en la circulación atmosférica y las condiciones climáticas no sólo están estrechamente vinculados con la acumulación eólica y la formación de paleodunas, sino también con la evolución de los paleosuelos, los cuales están ligados a periodos glaciales caracterizados por temperaturas más húmedas y frías, con una extensa cobertura vegetal que imposibilitan el transporte eólico y depositación de las arenas permitiendo a la pedogénesis formar suelos sobre la superficie dunar (Chase y Thomas, 2007, Veit *et al.*, 2015 y García *et al.*, 2019).

La presencia episódica de humedad a lo largo de la costa de Chile central durante los últimos 100 ka. y probablemente desde los 130 ka., se debe como señala Pfeiffer *et al.*, (2011), Veit *et al.* (2015) y García *et al.* (2019) a la influencia de los vientos SWW que marcan una periodicidad de las condiciones de humedad (Lamy *et al.*, 1999 y Lamy *et al.*, 2001), las cuales estarían correlacionadas de acuerdo con los paleosuelos datados por Veit *et al.* (2015) a un dominio del ciclo de Oblicuidad astronómica acompañada con periodos de baja insolación en las altas latitudes del Sur ($>60^{\circ}\text{S}$), lo que se suma al aumento de las masas de hielo en la Antártida y Océano Austral, especialmente en los inviernos australes (Kidston *et al.*, 2011 citado en Veit *et al.*, 2015), todo esto conjugado por el debilitamiento del Anticiclón de Pacífico Sur (que se desplaza hacia el norte), permitiendo el transporte de masa húmedas por los vientos y el desplazamiento del cinturón de lluvias hacia el norte. Superpuesto a esta periodicidad orbital, cambios multi-mileniales tendrían el mismo efecto climático y pedogenético en este segmento de la costa de Chile central asociados a las precipitaciones provenientes del Oeste (García *et al.*, 2019). Actualmente las condiciones son distintas, ya que los hielos de la Antártida están circunscritos al continente Antártico y al Anticiclón del Pacífico Sur más fuerte, el cual se extiende hasta el Sur bloqueando las masas húmedas, excepto en años El Niño (Veit *et al.*, 2015, Nash *et al.*, 2018 y García *et al.*, 2019).

Para Veit *et al.* (2015) la correlación en la formación de paleosuelos con periodos húmedos también está vinculada como los datos obtenidos por Stuut y Lamy (2004) a los 27°S a registros marinos, que muestran una alta concordancia con casi todos los paleosuelos identificados a los 32°S , a excepción de los registros de mayor humedad para los 25 ka (UMG) y 75 ka. Las probables explicaciones señaladas por Veit *et al.* (2015) a esta ausencia en los registros se debería, en primer lugar, a la falta de paleosuelos concordantes con estas edades, que se relacionaría con la reconfiguración de las condiciones de humedad por la acción eólica intensificación sobre la plataforma seca a causa de nivel del mar más bajo, no obstante, al observar la periodicidad en la sucesión de los paleosuelos dentro del perfil hace poco probable esta explicación, como segunda interpretación se basa

en la variación en la granulometría de los sedimentos marinos que permite diferenciar entre el polvo eólico (grueso y seco) y lodo fluvial (fino y húmedos), pero este *proxis* marino presenta un problema al mezclar información entre condiciones tropicales y extratropicales, esto se debe al aumento de la descarga de los ríos cordilleranos en el norte de Chile, lo que se explica actualmente por el aumento en las precipitaciones tropicales en verano (condiciones secas) y al desplazamiento hacia el sur de la Zona de Convergencia intertropical (ZCIT), condición que se extrapola al Pleistoceno superior.

La correlación con condiciones de humedad por el desplazamiento de los vientos SWW hacia el norte durante el UMG para Chile central (Lamy *et al.*, 1999), son inferidos de diversos estudios como lo señalan Veit *et al.* (2015) y García *et al.* (2019), evidenciados por el aumento de las aguas en la Laguna Tagua Tagua (Valero-Garcés *et al.*, 2005 citado en García *et al.*, 2019), el aumento de los glaciares al sur de los Andes Centrales, registros de sedimentos marinos (33° y 41°S) que sugieren una temperatura media superficial más menos de 12° y 9°C más bajos que la actualidad (Lamy *et al.*, 2004 citado en García *et al.*, 2019 y Kayser *et al.*, 2008 citado en Veit *et al.*, 2015), así como registros de polen que muestran la extensión de bosques de tipo templado-húmedo (*Podocarpaceae*, *Fagaceae*, *Lomatia* y *Myrtaceae*), junto con plantas acuáticas extendidas en humedales (Heusser, 1989 citado en Veit *et al.*, 2015).

Las condiciones similares durante el UMG también son observables en distintas partes del mundo donde se han desarrollado paleosuelos sobre paleodunas, como los describen Hall y Goble (2012) en nuevo México donde el rango medio de precipitaciones es del orden de los 51 cm anuales y una temperatura media anual de 7°C, lo que evidencia un clima lluvioso y frío. Faust *et al.* (2015) para Fuerteventura (Islas Canarias) señalan un aumento de las precipitaciones y temperaturas más o menos de 4°C más bajas que las actuales condiciones, lo que sugiere la temperatura promedio de los ciclos glaciares fueron de aproximadamente de 16°C.

Es importante señalar que los valores de paleoprecipitaciones asociados al periodo de formación de paleosuelos (Bt) son estimados, ya que no es posible establecer valores exactos, esto debido a al problema de establecer la influencia del paleoclima versus al tiempo de formación del suelo (Schaeztl y Anderson, 2005 y Veit *et al.*, 2015). En relación al tiempo de formación y el monto de precipitaciones, Veit *et al.* (2015) infiere que paleosuelo más actual como un Bw (Glacial tardío/Holoceno) se desarrolló durante unos 15 ka, asumiendo condiciones climáticas modernas con precipitaciones del orden de 70 a 400 mm/a, condiciones y tiempo insuficiente al parecer para aquellos paleosuelos de mayor evolución como los Bt. Veit *et al.* (2015) indica que paleosuelos Bt en La Serena pudieron haberse formado durante unos 10 ka, pero los montos de precipitaciones que tuvieron que ser mayores que las actuales.

Hall y Goble (2012) señalan que los paleosuelos (Bt) estudiados en Nuevo México tuvieron probablemente una pedogénesis que duró 32 ka comprendiendo la transición del MIS 3/2 (50 a 18 ka), con un clima caracterizado por ser húmedo, lluvioso y frío. Wieder *et al.* (2008), para la llanura de Ruhama (Israel), infieren que los 2 paleosuelos más antiguos (<780 ka) de los 6, se formaron bajo un clima Mediterráneo con montos de precipitaciones promedio de 450-550 mm/a, no obstante, para los 4 paleosuelos superiores (>780 hasta 13,6 ka) se infiere que se formaron bajo un clima semiárido, donde se asocia que los montos de precipitaciones promedios fueron del orden de los 250 hasta los 350 mm/a, siendo los dos paleosuelos superiores los que se formaron durante el UMG (27 y 33,5 ka). Ambos casos muestran la variabilidad en el tiempo de formación y los montos de precipitaciones asociados para el desarrollo de suelos.

Dentro de los componentes más característicos que evidencian el desarrollo pedogenético y que permite diferenciar a los paleosuelos con el material parental, en este caso paleodunas, es la presencia de mayor porcentaje de arcillas producto de la meteorización *in situ*, el cambio de color, el desarrollo de estructura, textura y la presencia de vegetación que permiten comprender el grado de evolución de estos paleosuelos (Harden, 1982,

Muhs, 2007, Wieder *et al.*, 2008, Pfeiffer, 2011, Pfeiffer *et al.*, 2011, Hall y Goble, 2012, Tsatskin *et al.*, 2015, Faust *et al.*, 2015, Veit *et al.*, 2015, García *et al.*, 2019 y Bruno *et al.*, 2020).

Estas características son evidenciadas por Veit *et al.* (2015) y García *et al.* (2019), quienes señalan que la presencia de arcillas acumuladas en los horizontes sub superficiales interestratificados presentan un aumento promedio de 11 a 25% en comparación al material parental, paleosuelos que presentan espesores variables que pueden llegar hasta 2 m, característica que puede clasificarlos como horizontes Bt, esta diferencia también permite diferenciarlos de los posibles paleosuelos superficiales o de menor desarrollo (Ej. Ah o A).

García *et al.* (2019) destaca que a lo largo del perfil de paleosuelos y paleodunas existe una relación en cuanto al aumento en la proporción de sedimentos finos (limos y arcillas), reduciendo en profundidad la relación de las arenas, lo que puede significar que los procesos de eluviación e iluviación de las arcillas siguieron actuando, a pesar del entierro de los paleosuelos (Schaetzl y Anderson, 2005), sin embargo, García *et al.* (2019) evidencia que los paleosuelos después de haber sido cubiertos por material eólico los procesos de pedogénesis se vieron interrumpidos diferenciándose entre ellos por la mayor presencia de arcillas, como respuesta directa a la duración y/o intensidad de la pedogénesis que afectó al suelo superficial.

Los horizontes iluviales (Bt y Ab) identificados por Veit *et al.* (2015) y García *et al.* (2019) presentan características texturales que van entre arenosas y areno arcillosas, esta última textura evidencia lo antes señalado como una mayor proporción de arcillas y una clara disminución del sedimento gruesos y un aumento de los finos a mayor profundidad, se debe señalar que las arcillas presentan un alto contenido de potasio y se caracterizan por ser predominantemente de illitas (100%). Sumado a ello se encuentran el desarrollo de

estructuras (granular y sub angulosa) y al cambio en el color (pardo o rojo), características que refuerzan las condiciones de humedad e intensidad.

Los paleosuelos de colores pardos se deben a la alteración de los minerales primarios que forman hidróxido de hierro más o menos hidratados, geles que unen a las arcillas directamente, proceso característico de regiones templadas húmedas y de buen drenaje, sin embargo, los paleosuelos rara vez presentan colores pardos y amarillo, como en los suelos modernos. En cuanto a los paleosuelos de color rojo, presentan una mayor alteración de los minerales primarios y mayor unión de las arcillas, este proceso es característico y se ve favorecida por climas cálidos con estaciones de intensa y largas sequías, este color es indicativo de un buen drenaje y aireación que favorecen las condiciones oxidantes (Schaetzl y Anderson, 2005 y Tabor *et al.*, 2017).

Las estructuras bien desarrolladas de los paleosuelos están directamente ligadas con la madurez y la textura del material parental, especialmente en sedimentos finos formados durante intervalos de tiempos más largos, asociados a condiciones de paisajes estables o a una intensa meteorización, condiciones que favorecen el desarrollo de estructuras con formas de bloques angulares o sub-angulares y de cuñas, siendo estas las formas más frecuentes en paleosuelos (Tabor *et al.*, 2017).

Dentro de las características que acompañan el grado de evolución y que permiten inferir las posibles condiciones paleoclimáticas, es la presencia de vegetación que estabiliza al material parental contribuyendo a la pedogénesis, como ocurre con los suelos actuales (Bw y Ah) descritos por Veit *et al.* (2015) como es la presencia de arbustos espinosos xerofíticos. Sin embargo, como señalan Veit *et al.* (2015) y García *et al.* (2019) los paleosuelos profundos (no superficiales) carecen de la presencia de materia orgánica, raíces (rizolitos) y poros. La ausencia de un horizonte superficial queda demostrado por el tipo de contacto entre la paleoduna depositada sobre el paleosuelo, mostrando un límite nítido entre ellos, permitiendo inferir una respuesta rápida a los cambios en las

condiciones climáticas que favorecieron la depositación, interrumpiendo la pedogénesis y una posterior erosión total del horizonte superficial que contiene la vegetación, en contraste, un contacto gradual evidenciaría una respuesta progresiva en el cambio de las condiciones ambientales (Ransom *et al.*, 1987 citado en García *et al.*, 2019).

Características similares en sectores que actualmente tiene condiciones áridas y semiáridas se observaban en relación a la evolución de paleosuelos y paleodunas como los descritos por Wieder *et al.* (2008), donde los dos paleosuelos inferiores (<780 ka) clasificados como alfisoles de 4 m de espesor presentan un buen desarrollo de arcillas de un color rojo (*Rhodoxeralf*) por oxidación de hierro formado bajo un ambiente mediterráneo, los cuatro paleosuelos superiores (>780 hasta 13,6 ka) de 15 m de espesor presentan un color marrón o pardo (*Xerertic Calciargids*) de textura arcillosa con presencia de carbonatos ($\pm 40\%$) formados en un ambiente semiárido caracterizado por ser estable y húmedo.

Hall y Goble (2012) describen un paleosuelo de tipo argílico de la familia de los aridisol sin presencia de material calcáreo formado sobre una capa eólica, este paleosuelo es caracterizados por un color rojo (oxidación de hierro) de 120 cm de espesor, con un 25% de arcillas y un 0.36 de Fe. Hall y Goble (2012) destacan que parte de las arcillas presentes en este paleosuelo corresponden a sedimentos transportados y no formados por la meteorización *in situ*.

Es importante señalar que en ambientes costeros los paleosuelos también son formados por depósitos marinos, como los identificados por Pfeiffer (2011) y Pfeiffer *et al.*, (2011), son los primeros trabajos de calcretas pedogénicas (capas cementadas de carbonato calcio) en Chile sobre las terrazas marinas de la Fm. Coquimbo en Tongoy, las cuales se forman por la meteorización de los sedimentos en ambientes áridos, semiáridos y mediterráneos con una estación seca prolongada, como son las calcretas de tipo masivas y laminares, sin embargo, las calcretas brechosas estarían asociadas a periodos más húmedos. El desarrollo

de las calcretas pedogénicas muestran que las arcillas de los horizontes superiores lixiviados (frente de lixiviación) y la rubefacción de minerales ferrosos, evidenciando variaciones climática durante el Pleistoceno medio y superior dentro una marcada hiperáridéz entre y después del MIS 11 para la calcretas más antiguas y una aridez posterior al MIS 5 para las calcretas más recientes, demostrando condiciones de fluctuación entre climas áridos y subhúmedos, condiciones similares registradas para el Holoceno. Los perfiles de los paleosuleos más antiguos presentan una secuencia de calcretas masivas, laminares y brechosas y los perfiles más recientes sólo una secuencia de calcretas masiva y laminares.

Tsatskin *et al.* (2015) en la Bahía de Haifa (Israel), señala que la presencia sietes paleosuelos intercalados formados durante el Pleistoceno superior en condiciones de semiaridez evolucionaron sobre depósitos marinos, los cuales difieren del material parental por presentar colores grises (hidromorfos o *gleyzación*), moteados (rubefacción) y estar mal preservados, clasificando los horizontes como argílicos (iluviales) por la presencia de arcillas de tipo caolinitas e illitas y oxidación de los minerales ferrosos por el exceso de agua producto del aumento del nivel del mar (costa pasiva tectónicamente) causando un incremento del nivel freático afectado a la zona vadosa (Zona no saturada de agua), así como una mayor descarga fluvial (antiguo río Qishon), todas estas condiciones son mucho mayores que las actuales, la saturación por el aumento de las aguas se evidencia también por la descomposición y fijación de carbonato cálcico que afectaron a las arcillas ya formadas.

3. METODOLOGÍA Y MATERIALES

El desarrollo metodológico se realiza a través de tres fases, correspondiente a responder cada uno de los objetivos planteados anteriormente.

3.1. Fase 1: Delimitar las unidades morfoestratigráficas y la extensión de los depósitos arenosos en la ensenada de Quintero.

La finalidad de este objetivo específico se centra en primer lugar en la identificación de las unidades morfoestratigráficas presentes en la ensenada de Quintero y en segundo lugar establecer la extensión real correspondiente a los depósitos arenosos.

Para ello, lo primero en realizar es la recopilación bibliográfica disponible, consistente en investigaciones realizadas en el área y sectores circundantes, como son los trabajos de Castro (1987); Rivano *et al.* (1993); Castro *et al.*, 2001; Paskoff y Manríquez, 2004; Castro (2015); Veit *et al.* (2015); Cuevas (2017) y García *et al.* (2019), con estos antecedentes se identifican las unidades geomorfológicas en el área de estudio y su posición morfoestratigráfica dentro de la ensenada de Quintero, permitiendo inferir los procesos evolutivos de este sector.

La delimitación de las unidades geomorfológicas se realiza de acuerdo a los componentes físicos como a) Morfotectónica de bloque, considerando las características estructurales y tectónicas para comprender las componentes de falla, estratificación y plegamientos del bloque cordillerano costero, para ello se utiliza la información geológica de Rivano *et al.* (1993) y Cuevas (2017), también se identifican las formas depositacionales o de contacto de laderas caracterizadas según Araya-Vergara (1985, 1996) y Soto *et al.* (2004 y 2006). En segundo lugar, se reconocen las formas, b) Morfoestructuras costeras y formas depositacionales, que permiten identificar las principales características morfogenéticas y morfodinámicas, asociadas a las condiciones de erosión y depositación en la zona de la

cara litoral, post litoral y post litoral superior (Araya-Vergara, 2006), donde se presentan los sistemas dunarios y paleodunas. Finalmente, las unidades correspondientes a las morfologías de plataformas costeras y terrazas marinas delimitadas según Paskoff (1970); Saillard (2008); Marquardt *et al.* (1999; 2004; 2005) y Cabello (2015).

Complementariamente a esta actividad de gabinete, se realizó entre los días 29 de octubre hasta el 4 de noviembre 2020 una campaña de terreno para el reconocimiento y validaciones de los componentes estructurales, litológicos, depositacionales (contacto de base), fluviales y costeras, identificados en el proceso de fotointerpretación de la etapa de gabinete, así como también, el reconocimiento de formas no identificadas.

Como producto de este objetivo se elabora una carta geomorfológica. Para la etapa de interpretación morfológica se utilizó información digital correspondiente a imágenes satelitales de la plataforma Google earth y la carta geológica de Carta geológica N° 73 de la Hoja Quillota y Portillo (V región) a escala 1:250.000 de Rivano *et al.* (1993). El desarrollo de la fotointerpretación, georreferenciación del mosaico base y delimitación de las unidades morfoestratigráficas se realizó mediante el uso de los programas ArcGis v10.6 y Global Mapper v18.

3.2. Fase II: Definir facies sedimentarias de la secuencia estratigráfica Ventanas II para interpretar las condiciones de morfogénesis y pedogénesis.

La realización de este objetivo se centra en dos etapas. La primera corresponde a la actividad de terreno, donde se identifican los estratos de las columnas estratigráficas correspondientes a los depósitos sedimentarios según la descripción de sus características físicas y morfológicas. La segunda etapa corresponde al análisis en laboratorio de las características granulométricas y edafológicas de estos depósitos, el cual se llevó a cabo en el laboratorio de Geografía Física del Instituto de Geografía de la P. Universidad Católica de Chile.

En el caso de las unidades arenosas, estos son descritos y clasificados en terreno según las características asociadas a la potencia de cada estrato, al reconocimiento de las estructuras y facies sedimentaria, el tipo de contacto o límite y la textura y composición de los sedimentos, estas características a describir corresponden a las técnicas de campo de Stow (2010) para rocas y depósitos sedimentarios.

En conjunto con la identificación de las características de las unidades arenosas, se identificó en terreno aquellas unidades más arcillosas interestratificadas que evolucionaron sobre las antiguas superficies arenosas. Estas unidades fueron clasificados e identificados en terreno según los parámetros establecidos por la Soil Survey Staff (Wieder *et al.*, 2008 y García *et al.*, 2019), mediante la aplicación Manual de Edafología (Casanova *et al.*, 2004) que utiliza los parámetros del Soil Survey Staff de 1999 y complementado por el manual de suelo de la FAO (2009). Sumado a ello se aplicó complementariamente para la descripción física y morfológica a las unidades arcillosas de acuerdo a la “Guía sedimentológica para el reconocimiento, descripción y clasificación de paleosuelos de Tabor *et al.* (2017), clasificación que se basa en el sistema de Mack *et al.* (1993), esta clasificación es exclusiva para paleosuelos y se fundamenta en la presencia de minerales estables y atributos morfológicos que se preservan en los paleosuelos, permitiendo como ventaja la sencillez en las descripciones de las características de campo, facilitando ser aplicados por investigadores no especializados en pedología.

Las descripciones en terreno de las características de las unidades arcillosas se basan en la identificación del espesor, tipo de horizontes, color (dependiendo de las condiciones meteorológicas del día, la extracción de las muestras se verificará el color en seco o húmedo el que se realiza *in situ* o en laboratorio) aplicando los códigos de Munsell, también se identificaron las características texturales de acuerdo al triángulo textural de la USDA, el tipo de estructuras, moteados, nódulos y concreciones y estructuras de raíces.

Con la descripción de las características físicas y morfológicas de las unidades arcillosas se pretende inferir las condiciones de pedogénesis, ya que con estos datos se puede realizar un acercamiento para entender las condiciones de humedad con la presencia de las arcillas (ej. descomposición del feldespato) y el cambio de color, especialmente tonos rojizos (rubefacción) que evidencian la oxidación de los minerales más pesados como los ferromagnesianos (Hall y Goble, 2012; Veit *et al.*, 2015 y García *et al.*, 2019) o colores más oscuros por la saturación de aguas y la ausencia de oxígeno (Tsatskin *et al.*, 2015 y Nash *et al.*, 2018). Se debe considerar al momento de levantar la información de estas unidades, la posible presencia de material vegetal que se pudieron desarrollar en la superficie de estas unidades arcillosas, donde la abundancia es un indicador de estabilidad antes de ser cubiertas por nuevos depósitos arenosos.

Las muestras recolectadas en terreno son analizadas en el laboratorio. Lo primero que se trabajó fueron las muestras arenosas donde se procedió a un análisis granulométrico, mediante el tamizado de las arenas, para ello se toman 100 gr de cada muestra las cuales son tamizadas por 15 minutos, permitiendo por un lado establecer el rango de las arenas en Phi de acuerdo a la escala granulométrica de Udden-Wentworth de 1922 (Chase y Thomas, 2007 y Hall y Goble, 2012), con las fracción de todas las muestra arenosas separadas se procede a crear las curvas granulométricas de frecuencia acumulada (Visher, 1969), que permiten evaluar la variabilidad estratigráfica entre las unidades, con el rango de las arenas y la aplicación de los parámetros estadísticos de media (Mz), desviación estándar (σ_1), asimetría (Sk_1) y curtosis (K_G) de Folk y Ward de 1957 (Blott y Pye, 2001 y Forman *et al.*, 2014) obtenidos mediante la aplicación Gradistat V9.1 para Excel (Del sitio web <http://www.kpal.co.uk/gradistat.html>), se procede a identificar el ambiente de depositación utilizando la Función Discriminante Lineal (FDL) de Sahu (1964) y aplicado a paleo depósitos costeros del Cuaternario por Ghosh y Chatterjee (1994), Tofalo *et al.* (2005) y Segura (2012). Las ecuaciones de la FDL para discriminar estos ambientes se realizan mediante la utilización de un Número Discriminante, el cual establece el límite para cada ambiente a utilizar entre: (a) Eólico o Playa y (b) Playa o Aguas agitadas poco

profundas (APP). La expresión matemática y número discriminante para cada ecuación, son las siguientes.

Para discriminar entre ambiente Eólico o de Playa:

$$Y(E:P) = -3.5688Mz + 3.7016\sigma_1 - 2.7066SK_1 + 3.1135KG$$

Dónde:

E = Eólico; P = Playa; Mz = Media; σ_1 = Desviación Estándar; SkI = Asimetría; KG = Curtosis.

Si Y es > -2.7411 , corresponde a un medio ambiente depositacional de **Playa (P)**. Si Y es < -2.7411 es un medio ambiente depositacional **Eólico (E)**.

Para discriminar entre ambiente de Playa o Aguas agitadas poco profundas:

$$Y(P:APP) = 15.6534Mz + 65.7091\sigma_1 + 18.1071SK_1 + 3.1135KG$$

Dónde:

P = Playa; APP = Agua agitada poco profunda; Mz = Media; σ_1 = Desviación Estándar; SkI = Asimetría; KG = Curtosis.

Si Y es < 63.3650 , corresponde a un medio ambiente depositacional de **Playa (P)**. Si Y es < 63.3650 es un medio ambiente depositacional **Aguas agitadas poco profundas (APP)**.

La elaboración de las curvas granulométricas (Visher, 1969) se realiza usando el programa DPlot v 2.3.4.4. La obtención de los valores estadísticos se realizó usando la aplicación en Excel Gradistat (Blott y Pye, 2001).

En cuanto al trabajo en laboratorio, la descripción y análisis de los horizontes arcillosos, se clasifica el tipo de textura. Para ello se debe realizar un análisis de granulométrico considerando la presencia de sedimentos finos como son los limos y arcillas, en laboratorio se utilizará el Método de Bouyoucos (Hall y Goble, 2012; Faust *et al.*, 2015;

García *et al.*, 2019 y Bruno *et al.*, 2020). Para establecer porcentualmente la diferencia entre las arenas, limos y arcillas, se utiliza un defloculante como el Hexametáfosfato de sodio, especialmente para separar las arcillas, filosilicatos que se adosan a las paredes de los granos más gruesos como son las arenas y limos (Hall y Goble, 2012; Faust *et al.*, 2015).

Antes de aplicar el Método de Bouyoucos, las muestras fueron evaluadas en el campo para identificar la presencia de materia orgánica y concentración de carbonatos, aplicando respectivamente peróxido de hidrógeno (H_2O_2) y ácido clorhídrico (HCl) (Hall y Goble, 2012; Faust *et al.*, 2015; García *et al.*, 2019 y Bruno *et al.*, 2020), obteniendo una nula presencia de ambos componentes. Posteriormente, se pesa por cada muestra 100 gr, por su contenido arenoso dado su material parental, de no ser tan arenosa la muestra se pesan sólo 50 gr. (Araya – Vergara, 2011). La muestra de 100 gr se vierte en el frasco dispersador y se agrega agua destilada hasta completar los 2/3 del frasco dispersador, se incorpora 10 ml de Hexametáfosfato de sodio al 5% y se deja dispersar en el agitador eléctrico por 20 minutos. Al cabo de este tiempo se vierte el contenido en una probeta de vidrio de 1000 ml y se completa la muestra con agua destilada hasta esa medida, se agita la muestra con una varilla agitadora por 30 segundos y se retira la varilla agitadora y 10 segundos después se introduce el densímetro de Bouyoucos (g/l), una vez estabilizado el densímetro se realiza la medición y se procede a tomar la temperatura usando un termómetro digital en grados °C, esta primera medición corresponde al valor de la densidad de la suspensión de los sedimentos de limo y arcillas, ya que la Ley de Stokes indica que a los 40 segundos decantan las arenas, posteriormente se deja decantar por 2 horas donde se vuelve a repetir la medición del densímetro y temperatura y se obtiene el valor de la densidad de suspensión de las arcillas. Los valores obtenidos del densímetro son corregidos, ya que si la temperatura es mayor a 20°C se agregan 0,3 g/l por cada grado mayor y se restan 0,3 g/l por cada grado menor a 20°C. Una vez corregido los valores estos se convierten en porcentajes (%), al procesar 100 gr de cada muestra el valor obtenido y corregido equivalen en porcentajes (Araya – Vergara, 2011).

3.3. Fase 3: Establecer y relacionar el desarrollo pedogenéticos a las facies definidas y las posibles edades relativas de la secuencia sedimentaria de Ventanas II.

Esta tercera fase se realiza en dos etapas, la primera se establece la evolución de los procesos pedogenéticos correspondientes a las unidades arcillosas mediante la aplicación de la Densidad Aparente (Schaetzl y Anderson, 2005, FAO, 2009 y Pfeiffer, 2011) y del Índice de Desarrollo de Suelo (IDS) de Jennifer Harden de 1982. La segunda etapa corresponde a relacionar la secuencia sedimentaria con posibles edades relativas.

La densidad aparente corresponde a una propiedad física que permite cuantificar el volumen de material ocupado por clastos u sólidos, que permiten saber el estado de compactación y la cantidad de espacios porosos existentes en el suelo, por lo cual los suelos tienden a aumentar su densidad aparente con la profundidad, esta propiedad depende de la cantidad de materia orgánica, la textura, la densidad de los sedimentos (arena, limos y arcillas) y la disposición o empaquetamiento de estos (Schaetzl y Anderson, 2005, FAO, 2009 y Pfeiffer, 2011).

Con esta propiedad permite apreciar las variaciones que se pueden producir por disturbación, que se aprecian por un rango de valores de densidad aparente (Pfeiffer, 2011). Esta relación se debe a que suelos sin poros presenta una densidad cercana a los 2,65 g/cm³, siendo este límite teórico superior de la densidad aparente de un suelo, se debe indicar que son muy poco los suelos densos que llegan a este límite, suelos con valores altos evidencian un ambiente limitado para el crecimiento de raíces, con nula o escasa aireación y una reducida velocidad de infiltración. Sorprendentemente los suelo arcillosos y limosos tienden a tener valores bajos de densidad aparente, a diferencia de suelos con texturas franco arenosas y franco arcillo arenoso que tiende a ser más compactos y con mayor densidad aparente, ya que las arcillas y limos llenas más poros entre las arenas, favoreciendo el empaquetamiento (compactación) de la matriz del suelo,

esta diferencia se explica por la presencia de mayor cantidad de microporos en los suelos arcillosos (Schaetzl y Anderson, 2005 y FAO, 2009). Algunos suelos orgánicos tienen densidades menores a 1,0 g/cm³, producto de la gran cantidad de poros debido de materia orgánica, a la alta actividad biológica y su cercanía a la superficie, los cuales teóricamente tenderían a flotar. La mayoría de los suelos en su estado natural, se encuentran entre los rangos de 1,1 a 1,6 g cm³ (Schaetzl y Anderson, 2005 y FAO, 2009).

Metodológicamente, la densidad aparente se define como la medición en suelos secados al horno por 24 horas (100 ó 105 °C), correspondiente a una muestra de suelo (idealmente indisturbada) con volumen conocido, donde se eliminan cualquier fragmento grueso que puedan desviar los datos, una vez secada la muestra el peso de esta es dividido por el volumen de la muestra inicial, obteniendo así el valor de la densidad aparente (Schaetzl y Anderson, 2005, FAO, 2009 y Pfeiffer, 2011). Existen varios métodos para medir la densidad aparente, siendo el método del cilindro el más confiable (Pfeiffer, 2011). Su cálculo e interpretación (Tabla 3-1) se obtiene de la siguiente expresión.

$$\text{Volumen cilindro} = \pi r^2 h$$

$$\text{Densidad Aparente (Da)} = \frac{\text{Peso suelo seco } 105^{\circ}\text{C (masa de sólidos)}}{\text{Volumen del cilindro (Volumen de sólido y poros)}}$$

Tabla 3-1 **Relación entre densidad aparente y textura del suelo y su influencia en el desarrollo de plantas***

TEXTURA	DENSIDAD APARENTE		
	Ideal para el crecimiento de plantas	Afecta el crecimiento de plantas	Restringe el crecimiento de plantas
Arenoso Arenoso franco	<1,60	1,69	>1,80
Franco arenoso Franco	<1,40	1,63	>1,80
Franco arcillo arenoso Franco arcilloso	<1,40	1,60	>1,75
Limo Franco limoso	<1,40	1,60	>1,75
Franco arcillo limoso	<1,40	1,55	>1,65
Arcillo limoso Arcillo arenoso	<1,10	1,49	>1,58
Arcilla	<1,10	1,39	>1,47

* Radiculares. Fuente: https://www.nrcs.usda.gov/Internet/FSE_DOCUMENTS/nrcs142p2_053260.pdf

En cuanto al Índice de Desarrollo de Suelo (IDS) de Jennifer Harden de 1982, es el más utilizado índice de morfología de campo para establecer las características de desarrollo de los perfiles de suelo o paleosuelos (Schaetzl y Anderson, 2005). Este índice es una variación del índice B-C de Bilzi y Coilksz (1977 citado en Harden, 1982), en ambos índices los puntos se obtienen a cada horizonte a medida que se desarrollan propiedades particulares o aumentan en magnitud, como diferencia entre ambos índices, el IDS compara la evolución entre el material parental y los horizontes del perfil, ya que el índice B-C compara los horizontes con el horizonte C, así mismo la posibilidad de usar la información del material parental que se encuentra más cercano, dado que el índice B-C necesita que el horizonte C se encuentre en la misma columna o perfil, otra importante diferencia es que este IDS es matemáticamente más complejo que el índice B-C (Schaetzl y Anderson, 2005).

El IDS utiliza información de campo extraída de ocho propiedades del suelo o paleosuelo de cada horizonte como son: Película de arcilla, Textura, Rubefacción, Estructuras, consistencia en húmedo y seco, Melanización (Contenido de materia orgánica) y pH (Harden, 1982 y Schaetzl y Anderson, 2005). En 1983 Harden y Taylor modifican el índice para suelo y paleosuelos de climas áridos al agregar dos propiedades típicas de los

suelos desérticos como son la palidez y aclaramiento del color. Una importante característica del IDS, es ser “abierto”, ya que permite que otros investigadores puedan agregar propiedades o eliminar aquellas que no son aplicables (Knuepfer, 1988 citado en Schaetzl y Anderson, 2005).

Este índice utiliza como punto de inicio el material parental, ya que muchas propiedades del suelo cambian al envejecer el material parental, como ocurre con la textura del suelo que se vuelve más fina a medida que envejece, en el caso que no ocurra esta diferencia se debe a otros procesos como reactivación, eluviación o cementación. Es por ello que para cuantificar el desarrollo de las propiedades del suelo en el campo es que se asignan puntos, en este caso 10, a la cantidad de diferencias entre el horizonte desarrollado y su material parental (Harden, 1982).

Dado que los valores obtenidos para cada propiedad es que se debe normalizar los valores de modo que se produzca un valor de IDS para todo el perfil, para ello el valor de cada propiedad para cada horizonte se divide por el valor máximo de cada propiedad, obteniendo una normalización entre los valores 0 y 1, lo que también equivalen a expresar los valores en rango de 0 a 100%. Posteriormente todos los valores normalizados de cada propiedad se suman, este total se divide por el número de propiedades utilizadas y su resultado se multiplica por el espesor del horizonte. Finalmente, la suma final de estos valores es el que identifica al IDS, indicando que los valores más altos del IDS son los suelos de mayor desarrollo y los valores generalmente aumentan logarítmicamente con el tiempo (Harden, 1982 y Schaetzl y Anderson, 2005). La Figura 3-1 muestra los pasos a seguir para obtener el IDS.

Las propiedades que se utilizan son 7 de las 8, no considerando la propiedad de pH ya que esta puede variar por distintos motivos y no sólo por su temporalidad (Schaetzl y Anderson, 2005).

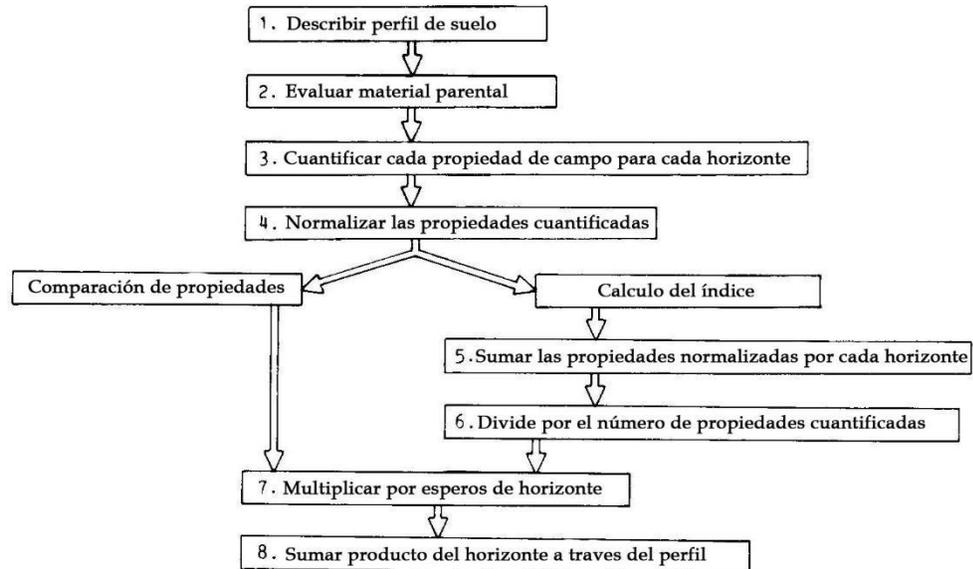


Figura 3-1 Paso para obtener el Índice de Desarrollo de suelo. Fuente: Harden (1982).

Para cuantificar las ocho propiedades del IDS de cada horizonte en cada perfil se utiliza el Soil Surver Staff actualizado, complementándolo con el Manual de Edafología de Casanova *et al.* (2004) y con el Libro de campo para describir y muestrear suelos de Schoeneberger *et al.* (2012). La primera propiedad que define Harden (1982) corresponde a la Textura Total del suelo (X_t), con esta se evalúa su consistencia en húmedo para dar cuenta del contenido de arcilla, para ello se asignan 10 punto en textura, plasticidad y adherencia para cada cambio en relación al material parental hacia los más fino, más plástico y clase de pegajoso (Tabla 3-2).

Fórmula para cuantificar y normalizar Textura Total del suelo (X_t).

$$X_t = 10 [(Textura\Delta X_0) + (Pegajoso\Delta X_0) + (Plasticidad\Delta X_0)]$$

$$X_{fn} = \frac{X_t}{X_{0t}max}$$

Tabla 3-2. **Características para reconocer la propiedad de Textura**

TEXTURAL	PEGAJOSIDAD (STICKNESS)	PUNTOS	PLASTICIDAD (PLASTICITY)	PUNTOS
Los puntos se asignan utilizando el triángulo textural de la USDA.	No pegajoso	0	No plástico	0
	Ligeramente pegajoso	10	Ligeramente plástico	10
	Pegajoso	20	Plástico	20
	Muy pegajoso	30	Muy plástico	30

Fuente: Harden (1982)

El segundo lugar está la propiedad Rubefacción (X_r), para ello se utiliza la información de la tabla Munsell asociado al HUE y CROMA, ya que el cambio en estos valores se conoce como rubefacción, ya que el valor del Hue se vuelve más rojizo y el valor del Croma se vuelve más brillante con la edad del suelo si los pigmentos están disponibles en ambientes oxidantes (Harden, 1982). Se evalúan asignando 10 puntos por cada cambio en el Hue y Croma en relación al material parental cada vez que se hace más rojizo y brillante. Se debe cuantificar definiendo el color en húmedo y seco.

Fórmula para cuantificar y normalizar la Rubefacción del suelo (X_r).

$$X_r = 10 [(Hue\Delta X_0) + (Croma\Delta X_0)]color\ seco + color\ húmedo$$

$$X_{rn} = \frac{X_r}{X_{0r}max}$$

La Melanización (X_v) es la tercera propiedad y se entiende como el oscurecimiento del suelo por la acumulación de material orgánica (Buol *et al.*, 1973 citado en Harden, 1982). Para evaluar el oscurecimiento se utilizan los datos del Valor (Value) de la tabla Munsell a medida que decrece el valor en relación al material parental. La asignación de los 10 puntos cada vez que decrece el Valor del horizonte en relación al material parental.

Fórmula para cuantificar y normalizar Melanización (X_v).

$$X_v = 10 (\text{Valor}\Delta X_0) \text{color seco} + \text{color húmedo}$$

$$X_{vn} = \frac{X_v}{X_{0v} \text{max}}$$

La cuarta y quinta propiedad corresponde a la Consistencia en seco (X_d) y húmedo (X_m) de cada horizonte, ya que estos se vuelven más duras y firmes con el tiempo a medida que los agregados se unen con más fuerza a las arcillas, los compuestos de óxido y orgánicos formados en el suelo (Harden, 1982). La asignación de los 10 puntos por cada aumento en la dureza (Consistencia seca) y firmeza (Consistencia húmeda) de cada horizonte (Tabla 3-3).

Fórmula para cuantificar y normalizar Consistencia en seco (X_d) y húmedo (X_m).

$$X_d = 10 (\text{Valor}\Delta X_0) \text{color seco} + \text{color húmedo}$$

$$X_m = 10 (\text{Valor}\Delta X_0) \text{color seco} + \text{color húmedo}$$

$$X_{dn} = \frac{X_d}{2 \times X_{0d} \text{max}} \quad X_{mn} = \frac{X_m}{2 \times X_{0m} \text{max}}$$

Para medir la consistencia en seco se debe tomar un ped y apretarlo entre los dedos, obteniendo así el nivel de dureza. En cuanto a la consistencia en húmedo, se agrega agua humedeciendo el ped y con los dedos se presiona obteniendo el nivel de firmeza.

Tabla 3-3 Características para reconocer la propiedad de Consistencia

CONSISTENCIA			
EN SECO	PUNTOS	EN HÚMEDO	PUNTOS
Suelto/a	0	Suelto/a	0
Suave	10	Muy friable	10
Ligeramente duro	20	Ligeramente friable	20
Duro	30	Firme	30
Muy duro	40	Muy firme	40
Extremadamente duro	50	Extremadamente firme	50

Fuente: Harden (1982)

En sexto lugar, se encuentra la propiedad de Estructura (X_s) del suelo, la cual se cuantifica en la base al Grado y el Tipo de agregado que se han formado al comparar el material parental, ya que este no presenta ningún tipo de estructura y sus sedimentos se caracterizan por ser granos gruesos (Harden, 1982). En el caso de las estructuras estas se evalúan de la siguiente forma según la asignación de puntos (Tabla 3-4), para estructuras en placa o planas son 5 puntos, para tipos de bloques 10 puntos, de tipo prismáticos 20 puntos y de tipo columna 30 puntos, complementariamente se asignan 10 puntos por el aumento en el grado de la estructura de débil (10 pts) a fuerte (30 pts), en el caso de existir estructuras secundarias a esta se les asigna medio punto de la estructura primaria, es decir, si la estructura es de bloque sub angular débil se asignan 20 puntos, si esta presenta una estructura secundaria de bloque sub-angular fina y débil se agregaría 10 puntos (medio punto) a los 20 de la estructura primaria (Harden, 1982).

Fórmula para cuantificar y normalizar Estructura (X_s).

$$X_s = 10 [(Grado + tipo) de 1^\circ] + 1/2 (Grado + tipo) de 2^\circ$$

$$X_{sn} = \frac{X_s}{X_{0s}max}$$

Tabla 3-4. Características para reconocer la propiedad de Estructura

SIN ESTRUCTURA		ESTRUCTURA		
GRADO (GRADE)	GRADO (GRADE)	PUNTOS	TIPO (TYPE)	PUNTOS
Masiva	Débil	10	Láminas	5
			Gránulos	
Granos individuales	Moderado	20	Bloques angulares	10
			Bloque sub-angulares	
Granos individuales	Fuerte	30	Prismas	20
			Columnas	30

Fuente: Harden (1982)

La séptima propiedad a cuantificar corresponde al pH (X_{pH}), propiedad sensible a la extensión de la lixiviación, la cual disminuye a medida que se lixivian los cationes básicos del suelo, a pesar de que las bases pueden acumularse inicialmente, a medida que los minerales son meteorizados, la lixiviación comenzará disminuir las bases en la parte superior y comenzar a desarrollar acidez en el suelo (Harden, 1982).

Fórmula para cuantificar y normalizar pH (X_{pH}).

$$X_{pH} = pH \Delta X_0$$

$$X_{pHn} = \frac{X_{pH}}{(pH X_{0pH})_{max}}$$

Finalmente, la octava propiedad correspondiente a la Película de arcilla (X_f), esta es un buen indicador de arcillas pedogenéticas en el desarrollo del suelo, a pesar de que estas pueden no permanecer orientadas en algunos ambientes (Harden, 1982). Esta clase de capa o película se describe en terreno en base a la abundancia, espesor y ubicación.

Su cuantificación en puntos se realiza por separado y luego se suman sus valores, como el material parental carece de la presencia de películas de arcillas se asigna 0 puntos. Las tres clases, revestimiento de poros, recubrimiento de la cara de ped y granos puentes (Figura 3-2), para evaluar la película de arcilla se asignan 10 puntos cada vez que cambia

en relación al material parental, en el caso de la ubicación cuando hay llenado de poros se asignan 5 puntos.

La cuantificación se realiza primero sumando las tres clases, de aquí la clase con mayor punto se define como la clase película primaria, si en el mismo horizonte distintas muestras evidencian diferencias de clases de películas, la que tenga la clase con mayor punto será la película de arcilla primaria y las otras serán las películas de arcilla secundarias, ambas películas primaria y secundaria se suman (Tabla 3-5), pero para las películas secundarias se seleccionan la misma clases de mayor punto de la película de arcilla primaria, eliminando las otras dos clases, estas se suman y se dividen por medio puntos (1/2).

Fórmula para cuantificar y normalizar Película de arcilla (X_f).

$$X_f = [(Abundancia + Espesor + ubicación) de arcillas con puntos altos] + 1/2 (Valor de 2° clase secundaria)$$

$$X_{fn} = \frac{(X_f - 20)}{X_{ofmax}}$$

Tabla 3-5. Características para reconocer la propiedad de Película de arcilla

ABUNDANCIA (FREQUENCY)	PUNTOS	GROSOR (THICKNESS)	PUNTOS	UBICACIÓN (LOCATION / MORPHOLOGY)	PUNTOS
Muy poco	10	Delgado	10	Revestimiento de poros	10
Poco	20				
Común	30	Moderadamente grueso	20	Recubrimiento de la cara del ped	20
Mucho	40	Grueso	30	Granos puentes	
Continuo	50				

Fuente: Harden (1982)

La **Abundancia** (*Frequency*) se define de la siguiente forma.

Pocas: Películas de arcillas presentes en menos del 2% de la superficie. Pueden identificarse parches de película, pero su frecuencia es tan baja que el significado de su presencia puede ser nulo o dudoso. La clase incluye pequeños parches ocasionales de película de arcilla que no se asocia regularmente con otras características morfológicas.

Común: Películas de arcillas presentes en el 2-20% de la superficie. Los parches de película se asocian regularmente con otras características morfológicas. La mayor parte de la superficie de los pedos o los poros, o ambos, están recubiertos con una película de arcilla.

Muchas: Películas de arcillas presentes en el 20-80% de la superficie. Las películas de arcillas se asocian regularmente con otras características morfológicas. Muchos se presentan como parches discretos o como una red continua.

Continuo: Películas de arcillas presentes en más del 80% de la superficie. La mayoría o todas las superficies de los pedos o poros, o ambas, están cubiertas con esta película. Los parches de superficies naturales pueden estar libres de películas de arcilla, pero las películas son esencialmente continuas.

El **Grosor** (*Thickness*) se define de la siguiente forma.

Delgado: Espesor 0,005-0,05 mm. Se necesita usar lente de mano para la identificación, son visibles en sección transversal con lente 10X, pero no a simple vista si están presentes, la película de arcilla envuelve granos de arena muy finos o sus contornos son indistintos. Los granos finos de arena sobresalen a través de la película de arcilla o solo tienen una capa fina y son fácilmente visibles.

Moderadamente grueso: Espesor 0.05-0.5 mm. Las películas de arcilla son visibles en una sección cruzada a simple vista; los granos finos de arena están envueltos por la película u otros contornos son indistintos; las superficies de las películas son relativamente lisas.

Grueso: Espesor 0.5-1.0 mm. Las películas de arcilla y sus bordes rotos son fácilmente visibles sin aumento; las superficies de la película son lisas; los granos de arena están envueltos por la película o sus contornos son indistintos.

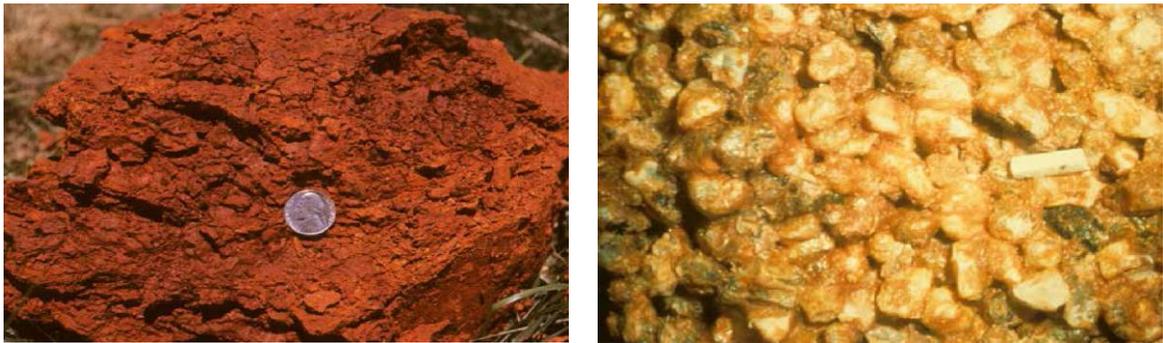


Figura 3-2. **Película de arcilla.** Imagen izquierda (Ubicación) en las superficies de los peds a lo largo de un horizonte argílico. Imagen derecha: Puente de arcilla de granos de arenas. Fuente: *Illustrated guide to soil taxonomy, version 2, Soil Survey Staff. 2015.*

Una vez que son definidas las características evolutivas de los paleosuelos interestratificados dentro del campo de paleodunas, se procedió a determinar mediante la correlación entre las profundidades de las paleodunas de esta investigación y las profundidades de las paleodunas datadas mediante OSL de los trabajos de Veit *et al.* (2015) ubicada a los 32°S y García *et al.* (2019) ubicada a los 32°46'16''S y 71°28'49''O (30 m.s.n.m.) (Ventanas I), ambas columnas localizadas en la bahía de Quinteros. De esta forma se estableció de forma combinada una secuencia de edades relativas que permitan asociar cronológicamente a que posible periodo se produjo la morfogénesis dunar y la posterior pedogénesis, ya que a medida que aumenta la profundidad aumenta la

antigüedad de los depósitos. Ambas columnas funcionarán como columnas guías ya que cuentan con dataciones absolutas para inferir cronológicamente los períodos de evolución.

Es importante señalar que estos trabajos realizaron dataciones a paleodunas a una distancia cercana al área de muestreo esta investigación dentro de la ensenada de Quintero, en el caso de Ventanas I, esta se encuentra aproximadamente a 1 kilómetro de distancia, permitiendo tener un alto grado de relación entre estos depósitos. Dado que en ambos trabajos datan las muestras de paleodunas (arenas), las edades obtenidas abajo y arriba de los paleosuelos, permiten establecer un rango probable de edades donde se desarrollaron los procesos de pedogénesis dunar durante el Pleistoceno superior.

Para establecer esta relación entre los trabajos de Veit *et al.* (2015) y García *et al.* (2019) se aplicó el Coeficiente de Pearson (r), que es la forma más directa de valorar relaciones entre variables cuantitativas aleatorias, entregando una medida acerca de la intensidad y dirección de la relación entre ambas variables, en otras palabras, es un índice que permite medir el grado de covariación (correlación) entre las distintas variables relacionadas linealmente (Aguilera *et al.*, 2003). La forma de interpretar este coeficiente es en base a sus resultados el cual comprende los valores entre -1 y 1, donde los valores iguales a -1 tiene una correlación negativa perfecta, donde las variables no tiene una correlación y al ser igual a 1 tienen una correlación positiva perfecta, donde las variables tiene una directa correlación, si el resultado es cero (0) se señala que las variables no tienen relación lineal entre las variables (Aguilera *et al.*, 2003). A modo de reforzar los datos se realiza un cálculo de la significancia para establecer la validez y aceptación de esta correlación de estos resultados. Para obtener estos valores se utiliza el programa Spss versión 22 con sus herramientas de análisis de correlación bivalente y regresiones lineales.

4 RESULTADOS

4.1. Unidades Morfoestratigráficas de la ensenada de Quintero

Para la delimitación de las unidades morfoestratigráficas y la ubicación y extensión de las paleodunas presentes en la ensenada de Quintero es que se realizó una caracterización de las unidades geomorfológicas presentes en el área de estudio, para así obtener un contexto morfodinámico y evolutivo más específico de cómo se distribuyen las diversas unidades morfológicas.

4.1.1. Caracterización de las unidades geomorfológicas de la ensenada de Quintero

A nivel de la ensenada de Quintero, las principales características geomorfológicas de esta ensenada se observan en la carta geomorfológica en la Figura 4-1. La Figura 4-2 muestra la ubicación de las figuras de las unidades morfológicas descritas.

Las primeras unidades descritas corresponden al sistema de laderas, utilizando y aplicando la clasificación taxonómica propuesta por Araya - Vergara (1985 y 1996) para la cuenca de Santiago. La presencia de dos litologías distintas en las laderas de la ensenada de Quintero, permite clasificar a las laderas extrusivas correspondientes a la Fm. Ajjal (Rivano *et al.*, 1993) como “*Vertientes estructural concordante con caras libres y talud*”, ya que presentan un modelado esculpido sobre secuencias estratificadas (Figura 4-3). La parte alta se observan afloramientos de rocas y la parte baja se presentan los materiales desprendidos depositados en forma de talud los cuales están estabilizados por vegetación de tipo matorral, evidenciando la formación de suelos delgados, su distribución es a lo largo de todo el flanco occidental de la cordillera, sólo interrumpido por intrusiones granitoides en la parte sur y en algunos sectores aislados en la zona media del área de estudio.

EVOLUCIÓN MORFOESTRATIGRAFICA DE PALEODUNAS Y PALEOSUELOS EN LA ENSENADA DE QUINTERO,
REGIÓN DE VALPARAÍSO, CHILE

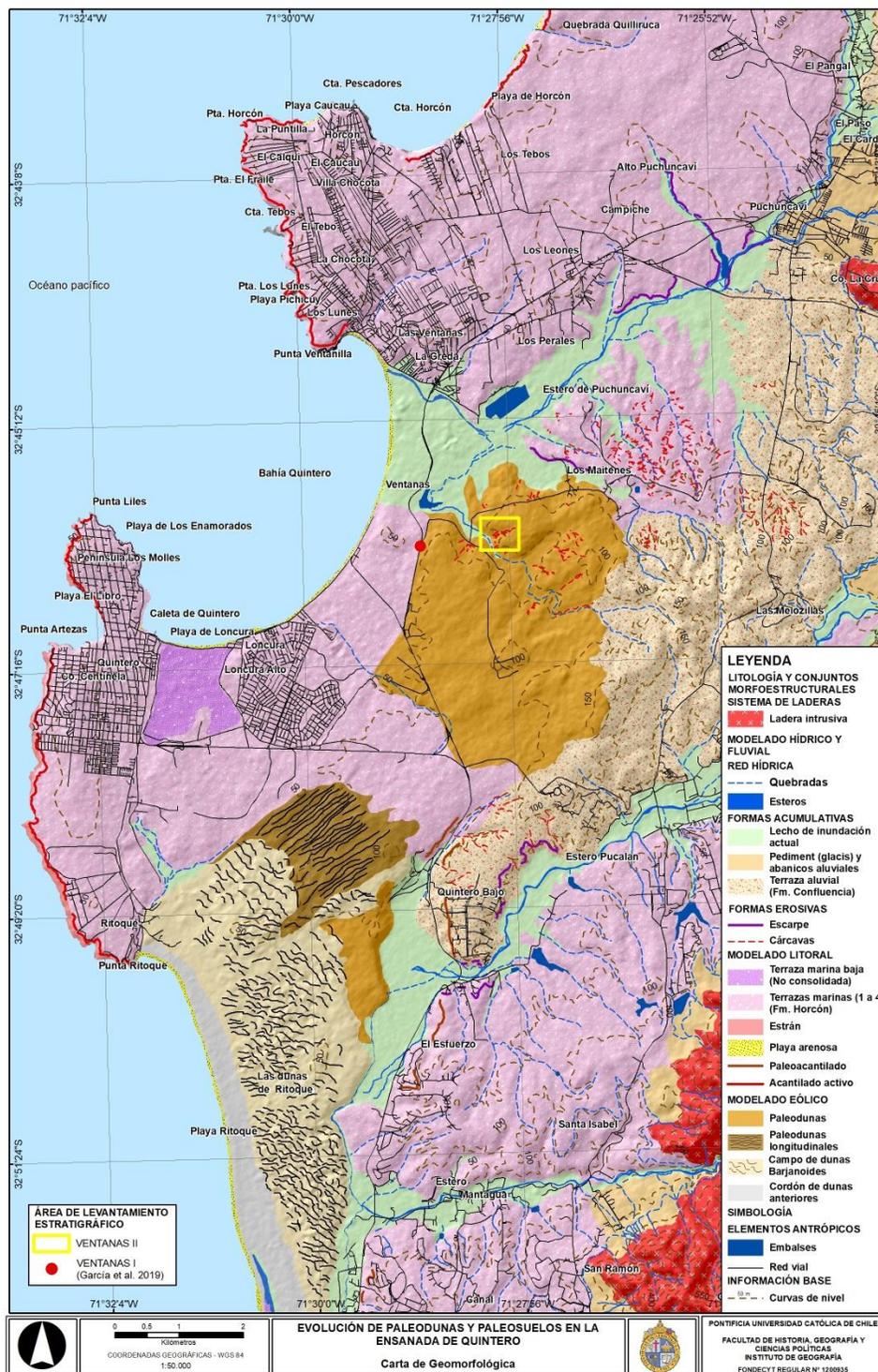


Figura 4-1 Carta geomorfológica del área de estudio. Fuente: Elaboración propia.

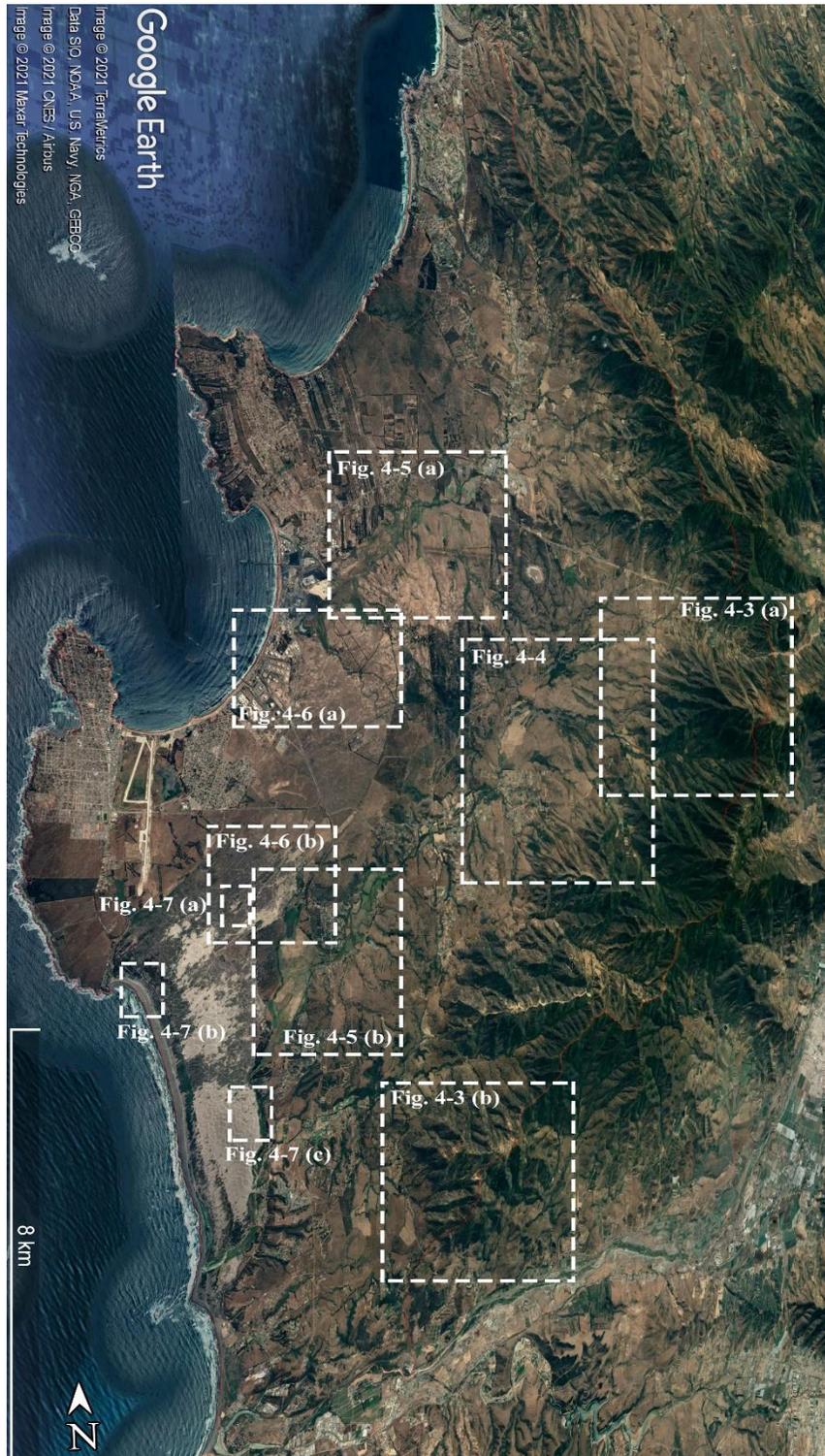


Figura 4-2 Imagen con ubicación de figuras de esta tesis y obtenidas de Google Earth.
Fuente: Elaboración propia.

En cuanto a las laderas intrusivas correspondientes litológicamente a las unidades Tranquila y Cavilolén (Rivano *et al.*, 1993), las cuales se clasifican taxonómicamente como “*Vertientes con influencia exógena de flanco pasivos con interfluvios en relieves ferales*” (Figura 4-3), presentan una altitud menor a los 1.000 m.s.n.m., como señalan Araya – Vergara (1985 y 1996) y Soto *et al.*, (2006) como laderas de baja montaña, su clasificación se debe a que las laderas presentan superficies relativamente regular y lisas, producto que casi no se observan procesos de meteorización reciente, se infiere que pueden existir regolitos estables, dado la presencia de abundante vegetación de tipo matorral principalmente se tiene una cubierta de suelo desarrollado.

Un aspecto general para las laderas, es la presencia en las quebradas de una abundante cobertura vegetal de tipo matorral, lo que implica un alto grado de estabilidad en estos corredores de detritos, permitiendo entender que no hay un gran aporte de sedimentos a la base de las laderas, esta característica es concordante con la clasificación propuesta para ambas laderas donde hay una condición morfoclimática y grado de evolución de estabilidad morfológica.



Figura 4-3 **Sistema de vertiente o ladera ensenada de Quintero.** (a) Ladera estructural concordante correspondiente a la Fm. Ajjal, se aprecian la cara libre y en la base y talud aluvio-coluvial, en amarillo se identifican los estratos volcánicos, esta ladera se ubica al medio de la ensenada; b) Ladera de flanco pasivo con interfluvios ferales, esta característica evidencia la estabilidad antes los procesos de meteorización, esta ladera se ubica al sur de la ensenada. La línea roja delimita el área de estudio. Fuente: Elaboración propia en base a imágenes de Google Earth.

Inmediatamente a las laderas se encuentran las formas depositacionales o de contacto de base, como Araya – Vergara (1985 y 1996) clasifica aquellos depósitos que se encuentran en contacto con la ladera, en este caso se presenta principalmente dos tipos de morfología, la primera de ella corresponde a los *Pediment (glacis)* (Figura 4-4), formas que se encuentran a lo largo de toda la ensenada de la ladera del flanco occidental de la cordillera, generando una coalescencia en cuanto a sus formas, siendo la zona media donde se presenta con mayor expresión estas formas, teniendo una extensión promedio de 4 km y su pendiente no supera los 10°, a diferencia de las zonas proximal y distal de la cordillera donde estas formas se encuentran depositadas a no más de 1 km promedio de la base de la ladera. Estos pediment se encuentran bien preservados, muy incididos y disectados por la torrencialidad de los flujos, con una nula o escasa presencia de vegetación en su superficie, en la zona media estos depósitos se engranan y pasan a formar parte de los depósitos que conforman el valle del estero Pucalán.

En cuanto a los depósitos que conforman a los *Abanicos aluviales* (Figura 4-4), estas formas se presentan claramente ligadas a las quebradas, donde se distingue su ápice, adyacentes a la base de las laderas y su tamaño está condicionado a la extensión y forma de las quebradas fuentes, por lo cual su área de depositación no alcanza más de 1 km de longitud en promedio. En la zona media de la ensenada en la parte distal de los *pediment* se formaron algunos abanicos aluviales favorecidos por las incisiones en los *pediment*.

Tanto *pediment* como abanicos aluviales se encuentran sobre la superficie de las terrazas marinas de la Fm. Horcón y la terraza aluvial de la Fm. Confluencia.



Figura 4-4. **Formas de contacto de base.** En color naranja se identifica la superficie correspondiente a coalescencia de *pediment* (glacis) y en verde los abanicos aluviales vegetados, ambas formas ubicadas en la zona sur de la ladera de la ensenada. Fuente: Elaboración propia en base a imágenes de Google Earth.

Concordante con las formas de depositación, están los *Lechos de inundación actual* (Figura 4-5), los cuales corresponden de Sur a Norte a los esteros Mantagua, Pucalán y Puchuncaví. Estos tres esteros se caracterizan por presentar una importante incisión epigénica que erosionan a las terrazas marinas de la Fm. Horcón y la terraza aluvial de la Fm. Confluencia (Rivano *et al.*, 1993), dentro de las características observadas se evidencia que las riberas al Sur de los esteros Mantagua y Pucalán tienen una pendiente promedio de 3 a 5°, para el estero Puchuncaví su pendiente es de 1 a 2° promedio, para la riberas Norte de los tres esteros su pendiente promedio es entre 8 a 10°. Los anchos de los esteros son variables haciendo más ancho hacia agua abajo como promedio entre los 600 a 500 metros. El estero Pucalán es afluente del estero Mantagua en cual llega hacia la costa, donde se observa una laguna en la depresión interdunar. El estero Puchuncaví también llega hacia la costa, pero ambos no cuentan con un *inlet* constante que los conecte al mar, pero usando imágenes aleatorias de Google Earth se aprecian momentos que, si están conectados, especialmente en invierno, favoreciéndose por las marejadas y precipitaciones que aumentan el caudal, esto último permite la formación del abanico aluvial que se forma en el estero Pucalán.



Figura 4-5. **Lecho de inundación actual.** (a) Corresponde al estero Pucalán y (b) al estero Puchuncaví, en ambos esteros se encuentran delimitados por las terrazas marinas de la Fm. Horcón y la terraza aluvial de la Fm. Confluencia. Fuente: Elaboración propia en base a imágenes de Google Earth.

Una de las morfologías asociadas a formas de acumulación por acción aluvial corresponde a la **Terraza aluvial** correspondientes a la Formación Confluencia, esta unidad se encuentra principalmente en la zona media del área de estudio (Figura 4-3) y tiene una longitud de casi 12 km y con anchos variables de más menos 1 km en la zona Sur y de aproximadamente 4,5 km en la parte Norte de la formación. Estos depósitos tienen un espesor de 50 a 100 m y su altura varía a lo largo de esta terraza entre 90 a 150 m.s.n.m. (Rivano *et al.*, 1993 y Cuevas, 2017), su superficie es irregular evidenciando la presencia de quebradas que la han disectado, como se señaló anteriormente se engrana con la Fm. Horcón y está en algunos sectores al Oeste cubierto por paleodunas.

Una de las unidades morfológicas de mayor expresión dentro de la ensenada de Quintero, se encuentran las **Terrazas marinas con depósitos marinos** de la Fm. Horcón (Figura 4-6). De acuerdo con el trabajo de Cuevas (2017), señala que existen 5 niveles de terrazas marinas desde el sector de Ventanas hasta Valparaíso, las cuales presentan superficies limitadas con alta variabilidad en las altitudes de las superficies y con leves diferencias en las alturas de los paleo acantilados. Estas variaciones se deben como señala Cuevas (2017) a la segmentación tectónica de bloques que dificulta su reconocimiento y correlación altimétrica. En cuanto a las terrazas marinas que se encuentran en esta ensenada, se presentan los cinco niveles, pero no continua a lo largo del área de estudio, para el caso de la terraza marina más alta T4 su altitud está entre los 140 - 160 m.s.n.m. y está en

contacto con el flanco occidental de la Cordillera de la Costa, esta se identificó al Sur de la ensenada en el sector de Mantagua, la terraza marina T3 con una altitud entre los 90 - 110 m.s.n.m., se identifica también en el sector de Mantagua y al Norte de la ensenada en Los Maitenes, la terraza marina T2 tiene una altitud entre los 70 – 90 m.s.n.m., su buen desarrollo está rodeando a T3 en torno a los 100 – 110 m.s.n.m., tiene en general un menor desarrollo espacial y generalmente de escasa preservación, dentro de la ensenada también se presenta en los sectores de Mantagua y Los Maitenes, para el caso de la terraza marina T1 con una altitud entre los 30 – 60 m.s.n.m., se presentan en los sectores de Mantagua, Puchuncaví y Los Maitenes, pero también en el sector de Quintero. Finalmente, la terraza marina T0 con una altitud menor a 10 m.s.n.m., está restringida a la línea de costa y a la planicie litoral y fluviales, se identifica en el sector de Mantagua, y Ventanas, en el caso de Mantagua hasta el estero Pucalán gran parte de esta terraza marina está cubierta por el campo de dunas actual de Ritoque.

Al establecer un valor promedio para cada altitud de las cinco terrazas marinas se obtiene mediante una correlación altimétrica mediante terrazas marinas datadas como Caldera y Bahía Inglesa (Marquardt *et al.*, 2004), bahía de Mejillones (Marquardt *et al.*, 2005) y Bahía de Tongoy (Saillard *et al.*, 2012). Los MIS, edades relativas y nivel del mar asignadas a las terrazas marinas de la ensenada de Quintero son, T4 (150 m.s.n.m.) pertenecería al MIS 11 (430±30 ka.) y un nivel del mar 0±10m, para T3 (100 m.s.n.m.) al MIS 9 (330±10 ka) y un nivel del mar 4±4m, para T2 (80 m.s.n.m.) correspondería al MIS 7 (210±10 ka.) y un nivel del mar -3±4m, en cuanto a T1 (45 m.s.n.m.) este nivel se pueden ser tanto del MIS 5e (125±5 ka.) como del MIS 5c (100±5 ka.), con un nivel mar para MIS 5e de 5±3m y para MIS 5c -14,5±2,5m, finalmente T0 (10 m.s.n.m.) se puede correlacionar con el MIS 5a (83,3±3 ka.) y con un nivel de mar de -15,5±2,5m. Con estos antecedentes se obtienen las tasas de alzamiento tectónico mediante la ecuación propuesta por Lajoie (1986 en Saillard, 2008) para las 5 terrazas marinas, donde T4 es de 0,35 m/ka, T3 de 0,29 m/ka, T2 es de 0,39 m/ka., T1 de 0,32 m/ka. y finalmente T0 con 0,31 m/ka. Estos valores se encuentran dentro de las mismas tasas para las terrazas marinas

correlacionadas, evidenciando un tectonismo regional. Calculado estos valores se obtiene una aproximación para establecer un marco cronológico dentro del Pleistoceno medio y superior, y así inferir los momentos en que se formaron otras unidades morfológicas como ocurre con las paleodunas de esta investigación.

Al igual que la superficie de la terraza aluvial de la Fm. Confluencia, las terrazas marinas se presentan incididas y disectadas por acción hídrica que genera quebradas las cuales tienen mayor expresión espacial en la parte Sur de la ensenada.

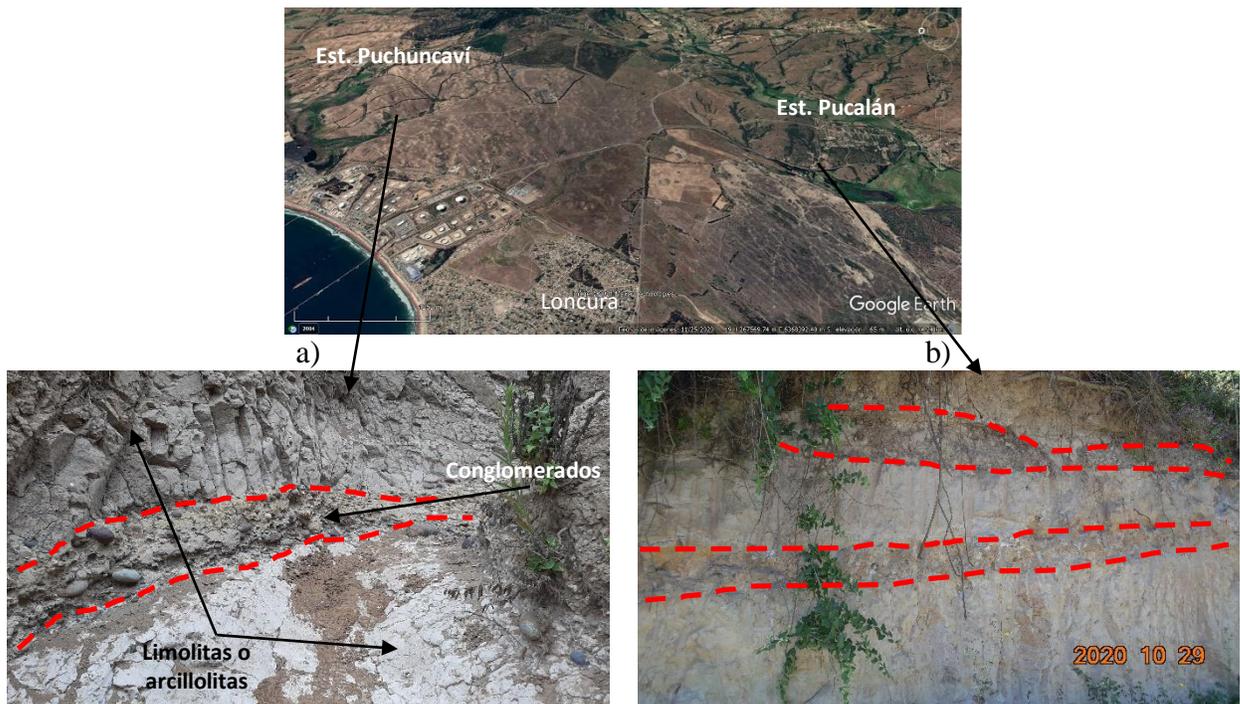


Figura 4-6. **Terrazas marinas con sedimentos.** Vista de Google Earth donde se identificaron estratos de la Fm. Horcón que conforman las terrazas marinas dentro de esta ensenada. (a) Estratos ubicados bajo paleodunas compuestos por limolitas o arcillolitas intercaladas con un estrato de conglomerados con clastos aplanados de matriz soportada; b) Estratos identificados en el sector del estero Pucalán, se puede observar estratos de mayor espesor compuestos de areniscas en parte arcillosas intercaladas por estratos de conglomerado de matriz soportada. Fuente: Elaboración propia.

Continuando con las unidades morfológicas de la costa se encuentran el Campo de dunas de Ritoque (Figura 4-7), el cual se localiza desde la desembocadura del estero Mantagua hasta la localidad de Ritoque. Este campo de duna tiene una longitud de 7,5 km

aproximadamente y anchos variables de casi 1 km en la zona Sur y aumentando hacia el norte alcanzando un ancho de casi 4 km, se debe señalar que en esta parte se suma la presencia de la *Dunas antiguas longitudinales* (Figura 4-7) y en horquillas formadas durante el Holoceno descritas por Castro (1987), estabilizadas por la vegetación densa de tipo *Baccharis concava* y *Puya chilensis* y alcanza una altitud promedio de 60 m.s.n.m. Así mismo se describen las formas que componen el campo de dunas activas y vegetadas de Ritoque, las cuales se componen de las dos familias de dunas costeras presentes en un lado la familia de *Dunas anteriores* (Figura 4-7) donde se encuentran las dunas bordes monticuladas (antedunas) con vegetación de tipo *Ambrosia chamissonis* y *Carpobrotus chilensis* y dunas bordes artificiales formadas por la plantación de *Ammophila arenaria*, que es vegetación introducida (Castro, 1987). Estas dunas están separadas por corredores de deflación, separando a esta familia de duna se encuentra la depresión interdunaria, la cual al sur del campo dunar se encuentra la laguna de Mantagua.

La segunda familia dunar y que ocupa la mayor extensión dentro del *Campo dunar son las dunas de la familia de los barjanés* (Figura 4-7), donde se señala que principalmente existen dunas barjanoides y transversales, las cuales son altas alcanzando en algunos sectores hasta 46 m.s.n.m., se presentan como formas de olas, con crestas sinuosas y disimétricas, en algunos sectores estas dunas están estabilizadas por la vegetación *Baccharis concava* y *Puya chilensis*. Al observar las dunas actualmente se aprecia que existe un mayor desarrollo de dunas transversales.

El desarrollo del campo de dunas y la presencia de la extensa playa arenosa (± 80 m de ancho promedio) en Ritoque, evidencia un comportamiento concordante con el tipo de zona de rompiente (TZR), mayoritariamente entre disipativa e intermedia (varía entre barra y surco longitudinales y barra y *rip* transversales), ambos TZR favorecen el aporte de sedimentos transportados por la deriva litoral hacia la costa. Lo que se suma a un viento efectivo predominantemente sur-oeste (SWW) y con una intensidad que sea superior a 4,5 m/s, como lo señala Bagnolds (1941 citado en Castro, 1987). Para la playa de Quintero se

observa una condición distinta, ya que presenta una playa menos amplia (± 20 m de ancho promedio), asociada a un TZR de tipo reflectiva, con menor aporte de sedimentos hacia la playa, condición que está controlada por el *headland* donde se ubica la ciudad de Quintero.

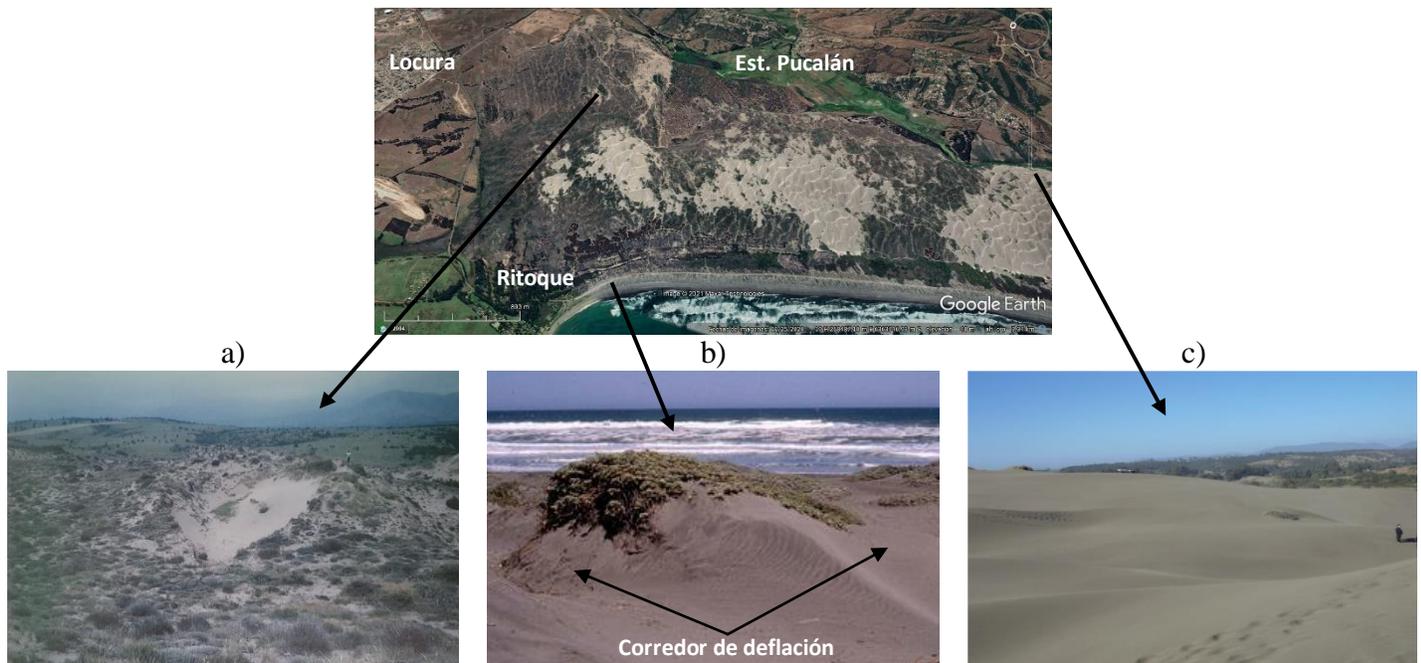


Figura 4-7. **Sistema dunar de Ritoque.** La imagen superior corresponde a una vista aérea del campo de dunas de Ritoque. a) Dunas longitudinales estabilizadas por vegetación tanto natural como plantada, se observa las ondulaciones acolinadas, depositadas sobre terraza marinas T1; b) Imagen representativa del cordón de dunas anterior separados por corredores de deflación; c) Vista de dunas transversales sin vegetación con la coalescencia de los cuernos, la persona muestra la potencia de estas dunas. Fuente: imagen (a) corresponden a Paskoff y Manríquez (2004); b) y c) por el autor.

Finalmente, la unidad que es motivo de esta investigación corresponde a las *Paleodunas* (Figura 4-8) que se encuentran al frente de la bahía de Quintero y al Sur de las dunas longitudinales y sobre las terrazas marinas de la Fm. Horcón, más específicamente en la terraza marina T1 que está a 30 – 60 m.s.n.m., que correspondería al MIS 5e o 5c con una edad de 125 ka. o 100 ka. En cuanto a sus características Castro (1987) señala que estas se encuentran con una superficie con vegetación fijadora desmantelada, producto de la erosión eólica e hídrica natural como antrópica, esta última se evidencia por la presencia de profundas cárcavas con una incisión de más de 10 m. Estas paleodunas a diferencia de

las dunas de Ritoque han perdido sus formas originales, sin embargo, Rivano *et al.*, (1993) señala que estas dunas serían barjanoides, sus superficies son suavemente onduladas o acolinadas y en algunos sectores estabilizadas por vegetación boscosas. A diferencia de las dunas longitudinales que se habrían formado durante el inicio del Holoceno, las paleodunas se habrían formado durante el Pleistoceno superior.

Con la delimitación de las unidades morfoestructurales, se establece un orden de las unidades morfológicas para comprender aproximadamente cómo ha sido el desarrollo evolutivo de la ensenada de Quintero. Siendo la presencia de las terrazas marinas, especialmente la T1 donde se depositaron las paleodunas de este estudio, permitiendo establecer el primer marco cronológico para delimitar en qué momento comenzaron a depositar estas paleodunas, después de los 125 Ka. o 100 Ka. En este mismo sentido, la presencia del campo de dunas actuales de Ritoque, permite establecer a qué tipo de familia de dunas corresponderían las paleodunas estudiadas, siendo principalmente barjanoides. La correlación posicional entre las dunas actuales y las paleodunas permiten señalar que los factores que interactúan en la morfogénesis dunas actual debieron ser los mismos que actuaron en las paleodunas, como son la dirección del viento predominante, el área de abastecimiento correspondiente a la desembocadura del Río Aconcagua y a la acción de la deriva continental.



Figura 4-8. **Vista de la superficie del campo de paleodunas Pleistocenas de Ventanas.** Nótese la morfología ondulada que representa la herencia macro-morfológica de las dunas originales. También se puede observar la ausencia de un horizonte superficial orgánico continuo, producto de la erosión por la interacción combinada eólica e hídrica (ej., erosión acelerada por lluvia, en manto y regueras) que es parte de la formación de las cárcavas con profundidades promedios de 10 metros. Los sectores que aún preservan este horizonte orgánico de unos 10 a 15 cm de espesor están asociados a la presencia de arbustos que aún protegen la erosión. Vista hacia el oeste. Fuente: Elaboración propia.

4.2. Estratigrafía y sedimentología

4.2.1. Columnas estratigráficas

La identificación de la secuencia estratigráfica se realizó al interior de una cárcava en el campo paleodunar (Figura 1-2) localizado a 1,9 km al Oeste de la bahía de Quintero, en el sector de Ventanas (Figura 4-1), con una extensión de casi 400 metros donde la mayor profundidad es aproximadamente de 13 metros y la superficie está a 65 m.s.n.m. (Figura 4-9). La cárcava presenta un patrón dendrítico, en su interior se observaron las mismas unidades estratigráficas, pero en diferentes columnas que fueron luego integradas. La secuencia estratigráfica completa fue identificada en cuatro sectores clasificados como columnas estratigráficas A1; A2; A3 y A4 (Figura 4-9), donde se reconocieron 13 unidades estratigráficas en total. En la Tabla 4-1, se muestra la ubicación exacta donde se encuentran las cuatro columnas, el espesor total que tiene cada columna (A1, A2, A3 y A4), código de identificación de las unidades y el espesor.

**EVOLUCIÓN MORFOESTRATIGRÁFICA DE PALEODUNAS Y PALEOSUELOS EN LA ENSENADA DE QUINTERO,
REGIÓN DE VALPARAÍSO, CHILE**

Debido a que hay una repetición cuasi-cíclica de tipos sedimentarios comunes en las diferentes columnas analizadas, se realizaron las descripciones sedimentarias en conjunto para evitar redundancia y lograr una diferenciación de facies representativas, para luego localizarlas en una columna estratigráfica que integre la totalidad de las observaciones.

Tabla 4-1 Número de columnas estratigráficas y las unidades asociadas a Ventanas II

COLUMNAS ESTRATIGRÁFICAS	COORDENADAS UTM		ESPESOR TOTAL COLUMNA (m)	UNIDADES POR COLUMNAS	ESPESOR DE CADA UNIDADES* (m)
	ESTE (X)	NORTE (Y)			
COLUMNA A1	269092,5	6371649,2	2,91	VEN_20_01	1,30
				VEN_20_02	1,61
COLUMNA A2	269085,3	6371641,9	1,10	VEN_20_03	0,45
				VEN_20_04	0,65
COLUMNA A3	269099,4	6371628,1	10,74	VEN_20_01	±1,10**
				VEN_20_02	±0,90**
				VEN_20_03	±0,50**
				VEN_20_04	±1,60**
				VEN_20_05	0,60
				VEN_20_06	3,42
				VEN_20_07	0,92
				VEN_20_08	0,87
				VEN_20_09	0,33
				VEN_20_10	±0,50
COLUMNA A4	269982,3	6371540	3,2	VEN_20_10	±1,00**
				VEN_20_11	0,30
				VEN_20_12	1,60
				VEN_20_13	±0,30**

*Donde se analizó y midió en el lugar cada unidad; ** Espesores aproximados usados de referencia para unidad no medida en el lugar. Fuente: Elaboración propia.

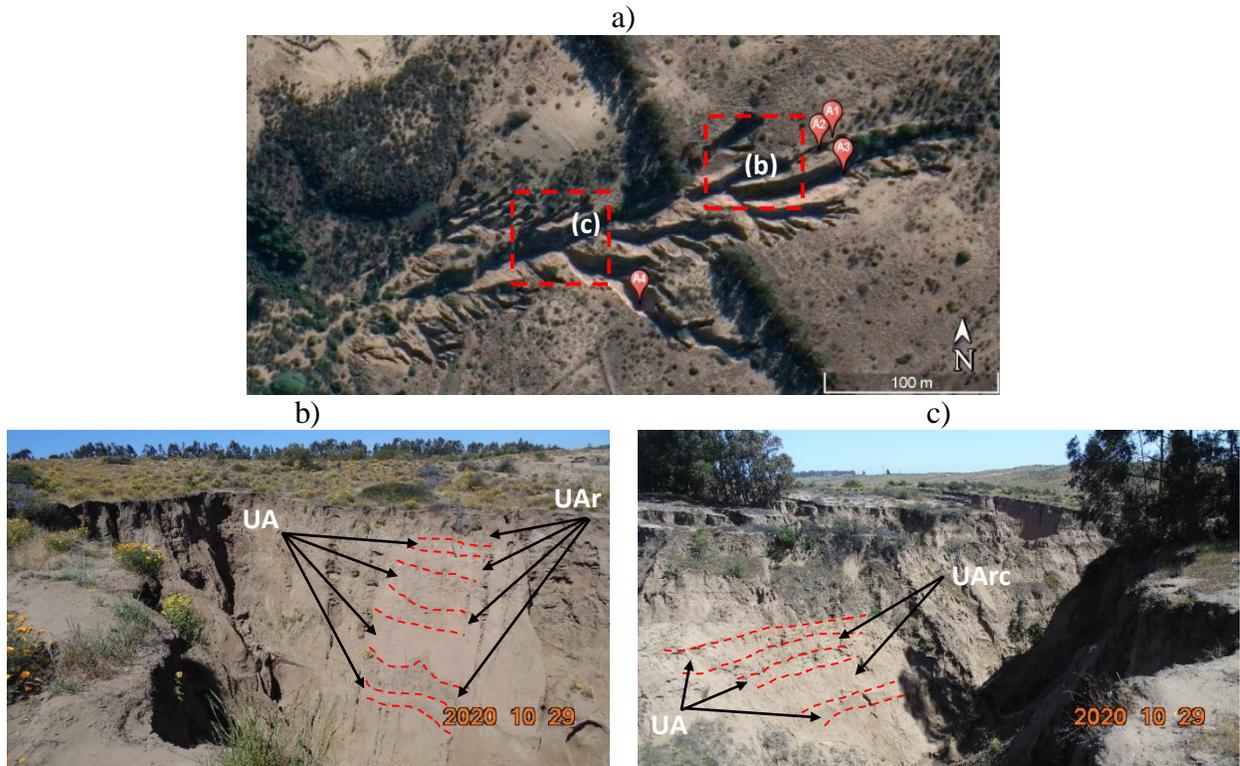


Figura 4-9. **Sección estratigráfica en Ventanas II.** a) Vista área general de la cárcava donde se observan los puntos asociados a las columnas estratigráficas (A1, A2, A3 y A4). b) Vista de zona alta o cabecera de la cárcava donde se observa la profundidad de 13 m de incisión. c) Vista de la zona media de la cárcava con una profundidad 9 m de incisión. Nótese la sucesión de unidades de arenosas (UA) y arcillosas (UAr) Pleistocenos enterrados. Fuente: Elaboración propia.

La primera secuencia de las unidades corresponden a la columna estratigráfica A1 (260.092,5E – 6.371.649,2N) conformada por las unidades VEN_20_01 (1,30m) y VEN_20_02 (1,61m) (Figura 4-10). Conectados lateralmente a unos 10,3 metros al oeste se encuentra la columna estratigráfica A2 (269.085,3E – 6.371.641,9N) en donde se presentan las unidades VEN_20_03 (0,45m) y VEN_20_04 (0,65m). Dentro del eje principal de la cárcava a unos 20 m al sur de la Columna A2 se encuentra la columna estratigráfica A3 (269.099,4E – 6.371.628,1N), la cual presenta 10 unidades que corresponden al mayor número de unidades identificadas en una sola columna. En esta columna se encuentran las unidades VEN_20_01 ($\pm 1,10\text{m}$), VEN_20_02 ($\pm 0,90\text{m}$), VEN_20_03 ($\pm 0,50\text{m}$), VEN_20_04 (1,60m), VEN_20_05 (0,60m), VEN_20_06 (3,42m), VEN_20_07 (0,92m), VEN_20_08 (0,87m), VEN_20_09 (0,33m) y

VEN_20_10 ($\pm 0,50$ m) (Figura 4-11). Mediante unidades guías entre ambas columnas (A1 y A2) se logró realizar una correlación estratigráfica entre las columnas. Se pueden evidenciar las variaciones en los espesores que presentan las columnas A1 y A2 con respecto a la columna A3. Debido a la cantidad de material que cubre la base donde se levantó la columna A3, es que las unidades VEN_20_07, VEN_20_08, VEN_20_09 y VEN_20_10 son descritas a unos 3 a 4 metros distante de las otras unidades (cárcava abajo). La base de la unidad VEN_20_10 está expuesta de manera incompleta y no se conoce su espesor total, el cual varía lateralmente dentro de la cárcava, por lo cual sólo se pudo medir en el lugar $\pm 0,50$ m como espesor de referencia en el sitio de A3, pero su espesor es mayor como se expone cárcava abajo. Finalmente, la última secuencia estratigráfica corresponde a la columna A4 (Figura 4-12), la cual se encuentra a una distancia de 145 metros al oeste de la columna A3. Dentro de la columna A4 se reconocieron 4 unidades interpretadas como VEN_20_10 ($\pm 1,0$ m), VEN_20_11 (0,32m), VEN_20_12 (1,60m) y VEN_20_13 ($\pm 0,30$ m expuestos en la base). La conexión estratigráfica que permitió conectar las unidades de la columna A3 con la columna A4 se deben a las unidades VEN_20_09 y VEN_20_11, estas unidades sirvieron como capaz guías, ya que sus características y continuidad dentro de los ejes de la cárcava permitieron realizar esta correlación (Figura 4-13). Con la presencia de la unidad VEN_20_10 en las columnas A3 y A4 se evidencia la variabilidad en el espesor de esta unidad, ya que en la columna A3 es de $\pm 0,50$ m, pero en la columna A4 su espesor puede ser de $\pm 1,0$ m o más. La unidad VEN_20_13 tiene un espesor expuesto de $\pm 0,30$ m, esto debido a la gran cantidad de derrumbes que cubre la base de la pared de la columna, no permitiendo definir su espesor real. Bajo esta unidad, en las cercanías de A4, aflora la Fm. Horcón (Figura 4-6 (a)).

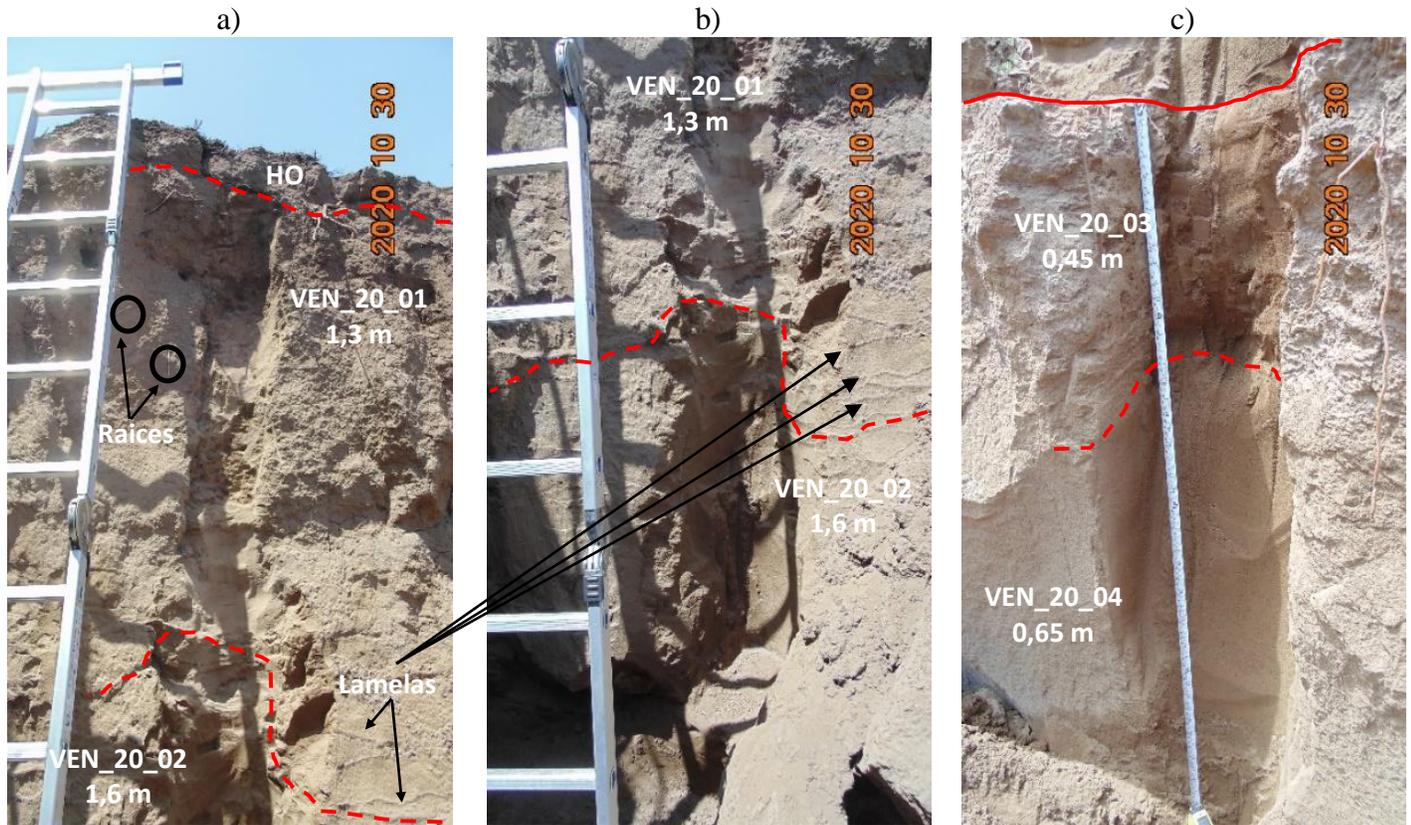


Figura 4-10. **Columnas estratigráficas A1** (a y b) y **A2** (c). La figura (a) lo primero que se observa es la unidad correspondiente al horizonte orgánico (HO) sobre la unidad VEN_20_01, que se caracteriza por presentar una composición más arcillosa. La figura (b) corresponde a la unidad VEN_20_02 mayormente arenosa. Entre el contacto de VEN_20_01 y VEN_20_02 se aprecian pequeñas láminas que corresponde a Lamelas (*Clay lamellae*) que menor a 2 cm de espesor (Flechas negras). En cuanto al tipo de contacto entre ambas unidades se observa un contacto gradual (línea continua). La imagen (c) corresponde a la **columna estratigráfica A2**, se presenta la unidad VEN_20_03 mayormente arcillosa y VEN_20_04 más arenosa. Se observa el contacto nítido en el techo (Línea continua) con la unidad VEN_20_02 y una gradualidad (Línea segmentada) entre las unidades VEN_20_03 y VEN_20_04. Fuente: Elaboración propia.

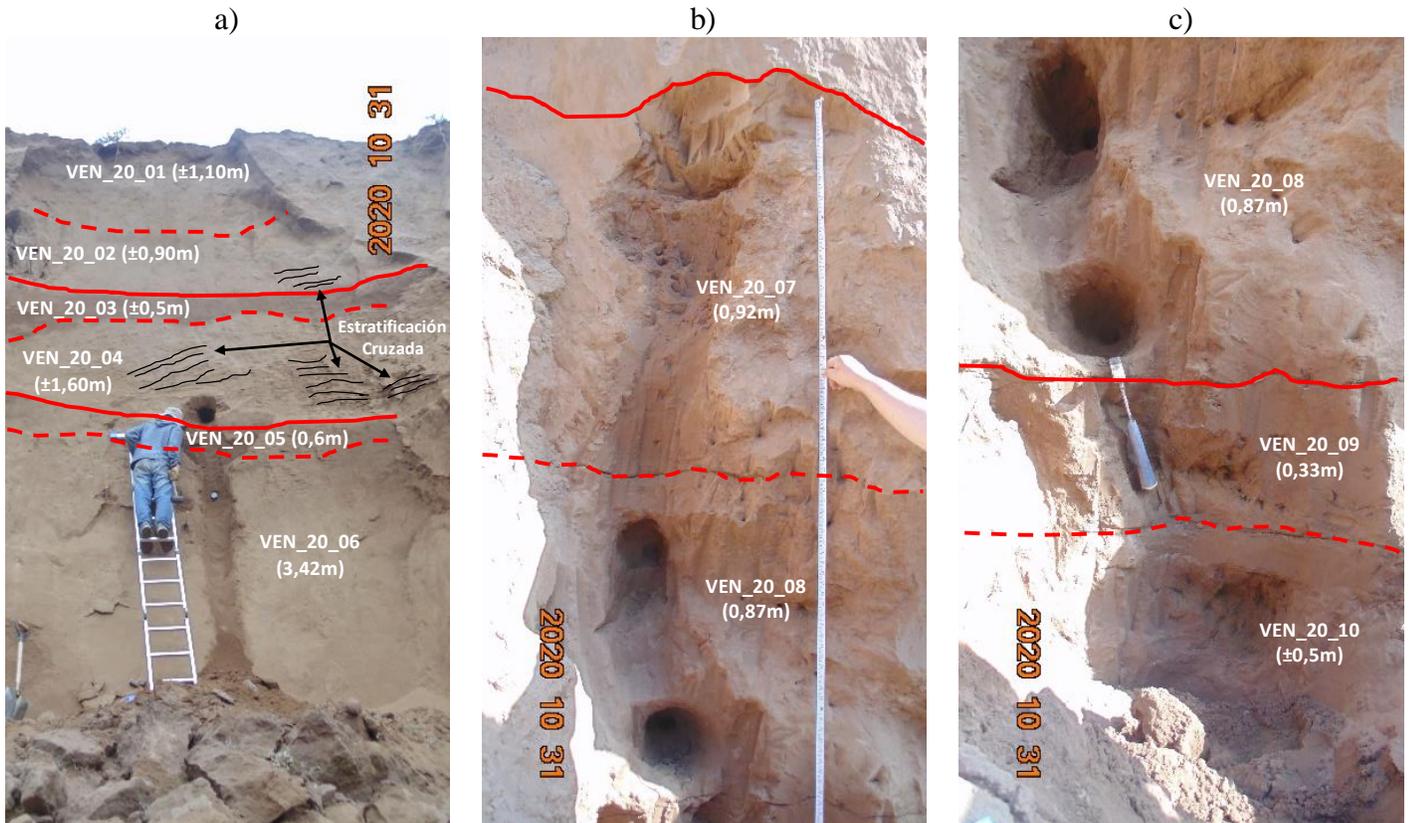


Figura 4-11. **Columna estratigráfica A3.** Los espesores de las unidades VEN_20_01 al VEN_20_04 dentro de esta columna son de referencia por ello se antepone el signo \pm . La imagen (a) VEN_20_05, se identificó en terreno por la humedad que permite su delimitación al igual que VEN_20_03, esta unidad es mayormente arcillosa. Se observa también que la unidad VEN_20_04 tiene un predominio arenoso de su estructura con la presencia de estratificación cruzada (líneas negras), las cuales también se observan en VEN_20_02. La unidad VEN_20_06, registra el mayor espesor de todas las unidades y con una mayor composición de arenas. La imagen (b) y (c) se reconocieron a una distancia de 3 a 4 m de donde se analizó las unidades de la imagen (a), aquí se encuentran VEN_20_07 y VEN_20_08, el primero es mayormente arcillosa y la segunda arenosa. La imagen (c) VEN_20_09, uno de las dos unidades guía que permite correlacionar las columnas estratigráficas A3 y A4, su composición es mayormente arcillosa. La unidad VEN_20_10, tiene un espesor mínimo ya que los derrumbes cubren la pared de la cárcava y no permiten determinar exactamente su profundidad y potencia, pero su composición es mayormente arenosa. Los contactos entre las unidades están identificados por una línea continua que diferencia a los contactos nítidos y para los contactos graduales con una línea segmentada. Fuente: Elaboración propia.

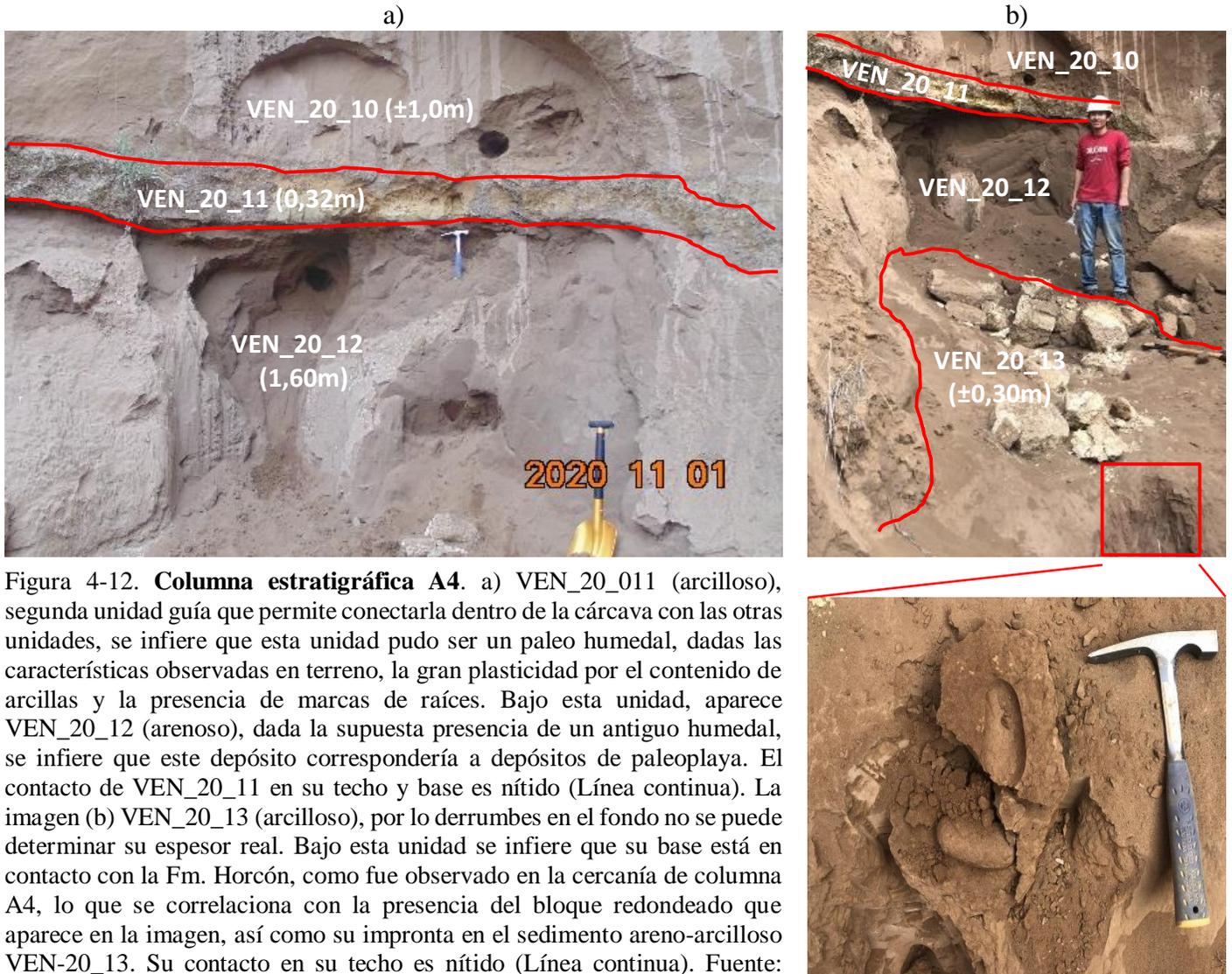


Figura 4-12. **Columna estratigráfica A4.** a) VEN_20_011 (arcilloso), segunda unidad guía que permite conectarla dentro de la cárcava con las otras unidades, se infiere que esta unidad pudo ser un paleo humedal, dadas las características observadas en terreno, la gran plasticidad por el contenido de arcillas y la presencia de marcas de raíces. Bajo esta unidad, aparece VEN_20_12 (arenoso), dada la supuesta presencia de un antiguo humedal, se infiere que este depósito correspondería a depósitos de paleoplaya. El contacto de VEN_20_11 en su techo y base es nítido (Línea continua). La imagen (b) VEN_20_13 (arcilloso), por lo derrumbes en el fondo no se puede determinar su espesor real. Bajo esta unidad se infiere que su base está en contacto con la Fm. Horcón, como fue observado en la cercanía de columna A4, lo que se correlaciona con la presencia del bloque redondeado que aparece en la imagen, así como su impronta en el sedimento areno-arcilloso VEN-20_13. Su contacto en su techo es nítido (Línea continua). Fuente: Elaboración propia.



Figura 4-13. **Unidades guías.** Las imágenes (a) (VEN_20_09) y (b) (VEN_20_11) corresponden a las unidades que funcionan como estratos guía que permitieron conectar las columnas A3 y A4. Fuente: Elaboración propia.

4.2.2. Textura de unidades arenosas

A lo largo de las cuatro columnas (A1 al A4) que conforman la secuencia estratigráfica se observan seis unidades que presentan similares características sedimentarias (ej., mayor abundancia de arenas). Estas unidades corresponden a VEN_20_02, VEN_20_04, VEN_20_06, VEN_20_08, VEN_20_10 y VEN_20_12. Para estas seis unidades se obtiene del análisis granulométrico mediante tamizaje (Tabla 4-2) que las arenas predominantes son las arenas finas (3 Phi), seguidas por las arenas muy finas (4 Phi). La muestra VEN_20_02, tiene una alta concentración de arenas medias (2 Phi). En cuanto a granos de mayor tamaño como arenas muy gruesas (0 Phi), no todas las muestras presentan este tipo de granulometría, sólo las muestras VEN_20_02, VEN_20_08 y VEN_20_12 contienen un porcentaje muy bajo (< 1%) de arenas gruesas, lo que evidencia, el predominio de las arenas finas (>50% del total). Todas las muestras presentan un porcentaje residual de finos inferior al 7%.

Tabla 4-2 **Granulometría unidades arenosas**

TAMAÑO DE GRANO		UNIDADES ARENOSAS					
Arenas	Phi	Ven_20_02	Ven_20_04	Ven_20_06	Ven_20_08	Ven_20_10	Ven_20_12
Muy Gruesas	0	0	0	0	0	0	0
Gruesas	1	0.03	0	0	0.004	0	0.006
Medias	2	38.34	6.28	3.65	4.29	2.62	5.05
Finas	3	56.32	78.49	74.81	73.22	82.84	85.77
Muy finas	4	4.63	11.66	15.26	14.8	10.63	8.6
Limos - Arcillas		0.67	2.71	5.3	6.7	3.36	0.3

Fuente: Elaboración propia.

En función de los resultados de la granulometría se construyen curvas de frecuencia acumulada para determinar el tipo de transporte en relación a sus quiebres y a las características de las arenas de playas y dunas según lo modelos establecido por Visher (1969) y Paskoff (1970), donde las partículas más gruesas se transportan por tracción, las fracciones medias y finas por saltación y por suspensión las partículas muy finas.

Para la curva de frecuencia acumulada de la muestra VEN_20_02 (Figura 4-14), se observan sólo los transportes de saltación y suspensión por el quiebre a los 38,37%. La saltación en esta muestra comprende a las arenas gruesas y medias, y la suspensión a las arenas finas y muy finas. Para VEN_20_04, con un quiebre en su curva a los 84,77% separa al transporte de saltación (arenas medias y finas) con el transporte de suspensión (arenas muy finas). La muestra VEN_20_06, presenta el quiebre en su curva a los 78,46%, entre el transporte de saltación (arenas medias y finas) y el transporte de suspensión (arenas muy finas). Para la muestra VEN_20_08 presentan dos quiebres, el primero a los 4,29% separando al transporte de tracción (arenas gruesas y medias) con el transporte de saltación (arenas finas) y un el segundo quiebre a los 73,22% entre la saltación y el transporte de suspensión (arenas muy finas). En cuanto a la muestra VEN_20_10, el quiebre en su curva se da a los 85,46% entre el transporte de saltación (arenas medias y finas) y el transporte de suspensión (arenas muy finas). Finalmente, la muestra VEN_20_12 que también tiene dos quiebres, el primero a los 5,056% separando al transporte de tracción (arenas gruesas) y el transporte de saltación (arenas finas), el

**EVOLUCIÓN MORFOESTRATIGRAFICA DE PALEODUNAS Y PALEOSUELOS EN LA ENSENADA DE QUINTERO,
REGIÓN DE VALPARAÍSO, CHILE**

segundo quiebre se da a los 85,77% entre la saltación y el transporte de suspensión (arenas finas). La Figura 4-14 muestra las curvas de frecuencia acumulada.

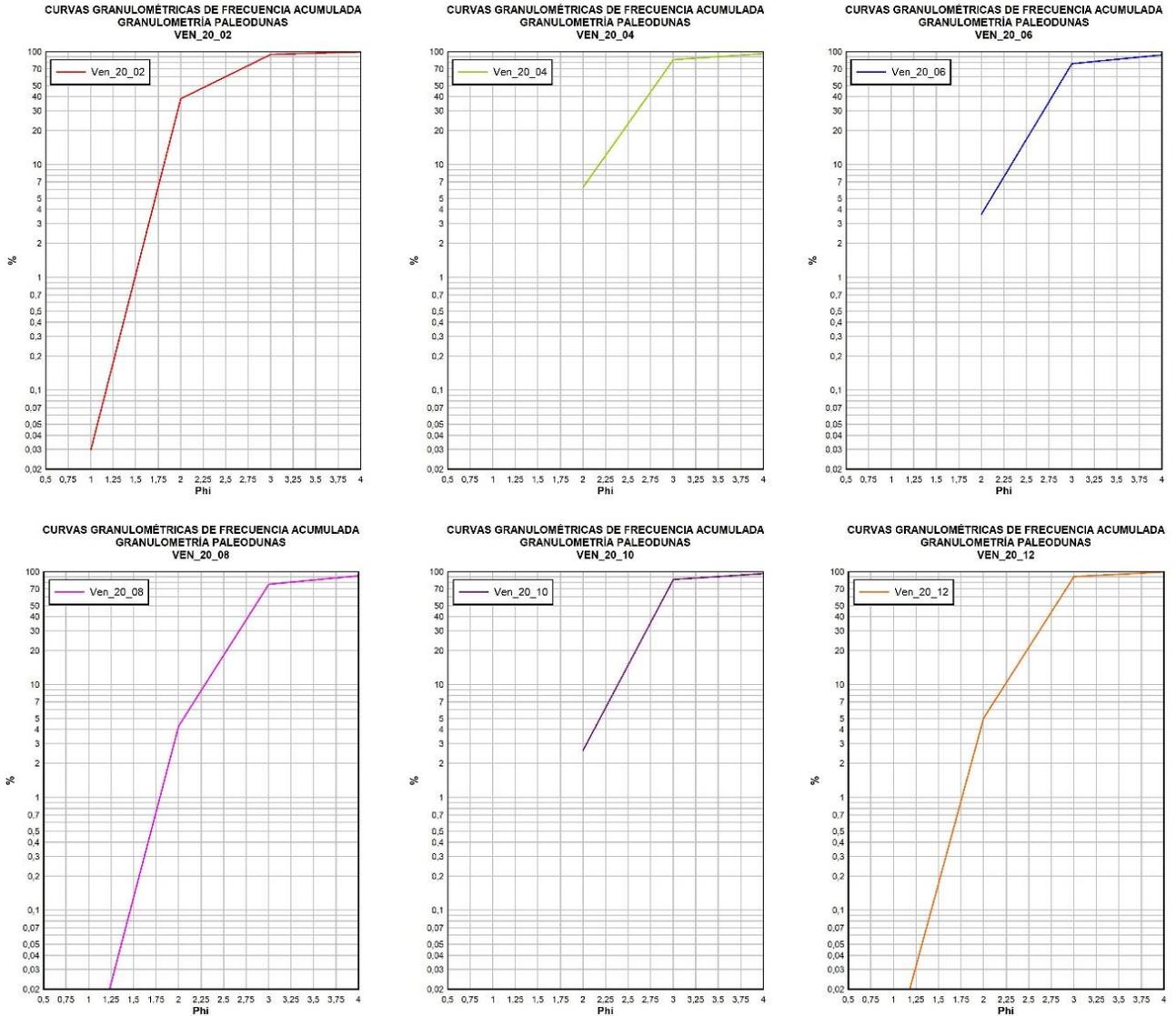


Figura 4-14 **Curvas de frecuencia acumulada a unidades arenosas.** Fuente: Elaboración propia.

Con la aplicación de los parámetros estadísticos de Folk y Ward de 1957 (Anexo 8-1 y Anexo 8-2) obtenidos para las muestras arenosas (Tabla 4-3), la Media (M_z) permite determinar que las arenas se clasifican como finas. En cuanto a la Desviación estándar (σ_1), las muestras se clasifican mayoritariamente como Bien Seleccionadas, concordante

con depósitos eólico y de playa, resultados que se correlacionan con la descripción granulométrica.

La Asimetría (Sk_1), se observa una clara diferencia entre las muestras, ya que sólo tres muestras (VEN_20_06, VEN_20_08 y VEN_20_10) presentan matemáticamente una asimetría positiva (Tabla 4-3) concordante con el predominio de las arenas finas por sobre los demás rangos de arenas. Para VEN_20_02, la asimetría obtenida difiere, ya que matemáticamente es muy asimétrica negativa, indicativo de arenas que se distribuyen hacia los granos grueso, debido al alto porcentaje que tiene también las arenas medias con un 38,34% (Tabla 4-2). En cuanto a las muestras VEN_20_04 y VEN_20_12 su asimetría es matemáticamente simétrica (Tabla 4-3), señalando que hay una distribución concentrada y predominante de las arenas finas (Tabla 4-2).

Por último, se obtiene la Curtosis (K_G), donde cinco de las seis muestras se clasifican como Muy Leptocúrtica, lo que indica que estas muestras tienen una mayor concentración y correlación con los valores de la media ya que dominan las arenas finas (Tabla 4-3). En el caso de la muestra VEN_20_02 su resultado es muy platicúrtica (Tabla 4-3), ya que la diferencia porcentual entre las arenas medias y finas es muy acotada (<20%), no permitiendo una concentración en un solo tamaño de arena.

Obtenido los valores de la estadística para las muestras se procede a identificar el ambiente depositacional mediante las ecuaciones de la Función Discriminante Lineal (FDL), permitiendo definir si las muestras corresponden a un ambiente de Playa o Eólico, o entre un ambiente de Playa o de Aguas Agitadas Poco Profundas. La Tabla 4-3 muestra el resultado para las muestras arenosas.

Tabla 4-3 **Resultados estadísticos y Función Discriminante Lineal a las unidades arenosas**

MUESTRAS DE UNIDADES ARENOSAS	ESTADÍSTICAS SEGÚN FOLK Y WARD (1957)				FUNCIÓN DISCRIMINANTE LINEAL DE SAHU (1964)	
	Media (M _Z)	Desviación Estándar (σ_1)	Asimetría (Sk ₁)	Curtosis (K _G)	Eólico V/S Playa	Playa V/S Agua Poco Profunda
VEN_20_02	2.393 Arenas finas	0.516 Moderadamente bien seleccionada	-0.445 Muy asimétrica negativa	0.595 Muy platocurtica	-4.778	57.909
VEN_20_04	2.755 Arenas finas	0.397 Bien seleccionada	0.039 Simétrica	2.401 Muy Leptocurtica	-1.854	98.619
VEN_20_06	2.938 Arenas finas	0.437 Bien seleccionada	0.539 Muy asimétrica positiva	1.678 Muy Leptocurtica	-10480.322	46045.692
VEN_20_08	2.933 Arenas finas	0.436 Bien seleccionada	0.536 Muy asimétrica positiva	1.671 Muy Leptocurtica	-5.674	99.031
VEN_20_10	2.762 Arenas finas	0.296 Muy bien seleccionada	0.283 Muy asimétrica positiva	1.703 Muy Leptocurtica	-4.818	85.631
VEN_20_12	2.748 Arenas finas	0.361 Bien seleccionada	0.055 Simétrica	2.284 Muy Leptocurtica	-2.328	94.841

Valores estadísticos expresados en Phi. El color amarillo correspondería a un ambiente depositacional eólico; color rojo, ambiente depositacional de playa y color azul a un ambiente depositacional de aguas agitadas poco profundas. Fuente: Elaboración propia.

El primer resultado de FDL, entre un ambiente depositacional de tipo Playa o Eólico, se obtiene que VEN_20_02; VEN_20_06; VEN_20_08 y VEN_20_10 corresponde a un ambiente depositacional Eólico. La muestra VEN_20_04, difiere y arroja como ambiente de depositación de tipo PLAYA, lo que implicaría un cambio en el mecanismo de depositación con las otras muestras, al estar entre dos muestras de ambiente eólico, pero la presencia de estratificación cruzada evidencia que si sería eólico. Para VEN_20_12, pertenece a un ambiente depositacional de Playa.

Los resultados entre un ambiente depositacional de Playa o de Aguas Agitadas Poco Profundas, muestran que cinco de las seis unidades corresponden a un ambiente de Aguas Agitadas Poco Profundas. La muestra VEN_20_02 se obtuvo que su ambiente es de tipo Playa.

Al no conocer claramente cuál es el ambiente depositacional de las 6 unidades arenosas, resulta vital el análisis de la FDL y la discriminación cuantitativa de las características de viscosidad entre los ambientes de Playa, Eólico y Aguas Agitadas poco profundas, tienen como implicancias en sus resultados la posibilidad de reconstruir la proveniencia de los sedimentos al señalar que estos derivan de la costa, siendo transportados y depositados por el oleaje (aguas poco profundas) y que posteriormente fueron re-transportadas y re-depositadas (eólico), reforzando los resultados de la textura y las curvas granulométricas.

4.2.3. Textura de unidades arcillosas

A las siete muestras VEN_20_01; VEN_20_03; VEN_20_05; VEN_20_07; VEN_20_09; VEN_20_11 y VEN_20_13, por su clara presencia de arcillas se procede mediante el Método de Bouyoucos de 1936 a determinar la composición granulométrica (Arena, limo y arcillas) y así obtener la clase textura según la clasificación propuesta por la USDA. De acuerdo con las pruebas realizadas se pudo determinar una nula y escasa reacción a la presencia de material orgánico y carbonato cálcico mediante la aplicación de peróxido de hidrógeno (H_2O_2) al 30% y ácido clorhídrico (HCl) al 10%, respectivamente.

Los resultados obtenidos muestran que seis de las siete muestras presentan en la primera lectura a los 40 segundos una concentración menor al 40% de limos y arcillas, y sólo la muestra VEN_20_11 un 50% de limo y arcillas (Tabla 4-4). Al realizar la segunda lectura a las dos horas para medir la cantidad de arcillas en suspensión (Anexo 8-3 y Anexo 8-4), evidencia una alta concentración de estos filosilicatos, proporción que se encuentra entre los 14 y 28% (Tabla 4-4), siendo la muestra VEN_20_11 la de mayor cantidad de arcillas (Tabla 4-4). Las muestras VEN_20_01; VEN_20_03 y VEN_20_05, son las de menor concentración de arcillas, bajo de un 20%.

Tabla 4-4 Resultados del Método Bouyoucos a las unidades arcillosas

MUESTRA	LECTURA 1 LIMO - ARCILLA					LECTURA 2 ARCILLA				
	Hora	T°	DENSÍMETRO (g/l)	CORRECCIÓN T° a g/l	%	Hora	T°	DENSÍMETRO (g/l)	CORRECCIÓN T° a g/l	%
VEN_20_01	11:20	19.8°	29	29	29	13:30	20.8°	15	15.3	15.3
VEN_20_03	11:20	20.8°	26	26.3	26.3	14:25	20.6	17	17.3	17.3
VEN_20_05	13:00	22.1°	23	23.6	23.6	15:00	20.6°	14	14.3	14.3
VEN_20_07	13:50	21.5°	38	38.6	38.6	15:50	20.8°	22	22.3	22.3
VEN_20_09	14:40	21.6°	31	31.6	31.6	16:40	20.9°	21	21.3	21.3
VEN_20_11	10:10	21°	50	50.3	50.3	12:10	20.2°	28	28	28
VEN_20_13	10:30	20.8°	30	30.3	30.3	12:30	20.3°	20	20	20

Fuente: Elaboración propia.

La Tabla 4-5 muestra el porcentaje por cada sedimentos determinados por el método, valores que permiten señalar que las tres primeras muestras tienen la misma clase textural, FRANCO ARENOSA, lo que significa que hay una mayor concentración de las arenas en relación a los limos y arcillas. Para las muestras las cuatro siguientes (Tabla 4-5) su clase textural es FRANCO ARCILLO ARENOSA, lo que muestra un aumento en la concentración de las arcillas y los limos en relación a las tres primeras muestras, lo que evidencia un mayor proceso y tiempo de pedogénesis.

Tabla 4-5 Clasificación textural a las unidades arcillosas

MUESTRA	LIMO (%)	ARCILLA (%)	ARENA (%)	CLASIFICACIÓN USDA
VEN_20_01	13.7	15.3	71	FRANCO ARENOSA
VEN_20_03	9	17.3	73.7	FRANCO ARENOSA
VEN_20_05	9.3	14.3	76.4	FRANCO ARENOSA
VEN_20_07	16.3	22.3	61.4	FRANCO ARCILLO ARENOSA
VEN_20_09	10.3	21.3	68.4	FRANCO ARCILLO ARENOSA
VEN_20_11	22.3	28	49.7	FRANCO ARCILLO ARENOSA
VEN_20_13	10.3	20	69.7	FRANCO ARCILLO ARENOSA

Fuente: Elaboración propia.

4.2.4. Características sedimentológicas de las unidades arenosas

Como se ha señalado las unidades arenosas corresponden a las unidades VEN_20_02, VEN_20_04, VEN_20_06, VEN_20_08, VEN_20_10 y VEN_20_12 y se caracterizan por presentar casi una nula presencia de limos y arcillas (1 a 7%), evidenciado por el alto

contenido de arenas que equivalen al 92 y 99% del total. Estos porcentajes varían (Tabla 4-2), disminuyendo con la profundidad desde la unidad VEN_20_02 (99,3%) hasta VEN_20_08 (92,3%) y aumentan los porcentajes de limos y arcillas (0,6 a 6,7%). Sin embargo, con las unidades VEN_20_10 y VEN_20_12, aumenta el porcentaje de las arenas en profundidad, pasando de 96,7% a 99,4%. Granulométricamente, estas unidades arenosas predominan las arenas finas y las arenas muy finas (Tabla 4-2), que en conjunto abarca sobre el 88 y 90%, siendo solo VEN_20_02 que tiene un porcentaje menor de 60,95% entre arenas finas y muy finas.

En función del grado de selección de las arenas y la clasificación estadística para las unidades arenosas (Tabla 4-3), estas se catalogan en general como arenas finas bien seleccionadas, donde 4 unidades (VEN_20_04, VEN_20_06, VEN_20_08 y VEN_20_12) presentan una buena selección de las arenas. La unidad VEN_20_02 se clasifica como moderadamente bien seleccionada y VEN_20_10 como muy buena selección. En cuanto a la forma que presentan las arenas, se obtiene que cinco unidades arenosas (VEN_20_02 a VEN_20_10) corresponden a arenas sub redondeadas a sub angulosas con una moderada esfericidad (Anexo 8-5 y Anexo 8-6), siendo la unidad VEN_20_12 donde las arenas son redondeadas con una moderada esfericidad.

Las características litológicas identificadas en terreno, muestra que las unidades tienen una mineralogía similar, predominando los ferromagnesianos y en menor cantidad, feldespatos, biotitas y cuarzos. Con un análisis en laboratorio se podrá definir qué tipo de minerales son los ferromagnesianos, así como algunos fragmentos granos o líticos que no pudieron ser reconocer a simple vista.

La clasificación del color mediante el código Munsell, se obtuvo en condiciones secas y húmedas. En húmedo, cinco de seis unidades presentan el mismo color, Pardo oscuro (10 YR 3/3) y VEN_20_12 tiene un color Pardo muy oscuro (7,5 YR 2,5/2). En cuanto a su color en seco, cuatro de seis unidades presentan un color Pardo (10 YR 4/3), la unidad

VEN_20_04 tiene un color Pardo amarillento oscuro (10 YR 4/4) y VEN_20_12 un color Pardo oscuro (10 YR 3/3).

Finalmente, una característica importante corresponde al tipo de estructura sedimentaria que se identificaron en las unidades arenosas, se reconoce que las unidades presentan a simple vista una estructura masiva. Sin embargo, con mayor detección y a cierta distancia a las unidades VEN_20_02 y VEN_20_04, presentan un patrón de estratificación cruzada (Figura 4-15).

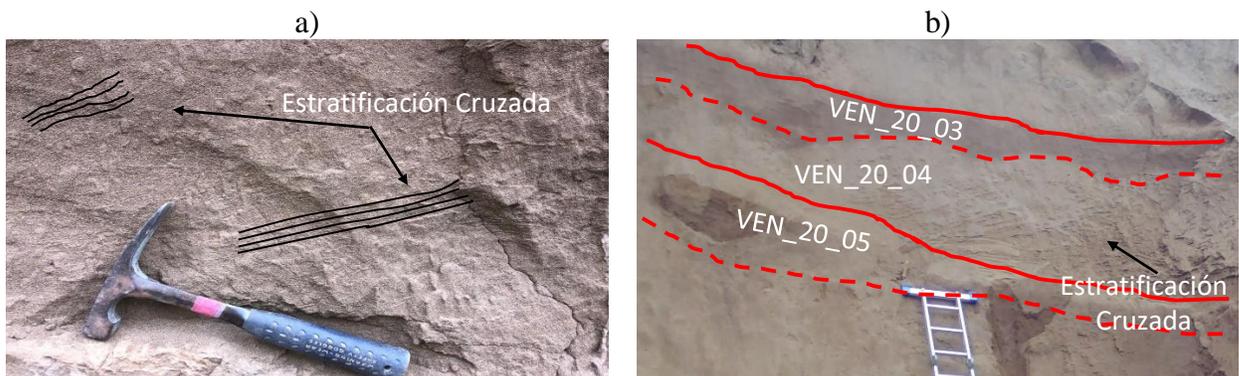


Figura 4-15. **Estratificación cruzada.** Imagen (a) corresponde a la unidad VEN_20_02 en columna estratigráfica A2 y en VEN_20_04 columna A3 (b). Fuente: Elaboración propia.

4.2.5. Características sedimentológicas de las unidades arcillosas

En cuanto a las características de las siete unidades arcillosas que se intercalan entre las unidades arenosas corresponden a VEN_20_01, VEN_20_03, VEN_20_05, VEN_20_07, VEN_20_09, VEN_20_11 y VEN_20_13.

De acuerdo con la clasificación textural a las siete unidades, se observa un cambio en la composición granulométrica en comparación con las unidades arenosas, evidenciando un aumento de los limos y arcillas (Tabla 4-5). Las unidades texturales de tipo Franco arenosa como son VEN_20_01; VEN_20_03 y VEN_20_05, muestran que las arenas varían entre un 61,4 a 73,7% y que entre un 23,6 a 29% corresponde a los limos (9 a 13,7%) y arcillas

(14,3 a 17,3%). Las unidades VEN_20_07, VEN_20_09, VEN_20_11 y VEN_20_13, clasificadas como Franco arcillo arenosa (Tabla 4-5), muestran aún una mayor concentración de los sedimentos finos, que varían entre un 30,3 a 50,3%, donde las arcillas están entre un 20 a 28% y los limos entre un 10,3 a 22,3%, en cuanto a las arenas, estas se varían entre un 49,7 a 69,7%. Dentro de estas cuatro unidades, destaca VEN_20_11, porque los sedimentos finos concentran el 50,3% del total (28% arcillas y 22,3% limos), superando a las arenas que son el 49,7%.

Dentro de las características identificadas para las unidades arcillosas se obtiene que seis de las siete unidades presentan la misma estructura de bloques sub angulares medios a gruesos, y la unidad VEN_20_11 tiene una estructura de gránulos medios. En cuanto a la presencia de poros y raíces (rizolitos), se observó con dificultad a simple vista la presencia de estos en seis de las siete unidades. La unidad que difiere corresponde a VEN_20_11, donde se observó una alta presencia de marca de raíces y poros que son muy visibles por su color negro de tamaño variable menor a unos centímetros (Figura 4-1).

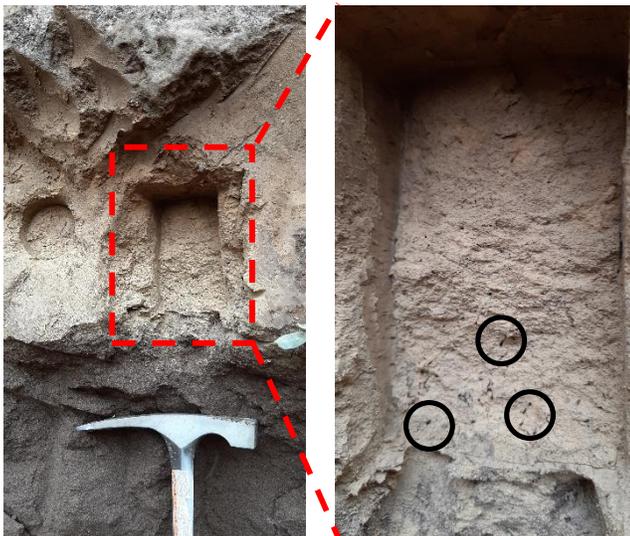


Figura 4-16 **Rizolitos en unidad VEN_20_11**. En la figura se observa en degrade del color de esta unidad, donde se observan marcas de color negro correspondientes a rizolitos o marca de raíces (Círculos negros). Fuente: Elaboración propia.

En cuanto a la característica del color, estas unidades muestran que, en condiciones secas, hay cinco unidades con el mismo color, Pardo, variando entre 7,5YR 5/3 (VEN_20_01, VEN_20_05 y VEN_20_07) y 7,5YR 5/4 (VEN_20_03 y VEN_20_13), en seco las unidades que varían son VEN_20_06 con un color Pardo claro (7,5YR 6/3) y VEN_20_11 con un color Pardo pálido (2,5 Y 8/3). En húmedo se obtiene que seis unidades presentan el mismo color, Pardo oscuro, variando entre 7,5 YR 3/3 (VEN_20_01, VEN_20_05, VEN_20_07, VEN_20_09 y VEN_20_13) y 7,5 YR 3/4 (VEN_20_03). La unidad VEN_20_11 muestra una marcada diferencia, ya que en húmedo su color va graduando desde el techo de la unidad con un color Amarillo oliva (2,5 Y 6/6) variando en la base con un color Pardo amarillento oscuro (10 YR 3/4).

Algunas unidades presentan características distintivas que no se aprecian en todas las unidades, como se observa hacia la base de VEN_20_01 y VEN_20_03, donde se identificaron nítidamente lamelas (*clay lamellaes*), láminas que se entrecruzan y con espesores variables desde aproximadamente 2 a 0,3 cm y que van disminuyendo con la profundidad hacia la unidad infrayacente (Figura 4-17).



Figura 4-17. **Intercalaciones de láminas de lamelas (*Clay lamellaes*)**, hacia la base del paleosuelo VEN_20_01 en la columna A1. (a) Se aprecian las diferencias en el color pardo o café de las lamelas intercaladas. (b) Mismo sector donde se observan las lamelas que se conservan por la concentración de arcillas. Fuente: Elaboración propia.

4.2.6. Contactos superficiales

Otras de las características que presentan las columnas estratigráficas y las unidades que permiten correlacionarlas, corresponde al tipo de contacto de sus techos y bases. Como resultado se obtiene que la secuencia de las primeras diez unidades (VEN_20_01 hasta VEN_20_10), presentan la misma alternancia en el tipo de contacto, donde los techos de las unidades presentan contactos nítidos o marcado entre la transición de las unidades arenosas a las arcillosas y sus bases tienen contactos graduales entre la transición de las unidades arcillosas a las arenosas. Las últimas tres unidades sus tipos contactos difieren de las unidades anteriores, para las unidades VEN_20_12 (arenosa) y VEN_20_11 (arcillosa), presentan la particularidad que tanto el techo como la base tienen el mismo contacto de tipo nítido. Por su parte la unidad VEN_20_13 (arcillosa) sólo se reconoce el contacto en el techo de la unidad es de tipo nítido, pero su base no se reconoce debido al material de derrumbe que cubre la parte baja de la columna estratigráfica A4. De acuerdo con las características observadas, se infiere que el posible tipo de contacto de la base de VEN_20_13 sería nítido, al deducir que esta unidad estaría depositada sobre la Fm. Horcón, donde habría una diferencia entre un depósito consolidado (Fm. Horcón) y no consolidado (arcillosa).

4.2.7. Facies sedimentarias

Las características texturales, depositacionales y sedimentológicas descritas para las 13 unidades identificadas a lo largo de las cuatro columnas estratigráficas, permite agruparlas en 4 facies: (a) Facie Arenosa Dunar, correspondientes a *Paleodunas* donde se concentran las unidades VEN_20_02, VEN_20_04, VEN_20_06, VEN_20_08 y VEN_20_10, que destacan por el alto contenido de arenas finas (>90%), casi nula presencia de arcillas (<7%), con algunas unidades que muestran estratificación cruzada (Ej. VEN_20_04) y con un ambiente depositacional eólico de acuerdo a la FDL, pese a que VEN_20_04 tiene un ambiente de playa, la presencia de estratificación cruzada refuerza que esta unidad es

una paleoduna; **(b)** Facie Arcilloso Arenosa correspondientes a *Paleosuelos*, donde se agrupan a las unidades VEN_20_01, VEN_20_03, VEN_20_05, VEN_20_07, VEN_20_09 y VEN_20_13, donde se evidencia un alto contenido de arcilla (15 – 22%), que permite clasificarlos texturalmente con franco arenosa y franco arcillo arenosa, así como también contar con estructuras de bloque sub-anguloso, con escasa presencia de poros y raíces; **(c)** Facie Arcillo Limosa correspondiente a un posible *Paleo Humedal* perteneciente a la unidad VEN_20_11, destacando por ser la unidad con el mayor contenido de arcilla (28%), clasificándose texturalmente con franco arcillo arenosa y tiene una estructuras granular media con presencia de poros y raíces. Finalmente, **(d)** la Facie Arenosa de Playa que corresponde a una *Paleo Playa*, pertenece a la unidad arenosa VEN_20_12 la cual también presenta un predominio de arenas fina con escasa presencia de arcillas y de acuerdo con la FDL su ambiente depositación de playa. Estas 4 facies quedan distribuidas y expresadas mediante la elaboración de un diagrama correspondiente a la Figura 4-18 que contiene a las cuatro columnas estratigráficas.

Ventanas II

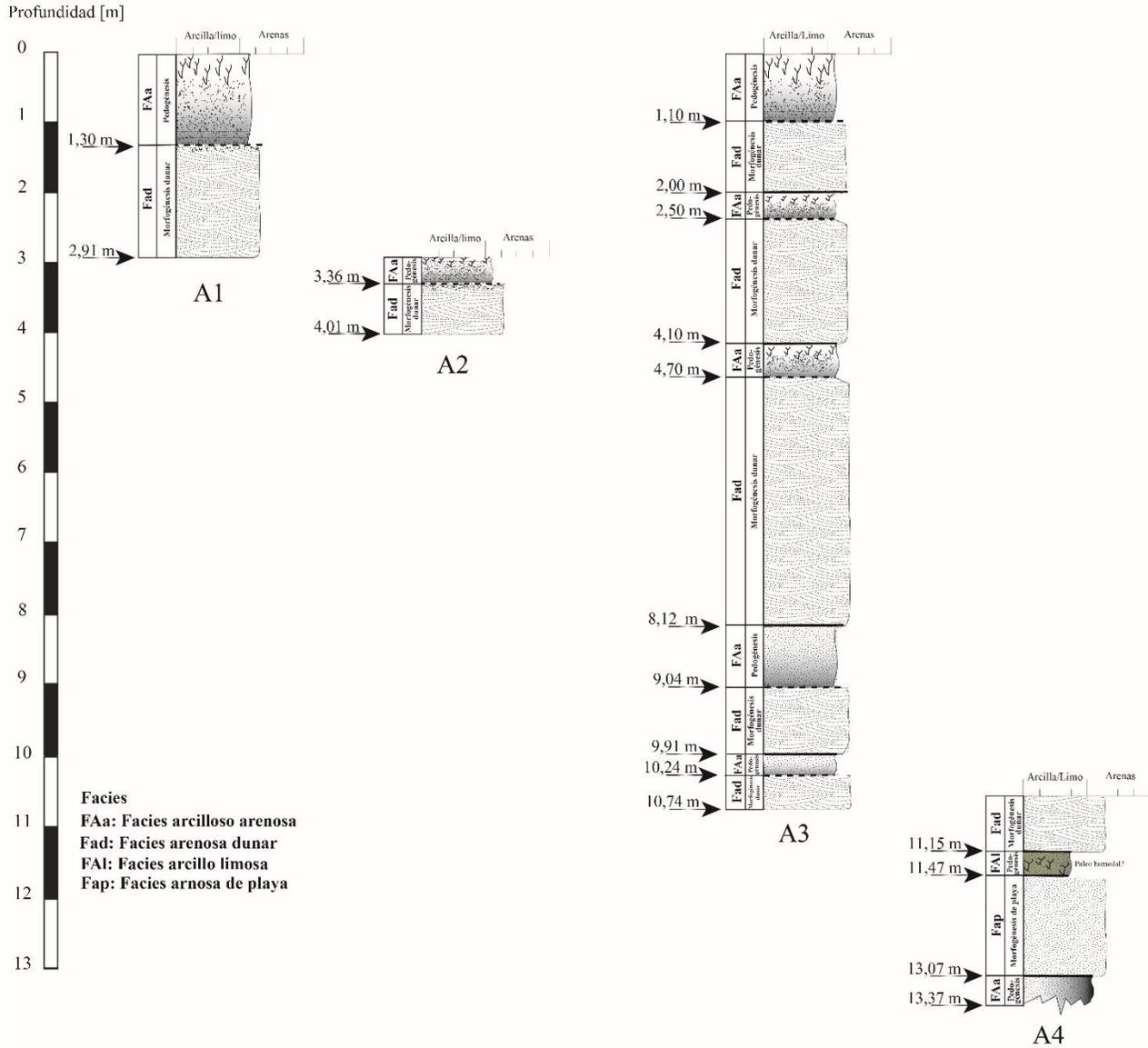


Figura 4-18. Columnas estratigráficas. Fuente: Elaboración Andrea Quilamán.

4.3. Pedogénesis en paleosuelos

De los resultados obtenidos por la caracterización sedimentológica y textural, se infiere que las unidades arcillosas corresponderían a paleosuelos intercalados donde las unidades arenosas representarían al material parental donde habrían ocurrido la pedogénesis.

Para establecer el grado de desarrollo de los paleosuelos se realiza una comparación con su material parental, para ello se utilizan dos métodos: densidad aparente para establecer grado de compactación de las unidades en función de la profundidad (Schaetzl y Anderson, 2005, FAO, 2009 y Pfeiffer, 2011) y el método de Harden (1982) para determinar el Índice de Desarrollo de Suelos (IDS) en función de las siguientes propiedades: Rubefacción, Textura, Estructura, Consistencia en seco y húmedo, Melanización y Película de arcilla. Dentro de las unidades arcillosas solo se aplicó el IDS para las cinco primeras unidades (VEN_20_01, VEN_20_03, VEN_20_05, VEN_20_07 y VEN_20_09), quedando fuera las unidades VEN_20_11, dado que no corresponde a un suelo propiamente tal, y la unidad VEN_20_13, ya que no se pudo identificar su material parental.

4.3.1. Densidad aparente

El resultado de la densidad aparente obtenido para las 10 primeras unidades (VEN_20_01 hasta VEN_20_10), muestran una muy poca variabilidad en los valores a medida que aumenta la profundidad, oscilando entre 1,4 a 1,54 gr/cm³ (Tabla 4-6). Así como también al comparar los valores entre las unidades arcillosas (Paleosuelos) y arenosas (Material parental), también se puede apreciar una escasa variación entre ellas, con un leve aumento en la densidad aparente por parte de las unidades arcillosas por sobre las unidades arenosas, lo que muestra que ambas unidades tienen poca variación en el grado de compactación. Esta condición cambia al observar los valores de la unidad arcillosa VEN_20_11 (Paleo humedal) y la unidad arenosa VEN_20_12 (paleo playa), donde

ambas unidades son las que mayores variación en comparación con los valores de sus mismas unidades (Tabla 4-6), siendo 0,98 gr/cm³ para VEN_20_11 el valor más bajo de las unidades arcillosas, lo que equivale a tener una menor compactación y mayor porosidad que las otras unidades, en cuanto a VEN_20_12, su valor 1,62 gr/cm³ es el más altos de todas las unidades y por ende el de mayor compactación entre ambas unidades. Para VEN_20_13 (Paleosuelo), su valor (1,55 gr/cm³) es similar al de los otros paleosuelos.

Tabla 4-6 **Densidad aparente mediante método del cilindro**

MUESTRA	PESO MUESTRA SECA A 105°C (gr)	VOLUMEN CILINDRO (cm ³)	DENSIDAD APARENTE (gr/cm ³)
VEN_20_01	218.2	141.4	1.54
VEN_20_02	212.9	141.4	1.51
VEN_20_03	213.3	141.4	1.51
VEN_20_04	199.2	141.4	1.41
VEN_20_05	205.6	141.4	1.45
VEN_20_06	207.0	141.4	1.46
VEN_20_07	213.5	141.4	1.51
VEN_20_08	209.1	141.4	1.48
VEN_20_09	197.4	141.4	1.40
VEN_20_10	202.1	141.4	1.43
VEN_20_11	138.8	141.4	0.98
VEN_20_12	229.4	141.4	1.62
VEN_20_13	219.6	141.4	1.55

Fuente: Elaboración propia.

4.3.2. Índice de desarrollo de suelo (IDS)

De acuerdo con los pasos propuestos por Harden en 1982, lo primero que se debe realizar es la descripción de los paleosuelos y del material parental, ambos aspectos han sido descritos ampliamente en los puntos anteriores. Por lo cual se procede a la cuantificación, asignar puntos por cada cambio que hayan sufrido los paleosuelos con respecto a su material parental, el cual se asignan cero puntos (0 ptos.) al ser el estado inicial con el que se comparan los paleosuelos. Para finalmente la normalización del resultado obtenido por cada propiedad.

La primera propiedad es la Rubefacción, se obtiene usando la tabla Munsell y los valores del Hue (más rojizo) y Cromo (más brillante o intenso) en seco y húmedo, para establecer el grado de enrojecimiento del suelo por la meteorización. Los valores del Hue (máx. 80 pts.) y Cromo (máx. 80 pts.) para cada unidad (Tabla 4-7), establece que las todas las muestras presentan cambios en el grado de enrojecimiento, donde el material parental tiene un Hue 10 YR (0 pts.) y las unidades arcillosas cambian a un Hue 7.5 YR (10 pts.) tanto para seco y húmedo. En cuanto a los valores del Cromo muestran que casi todas las unidades arcillosas no presentan cambios tanto en seco y húmedo en lo brillante o intenso del color, manteniendo 0 pts. La única unidad que muestra un cambio en húmedo es VEN_20_03 donde el Cromo es /4 y el material parental es /3, por ello se asigna 10 pts.

Tabla 4-7 **Clasificación del grado de Rubefacción de las unidades arcillosas**

HORIZONTE	MUESTRAS	GRADO DE RUBEFACCIÓN				PUNTAJES DE RUBEFACCIÓN N				RESULTADO (Seco + Húmedo)
		SECO		HÚMEDO		SECO		HÚMEDO		
		HUE	CRO	HUE	CRO	HUE	CRO	HUE	CRO	
PALEOSUELO	VEN_20_01	7.5YR	/3	7.5YR	/3	10	0	10	0	20
M. PARENTAL	VEN_20_02	10YR	/3	10YR	/3					
PALEOSUELO	VEN_20_03	7.5YR	/4	7.5YR	/4	10	0	10	10	30
M. PARENTAL	VEN_20_04	10YR	/4	10YR	/3					
PALEOSUELO	VEN_20_05	7.5YR	/3	7.5YR	/3	10	0	10	0	20
M. PARENTAL	VEN_20_06	10YR	/3	10YR	/3					
PALEOSUELO	VEN_20_07	7.5YR	/3	7.5YR	/3	10	0	10	0	20
M. PARENTAL	VEN_20_08	10YR	/3	10YR	/3					
PALEOSUELO	VEN_20_09	7.5YR	/3	7.5YR	/3	10	0	10	0	20
M. PARENTAL	VEN_20_10	10YR	/3	10YR	/3					

Fuente: Elaboración propia.

El resultado de la Rubefacción y la asignación de los puntos que muestran la variación con el material parental, se obtiene que cuatro de las cinco unidades arcillosas suman 20 pts. y sólo VEN_20_03 suma 30 pts. Al dividir estos valores por los 190 puntos máximo que puede variar el enrojecimiento dentro de un horizonte, se obtiene la normalización de estos valores, indicando que la Rubefacción varía entre un 11 y 16%, significando un bajo grado de variación en el enrojecimiento en comparación al material parental (Tabla 4-8).

Tabla 4-8 **Normalización de Rubefacción**

MUESTRAS	RESULTADO DE RUBEFACCIÓN	VALOR MÁXIMO DE RUBEFACCIÓN	RESULTADO DE NORMALIZACIÓN
VEN_20_01	20	190	0.11 (11%)
VEN_20_03	30	190	0.16 (16%)
VEN_20_05	20	190	0.11 (11%)
VEN_20_07	20	190	0.11 (11%)
VEN_20_09	20	190	0.11 (11%)

Fuente: Elaboración propia.

La segunda propiedad, la Clase Textural (Tabla 4-9), busca establecer el incremento de los sedimentos más finos como las arcillas en comparación al material parental. Para obtener la información de esta propiedad y la asignación de puntos, se identifica la *Textura* usando el triángulo de la USDA, el grado de *Pegajosidad* (*stickiness*) y *Plasticidad* (*plasticity*). El material parental (0 pts.), es arenoso (entre un 92 y 99%) y no presenta características como pegajosidad ni plasticidad. Las unidades arcillosas VEN_20_01; VEN_20_03 y VEN_20_05, se clasifican como *Franco arenosas*, por tener un 23 y 29% de limos y arcillas se les asignan 20 pts. Para las unidades VEN_20_07 y VEN_20_09, clasificadas como *Franco arcillo* arenosa por su mayor contenido de limos y arcillas (21 y 22% respectivamente) en comparación a las unidades anteriores y su material parental, se les asignan 30 pts. de variación. En cuanto la *Pegajosidad* (*stickiness*) las cinco unidades arcillosas se clasifican como *Pegajosas*, ya que se pudo crear una bolita con cada muestra manteniéndose unidos, por lo cual se asigna 20 pts. (máx. 30 pts.). La *Plasticidad* (*plasticity*) todas las muestras se clasifican como *Plásticas*, ya que se pudo crear un cilindro, asignado 20 pts. (máx. 30 pts.). Tanto la bolita y cilindro presentan agrietamiento por la cantidad de arena, no permitiendo la integridad de la forma en estado húmedo.

El resultado de la Clase Textural, se obtiene que las tres unidades superiores (VEN_20_01, VEN_20_03 y VEN_20_05) suman 60 pts. Las dos unidades inferiores (VEN_20_07 y VEN_20_09) suman 70 pts., diferencia que se debe al porcentaje de arcillas entre las texturas. Al dividir estos valores por 90 puntos máximo que puede variar la Clase Textural con respecto al material parental, se obtiene que la normalización varía entre 67 y 78%.

Evidenciando que texturalmente hay un alto grado de variación en relación al material parental, por el aumento de los sedimentos finos (limos y arcillas) (Tabla 4-10).

Tabla 4-9 Clasificación de la Clase Textural de las unidades arcillosas

HORIZONTES	MUESTRAS	CLASE TEXTURAL (CLASS)		
		TRIÁNGULO TEXTURAL	PEGAJOSIDAD (STICKINESS)	PLASTICIDAD (PLASTICITY)
PALEOSUELO	VEN_20_01	FRANCO ARENOSA	PEGAJOSA	PLÁSTICA
M. PARENTAL	VEN_20_02	ARENOSA	NO PEGAJOSA	NO PLÁSTICA
PALEOSUELO	VEN_20_03	FRANCO ARENOSA	PEGAJOSA	PLÁSTICA
M. PARENTAL	VEN_20_04	ARENOSA	NO PEGAJOSA	NO PLÁSTICA
PALEOSUELO	VEN_20_05	FRANCO ARENOSA	PEGAJOSA	PLÁSTICA
M. PARENTAL	VEN_20_06	ARENOSA	NO PEGAJOSA	NO PLÁSTICA
PALEOSUELO	VEN_20_07	FRANCO ARCILLO ARENOSA	PEGAJOSA	PLÁSTICA
M. PARENTAL	VEN_20_08	ARENOSA	NO PEGAJOSA	NO PLÁSTICA
PALEOSUELO	VEN_20_09	FRANCO ARCILLO ARENOSA	PEGAJOSA	PLÁSTICA
M. PARENTAL	VEN_20_10	ARENOSA	NO PEGAJOSA	NO PLÁSTICA
PUNTAJE CLASE TEXTURAL (CLASS)				
MUESTRAS	TRIÁNGULO TEXTURAL	PEGAJOSIDAD (STICKINESS)	PLASTICIDAD (PLASTICITY)	RESULTADO (TT + S + P)
VEN_20_01	20	20	20	60
VEN_20_03	20	20	20	60
VEN_20_05	20	20	20	60
VEN_20_07	30	20	20	70
VEN_20_09	30	20	20	70

Fuente: Elaboración propia.

Tabla 4-10 Normalización Clase Textural

HORIZONTES	MUESTRAS	RESULTADO CLASE TEXTURAL	VALOR MÁXIMO DE CLASE TEXTURA	RESULTADO NORMALIZACIÓN
PALEOSUELOS	VEN_20_01	60	90	0.67 (67%)
	VEN_20_03	60	90	0.67 (67%)
	VEN_20_05	60	90	0.67 (67%)
	VEN_20_07	70	90	0.78 (78%)
	VEN_20_09	70	90	0.78 (78%)

Fuente: Elaboración propia.

La Clase de Estructura (Tabla 4-11), es la tercera propiedad donde se evalúa el tipo de agregados (*peds*) en función del **Grado** (*Grade*) de cohesión (máx. 30 pts.) y el **Tipo** (*Type*) o la forma de los agregados (máx. 30 pts.). El material parental (0 pts.) no

presenta estructura, cohesión y adhesividad. Todas las unidades arcillosas presentan un **Grado** de tipo **Moderado** de cohesión, al tener agregados bien formados y que mantienen su forma al ser extraídos, asignado 20 pts. El Tipo de estructura de los ped, para todas las unidades es la misma y corresponden a **Bloques sub angulosos**, asignado 10 pts.

Tabla 4-11 **Clasificación de la Clase Estructural de las unidades arcillosa**

HORIZONTES	MUESTRAS	CLASE ESTRUCTURAL (CLASS)		PUNTAJE (GRADE)	CLASE ESTRUCTURAL (CLASS)	
		GRADO (GRADE)	TIPO (TYPE)		TIPO (TYPE)	RESULTADO (G + T)
PALEOSUELO	VEN_20_01	MODERADO	BLOQUE SUB ANGULOSO	20	10	30
M. PARENTAL	VEN_20_02	SIN ESTRUCTURA				
PALEOSUELO	VEN_20_03	MODERADO	BLOQUE SUB ANGULOSO	20	10	30
M. PARENTAL	VEN_20_04	SIN ESTRUCTURA				
PALEOSUELO	VEN_20_05	MODERADO	BLOQUE SUB ANGULOSO	20	10	30
M. PARENTAL	VEN_20_06	SIN ESTRUCTURA				
PALEOSUELO	VEN_20_07	MODERADO	BLOQUE SUB ANGULOSO	20	10	30
M. PARENTAL	VEN_20_08	SIN ESTRUCTURA				
PALEOSUELO	VEN_20_09	MODERADO	BLOQUE SUB ANGULOSO	20	10	30
M. PARENTAL	VEN_20_10	SIN ESTRUCTURA				

Fuente: Elaboración propia.

El resultado de la Clase Estructural, muestra que la suma del Grado y Tipo es de 30 pts. para todas las unidades. Al dividir este valor por 60 pts. máximos que puede variar esta clase, obtenido que la normalización para las unidades representan un 50% de variación con respecto al material parental (Tabla 4-12).

Tabla 4-12 **Normalización Clase Estructural**

HORIZONTES	MUESTRAS	RESULTADO CLASE ESTRUCTURAL	VALOR MÁXIMO DE ESTRUCTURA	RESULTADO DE NORMALIZACIÓN
PALEOSUELOS	VEN_20_01	30	60	0.5 (50%)
	VEN_20_03	30	60	0.5 (50%)
	VEN_20_05	30	60	0.5 (50%)
	VEN_20_07	30	60	0.5 (50%)
	VEN_20_09	30	60	0.5 (50%)

Fuente: Elaboración propia.

La cuarta y quinta propiedad corresponde a la Consistencia en Seco y Húmedo (Tabla 4-13), evalúa a los agregados si se vuelven más **Duros** (*hardnes*) y **Firmes** (*firmness*) con el tiempo. El material parental (0 pts.), carece de estas propiedades y se clasifica como sin dureza ni firmeza. La Consistencia en seco para las unidades VEN_20_01, VEN_20_03, VEN_20_07 y VEN_20_09, se clasifican como **Muy duros**, por su alta resistencia a la ruptura al ser presionada por los dedos y por las palmas, asignando 40 pts. (máx. 50 pts.) de variación en comparación al material parental. La unidad VEN_20_05, se clasifica como **Duro**, ya que resiste a la presión de los dedos, pero se disgrega con las palmas, asignando 30 pts. La Consistencia en húmedo, clasifica a las unidades VEN_20_01, VEN_20_03 y VEN_20_05, como **Muy friables**, ya que al ejercer presión los pedrs se aplasta (deforman) fácilmente y al introducirlo a un vaso con agua, se disuelven (disgregan) en menos de un minuto, asignando 10 pts (máx. 50 pts.). Las unidades VEN_20_07 y VEN_20_09 se clasifican como **Friables**, ya que al presionarlos presentan más dificultad para deformarse y se disuelven pasado un minuto, asignando 20 pts.

Tabla 4-13 **Clasificación de la Consistencia en Seco y Húmedo de las unidades arcillosa**

HORIZONTES	MUESTRAS	CONSISTENCIA EN SECO		CONSISTENCIA EN HÚMEDO	
		DUREZA (HARDNES)	PUNTAJE DE DUREZA	FIRMEZA (FIRMNESS)	PUNTAJE DE FIRMEZA
PALEOSUELOS	VEN_20_01	MUY DURO	40	MUY FRIABLE	10
M. PARENTAL	VEN_20_02	SUELTA/O			
PALEOSUELOS	VEN_20_03	MUY DURO	40	MUY FRIABLE	10
M. PARENTAL	VEN_20_04	SUELTA/O			
PALEOSUELOS	VEN_20_05	DURO	30	MUY FRIABLE	10
M. PARENTAL	VEN_20_06	SUELTA/O			
PALEOSUELOS	VEN_20_07	MUY DURO	40	FRIABLE	20
M. PARENTAL	VEN_20_08	SUELTA/O			
PALEOSUELOS	VEN_20_09	MUY DURO	40	FRIABLE	20
M. PARENTAL	VEN_20_10	SUELTA/O			

Fuente: Elaboración propia.

Con la puntuación de la Consistencia en Seco y Húmedo (Tabla 4-14), se procede a normalizar los valores, para ello se procede a dividir los valores de cada consistencias por los 100 pts. máximos que puede variar con respecto a su material parental, obteniendo

como resultado para la normalización valores que equivalen a un 30 y 40% para seco y un 10 y 20% en húmedo (Tabla 4-15).

Tabla 4-14 Normalización de la Consistencia en Seco

HORIZONTES	MUESTRAS	RESULTADO CONSISTENCIA EN SECO	VALOR MÁXIMO PARA CONSISTENCIA EN SECO	RESULTADO DE NORMALIZACIÓN
PALEOSUELOS	VEN_20_01	40	100	0.40 (40%)
	VEN_20_03	40	100	0.40 (40%)
	VEN_20_05	30	100	0.30 (30%)
	VEN_20_07	40	100	0.40 (40%)
	VEN_20_09	40	100	0.40 (40%)

Fuente: Elaboración propia.

Tabla 4-15 Normalización de la Consistencia en Húmedo

HORIZONTES	MUESTRAS	RESULTADO CONSISTENCIA EN SECO	VALOR MÁXIMO PARA CONSISTENCIA EN SECO	RESULTADO DE NORMALIZACIÓN
PALEOSUELOS	VEN_20_01	10	100	0.10 (10%)
	VEN_20_03	10	100	0.10 (10%)
	VEN_20_05	10	100	0.10 (10%)
	VEN_20_07	20	100	0.20 (10%)
	VEN_20_09	20	100	0.20 (10%)

Fuente: Elaboración propia.

La sexta propiedad corresponde a la *Melanización* (Tabla 4-16), que se obtiene en condiciones secas y húmedas, utilizando de la tabla Munsell el código de color *Value* (Valor), que representa el grado de oscurecimiento del suelo por la presencia de materia orgánica. Este valor se obtiene cuando disminuye el código del color de *Value* con respecto al material parental, por ejemplo, de 6/ (material parental) a 4/ (Horizonte a evaluar), lo que significaría un aumento de la materia orgánica. La Melanización en húmedo (Tabla 4-16) para todas las unidades no presentan ningún cambio con el *Value*, ya que no hay variaciones código del color, asignando 0 ptos. (máx. 100 ptos.) por no presentar materia orgánica. Para la Melanización en seco (Tabla 4-16), se aprecia que todas las unidades presentan un aumento en el color del *Value*, pasando de 4/ a 5/ para cuatro unidades y de 4/ a 6/ para la unidad VEN_20_09, como se necesita que disminuya el *Value* de material parental, se asignan 0 ptos.

Tabla 4-16 Clasificación de la Melanización en seco y húmedo de las unidades arcillosas

HORIZONTES	MUESTRAS	GRADO DE MELANIZACIÓN		PUNTAJE DE MELANIZACIÓN		RESULTADO (Seco + Húmedo)
		SECO VALOR (VALUE)	HÚMEDO VALOR (VALUE)	SECO VALOR (VALUE)	HÚMEDO VALOR (VALUE)	
PALEOSUELO	VEN_20_01	5/	3/	0	0	0
M. PARENTAL	VEN_20_02	4/	3/			
PALEOSUELO	VEN_20_03	5/	3/	0	0	0
M. PARENTAL	VEN_20_04	4/	3/			
PALEOSUELO	VEN_20_05	5/	3/	0	0	0
M. PARENTAL	VEN_20_06	4/	3/			
PALEOSUELO	VEN_20_07	5/	3/	0	0	0
M. PARENTAL	VEN_20_08	4/	3/			
PALEOSUELO	VEN_20_09	6/	3/	0	0	0
M. PARENTAL	VEN_20_10	4/	3/			

Fuente: Elaboración propia.

Se obtiene 0 pts. como resultado de la suma de la Melanización en seco y húmedo. Al dividir estos valores por 70 puntos máximos que puede variar la Melanización, se obtiene la normalización de estos valores, que equivalen a un 0% de variación en seco y húmedo (Tabla 4-17). Este porcentaje muestra que hay nula o escasa presencia de materia orgánica en las unidades arcillosas.

Tabla 4-17 Normalización de la Melanización en seco y húmedo

HORIZONTES	MUESTRAS	RESULTADO DE MELANIZACIÓN	VALOR MÁXIMO DE MELANIZACIÓN	RESULTADO DE NORMALIZACIÓN
	VEN_20_01	0	70	0 (0%)
	VEN_20_03	0	70	0 (0%)
PALEOSUELOS	VEN_20_05	0	70	0 (0%)
	VEN_20_07	0	70	0 (0%)
	VEN_20_09	0	70	0 (0%)

Fuente: Elaboración propia.

La séptima propiedad es la Película de Arcilla (*Clay film*), excelente indicador de suelos desarrollados por la presencia de arcillas pedogénicas formadas en el lugar o translocadas (Hardén, 1982), y se identifican mediante las clases de **Abundancia** (*Frequency*), **Grosor** (*Thickness*) y **Ubicación** (*Location / Morphology*). El material parental (0 pts.) se

clasifica como sin película de arcilla. Todas las unidades arcillosas presentan las mismas clasificaciones para las 3 clases (Tabla 4-18). La *Abundancia*, se clasificó como **Mucho** (*Many*), por tener un 20 a 80% de películas de arcilla en la superficie del ped, identificados como un parche discreto de arcilla o como se observó, una red continua de arcillas, por lo cual se asignan 40 pts (máx. 50 pts.). Para la clase *Grosor*, se catalogaron como **Moderadamente grueso** (*Moderately thick*), ya que la película tiene un grosor aprox. 0.05 – 0.5 mm, con superficies suaves, visibles a simple vista en una sección transversal del corte y las arenas finas están envueltas por la película como otros contornos, por esto se asignó 20 pts. (máx. 30 pts.). La clase de *Ubicación*, se clasifica como **Ped con recubrimiento superficial** (*Ped face coatings*), ya que se puede ver como se encuentra recubierto de arcillas, por lo cual se asignó 20 pts. (máx. 20 pts.)

Tabla 4-18 Clasificación de la Clase de Películas de Arcilla (*Clay film*) de las unidades arcillosas

HORIZONTES	MUESTRAS	CLASE DE PELÍCULA DE ARCILLA (CLASS)			PUNTAJE CLASE DE PELÍCULA DE ARCILLA (CLASS)			RESULTADO PELÍCULA DE ARCILLA (A+T+L)
		ABUNDANCIA (ABUNDANCE)	GROSOR (THICKNESS)	UBICACIÓN (LOCATION)	ABUND.	GROS.	UBICA.	
PALEOSUELO	VEN_20_01	MUCHO	MOD. GRUESA	RECUBRIMIENTO CARA DEL PED	40	20	20	80
M. PARENTAL	VEN_20_02	SIN PELÍCULA DE ARCILLA						
PALEOSUELO	VEN_20_03	MUCHO	MOD. GRUESA	RECUBRIMIENTO CARA DEL PED	40	20	20	80
M. PARENTAL	VEN_20_04	SIN PELÍCULA DE ARCILLA						
PALEOSUELO	VEN_20_05	MUCHO	MOD. GRUESA	RECUBRIMIENTO CARA DEL PED	40	20	20	80
M. PARENTAL	VEN_20_06	SIN PELÍCULA DE ARCILLA						
PALEOSUELO	VEN_20_07	MUCHO	MOD. GRUESA	RECUBRIMIENTO CARA DEL PED	40	20	20	80
M. PARENTAL	VEN_20_08	SIN PELÍCULA DE ARCILLA						
PALEOSUELO	VEN_20_09	MUCHO	MOD. GRUESA	RECUBRIMIENTO CARA DEL PED	40	20	20	80
M. PARENTAL	VEN_20_10	SIN PELÍCULA DE ARCILLA						

Fuente: Elaboración propia.

Al sumar las tres clases para la Película de Arcilla, se obtiene el mismo resultado, 80 pts. para cada unidad. Metodológicamente el resultado al ser mayor a 0 pts. se sustraen 20 pts., que posteriormente se divide por los 130 pts. máximos que puede variar esta

propiedad, obteniendo la normalización de este resultado que equivale a un 46% de variación con respecto al material parental para todas las unidades (Tabla 4-19).

Tabla 4-19 Normalización de la Clase de Película de Arcilla (*clay film*)

HORIZONTES	MUESTRAS	RESULTADO PELÍCULA DE ARCILLA	VALOR MÁXIMO DE PELÍCULA DE ARCILLA	RESULTADO DE NORMALIZACIÓN
PALEOSUELOS	VEN_20_01	80	130	0.46 (46%)
	VEN_20_03	80	130	0.46 (46%)
	VEN_20_05	80	130	0.46 (46%)
	VEN_20_07	80	130	0.46 (46%)
	VEN_20_09	80	130	0.46 (46%)

Fuente: Elaboración propia.

4.3.3. Cálculo del IDS para los paleosuelos

Con la cuantificación y normalización de las unidades arcillosas se procede a calcular el IDS. En la primera etapa se obtiene el Índice de Horizonte, para ello se suman los resultados de las propiedades normalización por cada unidad y posteriormente dividirlo por el número de propiedades, resultado que se encuentran entre 0 a 1. El Índice de Horizonte obtenido para cada unidad como resultado oscila entre 0,31 a 0,35, lo que equivale a un 31 a 35% (Tabla 4-20), lo que implica que las unidades han tenido una evolución pedogenética muy similar. En la segunda etapa el Índice de Horizonte es multiplicado por el espesor de cada unidad, obteniendo el Índice de Desarrollo de Suelo (Tabla 4-20), es importante señalar que cada unidad sólo tiene un horizonte, por lo cual el IDS es el mismo valor que el producto del Índice de Horizonte y su espesor. Como resultado se obtienen que las unidades con mayor IDS son VEN_20_01 (41.54) y VEN_20_07 (32.11), siendo también las de mayor espesor, factor influyente ya que las otras tres unidades (VEN_20_03, VEN_20_05 y VEN_20_09) tienen resultados muy similares entre 11% a 18%.

Tabla 4-20 **Índice de Desarrollo de Suelo (IDS) de las unidades arcillosas**

Normalización de las propiedades ordenadas por unidad arcillosa					
PROPIEDADES	MUESTRAS				
	VEN_20_01 (130 cm)	VEN_20_03 (45 cm)	VEN_20_05 (60 cm)	VEN_20_07 (92 cm)	VEN_20_09 (33 cm)
RUBEFACCIÓN	0.11	0.16	0.11	0.11	0.11
TEXTURA	0.67	0.67	0.67	0.78	0.78
ESTRUCTURA	0.5	0.5	0.5	0.5	0.5
CONSISTENCIA EN SECO	0.4	0.4	0.3	0.4	0.4
CONSISTENCIA EN HÚMEDO	0.1	0.1	0.1	0.2	0.2
MELANIZACIÓN	0	0	0	0	0
PELÍCULA DE ARCILLAS	0.46	0.46	0.46	0.46	0.46
Cálculo del Índice de Desarrollo de Suelo (IDS)					
SUMA PROPIEDADES NORMALIZADAS (A)	2.24	2.29	2.14	2.44	2.45
ÍNDICE DE HORIZONTE (B) (Dividido por las 7 propiedades) (A*7)	0.32 (32%)	0.33 (33%)	0.31 (31%)	0.35 (35%)	0.35 (35%)
MULTIPLICA POR EL ESPESOR DEL HORIZONTE (B*Espesor)	41.54	14.70	18.31	32.11	11.54
ÍNDICE DESARROLLO DE SUELO (Sumar productos a través del perfil de suelo)	41.54	14.70	18.31	32.11	11.54

Fuente: Elaboración propia.

4.3.4. Cronoestratigrafía de paleosuelos y paleodunas

Al combinar los resultados de Veit *et al.* (2015) y García *et al.* (2019), para las edades datadas y las profundidades se obtiene como Coeficiente de Pearson un valor de $r = 0,686$ lo que equivale a una correlación positiva, con un Coeficiente de Determinación $r^2 = 0,471$ que equivale al 47% de explicación de la correlación y una significancia del 0,05 (95%) en ambas colas, lo que permite aceptar esta correlación y no considerarla como una coincidencia (Tabla 4-21). Los bajos valores de r y r^2 se deben a la edad obtenida por Veit *et al.* (2015) a los 4,72 metros de profundidad que equivalen a 125 Ka correspondiente al MIS5, este valor genera una anomalía ya que la edad obtenida a 4,20 metros de profundidad es de 48 ka (MIS3) y por otro lado García *et al.* (2019) a 4,90 metros de profundidad obtiene una edad 53 Ka, lo que evidencia que la edad de 125 ka a 4,72 m es un valor atípico (*outlier*).

Al sacar este valor de la combinación de las edades y al calcular los coeficientes se obtiene para el Coeficiente de Pearson un valor de $r = 0,963$ lo que se expresa como una correlación positiva casi perfecta, con un $r^2 = 0,927$ lo que equivale a un 93%, un porcentaje mayor que explica la correlación y con una significancia del 0,01 (99%) que evidencia una mayor aceptación de la correlación (Tabla 4-21). Al eliminar el valor atípico se obtiene una mayor correlación entre las edades y la profundidad de los estratos, lo que permite poder relacionar los valores de profundidad con las profundidades de esta investigación y establecer las probables edades.

Al realizar un gráfico de regresión lineal tanto para los datos con y sin el valor atípico (Figura 4-19) se observa una tendencia a la linealidad positiva en ambos casos, siendo en el gráfico con el valor atípico (a) el que presentan un menor ajuste con la línea de tendencia, mientras que el gráfico sin el valor atípico (b) se ajusta muy bien a la línea de tendencia, permitiendo tener una alta correlación y la comprobación de que a mayor profundidad mayor edad tiene los estratos.

Tabla 4-21. Correlación entre la profundidad y edades absolutas de los trabajos de Veit *et al.* (2015) y García *et al.* (2019) en Ventana

PUBLICACIÓN	VARIABLES (INCLUYE VALOR OUTLIER)		PUBLICACIÓN	VARIABLES (SIN VALOR OUTLIER)	
	PROFUNDIDAD (metro)	EDADES (Ka)		PROFUNDIDAD (metro)	EDADES (Ka)
García <i>et al.</i> (2019)	0.70	22	García <i>et al.</i> (2019)	0.70	22
García <i>et al.</i> (2019)	1.35	31	García <i>et al.</i> (2019)	1.35	31
Veit <i>et al.</i> (2015)	1.52	21	Veit <i>et al.</i> (2015)	1.52	21
García <i>et al.</i> (2019)	1.60	34	García <i>et al.</i> (2019)	1.60	34
García <i>et al.</i> (2019)	2.50	36	García <i>et al.</i> (2019)	2.50	36
García <i>et al.</i> (2019)	3.77	52	García <i>et al.</i> (2019)	3.77	52
Veit <i>et al.</i> (2015)	4.20	48	Veit <i>et al.</i> (2015)	4.20	48
Veit <i>et al.</i> (2015)	4.72	125	-	-	-
García <i>et al.</i> (2019)	4.90	53	García <i>et al.</i> (2019)	4.90	53
García <i>et al.</i> (2019)	6.00	62	García <i>et al.</i> (2019)	6.00	62
CÁLCULO DE CORRELACIÓN					
COEFICIENTE DE PEARSON	COEFICIENTE DE DETERMINACIÓN	SIGNIFICANCIA	COEFICIENTE DE PEARSON	COEFICIENTE DE DETERMINACIÓN	SIGNIFICANCIA
$r = 0,686$	$r^2 = 0,471$	$p = 0,05$ (95%)	$r = 0,963$	$r^2 = 0,927$	$p = 0,01$ (99%)

Fuente: Elaboración propia.

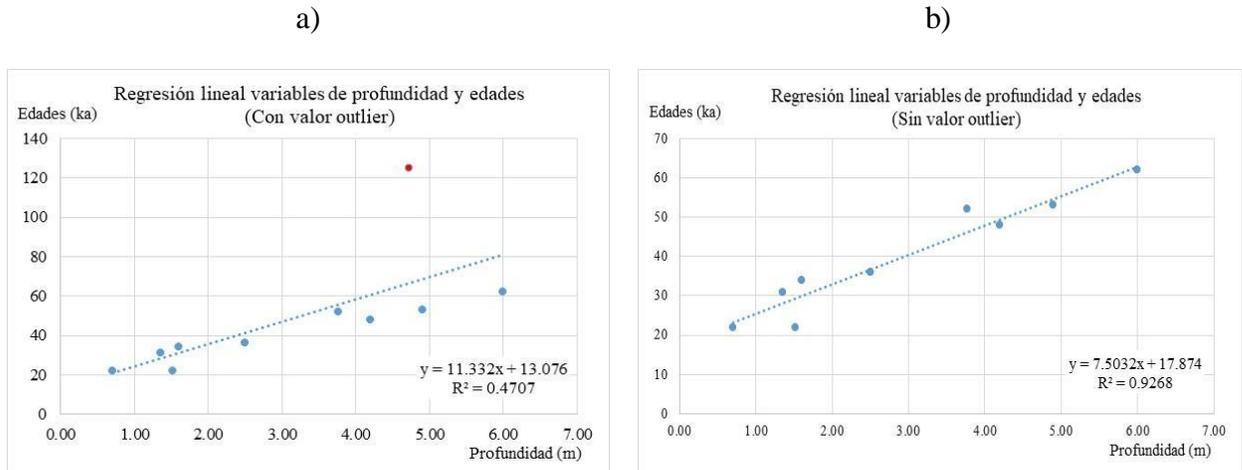


Figura 4-19 Gráfico de regresión lineal entre variables de profundidad y edades a los valores obtenidos por los trabajos de Veit *et al.* (2015) y García *et al.* (2019). (a) Regresión lineal que incluye valor atípico (*outlier*), punto rojo y (b) Regresión lineal sin incluir valor atípico (*outlier*). Fuente: Elaboración propia.

Las edades correlacionadas con las obtenidas por Veit *et al.* (2015) y García *et al.* (2019) en el sector de Ventanas, en función de las profundidades, permitió asignar edades relativas para las seis primeras unidades de Ventanas II, correspondientes a los paleosuelos VEN_20_01, VEN_20_03 y VEN_20_05 interestratificados a las paleodunas (material parental) VEN_20_02, VEN_20_04 y VEN_20_06, permitiendo inferir los períodos en los cuales ocurrieron los procesos de morfogénesis y pedogénesis dunar.

Los periodos de morfogénesis dunar ocurrieron entre los $21,5 \pm 1,3$ y 36 ± 2 ka. (VEN_20_02) y los $48,2 \pm 3,5$ y 52 ± 3 ka. (VEN_20_04), dentro del MIS 3 y parte del MIS 2, y durante el MIS4 entre los 53 ± 4 y 62 ± 4 ka. (VEN_20_06). La morfogénesis dunar es interrumpida por tres paleosuelos, VEN_20_01 pudo haber comenzado entre los 31 ± 2 y los 22 ± 2 o los $21,5 \pm 2$ ka., lo que correlaciona a este paleosuelo con el UMG, en cuanto a los paleosuelos VEN_20_03 y VEN_20_05 la pedogénesis comprendió entre los 36 ± 2 y $48,2 \pm 3,5$ y los 52 ± 3 y 53 ± 4 ka., respectivamente.

5 DISCUSIÓN

5.1. Evidencias de cambios paleogeográficos y paleoambientales a partir de los depósitos estratigráficos de Ventanas II en la Ensenada de Quintero

5.1.1. Campo de paleodunas y sus relaciones morfoestratigráficas

El análisis morfoestratigráfico permitió comprender la evolución del campo de paleodunas donde se encuentra Ventanas II, al correlacionar con el desarrollo evolutivo del campo de dunas de Ritoque, relacionando la posición al norte de la bahía con la zona de mayor acumulación y con el tipo de duna que Castro (1987) y Paskoff y Manríquez (2004) identifican como *barjanoides*, y que Rivano *et al.* (1993) reconoció para el campo de paleodunas. Esta correlación morfogenética, implica un gran suministro de arenas que se explica por la cercanía del Río Aconcagua y por el control estructural del *headland* donde está la ciudad de Quintero, generando al sur de este, donde están las dunas de Ritoque, una línea de costa más efectiva a la acumulación de arenas (ancho de playa ± 80 m.), provenientes de esta cuenca cordillerana (Paskoff, 1970; Paskoff y Manríquez, 2004 y Veit *et al.*, 2015), donde el tipo de zona de rompiente (disipativa e intermedia), favorecen la depositación de las arenas transportadas por la deriva litoral (Short, 1999 y Soto y Arriagada, 2004), sumado a un viento efectivo e intenso del SWW (Veit *et al.*, 2015). Condición opuesta al norte del *headland*, con escaso aporte de arenas (ancho de playa ± 20 m.) asociada a un tipo de zona de rompiente reflectiva. Esta correlación morfogenética dunar permite establecer que las condiciones evolutivas actuales han sido las mismas que permitieron formar el campo de paleodunas durante el Pleistoceno superior. Una de las morfologías relevantes para entender la evolución del campo de paleodunas y el inicio de la depositación, son las terrazas marinas, especialmente la terraza marina T1 (Fm. Horcón) delimitada por Cuevas (2017) en la ensenada Quinteros a los 45 m.s.n.m, correlacionando altimétricamente con las terrazas marinas identificadas y datadas por Marquardt *et al.* (2004 y 2005) y Saillard *et al.* (2012) en Bahía Inglesa, Caldera y Tongoy, permitiendo

asignar una edad entre el MIS 5e y 5c, infiriendo que la depositación de Ventanas II inició después de los 125 ± 5 ka o a los 100 ± 5 ka.

5.1.2. Facies sedimentarias y paleoambientes de depositación

El análisis sedimentológico permitió agrupar las 13 unidades de Ventanas II en seis unidades arenosas y siete unidades arcillosas, las cuales se reagruparon en cuatro facies sedimentarias: Facies Arenosa Dunar (*Paleodunas*); Facies Arcilloso Arenosa (*Paleosuelos*); Facies Arcillo Limosa (*Paleo Humedal*) y la Facies Arenosa de Playa (*Paleo Playa*). Las paleodunas (VEN_20_02, VEN_20_04, VEN_20_06, VEN_20_08, VEN_20_10), se reconocen texturalmente por el grado de selección (buena selección), su granulometría (arenas finas), su forma (sub redondeada y moderadamente esférica) y sus curvas granulométricas que predominan la saltación y suspensión, características propias de dunas como las identificadas por Paskoff (1970), Parkoff y Manríquez (2004) y Sepúlveda (2013) para Chile central. De acuerdo con la Función Discriminante Líneal (Sahú, 1964) aplicada a depósitos costeros del Cuaternario (Ghosh y Chatterjee, 1994, Tofalo *et al.*, 2005 y Segura, 2012), permiten reforzar que cuatro unidades corresponden a un ambiente depositacional eólico, a pesar de que VEN_20_04 arroja un ambiente depositacional de playa, pero esta unidad presenta estratificación cruzada que es característica de dunas (Pye y Tsoar, 1990, Veit *et al.*, 2015 y Nash *et al.*, 2018) y observadas en la unidad VEN_20_02, reforzando la condición de un ambiente eólico. Este tipo de estructura no es observada en la sección Ventanas I por García *et al.* (2019), pero hay otras similitudes con las paleodunas de Ventanas I, como la disminución en profundidad hasta los 9 m (VEN_20_08) del porcentaje en general de las arenas, pero aumentando la porción de arenas finas y muy finas, así como los limos y arcillas. Como probable explicación se atribuye a las oscilaciones del nivel del mar y en menor medida la tectónica, generando una mayor área para la deflación, así como la reactivación de las arenas finas y muy finas (Veit *et al.*, 2015; García *et al.*, 2019 y Ellerton *et al.*, 2020), permitiendo varios apilamientos dunares sobre las terrazas marinas (Nash *et al.*, 2018).

Así mismo, la pedogénesis pudo haber afectado las paleodunas después de la depositación aumentando los limos y arcillas en profundidad como en Ventanas I, aunque diferentes grados de pedogénesis también pueden producir variabilidad textural (García *et al.*, 2019)

Sobre los paleosuelos que evolucionaron de las paleodunas (Chase y Thomas, 2007, Pfeiffer *et al.*, 2011, Veit *et al.*, 2015 y García *et al.*, 2019) corresponden a las unidades VEN_20_01, VEN_20_03, VEN_20_05, VEN_20_07 y VEN_20_09, diferenciándose texturalmente por su alto contenido de arcillas (Veit *et al.*, 2015 y García *et al.*, 2019). El contenido de arcilla (14 a 28%), el desarrollo de estructuras (bloques sub angulosos) evidencian el grado de evolución (Veit *et al.*, 2015), sumado a la ausencia de marcas evidentes de vegetación (poros y *rizolitos*) permiten señalar que son horizontes sub superficiales, características identificadas en paleosuelos enterrados por Wieder *et al.* (2008), Hall y Goble (2012) Veit *et al.* (2015), Tabor *et al.* (2017) y García *et al.* (2019), en diferentes condiciones climáticas y geográficas. Una característica apreciable bajo los paleosuelos VEN_20_01 y VEN_20_03, son lamelas (*clay lamellaes*) entre 10 a 20 láminas con espesores entre 2 a 0,3 cm, concordante con la presencia de arcillas iluviales en dunas (Van Reeuwijk y Villiers, 1985 y Holliday y Rawling, 2006). El patrón horizontal y entrecruzado de lamelas, permite inferir que estas son lamelas pedogenéticas y que su posible formación se debe al secado del frente de humedad (Rawling, 2000). Gile (1979 citado en Rawling, 2000) señala que las lamelas estudiadas en suelos del Holoceno tienen más expresión en suelos más antiguos, como lo evidencia Holliday y Rawling (2006) en lamelas formadas en dunas, donde al ser numerosas sobre 10 a 20 láminas y con un grosor entre 0,3 a los 2 cm como las encontradas en Ventanas II, permite inferir que las lamelas en las bases de VEN_20_01 y VEN_20_03 se formaron en los dos últimos períodos de pedogénesis durante el Pleistoceno superior.

EL paleo humedal costero (VEN_20_11) está sobre la unidad de paleoplaya (VEN_10_12), evidencian un cambio en la paleogeografía, al inferir que ambas unidades se formaron más cerca de lo que fue la línea de costa, lo que es concordante al estar

depositadas a pocos metros sobre T1 (Fm. Horcón). Las características del paleo humedal, no son observadas en los otros paleosuelos, como la estructura granular, ser el de mayor contenido de arcillas y limo (28%), tener una marcada presencia de rizolitos y poros, así como también ser la unidad con la mayor capacidad de retención de humedad. Esto permite suponer que fue un horizonte superficial, a lo cual la clasificación de Mack *et al.* (1993) aplicada a esta unidad refuerza al catalogarlo de orden Mollisol con un Epipedon móllico, característico de suelos orgánicos observados por Mitsch y Gosselink (2007) en humedales. Estas características más la cercanía de actuales humedales costeros (ej., Estero Puchuncaví) permiten señalar condiciones hidromórficas asociadas a un nivel freático somero debido potencialmente a un nivel del mar elevado en la bahía de Quinteros (Semeniuk y Semeniuk, 1995; Schaetzl y Anderson, 2005; Tsatskin *et al.*, 2015 y Nash *et al.*, 2018).

Una característica en Ventanas II que permite inferir condiciones ambientales, es el tipo de contactos que separa a las unidades, que es coincidentes con García *et al.* (2019) para Ventanas I, donde los contactos nítidos entre los suelos infrayacentes y las dunas sobreyacentes indican cambios rápidos o abruptos en las condiciones ambientales, interrumpiendo la pedogénesis para dar paso a la morfogénesis eólica, cambio asociado a la erosión del horizonte superficial no preservado en la estratigrafía. En contraste, contactos graduales entre las dunas infrayacentes y los suelos sobreyacentes reflejan una transición progresiva en las condiciones climáticas regionales asociadas a la pedogénesis. El paleo humedal costero contiene material parental autogenerado (ej., sedimento palustre), y ambos contactos inferior y superior son nítidos. Deduciendo que el cuerpo de agua apareció y desapareció de forma abrupta.

5.2. Evidencias de las variaciones paleoambientales asociadas a la evolución pedogenética

5.2.1. Densidad aparente e Índice de Desarrollo de Suelos (IDS)

El método de densidad aparente (Schaetzl y Anderson, 2005, FAO, 2009 y Pfeiffer, 2011) permite el primer acercamiento para comprender la evolución pedogenética mostrando leves variaciones (1,4 a 1,54 gr/cm³) entre la compactación de los paleosuelos y su material parental (paleodunas), permitiendo inferir que las condiciones pedogenéticas fueron muy similares durante la evolución de los paleosuelos, lo que es corroborado por la clase textural (franco arenosa y franco arcillo arenosa) y el tipo de estructura (bloques sub angulosos), al ser propiedades que no variaron dentro del perfil (Schaetzl y Anderson, 2005, FAO, 2009 y Veit *et al.*, 2015). FAO (2009) indica que estos valores de compactación y estructuras equivalen a tener un grado intermedio de pedogénesis. El paleo humedal presenta una densidad aparente (0,98 gr/cm³), que la FAO (2009) asocia para suelos muy sueltos con una estructura granular con muchos poros y raíces visibles, características identificadas para esta unidad y que permite reafirmar que fue un horizonte superficial.

Por su parte el IDS (Harden, 1982) muestra que los paleosuelos de Ventanas II con mayor desarrollo pedogenético son las unidades con mayor espesor (VEN_20_01 y VEN_20_07), siendo este un factor determinante para comprender la intensidad y/o duración de los procesos pedogenéticos. Sin embargo, el resultado por cada propiedad muestra que los paleosuelos no presentan diferencias significativas, reforzando lo inferido por el análisis estratigráfico y densidad aparente la inferencia al señalar que las condiciones pedogenéticas fueron similares durante la formación de los paleosuelos. Las propiedades que mejor reflejan el grado evolutivo de los paleosuelos son aquellas con mayores variaciones porcentuales con respecto al material parental, como son la textura (67-78%), estructura (50%), consistencia en seco (30-40%) y la película de arcilla (46%). Estas propiedades no varían significativamente a medida que aumenta la profundidad, pero su

grado de desarrollo se explica en función de la concentración y aumento de las arcillas (Wieder *et al.*, 2008, Pfeiffer, 2011, Hall y Goble, 2012, Tsatskin *et al.*, 2015, Veit *et al.*, 2015 y García *et al.*, 2019). Tanto las características texturales como el tipo de estructura y los porcentajes de arcillas, están dentro de los rangos obtenidos en los paleosuelos identificados por Veit *et al.* (2015) y García *et al.* (2019) en esta misma zona, permitiendo clasificar a estos paleosuelos como de tipo Bt, lo que es coherente con las características de los suelos de acuerdo a la clasificación de paleosuelos de Mack *et al.* (1993), aplicada a esta investigación, al indicar que estos se encuentran dentro del orden de Alfisol y con horizontes de diagnósticos de tipo Argílicos. Al ser paleosuelos Bt, se entiende como horizontes sub-superficiales con acumulación de arcillas iluviales al igual que los paleosuelos descritos por Veit *et al.* (2015) y García *et al.* (2019) para este mismo sector. La propiedad de melanización no presenta variaciones con respecto al material parental al obtener una escasa presencia de materia orgánica por parte de los paleosuelos, validando lo indicado por la estratigrafía y la densidad aparente, al señalar que son horizontes sub superficiales.

Una de las propiedades con baja variabilidad con respecto al material parental, pero que entrega valiosa información sobre las condiciones paleoambientales es la rubefacción, al mostrar un empardecimiento (Pardo) en el color de los paleosuelos, condición característica de regiones templadas húmedas y de buen drenaje (Schaeztl y Anderson, 2005 y Tabor *et al.*, 2017), asociados a escasos periodos de sequías, coherente con las condiciones señaladas por Veit *et al.* (2015) y García *et al.* (2019) para los 32°S responsables para la formación de estos suelos en paleodunas. Finalmente, el IDS permite señalar que las características evolutivas de los paleosuelos son típicas de ambientes semiáridos asociadas a condiciones climáticas estables y húmedas (Wieder *et al.*, 2008, Pfeiffer, 2011, Hall y Goble, 2012, Tsatskin *et al.*, 2015, Veit *et al.*, 2015, Tabor *et al.*, 2017 y García *et al.*, 2019).

5.2.2. Cronoestratigrafía y correlación paleoclimática

Las edades obtenidas para Ventanas II mediante la correlación con las profundidades de las paleodunas y paleosuelos de Veit *et al.* (2015) y García *et al.* (2019) en Ventanas, permitió asignar edades preliminares a las seis primeras unidades (Figura 5-1), donde la morfogénesis dunar fue entre los $21,5 \pm 1,3$ y 36 ± 2 ka. (VEN_20_02) y los $48,2 \pm 3,5$ y 52 ± 3 ka. (VEN_20_04), abarcando el MIS 3 y parte del MIS 2, y durante el MIS 3 y MIS4 entre los 53 ± 4 y 62 ± 4 ka. (VEN_20_06), morfogénesis que es interrumpida por la pedogénesis, donde el paleosuelo VEN_20_01, la pedogénesis pudo haber comenzado a los 31 ± 2 ka o hace $21,5 \pm 1,3$ ka., y los paleosuelos VEN_20_03 y VEN_20_05 entre los 36 ± 2 y $48,2 \pm 3,5$ y los 52 ± 3 y 53 ± 4 ka., respectivamente (Figura 5-1).

Durante el MIS 2 (e.g., UMG) hay una clara diferencia entre los resultados de Ventanas II con los obtenidos por Veit *et al.* (2015) y García *et al.*, (2019). Donde Veit *et al.* (2015) identifica en Ventanas dos unidades (paleosuelo Bw $>21,5$ ka y depósito dunar coluvial con suelos incipiente Ah) y García *et al.* (2019) muestra tres unidades (Paleosuelo Ab1 entre los 31 ± 2 y 22 ± 2 ka, paleoduna Cm $>22 \pm 2$ ka y suelo actual) a 1,30 m de prof., a esa misma profundidad se identificó el paleosuelo VEN_20_01, mostrando una prolongada pedogénesis en paleodunas. La presencia de VEN_20_01 concuerda como una mayor humedad durante el UMG (Hall y Goble, 2012, Faust *et al.*, 2015 y García *et al.*, 2019) y difiere con Veit *et al.* (2015), quien señala una condición de aridez producto de la ausencia de un paleosuelo durante el UMG. Durante MIS 3 (Figura 5-1), Ventanas II muestra una coincidencia con García *et al.* (2019) al tener la misma cantidad de unidades de paleodunas y paleosuelos. Sin embargo, Veit *et al.* (2015) al mostrar una constante acumulación de arenas ($48,2 \pm 3,5$ - $21,5 \pm 1,3$ ka. Paleoduna 1) difiere con García *et al.* (2019) y Ventanas II, ya que se interrumpe la morfogénesis dunar con el paleosuelo VEN_20_03, a lo que García *et al.* (2019) infiere que puede deberse a una erosión post depositación y la reactivación constante de las arenas que no permiten la pedogénesis. La transición entre el MIS 4 y MIS 3 (Figura 5-1) solo se pudo correlacionar la paleoduna VEN_20_06 con

García *et al.* (2019), ya que Veit *et al.* (2015) muestra desde los 48,2±3,5 ka una constante acumulación de arenas abarcando el MIS 3 y MIS 4.

De acuerdo con Veit *et al.* (2015) los paleosuelos de Ventanas se habrían formado en fases húmedas con valores bajos de insolación a los 30°S (junio), favoreciendo la migración al norte de los vientos del SWW en respuesta a una expansión del hielo marino Antártico y declive de la intensidad del Anticiclón del Pacífico. En este sentido, Veit *et al.* (2015) propone que la baja insolación y su efecto en el clima de Chile central está condicionada por los ciclos astronómicos (oblicuidad y precesión) que gatillan mecanismos de cambio del clima como lo son las fluctuaciones del hielo marino antártico y los SWW. Otros autores como Stuut y Lamy (2004) hacen referencia a la posición de los vientos del SWW para explicar en el registro paleoclimático en Sudáfrica, a latitudes similares a la de este estudio.

La estratigrafía de Ventanas II y su edad putativa (MIS 5- MIS 2) indica que hubo al menos cinco fases húmedas durante el último ciclo glacial inferidas de los paleosuelos de Ventanas II. En estas fases fueron más húmedas que el presente, en un grado significativo para formar suelos tipo Bt, no comunes desde el tardiglacial en Chile central (Veit *et al.*, 2015). Lo anterior indica que cambios climáticos multi-mileniales ocurrieron durante toda la última era glacial en Chile central, registro ya evidente en el océano Pacífico en el área de estudio (Lamy *et al.*, 1999 y Lamy *et al.*, 2001). De esta forma, se deduce que los ambientes terrestres a través de los paleosuelos son archivos relevantes para la reconstrucción del clima en Chile Central y que registran fluctuaciones de los vientos del SWW a escala temporal de miles de años (García *et al.*, 2019). Más encima, las secuencias de dunas y suelos enterrados mostrarían la respuesta del ambiente costero de Chile central a las migraciones latitudinales de los vientos SWW y que estas migraciones son recurrentes en el tiempo de las eras glaciales.

**EVOLUCIÓN MORFOESTRATIGRAFICA DE PALEODUNAS Y PALEOSUELOS EN LA ENSENADA DE QUINTERO,
REGIÓN DE VALPARAÍSO, CHILE**

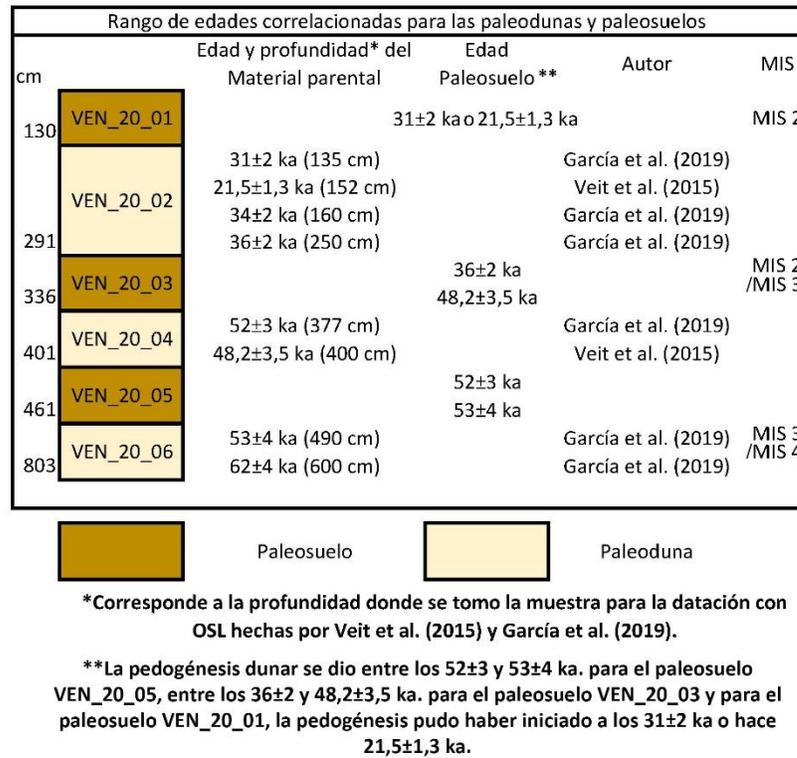


Figura 5-1 Diagrama de referencia con las edades y profundidades correlacionadas de las paleodunas y paleosuelos de las columnas estratigráficas A1, A2 y A3 usando las columnas estratigráficas de los trabajos de Veit *et al.* (2015) y García *et al.* (2019) para el sector de Ventanas. Las edades obtenidas por Veit *et al.* (2015) y García *et al.* (2019) por medio de la datación por OSL corresponden a las muestras tomadas en la parte superior (techo) e inferior (base) de las unidades paleodunares. Esta técnica no permite datar directamente el periodo de pedogénesis que separa las unidades de dunas, sino solo obtener un paréntesis temporal de edades mínimas y máximas para los suelos o paleosuelos. Así, mientras la edad OSL obtenida por debajo de un horizonte Bt, indica una edad mínima de comienzo de la pedogénesis, la edad OSL obtenida por sobre el horizonte Bt corresponde a la edad máxima de término de la pedogénesis asociada al comienzo de la morfogénesis eólica que la sucedió. Fuente: Elaboración propia.

6 CONCLUSIONES

Producto de la delimitación morfoestratigráfica a la ensenada de Quinteros, se estableció una correlación con el campo de dunar de Ritoque y los factores morfogenéticos como el tipo de duna (*Barjanoide*), la forma de la línea de costa, la dirección dominante de los vientos (SWW) y el tipo de zona de rompiente (disipativa e intermedia), que permiten establecer un *continuum* temporal evolutivo con el campo de paleodunas al presentar una similitud en la misma orientación y distribución espacial.

Del análisis estratigráfico y sedimentológico se identificaron trece unidades sedimentarias interpretadas como cuatro facies distintivas: F. Arenosa dunar (Paleoduna); F. Arcillosa arenosa (Paleosuelo); F. Arcillo limosa (Paleo humedal); y F. Arenosa de playa (Paleo playa). Las que muestran una correlación evolutiva entre morfogénesis y pedogénesis, estableciendo que las diez primeras unidades corresponden a cinco paleodunas (material parental) intercaladas con cinco paleosuelos. Las paleodunas presentan una buena selección predominante de arenas finas que disminuyen porcentualmente con la profundidad hasta los 9 metros. Los paleosuelos con una marcada presencia de arcillas, desarrollo de estructura y texturas evidencian pedogénesis. Un cambio en la paleogeografía se expresa por las características de las tres unidades inferiores, donde el paleo humedal (VEN_20_11), la paleo playa (VEN_20_12) y el paleosuelo VEN_20_13, que es la base de la sección estudiada, está sobre material retrabajado al menos parcialmente desde la terraza marina T 1 (Fm. Horcón), habrían evolucionado cerca de lo que fue línea de costa (*Backshore*).

Como resultado de la densidad aparente y del IDS, se obtiene que cinco de los seis paleosuelos reflejan las mismas características pedogenéticas, infiriendo condiciones climáticas similares que propiciaron su formación. Las propiedades con mayor grado de pedogénesis son la textura, estructura, consistencia en seco y la película de arcilla, asociadas directamente a la presencia de arcillas iluviales e *in situ*, reflejando condiciones

de humedad de ambientes semiáridos, condiciones que la rubefacción refleja como un grado intermedio de pedogénesis, donde el color pardo de los paleosuelos es característico de regiones templadas húmedas. Con estas propiedades se pudo clasificar a los paleosuelos como Bt (Alfisol y Argílico), por ende, horizontes sub-superficiales.

La delimitación morfoestratigráfica y su relación con el campo de paleodunas donde está Ventanas II, se infiere que las arenas comenzaron a depositarse sobre la terraza marina T1 hace unos 125 ± 5 ka (MIS5e) o 100 ± 5 ka (MIS5c), estableciendo un primer margen cronológico para delimitar el inicio de la morfogénesis eólica. Con las edades correlacionadas a las seis primera unidades de paleosuelos y paleodunas se establece un segundo marco cronológico, obteniendo que la morfogénesis dunar fue entre los 62 ± 4 - 53 ± 4 ka (VEN_20_06), 52 ± 3 - $48,2\pm 3,5$ ka (VEN_20_04) y 36 ± 2 - 31 ± 2 ka (VEN_20_02), periodos interrumpidos por la actividad pedogenética (paleosuelos) entre los 53 ± 4 - 52 ± 3 (VEN_20_05), $48,2\pm 3,5$ - 36 ± 2 ka (VEN_20_03) e inició en 31 ± 2 o 22 ± 2 ka (VEN_20_01). Las unidades que no se pudo asignar una edad por falta de datos disponibles se infiere que se formaron entre el MIS 5 y 4.

Se concluye la importancia de las fluctuaciones de las condiciones climáticas asociadas a los procesos morfogenéticos y pedogenéticos que se dieron dentro de los MIS 4, 3 y 2 en Chile Central. Períodos que evidencian los procesos de morfogénesis dunar son vinculados a períodos secos, y periodos que evidencian pedogenesis a periodos húmedos. Esta ciclicidad a escala suborbital del clima donde se intercambian períodos secos y húmedos está dada por cambios de la intensidad y posición de los vientos SWW, factor fundamental de las precipitaciones en Chile central.

7. BIBLIOGRAFÍA

Aguilera Arilla, M. J., Azcárate Luxán, M. V., González Yanci, M. P., Muguruza Cañas, C., Rubio Benito, M. T., y Santos Preciado, J. M. (2003). Fuentes, tratamiento y representación de la información geográfica. *Madrid. UNED.*

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

Araya-Vergara, J. F. (1985). Análisis de la carta geomorfológica de la cuenca del Mapocho. *Revista Informaciones Geográficas*, 32, 31 – 44.

Araya-Vergara, J. F. (1996). Primera experiencia con una clasificación dinámica de vertientes de montaña. I Taller Internacional de geocología de montaña y desarrollo sustentable de los Andes del Sur. The United Nations Iniversity.

Araya-Vergara, J. F. (2001). Los ergs del desierto marginal de Atacama, Chile. *Investigaciones Geográficas*, 35, 27-66.

Araya-Vergara, J. F. (2006). “Fenómenos de costa y litoral”. Documento de trabajo. Santiago.

Araya-Vergara, J. F. (2011). Laboratorio de análisis de sedimentos. Curso de Geomorfología y Cuaternario. Escuela de Geografía, Universidad de Chile.

Bird, E. (2008). Coastal geomorphology: An introduction. 2nd edition. J. Wiley y Sons Ltd. ISBN: 978-0-470-51729-1.

Börgel, R. (1967). Correlaciones fluvio-marinas en la desembocadura del río Choapa. *Revista Investigaciones Geográficas*, 20, 55-68.

Blott, S. J. y Pye, K. (2001). Gradistat: A grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth Surfaces Processes and Landforms*, 26, 1237 – 1248.

Bruno, L., Marchi, M., Bertolini, I., Gottardi, G., y Amorosi, A. (2020). Climate control on stacked paleosols in the Pleistocene of the Po Basin (northern Italy). *Journal of Quaternary Science*, 35(4), 559-571.

Cabello, M. (2015). Análisis geomorfológico de la sección occidental del cordón sarco. Identificación de terrazas marinas región de Coquimbo, Chile. Memoria para optar al título de Geógrafo, Facultad de Arquitectura y Urbanismo, Universidad de Chile.

- Casanova, M, Vera, W, Luzio, W y Salazar, O. (2004). Manual de Edafología – Guía de clases prácticas. Facultad de Ciencias agronómicas. Universidad de Chile, 51.
- Castro, C. (1987). Transformaciones geomorfológicas recientes y degradación de las dunas de Ritoque. *Revista de Geografía Norte Grande*, 14, 3-13.
- Castro, C., Calderón, M., y Zúñica, A. (2001). Indicadores geomorfológicos de la fragilidad de paleodunas. *Revista de Geografía Norte Grande*, 28, 11-24.
- Castro, C. (2015). Geografía de las dunas costeras de Chile: Instrumentos y pautas para su manejo integrado. Ediciones UC.
- Cuevas, R. (2017). Análisis de los depósitos sedimentarios Terciarios–Cuaternarios en el área de Quintero–Placilla (~33S) y sus implicancias paleogeográficas. *Memoria para optar al título de geólogo*. Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Chase, B. M., y Thomas, D. S. (2007). Multiphase late Quaternary aeolian sediment accumulation in western South Africa: timing and relationship to palaeoclimatic changes inferred from the marine record. *Quaternary International*, 166(1), 29-41.
- Dar, R. A., y Zeeden, C. (2020). Loess-Palaeosol Sequences in the Kashmir Valley, NW Himalayas: A Review. *Frontiers in Earth Science*, 8, 113.
- Ellerton, D., Rittenour, T., Shulmeister, J., Gontz, A., Welsh, K. J., y Patton, N. (2020). An 800 kyr record of dune emplacement in relationship to high sea level forcing, Cooloola Sand Mass, Queensland, Australia. *Geomorphology*, 354, 106999.
- Faust, D., Yanes, Y., Willkommen, T., Roettig, C., Richter, D., Richter, D., Suchodoletz, H. y Zöller, L. (2015). A contribution to the understanding of late Pleistocene dune sand-paleosol-sequences in Fuerteventura (Canary Islands). *Geomorphology*, 246, 290-304.
- Forman, S. L., Tripaldi, A., y Ciccio, P. L. (2014). Eolian sand sheet deposition in the San Luis paleodune field, western Argentina as an indicator of a semi-arid environment through the Holocene. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 411, 122-135.
- Folk, R. y Ward, W. (1957). Brazos river bar: A study in the significance of grain size parameters. *Journal of sedimentary petrology*, 27(1), 3 – 26.
- Food and Agriculture Organization (FAO). (2009). Guía para la descripción de suelos.
- Fuenzalida, H. (1956). Campos de dunas en la costa de Chile central. *Congress International de Geographie*, Actes XVIII; 234–240. Rio de Janeiro.
- García, J. L., Andrade, B., Calderón, M., y Lüthgens, C. (2019). Multi-millennial scale climate variability during MIS 3 and MIS 2 inferred from luminescence dating of coastal

sand dunes and buried paleosol sequences in central Chile, 32° S. *Journal of Quaternary Science*, 34(3), 203-214.

Garreaud, R y Falvey, M. (2009). The coastal winds off western subtropical South America in future climate scenarios. *International Journal of Climatology* 29, 543–554.

Ghosh, S. K., y Chatterjee, B. K. (1994). Depositional mechanisms as revealed from grain-size measures of the palaeoproterozoic Kolhan siliciclastics, Keonjhar District, Orissa, India. *Sedimentary Geology*, 89(3-4), 181-196.

Gornitz, V. (2008). Encyclopedia of paleoclimatology and ancient environments. Springer Science & Business media. *Serie Enciclopedia de Ciencias de la Tierra*. Editado por el Instituto Goddard para el Estudio del Espacio y la Columbia University, New York, USA.

Hall, S. A., y Goble, R. J. (2012). Berino Paleosol, Late Pleistocene argillic soil development on the Mescalero Sand Sheet in New Mexico. *The Journal of Geology*, 120(3), 333-345.

Harden, J. W. (1982). A quantitative index of soil development from field descriptions: Examples from a chronosequence in central California. *Geoderma*, 28(1), 1-28.

Holliday, V. T., y Rawling III, J. E. (2006). Soil-geomorphic relations of lamellae in eolian sand on the High Plains of Texas and New Mexico. *Geoderma*. 131(1-2), 154-180.

Lambeck, K., Esat, T. M., y Potter, E. (2002). Links between climate and sea levels for the past three million years. *Nature*, 419(6903), 199-206.

Lancaster, N. (1995). Geomorphology of desert dunes. Routledge, London, UK.

Latorre, C., Moreno Moncada, P., Vargas, G., Maldonado, A., Villa Martínez, R., Armesto, J. J., Villagrán, C., Pino, M., Núñez, L. y Grosjean, M. (2007). *Late Quaternary environments and palaeoclimate. Capítulo 12 Geología de Chile*.

Lamy, F., Hebbeln, D. y Wefer, G. (1999). High resolution marine record of climatic change in mid-latitude Chile during the last 28,000 years based on terrigenous sediment parameters. *Quaternary Research*, 51, 83-93.

Lamy, F., Hebbeln, D., Röhl, U., y Wefer, G. (2001). Holocene rainfall variability in southern Chile: a marine record of latitudinal shifts of the Southern Westerlies. *Earth and Planetary Science Letters*, 185(3-4), 369-382.

Mack, G., James, W., Monger, H. Classification of paleosols. *Geological Society of America Bulletin*, 105, 129-136.

Marquardt, C. Ortlie, L. Lavenu, A. Guzman, N. (1999). Recent vertical motion and Quaternary marine terraces in the Caldera area, Northern Chile (27°s). *Fourtli/Sag. Goettingen (Germany)*. 482-487.

- Marquardt, C, Lavenu, A, Ortlieb, L, Godoy, E, Conte, D. (2004). Coastal neotectonics in Southern central Andes: Uplift and deformation of marine terraces in Northern Chile (27°s). *Journal Tectonophysics*, 394(3-4), 193-219.
- Marquardt, C. Ortlieb, L. Lavenu, A. González, G. Ritz, JF. (2005). Terrazas marinas de la Península Mejillones (23°s). Implicancias sismotectónicas para la costa norte de Chile. Artículo en preparación, publicado en tesis doctoral.
- Mitsch, W y Gosselink, JG. (2007). Wetlands. *John Wiley & Sons*, Inc. New York, NY, USA. 582 p.
- Muhs, R. (2007). Paleosols and wind-blown sediments: Overview. *Encyclopedia of Quaternary Science*, 2126 – 2137.
- Nash, D. J., Bateman, M. D., Bullard, J. E., y Latorre, C. (2018). Late Quaternary coastal evolution and aeolian sedimentation in the tectonically-active southern Atacama Desert, Chile. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 490, 546-562.
- Paskoff, R. (1970). Le Chili semi-aride, recherches géomorphologiques. Biscaye frères. Traducción al español por José Enrique Novoa Jerez. Ediciones Universidad de La Serena, La Serena, 1993.
- Paskoff R. (1999). Contribuciones recientes al conocimiento del Cuaternario marino del centro y norte de Chile. *Revista de Geografía Norte Grande*. Pontificia Universidad Católica de Chile, 26, 43-575.
- Paskoff, R. y Manríquez, H. (2004). Las dunas de las costas de Chile. Santiago de Chile: IGM, 2004.
- Pfeiffer, M. (2011). Evolución y génesis de calcretas pedogénicas en la paleobahía de Tongoy. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencia, Mención Geología. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile.
- Pfeiffer, M., Le Roux, J., Solleiro-Rebolledo, E., Kemnitz, H., Sedov, S., Seguel, O. (2011). Preservation of beach ridges due to pedogenic calcrete development in the Tongoy paleobay, Chile. *Geomorphology*, 132, 234-242.
- Pye, K. y Tsoar, H. (1990). Aeolian sand and sand dunes. *Springer Science & Business*. Unwin Hyman, London.
- Rawling 3rd, J. E. (2000). A review of lamellae. *Geomorphology*, 35(1-2), 1-9.
- Rivano, S., Sepúlveda, P., Boric, R., y Espiñeira, D. (1993). Hojas Quillota y Portillo, V Región. Servicio Nacional de Geología y Minería. Carta Geológica de Chile, 73(1).
- Sahu, B. (1964). Depositional mechanisms from the size analysis of clastic sediments. *Journal of Sedimentary Petrology*, 34(1), 73 – 83.

Saillard, M. (2008). Dynamique du soulèvement côtier pléistocène des andes centrales: étude de l'évolution géomorphologique et datations (10be) de séquences de terrasses marines (Sud Pérou – Nord Chili. Tesis para optar al grado de doctor en ciencias de la tierra y el medioambiente. Université de Toulouse.

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

Sepúlveda, P. (2013). Condiciones de sedimentación de secuencias sedimentarias Holocenas en la Isla Robinson Crusoe y sus implicancias en el alzamiento debido al crecimiento del hot-spot. Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad de Chile.

Segura, C. (2012). Relación entre oscilaciones del nivel del mar y los cambios sedimentológicos de la Laguna Castillos durante el Holoceno. Tesis de grado. Universidad de la República, Uruguay.

Semeniuk, C. A., y Semeniuk, V. (1995). A geomorphic approach to global classification for inland wetlands. In *Classification and Inventory of the World's Wetlands*. Springer, Dordrecht. 103-124.

Schaetzl, R., y Anderson, S. (2005). Soils: Genesis and Geomorphology. *Cambridge: Cambridge University Press*. (pp. I-Vi).

Schoeneberger, P. J., Wysocki, D. A., y Benham, E. C. Soil Survey Staff. 2012. Field book for describing and sampling soils. Ver. 3.0. *Natural Resources Conservation Service, National Soil Survey Center, Lincoln, NE*.

Short, A. (1999). Handbook of beach and shoreface morphodynamics. Ed. Andrew Short, Wiley (N° 551-468 HAN).

Soto, M.V. Castro, C.P. y Chávez, C. (2004). Caracterización geomorfológica del corredor de comercio Las Leñas, Valles del río Cachapoal, Andes de Chile central. *Revista Geográfica Norte Grande*, 31, 85-98.

Soto, M. Castro, C. Rodolfi, G. Marker, M. y Padilla, R. (2006). Procesos geodinámicos actuales en media y baja montaña, borde meridional de la cuenca del río Maipo, Región Metropolitana de Santiago. *Revista Geográfica Norte Grande*, 35, 77-95.

Soto, M. V. y Arriagada, J. (2007). Características dinámicas de ensenadas estructurales de Chile central: Maitencillo-Cachagua y Papudo, Región de Valparaíso. *Revista de Geografía Norte Grande*, 38, 99-112.

Stow, D. A. (2005). Sedimentary Rocks in the Field: A color guide. Gulf Professional Publishing.

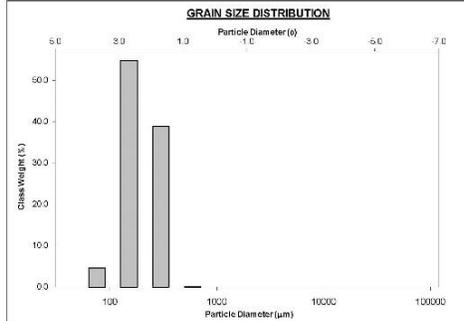
- Stuut, J. B. W. y Lamy, F. (2004). Climate variability at the southern boundaries of the Namib (southwestern Africa) and Atacama (northern Chile) coastal deserts during the last 120,000 yr. *Quaternary Research*, 62(3), 301-309.
- Tabor, N. J., Myers, T. S., & Michel, L. A. (2017). Sedimentologist's guide for recognition, description, and classification of paleosols. In *Terrestrial Depositional Systems*, 165-208. Elsevier.
- Tofalo, O. R., Etchichury, M. C., y Fresina, M. (2005). Características texturales y petrofacies de depósitos neógenos, Bancalari, provincia de Buenos Aires. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*. 60(2), 316-326.
- Tsatskin, A., Sandler, A., y Avnaim-Katav, S. (2015). Quaternary subsurface paleosols in Haifa Bay, Israel: a new perspective on stratigraphic correlations in coastal settings. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 426, 285-296.
- Uriarte, A. (2003). Historia del clima de la tierra. Gobierno Vasco, 66-73. Segunda edición.
- Van Reeuwijk, P. y Villiers, J. M. (1985). The origin of textural lamellae in Quaternary coast sands of Natal. *South African Journal of Plant and Soil*. 2(1), 38-43.
- Veit, H. (1993). Upper quaternary landscape and climate evolution in the Norte Chico (Northern Chile): An overview. *Mountain Research and Development*, 139-144.
- Veit H. (1996). Southern Westerlies during the Holocene deduced from geomorphological and pedological studies in the Norte Chico, Northern Chile (27–33°S). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 123, 107-119.
- Veit, H., Preusser, F., y Trauerstein, M. (2015). The Southern Westerlies in Central Chile during the two last glacial cycles as documented by coastal aeolian sand deposits and intercalating palaeosols. *Catena*, 134, 30-40.
- Visher, G. (1969). Grain size distributions and depositional processes. *Journal of Sedimentary Petrology*, 39(3), 1074 – 1106.
- Wieder, M., Gvirtzman, G., Porat, N., y Dassa, M. (2008). Paleosols of the southern coastal plain of Israel. *Journal of Plant Nutrition and Soil Science*, 171(4), 533-541.
- Zhou, Y., Lu, H., Joseph, M., Miao, X., James, S., y Ronald, G. (2008). Optically stimulated luminescence dating of aeolian sand in the Otindag dune field and Holocene climate change. *Science in China Series D: Earth Sciences*, 51(6), 837.

**EVOLUCIÓN MORFOESTRATIGRAFICA DE PALEODUNAS Y PALEOSUELOS EN LA ENSENADA DE QUINTERO,
REGIÓN DE VALPARAÍSO, CHILE**

8 ANEXOS

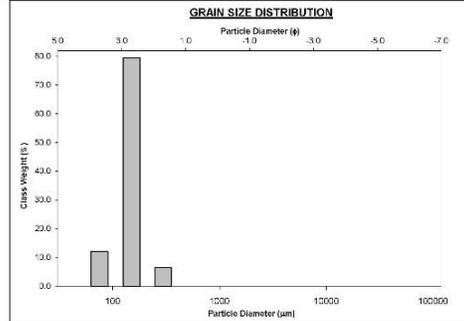
VEN_20_02

SAMPLE STATISTICS		ANALYST & DATE: MCE, 26-11-2020	
SIEVING ERROR: 0.7%			
SAMPLE IDENTITY: VEN20_02			
SAMPLE TYPE: Bimodal, Moderately Well Sorted		TEXTURAL GROUP: Sand	
SEDIMENT NAME: Moderately Well Sorted Fine Sand			
	μm	ϕ	
MODE 1	152.5	2.737	
MODE 2	302.5	1.747	
MODE 3			
D_{10}	123.4	1.625	
MEDIAN or D_{50}	167.3	2.579	
D_{60}	324.3	2.950	
(D_{10} / D_{60})	2.507	1.816	
$(D_{30} - D_{10})$	194.9	1.326	
(D_{70} / D_{30})	1.985	1.544	
(D_{90} / D_{10})	140.5	0.950	
GRAIN SIZE DISTRIBUTION			
GRAVEL: 0.0%		COARSE SAND: 0.0%	
SAND: 100.0%		MEDIUM SAND: 38.6%	
MUD: 0.0%		FINE SAND: 58.7%	
V COARSE GRAVEL: 0.0%		V FINE SAND: 4.7%	
V COARSE SILT: 0.0%		V COARSE SILT: 0.0%	
COARSE GRAVEL: 0.0%		COARSE SILT: 0.0%	
MEDIUM GRAVEL: 0.0%		MEDIUM SILT: 0.0%	
FINE GRAVEL: 0.0%		FINE SILT: 0.0%	
V FINE GRAVEL: 0.0%		V FINE SILT: 0.0%	
V COARSE SAND: 0.0%		CLAY: 0.0%	
METHOD OF MOMENTS			
Arithmetic	Geometric	Logarithmic	
μm	μm	ϕ	
MEAN (x)	207.0	1.694	2.401
SORTING (s)	1.473	0.559	1.430
SKEWNESS (S)	0.340	0.128	0.445
KURTOSIS (K)	1.592	2.317	0.595
FOLK & WARD METHOD			
Arithmetic	Geometric	Logarithmic	Description
μm	μm	ϕ	
MEAN (x)	192.4	2.392	Fine Sand
SORTING (s)	0.516	1.430	Moderately Well Sorted
SKEWNESS (S)	-0.445	0.445	Very Coarse Skewed
KURTOSIS (K)	0.595	0.595	Very Leptokurtic



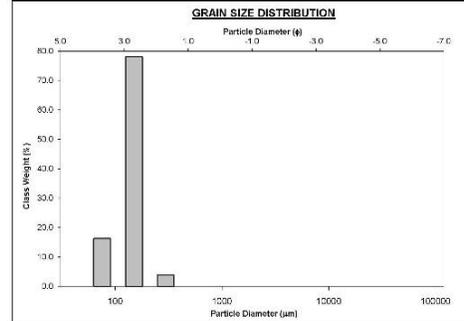
VEN_20_04

SAMPLE STATISTICS		ANALYST & DATE: MCE, 26-11-2020	
SIEVING ERROR: 3.7%			
SAMPLE IDENTITY: VEN20_04			
SAMPLE TYPE: Bimodal, Well Sorted		TEXTURAL GROUP: Sand	
SEDIMENT NAME: Well Sorted Fine Sand			
	μm	ϕ	
MODE 1	152.5	2.737	
MODE 2	76.50	3.731	
MODE 3			
D_{10}	84.01	2.480	
MEDIAN or D_{50}	148.1	2.735	
D_{60}	177.2	3.563	
(D_{10} / D_{60})	2.084	1.427	
$(D_{30} - D_{10})$	32.59	1.068	
(D_{70} / D_{30})	1.261	1.125	
(D_{90} / D_{10})	33.25	0.323	
GRAIN SIZE DISTRIBUTION			
GRAVEL: 0.0%		COARSE SAND: 0.0%	
SAND: 100.0%		MEDIUM SAND: 6.5%	
MUD: 0.0%		FINE SAND: 81.4%	
V FINE SAND: 12.1%		V FINE SAND: 12.1%	
V COARSE GRAVEL: 0.0%		V COARSE SILT: 0.0%	
COARSE GRAVEL: 0.0%		COARSE SILT: 0.0%	
MEDIUM GRAVEL: 0.0%		MEDIUM SILT: 0.0%	
FINE GRAVEL: 0.0%		FINE SILT: 0.0%	
V FINE GRAVEL: 0.0%		V FINE SILT: 0.0%	
V COARSE SAND: 0.0%		CLAY: 0.0%	
METHOD OF MOMENTS			
Arithmetic	Geometric	Logarithmic	
μm	μm	ϕ	
MEAN (x)	153.1	1.443	2.755
SORTING (s)	1.342	0.425	1.317
SKEWNESS (S)	-0.331	0.331	-0.030
KURTOSIS (K)	7.925	0.284	0.281
FOLK & WARD METHOD			
Arithmetic	Geometric	Logarithmic	Description
μm	μm	ϕ	
MEAN (x)	148.1	2.735	Well Sorted
SORTING (s)	0.331	0.331	Symmetrical
SKEWNESS (S)	0.331	0.331	Symmetrical
KURTOSIS (K)	0.281	0.281	Very Leptokurtic



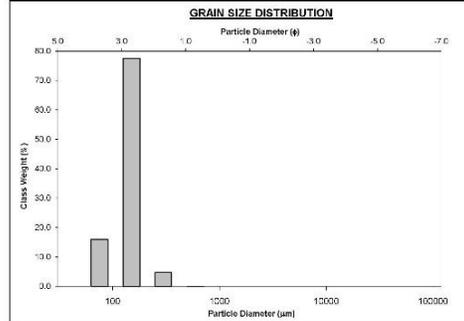
VEN_20_06

SAMPLE STATISTICS		ANALYST & DATE: MCE, 26-11-2020	
SIEVING ERROR: 6.7%			
SAMPLE IDENTITY: VEN20_06			
SAMPLE TYPE: Bimodal, Well Sorted		TEXTURAL GROUP: Sand	
SEDIMENT NAME: Well Sorted Fine Sand			
	μm	ϕ	
MODE 1	152.5	2.737	
MODE 2	76.50	3.731	
MODE 3			
D_{10}	76.43	2.814	
MEDIAN or D_{50}	148.8	2.778	
D_{60}	175.0	3.672	
(D_{10} / D_{60})	2.292	1.461	
$(D_{30} - D_{10})$	56.82	1.159	
(D_{70} / D_{30})	1.257	1.120	
(D_{90} / D_{10})	33.36	0.332	
GRAIN SIZE DISTRIBUTION			
GRAVEL: 0.0%		COARSE SAND: 0.0%	
SAND: 100.0%		MEDIUM SAND: 5.9%	
MUD: 0.0%		FINE SAND: 70.8%	
V FINE SAND: 16.3%		V FINE SAND: 16.3%	
V COARSE GRAVEL: 0.0%		V COARSE SILT: 0.0%	
COARSE GRAVEL: 0.0%		COARSE SILT: 0.0%	
MEDIUM GRAVEL: 0.0%		MEDIUM SILT: 0.0%	
FINE GRAVEL: 0.0%		FINE SILT: 0.0%	
V FINE GRAVEL: 0.0%		V FINE SILT: 0.0%	
V COARSE SAND: 0.0%		CLAY: 0.0%	
METHOD OF MOMENTS			
Arithmetic	Geometric	Logarithmic	
μm	μm	ϕ	
MEAN (x)	149.0	1.977	2.982
SORTING (s)	1.245	0.423	1.294
SKEWNESS (S)	1.272	-0.683	0.663
KURTOSIS (K)	8.634	4.544	4.544
FOLK & WARD METHOD			
Arithmetic	Geometric	Logarithmic	Description
μm	μm	ϕ	
MEAN (x)	150.5	2.955	Fine Sand
SORTING (s)	0.437	0.437	Well Sorted
SKEWNESS (S)	0.539	0.539	Very Fine Skewed
KURTOSIS (K)	1.678	1.678	Very Leptokurtic



VEN_20_08

SAMPLE STATISTICS		ANALYST & DATE: MCE, 26-11-2020	
SIEVING ERROR: 8.3%			
SAMPLE IDENTITY: VEN20_08			
SAMPLE TYPE: Bimodal, Well Sorted		TEXTURAL GROUP: Sand	
SEDIMENT NAME: Well Sorted Fine Sand			
	μm	ϕ	
MODE 1	152.5	2.737	
MODE 2	76.50	3.731	
MODE 3			
D_{10}	76.70	2.808	
MEDIAN or D_{50}	148.1	2.775	
D_{60}	175.8	3.668	
(D_{10} / D_{60})	2.292	1.462	
$(D_{30} - D_{10})$	56.93	1.159	
(D_{70} / D_{30})	1.258	1.127	
(D_{90} / D_{10})	33.06	0.332	
GRAIN SIZE DISTRIBUTION			
GRAVEL: 0.0%		COARSE SAND: 0.0%	
SAND: 100.0%		MEDIUM SAND: 4.6%	
MUD: 0.0%		FINE SAND: 73.3%	
V FINE SAND: 16.0%		V FINE SAND: 16.0%	
V COARSE GRAVEL: 0.0%		V COARSE SILT: 0.0%	
COARSE GRAVEL: 0.0%		COARSE SILT: 0.0%	
MEDIUM GRAVEL: 0.0%		MEDIUM SILT: 0.0%	
FINE GRAVEL: 0.0%		FINE SILT: 0.0%	
V FINE GRAVEL: 0.0%		V FINE SILT: 0.0%	
V COARSE SAND: 0.0%		CLAY: 0.0%	
METHOD OF MOMENTS			
Arithmetic	Geometric	Logarithmic	
μm	μm	ϕ	
MEAN (x)	147.3	1.987	2.952
SORTING (s)	1.294	0.437	1.293
SKEWNESS (S)	1.402	-0.545	0.545
KURTOSIS (K)	8.618	4.544	4.544
FOLK & WARD METHOD			
Arithmetic	Geometric	Logarithmic	Description
μm	μm	ϕ	
MEAN (x)	150.9	2.935	Fine Sand
SORTING (s)	0.438	0.438	Well Sorted
SKEWNESS (S)	0.539	0.539	Very Fine Skewed
KURTOSIS (K)	1.671	1.671	Very Leptokurtic



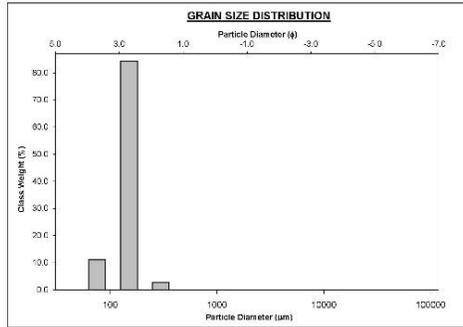
Anexo 8-1 Datos granulométrico y estadísticos para las unidades arenosas VEN_20_02 hasta VEN_20_08 obtenidos por el programa Gradistat V9.1. Fuente: Gradistat V9.1.

**EVOLUCIÓN MORFOESTRATIGRAFICA DE PALEODUNAS Y PALEOSUELOS EN LA ENSENADA DE QUINTERO,
REGIÓN DE VALPARAÍSO, CHILE**

VEN_20_10

SIEVING ERROR: 4.1%		SAMPLE STATISTICS			
SAMP. IDENTITY: VEN20_10		ANALYST & DATE: MCF 26 - 11 2020			
SAMPL. TYPE: Unimodal, Very Well Sorted		TEXTURAL GROUP: Sand			
SEDIMENT NAME: Very Well Sorted Fine Sand					
	μ	σ	GRAIN SIZE DISTRIBUTION		
MODE 1	152.5	2.737	GRAVEL: 0.0%	COARSE SAND: 0.0%	
MODE 2			SAND: 100.0%	MEDIUM SAND: 2.7%	
MODE 3			MUD: 0.0%	FINE SAND: 97.3%	
D_{10}	95.67	2.518		V FINE SAND: 11.1%	
MEDIAN or D_{50}	147.4	2.762	V COARSE GRAVEL: 0.0%	V COARSE SILT: 0.0%	
D_{60}	174.5	3.573	COARSE GRAVEL: 0.0%	COARSE SILT: 0.0%	
(D_{30} / D_{10})	2.057	1.359	MEDIUM GRAVEL: 0.0%	MEDIUM SILT: 0.0%	
(D_{50} / D_{10})	1.558	1.026	FINE GRAVEL: 0.0%	FINE SILT: 0.0%	
(D_{60} / D_{50})	1.236	1.117	V FINE GRAVEL: 0.0%	V FINE SILT: 0.0%	
(D_{75} / D_{25})	31.23	0.305	V COARSE SAND: 0.0%	CLAY: 0.0%	

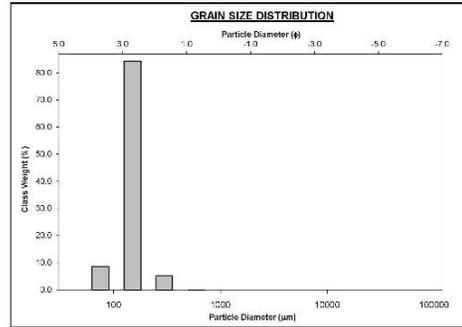
METHOD OF MOMENTS			FOLK & WARD METHOD		
Arithmetic	Geometric	Logarithmic	Geometric	Logarithmic	Description
μ	μ	σ	μ	σ	
MEAN (M)	149.2	141.6	147.4	2.762	Fine Sand
SORTING (S)	35.13	1.283	0.368	1.228	Very Well Sorted
SKEWNESS (SK)	-1.373	-1.057	1.087	-0.283	Fine Skewed
KURTOSIS (K)	12.238	8.738	8.730	1.703	Very Leptokurtic



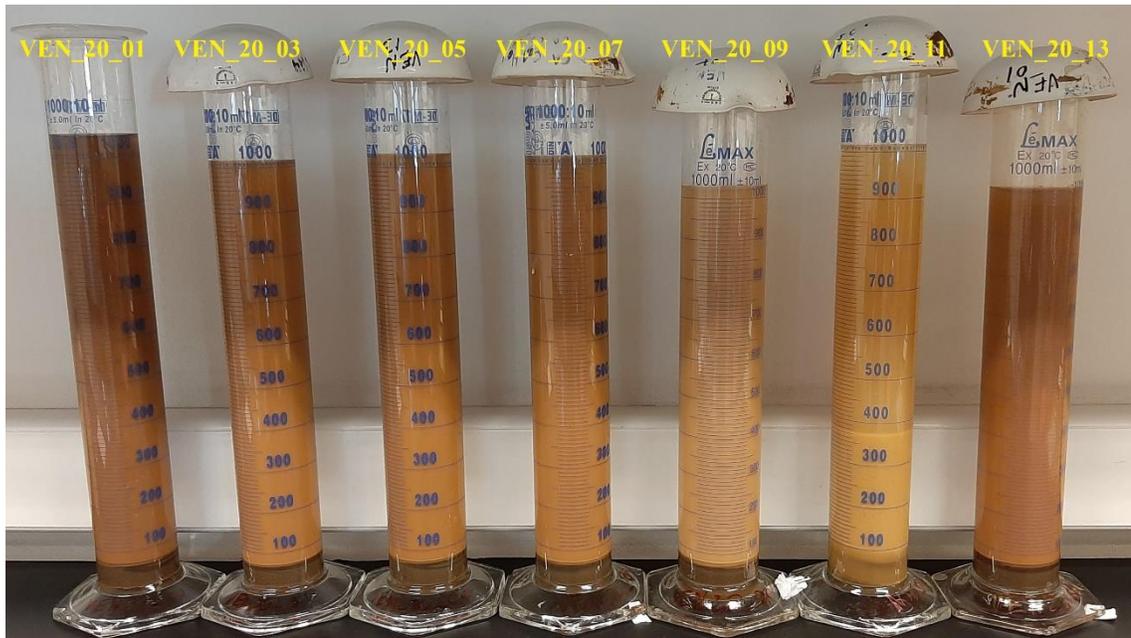
VEN_20_12

SIEVING ERROR: 0.6%		SAMPLE STATISTICS			
SAMP. IDENTITY: VEN20_12		ANALYST & DATE: MCF 26 - 11 2020			
SAMPL. TYPE: Unimodal, Well Sorted		TEXTURAL GROUP: Sand			
SEDIMENT NAME: Well Sorted Fine Sand					
	μ	σ	GRAIN SIZE DISTRIBUTION		
MODE 1	152.5	2.737	GRAVEL: 0.0%	COARSE SAND: 0.0%	
MODE 2			SAND: 100.0%	MEDIUM SAND: 6.1%	
MODE 3			MUD: 0.0%	FINE SAND: 93.9%	
D_{10}	123.7	2.504		V FINE SAND: 8.6%	
MEDIAN or D_{50}	149.5	2.740	V COARSE GRAVEL: 0.0%	V COARSE SILT: 0.0%	
D_{60}	173.3	2.992	COARSE GRAVEL: 0.0%	COARSE SILT: 0.0%	
(D_{30} / D_{10})	1.402	1.195	MEDIUM GRAVEL: 0.0%	MEDIUM SILT: 0.0%	
(D_{50} / D_{10})	1.166	1.026	FINE GRAVEL: 0.0%	FINE SILT: 0.0%	
(D_{60} / D_{50})	1.236	1.117	V FINE GRAVEL: 0.0%	V FINE SILT: 0.0%	
(D_{75} / D_{25})	31.52	0.305	V COARSE SAND: 0.0%	CLAY: 0.0%	

METHOD OF MOMENTS			FOLK & WARD METHOD		
Arithmetic	Geometric	Logarithmic	Geometric	Logarithmic	Description
μ	μ	σ	μ	σ	
MEAN (M)	153.9	146.9	149.5	2.740	Fine Sand
SORTING (S)	40.65	1.289	0.368	1.264	Well Sorted
SKEWNESS (SK)	1.989	-0.425	0.425	-0.059	Symmetrical
KURTOSIS (K)	11.17	7.227	7.227	2.284	Very Leptokurtic

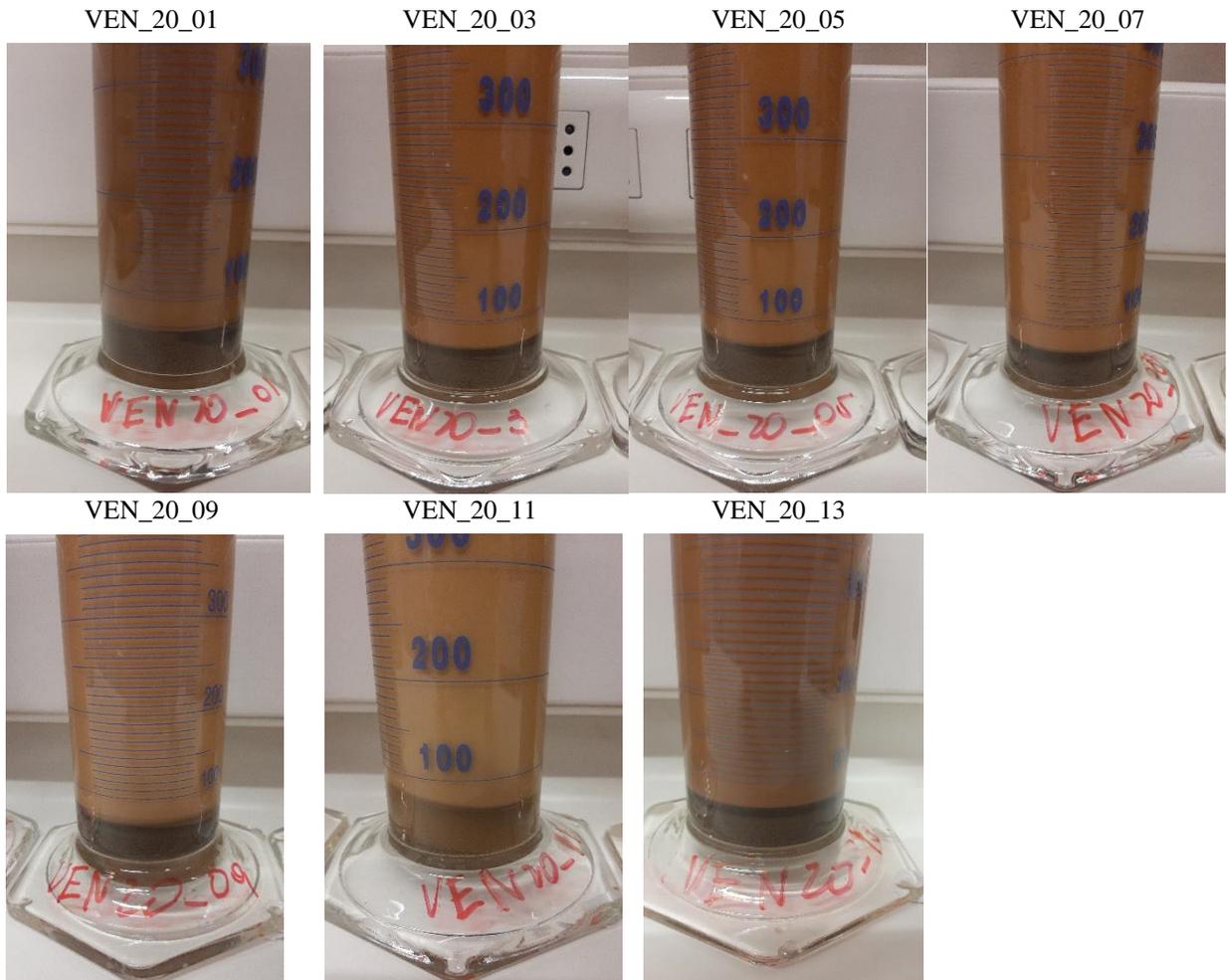


Anexo 8-2 Datos granulométrico y estadísticos para las unidades arenosas VEN_20_10 y VEN_20_12 obtenidos por el programa Gradistat V9.1. Fuente: Gradistat V9.1.



Anexo 8-3 Análisis textural con método de Bouyoucos para los siete paleosuelos incluido el paleohumedal. Fuente: Elaboración propia.

EVOLUCIÓN MORFOESTRATIGRAFICA DE PALEODUNAS Y PALEOSUELOS EN LA ENSENADA DE QUINTERO,
REGIÓN DE VALPARAÍSO, CHILE



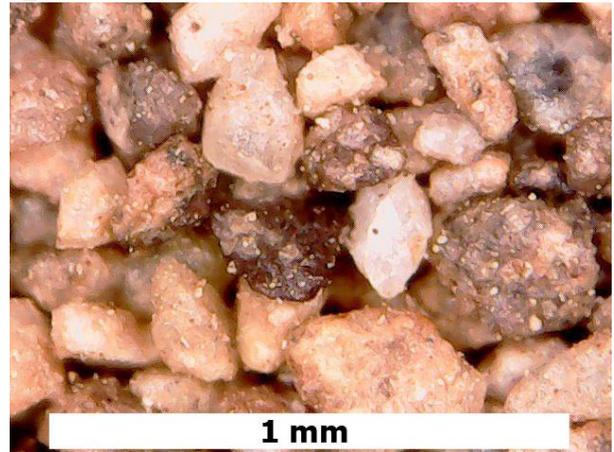
Anexo 8-4 Decantación de las arenas, limos y arcillas de las muestras arcillosa VEN_20_01 (izquierda) hasta VEN_20_13 (derecha). En la base se depositan las arenas que decantan a los 40 segundos, sobre ellas claramente diferenciadas se encuentran en suspensión solo las arcillas, ya que al cabo de 2 horas decantaron los limos sobre las arenas. Fuente: Elaboración propia.

EVOLUCIÓN MORFOESTRATIGRAFICA DE PALEODUNAS Y PALEOSUELOS EN LA ENSENADA DE QUINTERO,
REGIÓN DE VALPARAÍSO, CHILE

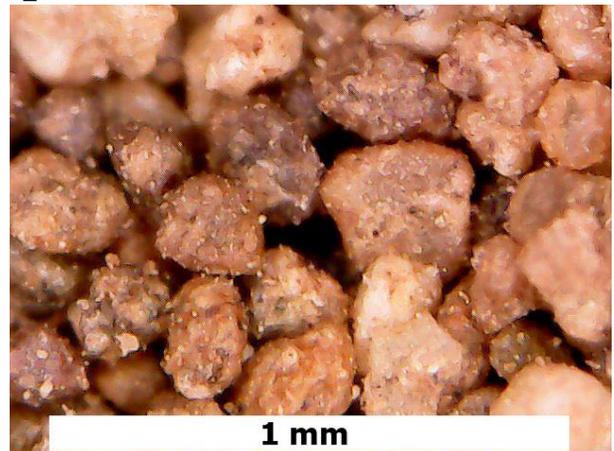
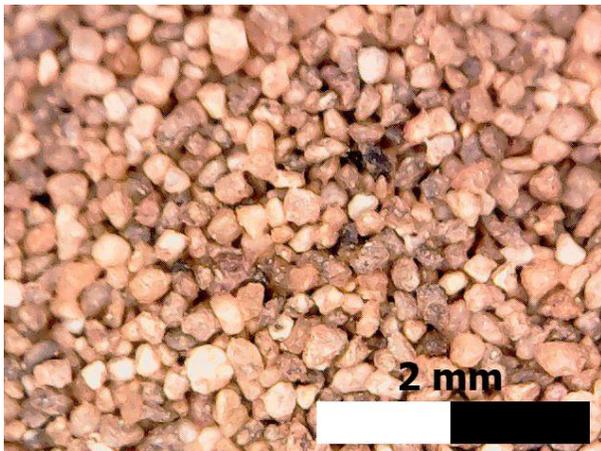
VEN_20_02



VEN_20_04



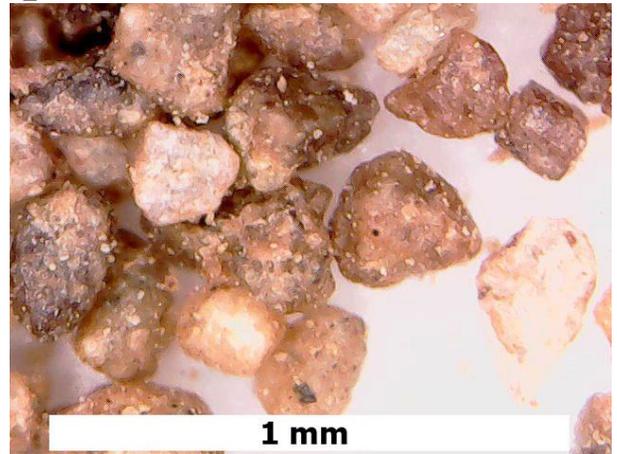
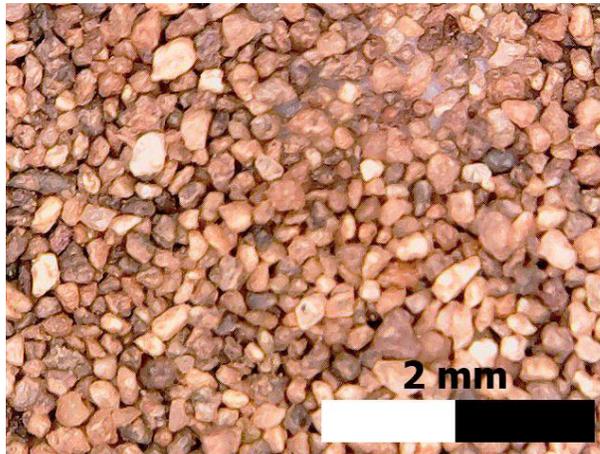
VEN_20_06



Anexo 8-5 Microscopía a las arenas finas (125 Phi) de las paleodunas VEN_20_02 hasta VEN_20_06. Fuente: Elaboración propia.

EVOLUCIÓN MORFOESTRATIGRAFICA DE PALEODUNAS Y PALEOSUELOS EN LA ENSENADA DE QUINTERO,
REGIÓN DE VALPARAÍSO, CHILE

VEN_20_08



VEN_20_10



VEN_20_12



Anexo 8-6 Microscopía a las arenas finas (125 Phi) de las paleodunas VEN_20_08 hasta VEN_20_12. Fuente: Elaboración propia.