

ESTRATIGRAFÍA, PETROGRAFÍA Y SEDIMENTOLOGÍA DE LA
FORMACIÓN HORCÓN (MIOCENO SUPERIOR-PLEISTOCENO
INFERIOR) EN SU LOCALIDAD TIPO, REGIÓN DE VALPARAÍSO,
CHILE

Memoria entregada a la Universidad Mayor en
cumplimiento de los requisitos para optar al Título de Geólogo

DIEGO LUIS FERNÁNDEZ ARTHUR

PROFESOR GUÍA: RAÚL UGALDE PERALTA

PROFESOR CO-GUÍA: EDWIN GONZÁLEZ ABARCA

MIEMBROS DE LA COMISIÓN: HERMANN RIVAS MUÑOZ

SANTIAGO - CHILE

DICIEMBRE, 2020

RESUMEN

En la costa central de la Región de Valparaíso, afloran parte de las rocas de la Formación Horcón, la cual se ubica entre Caleta Horcón (32°40' S, 71°26' W) y el norte de Maitencillo (32°38' S, 71°21' W).

Corresponde a un conjunto de areniscas de grano muy fino a muy grueso, limolitas y coquinas, junto con intercalaciones de conglomerados, que se disponen en estratos subhorizontales, a los cuales se les sugiere una edad miocena superior- pleistocena inferior.

La Formación Horcón engrana lateralmente con la Formación Confluencia (Mioceno-Plioceno), subyace en discordancia erosiva a dunas eólicas y sobreyace en discordancia erosiva al basamento ígneo-metamórfico.

En cuanto a la fauna fósil, se caracteriza por la presencia de moldes fósiles externos e internos de bivalvos y gastrópodos, fragmentos de dientes de tiburón, pinzas de crustáceos, mamíferos y aves, con gran concentración de icnofósiles destacando *Ophiomorpha* isp. *Thalassinoides* isp. y *Skolithos* isp., conformando la icnofacies de *Skolithos*

En la Formación Horcón se reconocieron un total de 15 facies sedimentarias, las cuales fueron agrupadas en 6 asociaciones de facies que sugieren sub-ambientes sedimentarios de *shoreface*, planicies de marea, frentes deltaicos, barras de desembocadura, llanuras deltaicas y *backshore*. En general, evidencia una proveniencia sedimentaria de arco magmático y de orógeno reciclado, la cual es atribuida a unidades ígneas correspondientes a la Formación Ajjal (Jurásico inferior - Jurásico medio), Super-unidad Mincha (Jurásico medio - Jurásico superior), Super-unidad Illapel (Cretácico inferior) y a la Unidad San Lorenzo (Cretácico superior - Paleoceno).

La Formación Horcón representa a escala local un ambiente marino transicional, que evidenciaría el paso de un ambiente de plataforma continental a un ambiente de estuario y posteriormente deltaico. A escala regional representa un evento de regresión marina debido a procesos de variaciones del nivel del mar ocurridas en el Neógeno-Cuaternario.

ABSTRACT

On the central coast of the Valparaíso Region, part of the rocks of the Horcón Formation emerge, which is located between Caleta Horcón (32 ° 40 'S, 71 ° 26' W) and the north of Maitencillo (32 ° 38 ' S, 71 ° 21 'W).

It corresponds to a set of very fine to very coarse-grained sandstones, siltstones and coquinas, together with intercalations of conglomerates, which are arranged in sub-horizontal strata, to which an Upper Miocene-Lower Pleistocene age is suggested.

The Horcón Formation laterally meshes with the Confluencia Formation (Miocene-Pliocene), underlies the eolian dunes in erosive unconformity and overlies the igneous-metamorphic basement in erosive unconformity.

Regarding the fossil fauna, it is characterized by the presence of external and internal fossil molds of bivalves and gastropods, fragments of shark teeth, claws of crustaceans, mammals and birds, with a high concentration of ichnofossils, highlighting *Ophiomorpha* isp. *Thalassinoides* isp. and *Skolithos* isp., making up the ichnofacies of *Skolithos*

In the Horcón Formation a total of 15 sedimentary facies were recognized, which were grouped into 6 facies associations that suggest sedimentary sub-environments of shoreface, tidal flats, delta fronts, mouth bars, delta plains and backshore. In general, it shows a sedimentary origin of magmatic arc and recycled orogen, which is attributed to igneous formations corresponding to the Ajiál Formation (Lower Jurassic - Middle Jurassic), Mincha Super-unit (Middle Jurassic - Upper Jurassic), Super-unit Illapel (Lower Cretaceous) and the San Lorenzo Unit (Upper Cretaceous - Paleocene).

The Horcón Formation represents on a local scale a transitional marine environment, which would show the transition from a continental shelf environment to an estuary and later deltaic environment. On a regional scale it represents a marine regression event due to processes of sea level variations that occurred in the Neogene-Quaternary.

DEDICATORIA

*A mi padre Luis Mauricio, mi madre Marcela y a mi hermana María
Ignacia.*

*“Dicen que un palo doblado
jamás se endereza
también dicen que el que
no sueña nunca progresa”*

AGRADECIMIENTOS

En primera parte, agradezco a mi familia, por sobre todo a mi Papá, a mi Mamá y a mi hermana, quienes siempre han creído en mí y en lo que puedo lograr,

A mi profesor guía y amigo Raúl, por la buena onda, los momentos serios, el trabajo en terreno, por enseñarme sus conocimientos y también darme las herramientas que me faltaban para llegar a estas instancias. A mis compañeros y amigos de la universidad Alexander, Gabriel, Matías, Javier, Flo, Cony, Negra, Maca, Dante, Gloria, Joaquín y Fabián quienes fueron fundamentales en los procesos de aprendizaje, salidas a terreno, escapadas en el patio y unos cuantos desordenes. En especial a Braulio, Catalina y Felipe, quienes me acompañaron en las salidas de campaña, aportando conocimientos y buenos momentos.

A mis profesores co-guías Edwin y Hermann por su ayuda en las correcciones y sus consejos. Al Museo de Historia Natural de Puchuncaví y a Jocelyn por darnos los contactos para acceder a las áreas de estudio.

Un agradecimiento especial a Paula y Soledad quienes nos recibieron en Puchuncaví para las salidas de campaña, ayudándonos con alojamiento y alimento

A mis amigos más cercanos Cristian, Coco, Gordo, Lucho y a mis amigos del barrio Limari, Paolo, Jodano, Angelo, Michelle, Pato, entre otros, quienes han sido parte del inicio de este proceso, aportando en el sentido anímico y psicológico.

A los que no creían en mí también les agradezco, son parte de este proceso en cierto sentido

A mi gente ¡Gracias!

ÍNDICE DE CONTENIDOS

1. CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN Y FORMULACIÓN DEL ESTUDIO	1
1.1. UBICACIÓN	2
1.2. VÍAS DE ACCESO.....	3
1.3. CLIMA Y VEGETACIÓN.....	5
1.4. HIDROLOGÍA	5
1.5. OBJETIVOS.....	6
1.5.1. OBJETIVO GENERAL.....	6
1.5.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS.....	6
1.6. HIPÓTESIS	7
1.6.1. HIPÓTESIS I	7
1.6.2. HIPÓTESIS II	7
1.7. METODOLOGÍAS	7
2. CAPÍTULO 2: MARCO GEOLÓGICO	11
2.1. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL	11
2.1.1. MARCO GEODINÁMICO	11
2.1.2. MARCO MORFOESTRUCTURAL	13
2.1.3. UNIDADES GEOLÓGICAS.....	14
2.2. MARCO GEOLÓGICO LOCAL	17
2.2.1. GEOMORFOLOGÍA.....	17
2.2.2. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	17
2.2.3. UNIDADES INTRUSIVAS	18
2.2.4. UNIDADES ESTRATIFICADAS.....	19
ESTUDIOS ANTERIORES	21
CIRCONES DETRÍTICOS	24
2.2.5. FORMACIONES EQUIVALENTES.....	27

3. CAPÍTULO 3: RESULTADOS	33
3.1. SECCIONES ESTRATIGRÁFICAS	33
3.2. PETROLOGÍA Y PETROGRAFÍA	55
3.3. CONTEO MODAL	63
3.4. FACIES SEDIMENTARIAS	69
3.5. ASOCIACIÓN DE FACIES SEDIMENTARIAS (Tabla 5).....	77
3.6. CORRELACIONES LOCALES	82
4. CAPÍTULO 4: DISCUSIONES	86
4.1. AMBIENTE SEDIMENTARIO.....	86
4.2. DISCUSIONES RESPECTO A OTROS AUTORES	89
4.3. CORRELACIONES CON FORMACIONES EQUIVALENTES	93
4.4. PROVENIENCIA SEDIMENTARIA	95
4.5. VARIACIONES EUSTÁTICAS	97
4.6. IMPLICANCIAS LOCALES Y REGIONALES	100
4.7. CONTRASTES CON HIPÓTESIS ORIGINAL	102
5. CAPÍTULO 5: CONCLUSIONES.....	103
6. CAPÍTULO: RECOMENDACIONES	104

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1: Mapa con ubicación del área de estudio, la que corresponde a las localidades de Caleta Horcón, playa Luna, playa Quirilluca y playa Las Ágatas.....	2
Figura 1.2: Vías de acceso playa Quirilluca (área encerrada en polígono blanco).	3
Figura 1.3: Vías de acceso a playa Luna (área encerrada en polígono blanco).....	4
Figura 1.4: Vías de acceso a playa Las Ágatas (área encerrada en polígono rojo)	4
Figura 1.5: Vías de acceso a Caleta Horcón (área encerrada en polígono blanco)	5
Figura 2.1 Margen occidental sur de Sudamérica, segmento de sección de flat-slab en rectángulo rojo; T: Trinchera CC: Cordillera de la Costa; FC: Cordillera Frontal; P: Precordillera; PR: Sierras Pampeanas (extraído y modificado de R. Charrier et al., 2007).....	12
Figura 2.2: Dominios morfoestructurales: Dominio occidental, central y oriental de la región de Valparaíso (modificado de Fock., 2005).....	14
Figura 2.3: Mapa geológico de Valparaíso, resaltando el Complejo metamórfico de Valparaíso delineado en rojo (extraído de SERNAGEOMIN. 1996).....	15
Figura 2.4: Mapa de la región de Valparaíso, resaltando el Batolito costero contorneado dentro del polígono amarillo (modificado de Sabaj et al., 2008)	16
Figura 2.5: Formación Horcón (Th) destacada con polígono rojo; Ja: Formación Ajial; Jmi: Super unidad Mincha; Qac: Sedimentos aluviales y coluviales; PQd: Sedimentos eólicos antiguos (modificación de Rivano et al., 1993).....	19
Figura 2.6: Formación Horcón (Th) destacada con polígono rojo; Ja: Formación Ajial; Jmi: Super unidad Mincha; Qac: Sedimentos aluviales y coluviales; PQd: Sedimentos eólicos antiguos (modificación de Rivano et al., 1993).....	20
Figura 2.7: Muestra HO1 y HO6: Diagrama de circones detríticos de muestras recolectadas por Cuevas (2017) en la localidad de Horcón (Modificado de Cuevas. 2017).....	24
Figura 2.8: Muestra SI1 y SI2: Diagrama de circones detríticos de muestras recolectadas por Cuevas (2017) en Mantagua (Modificado de Cuevas. 2017).....	25
Figura 2.9: Muestra MA2: Diagrama de circones detríticos de muestra recolectada por Cuevas (2017) en Mantagua (Modificado de Cuevas. 2017)	25
Figura 2.10: Mapa de ubicación de las formaciones equivalentes.....	28
Figura 2.11: Formaciones equivalentes en edad a la Formación Horcón. (edad destacada en rojo)	32
Figura 3.1: Simbología y leyenda de las secciones estratigráfica.....	34

Figura 3.2: Acantilado de playa las Ágatas: A) Diente de tiburón fragmentado; B) Icnofósil de <i>Spongiomorpha</i> isp.; C) Icnofósil <i>Skolithos</i> isp; D) Pinza de crustáceo; E) Conglomerado clasto-soportado Icnofósil <i>Skolithos</i> isp. F) <i>Ophiomorpha</i> nodosa	37
Figura 3.3: Sección playa Las Agatas, escala 1: 100	38
Figura 3.4: Acantilado norte de playa Quirilluca: A) Contacto onduloso; B) Plataforma de abrasión C) <i>Macaronichnus</i> isp. D) Conglomerados matriz-soportado; E) Bioturbación F) Molde externo de bivalvo.....	41
Figura 3.5: Sección norte de playa Quirilluca, escala 1: 100.....	42
Figura 3.6: Acantilado sur de playa Quirilluca: A) Conglomerado matriz-soportado; B) <i>Ophiomorpha</i> isp.; C) <i>Ophiomorpha</i> isp. en sección transversal; D) Contacto neto de carácter sinuoso; E) <i>Ophiomorpha</i> isp. en ambas secciones F) Moldes externos de bivalvos.....	44
Figura 3.7: Sección sur de playa Quirilluca, escala 1:100	45
Figura 3.8: Acantilado norte de playa Luna: A) Vertebra de pez; B) Conglomerados matriz-soportado; C) Estratificación cruzada de alto ángulo; D) <i>Ophiomorpha</i> isp. sección transversal; E) Molde externo de gastrópodo; F) Molde interno de bivalvo.....	48
Figura 3.9: Sección norte de playa Luna, escala 1:100 cm.....	49
Figura 3.10: Acantilado sur de playa Luna: A) Óndulas; B) Nivel de coquinas; C) Pinzas de crustáceo; D) Contacto erosivo entre coquinas y conglomerados E) Planolites isp. (IB: 3) F) Conglomerados clasto-soportados (Indicados por flecha roja)	51
Figura 3.11: Sección sur de playa Luna, escala 1:100.....	52
Figura 3.12: Acantilado este de la localidad tipo de Caleta horcón A) Areniscas conglomeradicas; B) Calcos de carga; C) Inconformidad entre basamento ígneo y Formación Horcón; D) Laminación heterolítica; E) Laminación convoluta; F) Laminación flaser.....	54
Figura 3.13: Sección Caleta Horcón, escala 1:100	55
Figura 3.14: Cortes transparentes de muestras recolectadas el acantilado norte de playa Quirilluca: Muestra 190406/3: A) Cemento circungranular; Qz (P): cuarzo policristalino B) GL: glauconita autógena (escala 0.1 mm).....	60
Figura 3.15: Cortes transparentes de muestras recolectadas el acantilado norte de playa Quirilluca: A) Muestra 190406/4: Glauconita autógena; cuarzo monocristalino B) Muestra 190406/5: GL: Glauconita autógena; cuarzo monocristalino, plagioclasa, anfíbola y fragmentos líticos indiferenciados C) Muestra 190406/5: Cemento sintaxial en biotita, cuarzo monocristalino (escala: 0.1 mm).....	61
Figura 3.16: Cortes transparentes de muestras recolectadas el acantilado sur de playa Quirilluca: A) Muestra 190407/6: Alga roja redondeada, anfíbolos y cuarzo monocristalino; B) Muestra 190407/8:	

FK: feldespatos potásicos; plagioclasas y anfíbolos C) Muestra 190407/7: GL: glauconita autógena y cuarzo monocristalino (escala 0.1 mm).....	62
Figura 3.17: Ábaco para el cálculo del error cometido en el proceso de contaje en función del número de puntos contabilizados y del porcentaje del componente analizado. Modificado de Van der Plas y Tobi (1965).....	63
Figura 3.18: Triángulo Q-F-Lt (Modificado de Dickinson et al.,1983).....	65
Figura 3.19: Triángulo Qm-F.Lt (Modificado de Dickinson et al.,1983).....	66
Figura 3.20: Triángulo Q-F-Lt (Modificado de Weltje, 2006).....	67
Figura 3.21: Triángulo Qm-F-Lt (Modificado de Weltje, 2006)	68
Figura 3.22: Esquema de facies en la localidad de Playa Las Agatas.....	71
Figura 3.23: Esquema de facies en localidad de Playa Quirilluca Norte	71
Figura 3.24: Esquema de facies en localidad de Playa Quirilluca Sur.....	72
Figura 3.25: Esquema de facies en localidad de Playa Quirilluca Sur.....	72
Figura 3.26: Esquema de facies en localidad de playa Luna Norte	73
Figura 3.27: Esquema de facies en localidad de playa Luna Sur.....	73
Figura 3.28: Esquema de facies en localidad de playa Luna sur.....	74
Figura 3.29: Esquema de facies en la localidad Caleta Horcón.....	74
Figura 3.30: Correlaciones entre las secciones estudiadas de Formación Horcón.	84
Figura 3.31: Correlaciones entre las secciones estudiadas de Formación Horcón. Azul: Sub-ambiente de shoreface; Verde: Sub-ambiente de planicie mareal; Rojo: Sub-ambiente de frente deltaico; Amarillo: Sub-ambiente de barra de desembocadura; Café: sub.ambiente de llanura deltaica; Morado: Sub-ambiente de backshore (No pertenece a la Formación Horcón).....	85
Figura 4.1: Modelo de ambiente sedimentario de plataforma continental; Sub-ambientes sedimentarios interpretados e icnofacies evidenciadas encerrados en polígono rojo (Modificado de Plotero, 1990).....	87
Figura 4.2: Modelo de ambiente sedimentario de estuario; Sub-ambientes sedimentarios interpretados encerrados en polígono rojo (Modificado de Nichols, 2009).....	88
Figura 4.3: Modelo de ambiente sedimentario de delta; Sub-ambientes sedimentarios interpretados encerrados en polígono rojo (Modificado de Nichols. 2009).....	89
Figura 4.4: Localidades de Concón, Mantagua y Quintero visitadas por Cuevas, 2017 dónde afloran las rocas de la Formación Horcón. (Extraído de Cuevas. 2017)	92
Figura 4.5: Localidades visitadas en este trabajo, dónde afloran las rocas de la Formación Horcón	92

Figura 4.6: Triángulos de proveniencia sedimentaria con las muestras analizadas (Modificados de Dickinson et al., 1983)	95
Figura 4.7: Triángulos de proveniencia (Modificados de Weltje, 2006)	96
Figura 4.8: Variaciones del nivel del mar. Estadíos regresivos y transgresivos desde el Cretácico Superior hasta el Pleistoceno (Modificado de Miller. 2005).....	99

ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 1: Estudios anteriores de Formación Horcón	22
Tabla 2: Tabla de conteo modal; Qt: Cuarzo total (cuarzo policristalino + cuarzo monocristalino); Qp: Cuarzo policristalino; Qm: Cuarzo monocristalino; F: Feldespatos (Feldespato potásico + plagioclasa); L: Fragmentos líticos; Lt: Fragmentos líticos totales (fragmentos líticos + cuarzo policristalino)	64
Tabla 3: Tabla de facies sedimentarias	75
Tabla 4: Tabla de facies sedimentarias	76
Tabla 5: Tabla de asociaciones de facies	82

1. CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN Y FORMULACIÓN DEL ESTUDIO

El área de estudio se ubica en la costa central de la Región de Valparaíso. En este sector aflora principalmente la Formación Horcón, que se dispone en forma de estratos subhorizontales y se compone esencialmente de areniscas muy finas a muy gruesas, limolitas y conglomerados con abundante fauna fósil, que sugiere una edad miocena-pliocena, a la cual le ha sido interpretado un ambiente marino (Thomas, 1958).

La formulación del presente estudio se realiza en base a la poca información que se tiene de la Formación Horcón, ya que, si bien, ha sido estudiada por diversos autores (Thomas, 1958; Tavera, 1960; Álvarez, 1963; Rivano, 1993, Carrillo-Briceño *et al.*, 2013; Cuevas, 2017) no existe un estudio estratigráfico-sedimentológico que considere la variación de facies y asociaciones de facies que representa, lo que permite realizar una interpretación de ambientes de sedimentación a una mayor escala de precisión.

SOLO USO ACADÉMICO

1.1. UBICACIÓN

El área de estudio se ubica entre Caleta Horcón ($32^{\circ}40' S$, $71^{\circ}26' W$) y el Norte de Maitencillo ($32^{\circ}38' S$, $71^{\circ}21' W$), en la región de Valparaíso, 48 km al Norte de la ciudad de Valparaíso. El estudio tiene su enfoque en los afloramientos de las localidades de Caleta Horcón, playa Luna, playa Quirilluca y playa Las Ágatas (Figura 1.1)

Figura 1.1: Mapa con ubicación del área de estudio, la que corresponde a las localidades de Caleta Horcón, playa Luna, playa Quirilluca y playa Las Ágatas.



Figura 1.1: Mapa con ubicación del área de estudio, la que corresponde a las localidades de Caleta Horcón, playa Luna, playa Quirilluca y playa Las Ágatas.

1.2. VÍAS DE ACCESO

El acceso a las playas Quirilluca y Luna, se realiza desde Santiago, por la ruta Panamericana o 5 Norte, para luego tomar la ruta F-20 y posteriormente la ruta F-30 hacia la comuna de Puchuncaví, la cual conecta hacia un camino rural en dirección Oeste, apto para el tránsito vehicular, perteneciente a un sitio privado de nombre fundo Quirilluca (Figura 1.2 y Figura 1.3). El acceso a playa Las Ágatas se realiza desde Santiago, mediante la ruta Panamericana o 5 Norte, la cual conecta con la ruta E-46, la cual da paso a la Avenida Viña del Mar (Figura 1.4). El acceso a la playa de Caleta Horcón se debe realizar desde Santiago, mediante la ruta Panamericana o 5 Norte, para luego tomar la ruta F-20 y posteriormente la avenida principal, por la cual se ingresa a la zona de estudio (Figura 1.5).



Figura 1.2: Vías de acceso playa Quirilluca (área encerrada en polígono blanco).



Figura 1.3: Vías de acceso a playa Luna (área encerrada en polígono blanco).

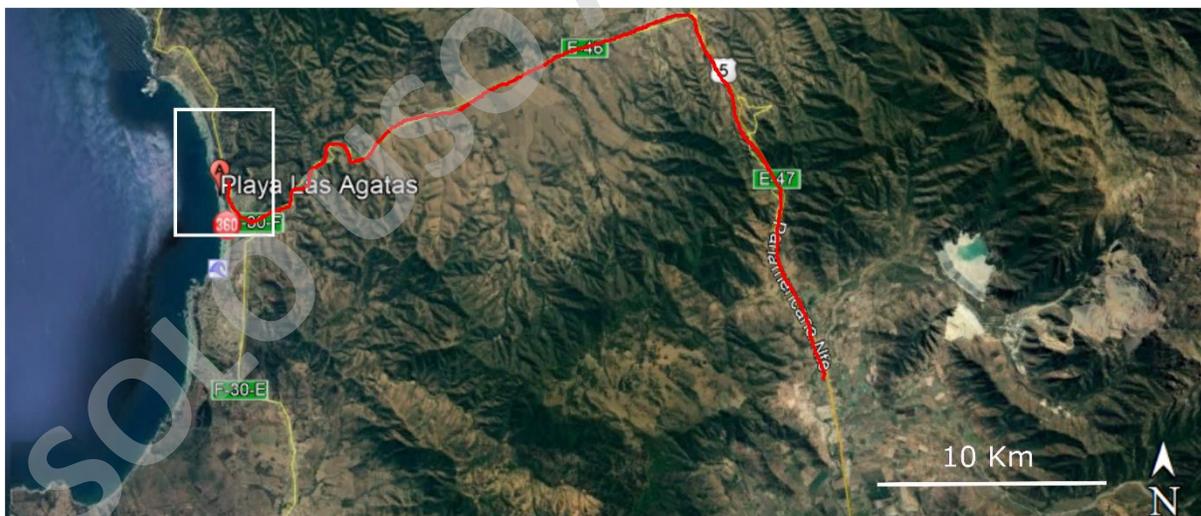


Figura 1.4: Vías de acceso a playa Las Ágatas (área encerrada en polígono rojo)

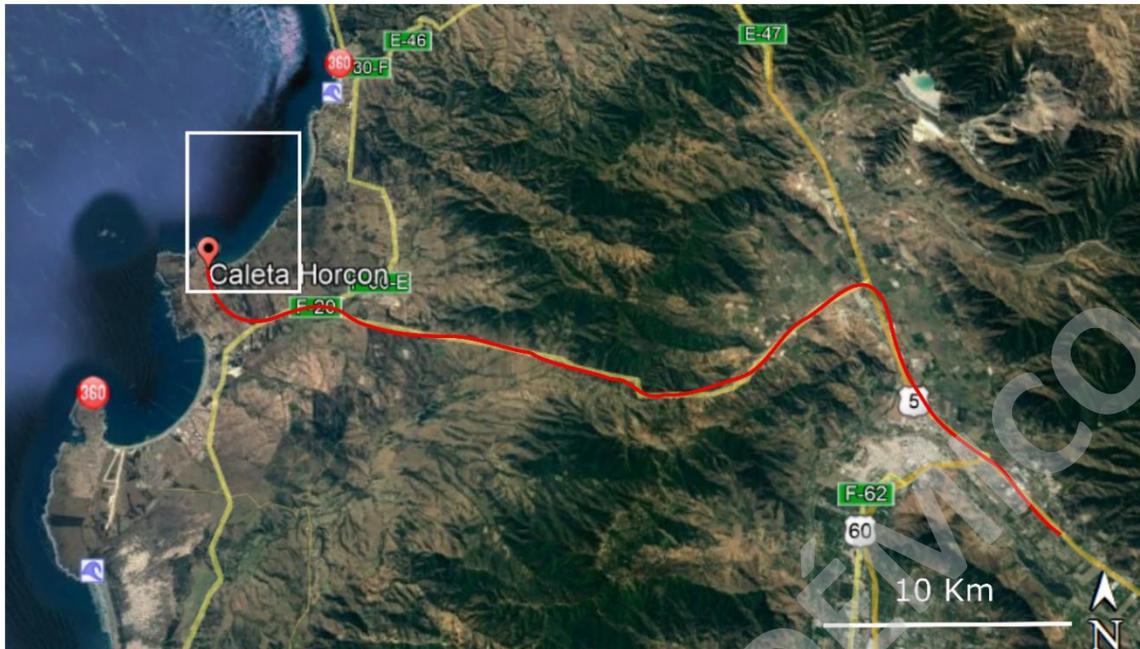


Figura 1.5: Vías de acceso a Caleta Horcón (área encerrada en polígono blanco)

1.3. CLIMA Y VEGETACIÓN

La región de Valparaíso se caracteriza por poseer un clima semi-árido, donde abundan vientos la mayor parte del año y la ocurrencia de precipitaciones es estacional. En cuanto a la vegetación, se compone mayormente por árboles pequeños y arbustos espinosos (Tavera *et al.*, 1960). En lo que respecta al área de estudio, el clima se comporta de manera similar y la vegetación se caracteriza por la presencia de un pequeño bosque esclerófilo de belloto del Norte (*Beilschmiedia miersii*), especie considerada monumento natural y que florece en el borde costero (Trivelli *et al.*, 2014).

1.4. HIDROLOGÍA

La región de Valparaíso tiene una superficie ocupada por cuerpos de agua continentales de aproximadamente 1300 hectáreas (DGA, 2018). Se caracteriza por poseer un relieve llano separado por pendientes abruptas que en conjunto con las precipitaciones forman diferentes cursos de agua, además de hoyas hidrográficas que nacen en la Cordillera de los Andes y en la Cordillera de la

Costa. En este sentido los ríos de mayor importancia en el sistema hidrográfico son el Petorca, Aconcagua y la desembocadura del río Maipo, a los que se suman esteros y una serie de lagos menores (DGA, 2018).

1.5. OBJETIVOS

1.5.1. OBJETIVO GENERAL

Interpretar ambientes sedimentarios de la Formación Horcón que permitan conocer los procesos de sedimentación y su evolución en el tiempo geológico.

1.5.2. OBJETIVOS ESPECÍFICOS

- I. Determinar la estratigrafía y variaciones laterales de la Formación Horcón.
- II. Caracterizar la sedimentología y realizar un análisis de facies sedimentarias en afloramientos de la Formación Horcón.
- III. Describir la petrografía de los distintos niveles de la Formación Horcón y proponer posibles áreas fuentes a partir del conteo modal en areniscas.
- IV. Identificar la fauna fósil presente en el área de estudio y sus variaciones según los ambientes sedimentarios o sub ambientes que la contextualizan.
- V. Sugerir y determinar asociaciones de facies y ambientes sedimentarios, estudiar su escala temporal y su relación espacial.
- VI. Correlacionar la Formación Horcón y unidades similares o contemporáneas propuestas en la literatura.

1.6. HIPÓTESIS

1.6.1. HIPÓTESIS I

La presencia de areniscas de grano muy fino a muy grueso, limolitas y la abundancia de fósiles en la localidad tipo de la Formación Horcón son atribuibles a un ambiente marino de plataforma continental, específicamente desde un sub-ambiente de *off-shore* transicional a *shoreface*.

1.6.2. HIPÓTESIS II

¿Las fuentes que aportan los minerales de cuarzo, plagioclasa, feldespato potásico y fragmentos líticos pueden corresponder a las unidades ígneas correspondientes a Super unidad Mincha, Formación Ajial, Super unidad Illapel y/o Unidad San Lorenzo?

1.7. METODOLOGÍA

Las metodologías a utilizadas responden a cada objetivo específico planteado, donde en primera parte fueron utilizados los softwares correspondientes a Google Earth y SAS Planet, para el análisis de imágenes satelitales del área de estudio, las cuales ayudaron a comprender el contexto de la zona, es decir, visualizar las diferentes zonas de interés y evidenciar la disposición que presentan los afloramientos. Posteriormente se realizó la síntesis bibliográfica del área de estudio, donde se recopiló información de interés entregada por diversos autores respecto a la geología del área a estudiar. En este contexto se realizaron críticas y/o sugerencias a las ideas propuestas, además de la búsqueda de inconsistencias en ellas, con especial interés en las discusiones e interpretaciones realizadas.

En cuanto a la logística de terreno, ésta consistió en tres salidas de campo, las cuales en su conjunto abarcaron en total 2 días de trabajo efectivo en terreno, las que involucraron un alto grado de detalle en el mismo.

Objetivo específico I: Determinar la estratigrafía y variaciones laterales de la Formación Horcón.

Se realizó un análisis macroscópico de los afloramientos, para evidenciar la disposición de los estratos y visualizar de mejor manera si existen variaciones laterales, teniendo en consideración los cambios en la granulometría, estructuras sedimentarias y contactos entre niveles. Se realizaron columnas estratigráficas a escala 1:100, las que fueron elaboradas en primera parte en papel milimetrado, dónde, respetando una escala equidistante, se deben colocar las diferentes litologías de rocas sedimentarias observadas en una relación temporal de base a techo, respetando los espesores y diferente granulometría, indicando las estructuras, fósiles y los contactos entre niveles.

Objetivo específico II: Caracterizar la sedimentología y realizar un análisis de facies sedimentarias en afloramientos de la Formación Horcón.

Se realizó un análisis macroscópico y mesoscópico de los afloramientos para determinar la variación composicional y distribución granulométrica de los sedimentos, junto con las formas que estos presentan y así también definir facies sedimentarias en base a criterios de espesor, litología, contactos, contenidos fósil y estructuras. Además, se realizó un análisis microscópico de las muestras recolectadas en terreno, para corroborar los tipos de roca, mineralogía y estructuras presentes, mediante láminas delgadas de las muestras.

Objetivo específico III: Describir la petrografía de la Formación Horcón y proponer posibles áreas fuentes a partir del conteo modal en areniscas.

En primera parte se realizó un análisis macroscópico de la zona a estudiar para obtener una visión general de ésta, es decir, estimar una potencia aproximada del afloramiento, conocer la disposición espacial de las rocas y analizar los colores presentes. Luego se realizó una caracterización mesoscópica del afloramiento, mediante el uso de herramientas de trabajo para terreno como lo son la huincha de medir, el uso del martillo para la recolección de muestras, la utilización de brújula Burton para recolectar datos estructurales como las medidas de rumbo y manteo a los estratos. El uso de la lupa y el rayador con punta de tungsteno, ambos, para realizar el reconocimiento de grano y mineralógico que contiene la muestra. Uso del ácido clorhídrico (HCl) diluido en 10 % para

verificar si existe material carbonatado o que responda a éste. Se utiliza también un comparador visual de tamaños de granos y por último la utilización de la tabla de colores de Munsell (2009), para realizar una comparación objetiva de los colores de las rocas. Además, se utilizaron elementos de protección personal como lo son los guantes y antiparras para la utilización del martillo, bloqueador solar, lentes de sol y gorro.

Por otra parte, mediante las láminas delgadas y el microscopio, se realizó un análisis de proveniencia en areniscas, realizando conteos modales.

Para la realización del conteo modal se deben considerar los siguientes clastos para ser cuantificados:

Qt: cuarzo total (cuarzo policristalino + cuarzo monocristalino)

Qp: cuarzo policristalino

Qm: cuarzo monocristalino

F: feldespatos (Feldespato potásico + plagioclasa)

L: fragmentos líticos

Lt: fragmentos líticos totales (fragmentos líticos + cuarzo policristalino)

Objetivo específico IV: Identificar la fauna fósil presente en el área de estudio y sus variaciones según los ambientes sedimentarios o sub ambientes que la contextualizan:

Se debió realizar un reconocimiento en terreno de ésta, dónde, velar por la preservación de los fósiles debe ser primordial, por lo que sólo se tomaron fotografías, sin realizar su extracción. En este contexto la preservación se realizó, evitando la utilización del rayador y del martillo en los cuerpos de roca, además de la utilización de un pincel o brocha para limpiar estos mismos.

Objetivo específico V: Sugerir y determinar asociaciones de facies y ambientes sedimentarios en el tiempo y su relación espacial.

Se analizaron las columnas estratigráficas, con énfasis en las litologías presentes, los contactos, superficies evidenciadas, la presencia de fósiles y estructuras sedimentarias. Por otra parte, se analizaron los diagramas proveniencia sedimentaria en areniscas propuestos por Dickinson *et al.* (1983) y Dickinson *et al.* (1985).

Objetivo específico VI: Correlacionar la Formación Horcón y unidades similares propuestas en la literatura.

Se realizó una comparación de la parte de la Formación Horcón que aflora en el sector norte y sur de Quirilluca, con otras que afloran en el sector sur de Maitencillo, playa Luna y en Caleta Horcón, además de las otras formaciones de la misma edad equivalente, en base a criterios litológicos, estratigráficos, estructurales y bioestratigráficos.

SOLO USO ACADÉMICO

2. CAPÍTULO 2: MARCO GEOLÓGICO

2.1. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL

2.1.1. MARCO GEODINÁMICO

Chile se encuentra en el sector sur occidental de Sudamérica, donde se presenta un margen convergente, producto de la subducción casi ortogonal de la placa de Nazca bajo la Sudamericana. (Ramírez, 2010).

En la Cordillera de la costa, entre los 32°S y 33°S, según Yáñez *et al.* (2001), la subducción del *ridge* de Juan Fernández habría migrado de norte a sur, instalándose a la latitud de la Región de Valparaíso, dando origen a una subducción de alto ángulo del tipo andino al sur de los 33°S y una del tipo plana o *flat-slab* al norte de los 33°S, donde esta última, según Kay y Abbruzzi (1996), habría aumentado de ángulo de subducción, hace aproximadamente 7 Ma respecto al presente, lo que produjo ausencia de volcanismo al norte de la zona de *flat-slab*, lo que continua en la actualidad (Figura 2.1).

Diferentes eventos de subsidencia y/o alzamientos habrían dado origen a la topografía actual, debido a un equilibrio por isostasia y cambios en las propiedades físicas de las placas, donde, según Martinod *et al.* (2012), la zona del antearco presenta la mayor tasa de subsidencia. Stern *et al.* (2011) dice que se han verificado evidencias de erosión por subducción en el margen continental occidental de Sudamérica, la que produjo un evento de subsidencia entre el Mioceno tardío y el Plioceno temprano. Posteriormente, hasta la época actual, eventos de alzamiento han dominado la zona, evidenciado por la presencia de terrazas marinas y acantilados costeros. (Encinas *et al.*, 2008).

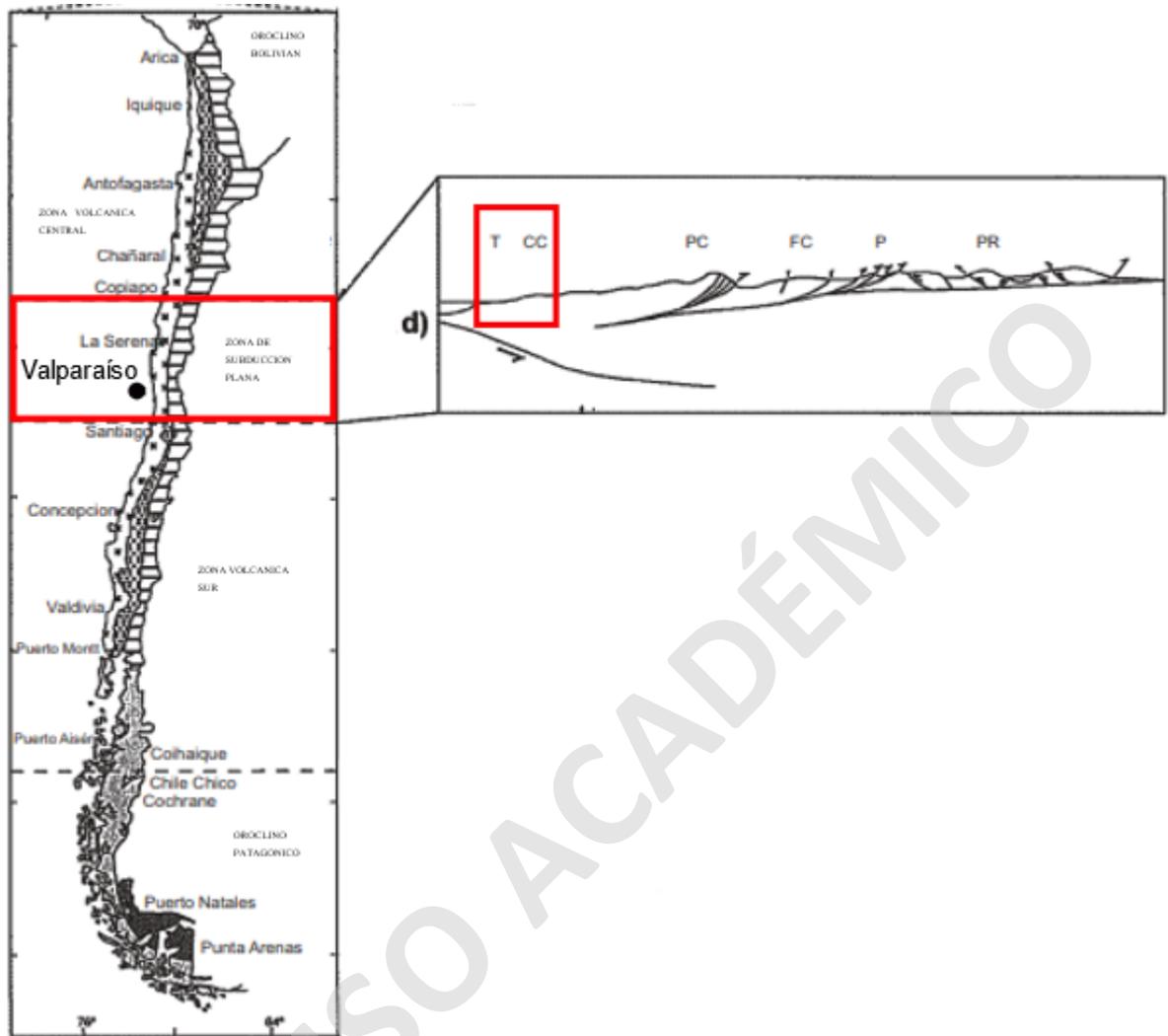


Figura 2.1 Margen occidental sur de Sudamérica, segmento de sección de flat-slab en rectángulo rojo; T: Trinchera; CC: Cordillera de la Costa; FC: Cordillera Frontal; P: Precordillera; PR: Sierras Pampeanas (extraído y modificado de R. Charrier *et al.*, 2007)

2.1.2. MARCO MORFOESTRUCTURAL

La región de Valparaíso se caracteriza por poseer tres dominios morfoestructurales, los que corresponden a un Dominio Costero u Occidental, un Dominio Central y un Dominio Oriental (Rivano *et al.*, 1993; Figura 2.2).

El Dominio Costero u Occidental abarca formaciones mesozoicas, de edad triásica y jurásica, la que coinciden bastante bien con las planicies litorales y gran parte de la Cordillera de la Costa, evidenciando relieves maduros con formas suaves y alturas de aproximadamente 1200 metros (Maksaev *et al.*, 1979, Rivano *et al.*, 1993). En este dominio fue descrita la Formación Ajial, a la cual le han interpretado un ambiente tectónico de carácter compresivo, en base a las evidencias de rotación en sentido horario en bloques corticales aislados, que habrían dado origen a los rumbos predominantes en dirección NNW y también a la presencia de foliación sub-paralela a la estratificación en volcanitas y sedimentitas (Beck *et al.*, 1996; Rivano *et al.*, 1993).

El Dominio Central corresponde a la base oriental de la Cordillera de la Costa, donde abarca las formaciones Lo Prado, Veta Negra, Las Chilcas y el miembro superior de Formación Salamanca. Representa una zona de deformación suave evidenciada en rocas volcanoclásticas, por la presencia de fallas de extensión y otras locales de compresión que dan origen a fallas inversas y cabalgamientos locales (Rivano *et al.*, 1993).

El Dominio Oriental corresponde al flanco oriental de la Cordillera Principal que representa un apilamiento tectónico compresivo, evidenciado por la presencia de deformación que a nivel local genera pliegues de arrastre y fallas inversas de alto ángulo hacia el este, afectando a las formaciones Río Damas, San José, Cristo Redentor y Pelambres (Fock, 2005; Rivano *et al.*, 1993).

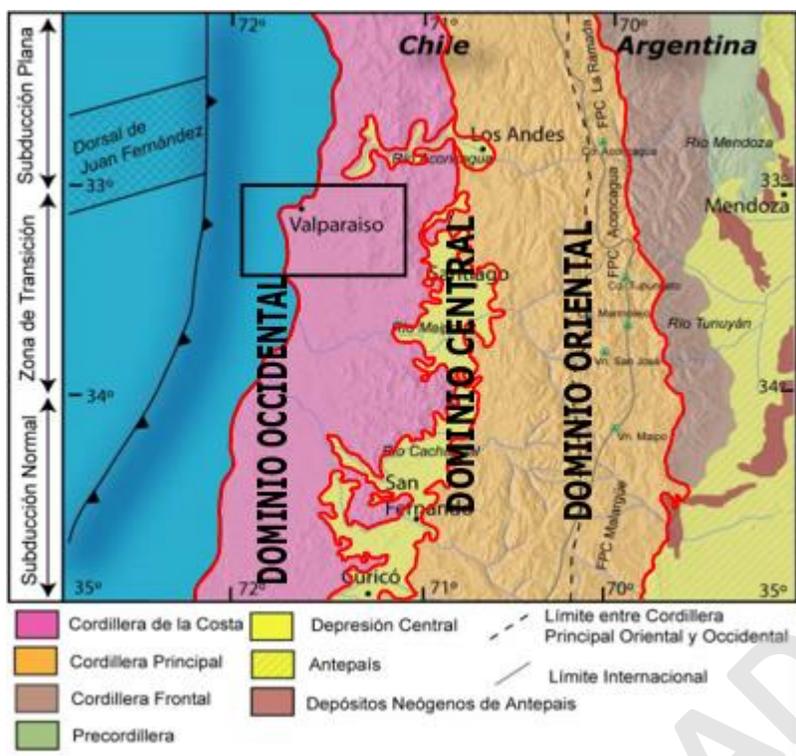


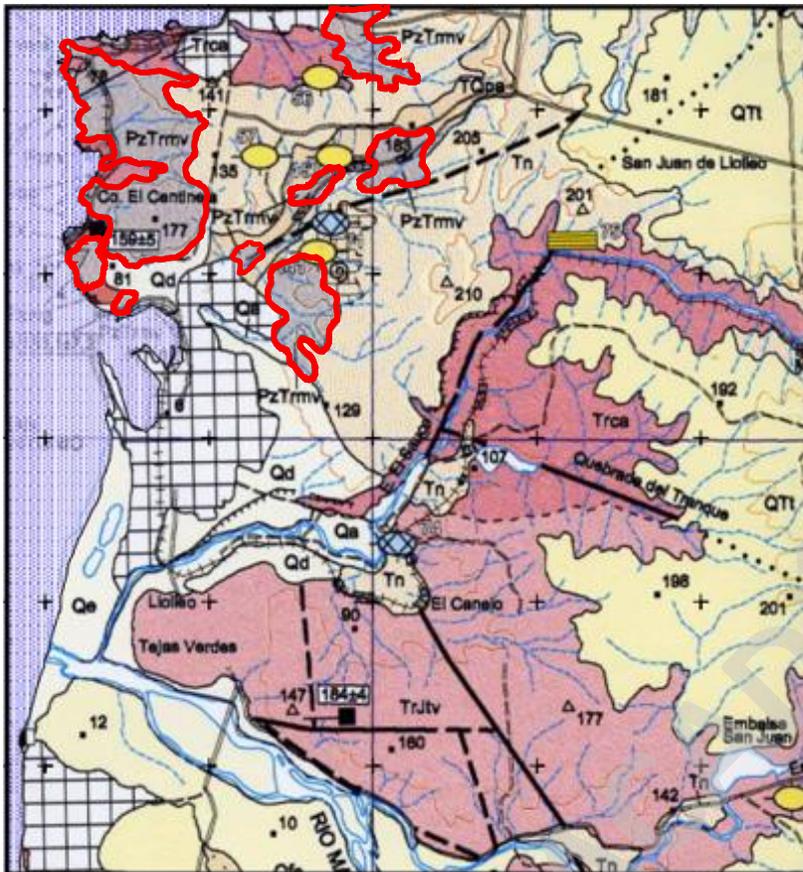
Figura 2.2: Dominios morfoestructurales: Dominio occidental, central y oriental de la región de Valparaíso (modificado de Fock., 2005)

2.1.3. UNIDADES GEOLÓGICAS

En la Región de Valparaíso destacan dos unidades geológicas de gran extensión, las cuales corresponden al Complejo Metamórfico de Valparaíso de edad pérmica-triásica y el batolito costero de edad paleozoica-mesozoica.

COMPLEJO METAMÓRFICO DE VALPARAÍSO (Pérmico inferior-Triásico superior)

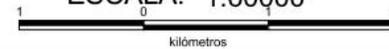
Gana *et al.* (1996) define un complejo de rocas metamórficas de edad paleozoica-mesozoica, de protolito plutónico y sedimentario, que corresponden a ortogneises graníticos y tonalíticos de biotita y migmatitas, junto con intercalaciones de esquistos de anfíbola, las cuales son intruídas por plutones paleozoicos tardíos y jurásicos (Rivano *et al.*, 1993; Figura 2.3).



Leyenda

- Qe : Depósitos Litorales y Eólicos Actuales. Holoceno.
- Qd : Depósitos Eólicos Sub actuales. Holoceno.
- Qc : Depósitos Coluviales. Holoceno.
- Qa : Depósitos Aluviales. Holoceno.
- Qf : Depósitos Fluviales. Holoceno.
- Qfs : Depósitos Fluviales Sub actuales. Holoceno.
- QTt : Terrazas de Abrasión. Plioceno - Pleistoceno.
- TQpa: Estratos de Potrero Alto. Mioceno-Plioceno-Pleistoceno.
- Tn : Formación Navidad. Mioceno - Plioceno.
- TrJtv : Rocas Intrusivas. Triásico superior - Jurásico inferior.
- Trca: Rocas Intrusivas. Diorita Gnéisicas de Cartagena. Triásico .
- PzTmrv : Complejo Metamórfico Valparaíso. Paleozoico Superior -Triásico.
- Pzmg : Rocas Intrusivas. Paleozoicas.

ESCALA: 1:60000



---	Contacto geológico observado, inferido	⤴	Escarpes, indicando área deprimida
---	Falla observada, inferida o fotolineamiento	⤴	Laguna o embalse
---	Falla normal, indicando bloque hundido	⤴	Centro urbano
⋯	Falla cubierta	⤴	Curva de nivel
↘	Rumbo y manbo de estratos	⤴	Carretera
↘	Rumbo de estratos verticales	⤴	Camino pavimentado
↘	Rumbo e inclinación de la foliación principal	⤴	Camino sin pavimento
↘	Rumbo de foliación vertical	⤴	Sendero
⊙	Localidad foalifera, invertebrados, restos vegetales; F1: referencia en leyenda		
—	Dique		

Figura 2.3: Mapa geológico de Valparaíso, resaltando el Complejo metamórfico de Valparaíso delineado en rojo (extraído de SERNAGEOMIN. 1996)

BATOLITO COSTERO (Carbonífero superior-Jurásico superior)

El batolito costero aflora de forma discontinua, principalmente desde Pisagua en el norte, hasta el Cabo de Hornos en el sur, entre los 19°S y 54°S (Bruggen *et al.*, 1950; Thomas, 1958; Hervé *et al.*, 1988, Gana y Tosdal, 1996), emplazándose al sur de los 33°S entre el Complejo Metamórfico de Valparaíso, de edad paleozoica (Sigoña, 2016) Se compone de rocas ígneas intrusivas que afloran en el borde costero y que varían hacia el norte desde composiciones dioríticas a tonalíticas y granodioríticas, presentando enclaves máficos de composición gabroica a diorítica, dispuestos paralelos a la foliación magmática (Gana *et al.*, 1996). En base a dataciones de U-Pb en circones y Rb-Sr en roca total, se le sugieren edades que van desde el Carbonífero Tardío hasta el Jurásico Tardío. (Hervé *et al.*, 1988, Gana y Tosdal, 1996; Figura 2.4).

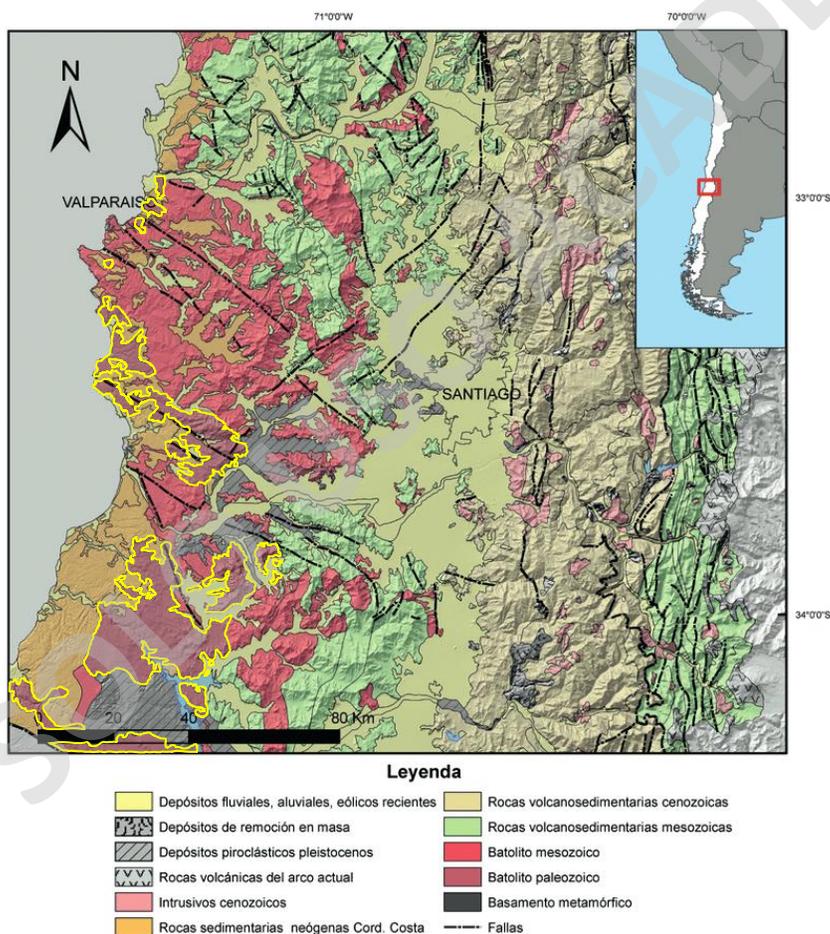


Figura 2.4: Mapa de la región de Valparaíso, resaltando el Batolito costero contorneado dentro del polígono amarillo (modificado de Sabaj *et al.*, 2008)

2.2. MARCO GEOLÓGICO LOCAL

La geología local del área de estudio se caracteriza por diversas geomorfologías, presencia de controles estructurales, unidades intrusivas de edades jurásicas y cretácicas, dónde destaca la Super-unidad Mincha y la Super-unidad Illapel, además de unidades volcánicas y sedimentarias estratificadas correspondientes a la Formación Ajial, Formación Horcón y Formación Confluencia que comprenden edades desde el Jurásico hasta el Pleistoceno.

2.2.1. GEOMORFOLOGÍA

La Región de Valparaíso se caracteriza por presentar un relieve que presenta cordones montañosos separados por valles profundos con escorrentía permanente (Álvarez *et al.*, 1963; Cuevas, 2017).

La geomorfología del área se caracteriza por los afloramientos de la Formación Horcón que están representados por una morfología característica de terrazas marinas y acantilados costeros expuestos en 8 km de extensión, los que Giménez *et al.* (2012), denomina “acantilados activos” y están presentes en todo el sector comprendido entre Caleta Horcón y el sector norte de Maitencillo (Carrillo-Briceño *et al.*, 2013). Cuevas (2017) describe depósitos eólicos de edad pleistocena - holocena sobre los acantilados, los que presentan morfologías de dunas del tipo barján y parabólicas.

2.2.2. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

La Región de Valparaíso se caracteriza por la presencia de lineamientos, fallas de primer orden con rumbos NW y sistemas de fallas menores NNW-SSE (Rivano *et al.*, 1993; Cuevas, 2017), además, la disposición de las rocas estratificadas da origen a un sinclinal de eje aproximado N-S, donde las rocas más antiguas afloran en el flanco occidental de este y las rocas más jóvenes afloran por el flanco oriental del mismo (Maksaev *et al.*, 1979). En cuanto a la geología estructural en el área de estudio, según Tavera *et al.* (1960) y Carrillo-Briceño *et al.* (2013) se caracteriza por los estratos

sub-horizontales que conforman la Formación Horcón, los que se presentan con rumbos entre 30 y 40° NE y manteos que no varían en más de 2 o 3° al NW.

2.2.3. UNIDADES INTRUSIVAS

COMPLEJO PLUTÓNICO PAPUDO-QUINTERO O SUPER UNIDAD MINCHA (Jurásico medio a Jurásico superior)

Descrita por Parada (1992) como Complejo Plutónico Papudo-Quintero y renombrada por Rivano *et al.* (1993) como Super-unidad Mincha, aflora de forma discontinua con una extensión aproximada de 35 km en la Cordillera de la Costa. Se compone principalmente de gabros, granodioritas, granitos y cuarzdioritas e intruye a rocas de edad paleozoica y otras pocas volcánicas de edad jurásica. Se compone de 4 unidades: Puerto Oscuro, Cachagua, Tranquila y Cavilolén.

La Unidad Puerto Oscuro corresponde a dos batolitos de composición granítica que afloran entre el río La Ligua y el estero La Canela. La Unidad Cachagua está conformada por cuarzdioritas, cuarzomonzodioritas, dioritas y tonalitas subordinadas que afloran a lo largo del acantilado costero entre Caleta Horcón y Ventanas. La Unidad Tranquila está conformada por tonalitas leucocráticas intruídas por stocks y filones manto de composición diorítica y corresponde al plutón Mauco. Por último, la Unidad Cavilolén corresponde a plutones batolíticos y cuerpos menores conformados por granodioritas, tonalitas y monzogranitos que intruyen a las rocas estratificadas del Triásico-Jurásico y del Paleozoico (Rivano *et al.*, 1993).

SUPER UNIDAD ILLAPEL (Cretácico inferior)

Descrita por Rivano *et al.* (1985) como Super-unidad Illapel, aflora en forma irregular con una extensión aproximada de 25 km y se dispone en sentido N30°W. Se compone de 4 unidades: La Campana, Chalinga, Quebrada Herrera y Unidad Chagres (Rivano *et al.*, 1993).

La Unidad La Campana corresponde a gabros y dioritas subordinadas de grano medio a grueso abundantes en magnetita, se le asigna una edad de 66 ± 8 Ma medidos en K-Ar en plagioclasa. La

Unidad Chalinga se compone de dioritas sienogranitos, granodioritas y tonalitas de biotita y hornblenda. La Unidad Quebrada Herrera corresponde a un Plutón de 3 km de extensión, el cual se compone de monzonitas de piroxeno. Por último, la Unidad Chagres se compone de sienogranitos de biotita, hololeucocráticos de grano fino a medio. (Rivano *et al.*, 1993)

UNIDAD SAN LORENZO (Cretácico superior-Paleoceno)

Descrita por Rivano *et al.* (1985), corresponde a pequeños cuerpos intrusivos de hasta 6 km de extensión que se componen de dioritas de grano fino a grueso y pórfidos andesíticos de hornblenda.

2.2.4. UNIDADES ESTRATIFICADAS

El área de estudio comprende rocas estratificadas pertenecientes principalmente a la Formación Ajjal, Formación Horcón (Figura 2.5 y Figura 2.6) y a la Formación Confluencia, las que abarcan edades desde el Jurásico hasta el Pleistoceno y depósitos no consolidados pertenecientes al Pleistoceno- Holoceno.

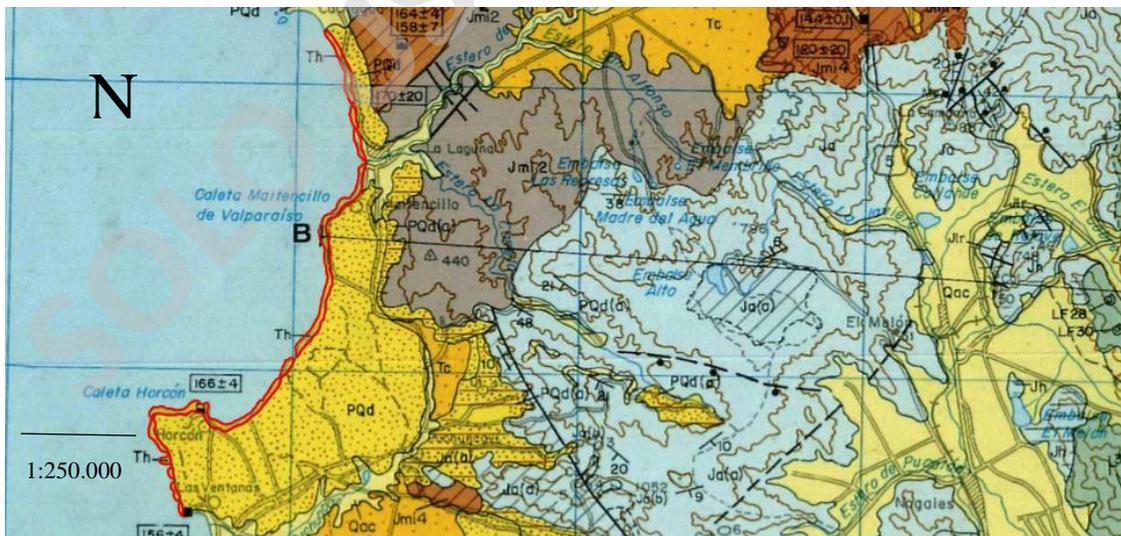


Figura 2.5: Formación Horcón (Th) destacada con polígono rojo; Ja: Formación Ajjal; Jmi: Super unidad Mincha; Qac: Sedimentos aluviales y coluviales; PQd: Sedimentos eólicos antiguos (modificación de Rivano *et al.*, 1993).

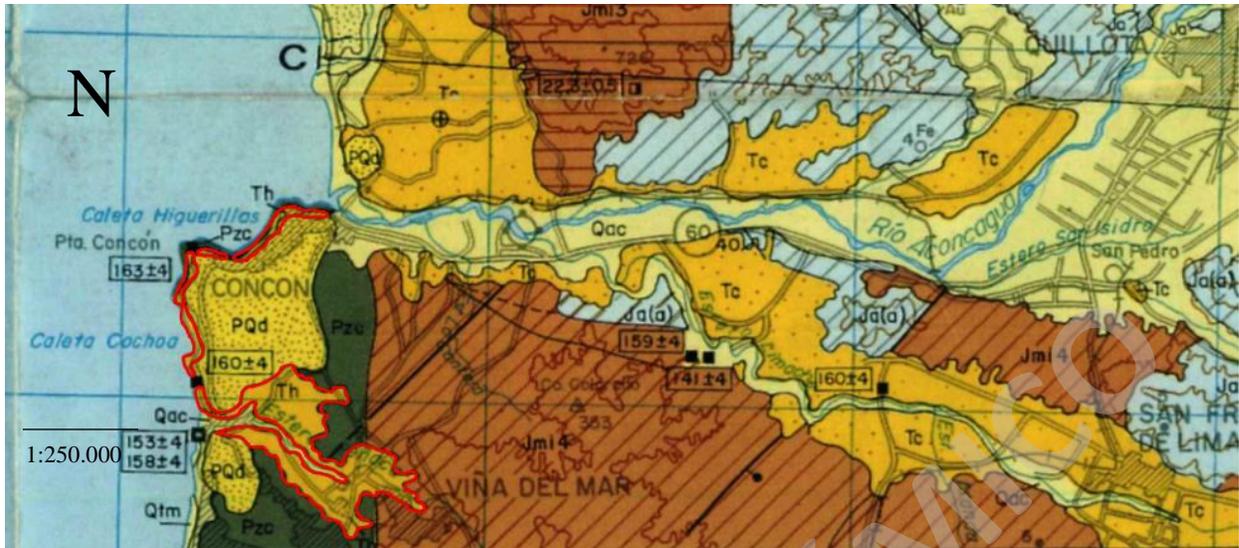


Figura 2.6: Formación Horcón (Th) destacada con polígono rojo; Ja: Formación Ajial; Jmi: Super unidad Mincha; Qac: Sedimentos aluviales y coluviales; PQd: Sedimentos eólicos antiguos (modificación de Rivano *et al.*, 1993).

FORMACIÓN AJIAL (Jurásico inferior a Jurásico medio)

Descrita en primeramente por Thomas (1958) y posteriormente por Carter y Aliste (1962) quienes la definen como un conjunto de lavas, tobas y brechas sedimentarias con intercalaciones de areniscas. Posteriormente Piraces y Makshev (1977) afirman que la mejor exposición de esta formación se puede evidenciar en los sectores de Piedra Trepada, a 15 km al sur del cerro Ajial. El espesor que evidencia es de aproximadamente 1400 metros incluyendo unas rocas metamórficas que se encuentran en la base, que corresponden a metavolcanitas (Cancino, 1992; Rivano *et al.*, 1993). La edad sugerida para la formación Ajial está comprendida entre el Jurásico Temorano al Jurásico Medio, específicamente entre el Pliensbachiano y el Bajociano (Covacevich, 1976; Sepúlveda, 1988). López (2016) recolecta muestras de una secuencia sedimentaria fosilífera perteneciente a la Formación Ajial para la realización de dataciones de U-Pb en 70 circones detríticos, donde 60 de ellos revelaron edades pertenecientes al Jurásico Medio, entre 190 y 159 Ma, 9 revelaron edades pertenecientes al Carbonífero Superior, entre 320 y 300 Ma y 1 una edad perteneciente al Paleoproterozoico.

FORMACIÓN HORCÓN (Mioceno superior – Pleistoceno inferior)

ESTUDIOS ANTERIORES

Thomas (1958) fue el primero en estudiar los afloramientos de la Formación Horcón, dónde la define como un conjunto de sedimentos integrado por areniscas, arcillolitas y limolitas.

Tavera (1960) menciona que esta formación se encuentra constituida casi exclusivamente por areniscas, encontrando fósiles de bivalvos que sugieren una edad miocena.

Maksaev (1979) menciona esta formación como un conjunto de sedimentitas marinas que forman el acantilado costero actual.

Rivano *et al.* (1993) menciona que esta formación aflora en diferentes sectores hacia el continente, entre la Laguna y Cachagua y en parte, entre Quintero y Ventanas, realizando una correlación con los sedimentos que se encuentran entre Viña del Mar y Concón, definiéndola, además, como un conjunto de areniscas, areniscas arcillosas, limolitas y arcillolitas.

Carrillo-Briceño *et al.* (2013) define esta formación como un conjunto de estratos compuestos por areniscas finas, limolitas y arcillolitas de colores claros, que afloran en forma de acantilados costeros, con presencia de condrictios fósiles, que sugieren una edad pliocena.

López (2016) define la Formación Horcón como areniscas, arcillolitas y limolitas, interpretando 7 litofacies, las que varían desde areniscas finas a gruesas con laminaciones cruzadas, convolutas y horizontales, junto con bivalvos, además de niveles de conglomerados clasto y matriz soportados.

Cuevas (2017) la define como sedimentos poco consolidados, ubicados entre Caleta Horcón y Maitencillo, extendiéndose hasta los pies de los cerros al este de Puchuncaví, los que se componen de areniscas arcillosas, arcillolitas, limolitas, conglomerados y coquinas, realizando un análisis de doce facies sedimentarias. Este autor realizó también dataciones de $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ en circones detríticos obtenidos de muestras de arenisca de esta formación y de un afloramiento situado en el estero Mantagua, obteniendo edades messinianas (6.2 ± 0.2 Ma), zancleanianas (4.1 ± 0.1 Ma) y calabrianas (1.7 Ma).

La propuesta de Valdivia *et al.* (2018) divide la Formación Horcón en una Unidad inferior y Unidad superior, definiéndola como areniscas finas a medias, conglomerados y fangolitas. Además, Valdivia *et al.* realizaron un estudio sobre las variaciones eústáticas y el balance con el tectonismo a escala regional de las formaciones neógenas de la región de Valparaíso

Los autores que estudiaron la Formación Horcón coinciden en su litología, la cual se compone de areniscas, conglomerados y limolitas en general, en la fauna fósil evidenciada que comprende bivalvos y gastrópodos, junto con un ambiente sedimentario marino, sin embargo, Cuevas. (2017) define además de este último, un ambiente transicional, específicamente de delta y además realiza dataciones de circones sugiriendo edades miocenas a pleistocenas (

Tabla 1).

Tabla 1: Estudios anteriores de Formación Horcón

AUTORES	LITOLÓGÍA	FÓSILES	AMBIENTE	Edad
Thomas (1958)	Conjunto de sedimentos integrado por areniscas, arcillolitas y limolitas	Bivalvos	Marino	Mioceno
Tavera (1960)	Areniscas y conglomerados	Bivalvos, gastrópodos, escafópodos, braquiópodos, cerripedios y mamíferos	Marino	Mioceno Superior- Plioceno Superior
Maksaev (1979)	Sedimentitas marinas constituidas en mayor parte por areniscas	Pelecípodos, gastrópodos y artrópodos	Marino	Mioceno - Plioceno
Rivano <i>et al.</i> (1993)	Areniscas, areniscas arcillosas, limolitas, arcillolitas y coquinas	Mamíferos, moluscos y bivalvos	Marino	Mioceno - Plioceno
Carrillo (2011)	Conjunto de areniscas finas poco consolidadas	Cetáceos, aves, bivalvos, gastrópodos, crustáceos, dientes de tiburón	Plataforma continental	Plioceno
Carrillo-Briceño <i>et al.</i> (2013)	Areniscas y conglomerados	Dientes de tiburón	Plataforma continental	Plioceno Superior
López (2016)	Areniscas, limolitas y arcillolitas. Define 7 facies sedimentarias	Cetáceos y bivalvos	-	Plioceno Superior
Cuevas (2017)	Areniscas, limolitas y arcillolitas. Define 12 facies sedimentarias	Bivalvos, gastrópodos, mamíferos y braquiopodos	Plataforma continental que pasa a un delta tipo Gilbert	Mioceno - Pleistoceno
Valdivia <i>et al.</i> (2018)	Unidad inferior y Unidad superior. Areniscas finas a medias, conglomerados y fangolitas	Bivalvos, gastrópodos, foraminíferos y vertebrados	Plataforma continental a un ambiente transicional	Mioceno- Plioceno

La Formación Horcón fue descrita por primera vez por Thomas (1958) y modificada por Tavera (1960), Álvarez (1963), Maksaev *et al.* (1979) y Rivano *et al.* (1993) como un conjunto de sedimentos integrado por areniscas, arcillolitas y limolitas de color gris a café con laminación

cruzada, las que presentan una potencia mínima de 50 a 90 m y cuya base no aflora. Giménez (2012) y Cuevas (2017) reportan la presencia de coquinas, donde este último describe también niveles intercalados de conglomerados.

Carrillo-Briceño *et al.* (2013) describen las mismas litologías, sin embargo, dividen la Formación Horcón en un intervalo inferior y un intervalo superior, en base a la ausencia de microfósiles en los primeros 8 m cercanos a la base y la abundancia de estos hacia el techo de la formación. Las rocas de la Formación Horcón sobreyacen en inconformidad a las rocas cristalinas pertenecientes al Batolito Costero (Thomas, 1958; Álvarez *et al.*, 1963; Carrillo- Briceño *et al.*, 2013) y engrana lateralmente con la Formación Confluencia (Cuevas, 2017; Valdivia *et al.*, 2018). Hacia el techo subyace en discordancia erosiva a depósitos aluviales y paleodunas de edad pleistocena – holocena (Thomas, 1958, Álvarez *et al.*, 1963).

No obstante Giménez *et al.* (2012) y Cuevas (2017) denominan a parte de estos depósitos como Formación Confluencia.

En cuanto al registro fósil de la Formación Horcón, Carrillo-Briceño *et al.* (2013) indican que su fauna es posterior al Plioceno tardío basado en la asociación de doce taxa de condrictios fósiles y bivalvos (*Callorhynchus* sp., *Heterodontus* sp., *Carcharodon carcharias*, *Isurus oxyrinchus*, *Galeorhinus galeus*, *Carcharhinus brachyurus*, *Hexanchus griseus*, *Squatina* sp., *Pristiophorus* sp., Rajidae, Dasyatidae y Myliobatidae, además de los bivalvos *Chlamys* cf. *hupeanus*, *Panopea coquimbensis* y los gasterópodos *Chorus blainvillei*, *Chorus doliaris* y *Hermineospina mirabilis*), además de la presencia de abundantes restos de aves marinas (*Spheniscus humboldti*, *E. moseleyi*, Spheniscidae indet.), donde destaca el pingüino crestado (*Eudyptes calauina*) (Chávez *et al.*, 2014).

La edad asignada a la Formación Horcón comprende desde el Mioceno medio hasta el Pleistoceno temprano, en base a dataciones radiométricas de U-Pb en circones detríticos. Estas indican una edad máxima de depositación miocena superior (messiniana) para las paleodunas presentes en la base de esta misma (6.2 ± 0.2 Ma), una época pliocena de edad zancleana (4.1 ± 0.1 Ma) en la localidad de Mantagua y una época pleistocena temprana de edad calabriana (ca. 1.7 Ma) para la Formación Horcón en su localidad tipo en Horcón (Cuevas, 2017).

CIRCONES DETRÍTICOS

Cuevas (2017) realiza dataciones de circones detríticos recolectados en las localidades de Mantagua y Horcón, siendo los primeros datos geocronológicos para la Formación Horcón, donde analizó entre 80 y 100 granos de circones en 4 muestras diferentes utilizando el método U-Pb y el de espectrometría de masas con plasma acoplado inductivamente (LA-ICP-MS).

Cuevas (2017) recolecta 5 muestras en total, donde dos muestras corresponden a la localidad de Horcón (HO1 y HO6; Figura 2.7) y 3 muestras corresponden a la localidad de Mantagua (SI1, SI2 y MA2; Figura 2.8 y Figura 2.9)

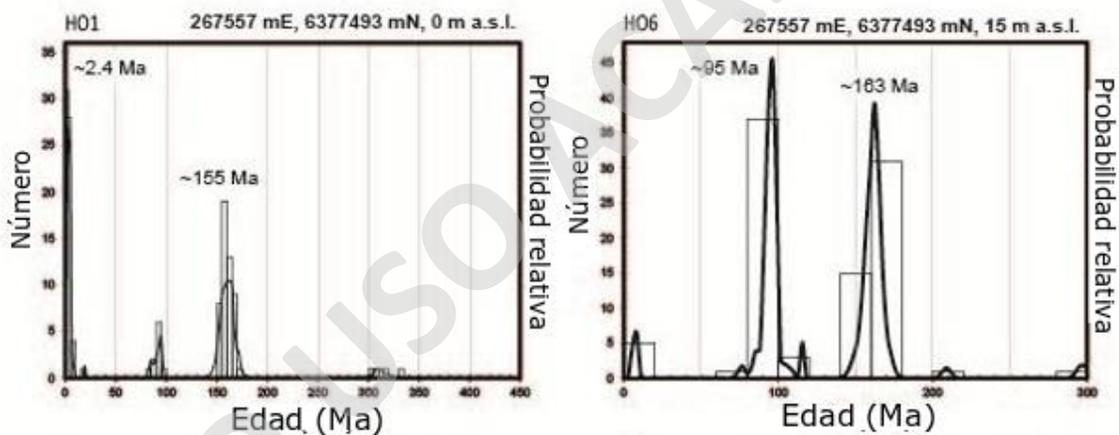


Figura 2.7: Muestra HO1 y HO6: Diagrama de circones detríticos de muestras recolectadas por cuevas (2017) en la localidad de Horcón (Modificado de Cuevas. 2017)

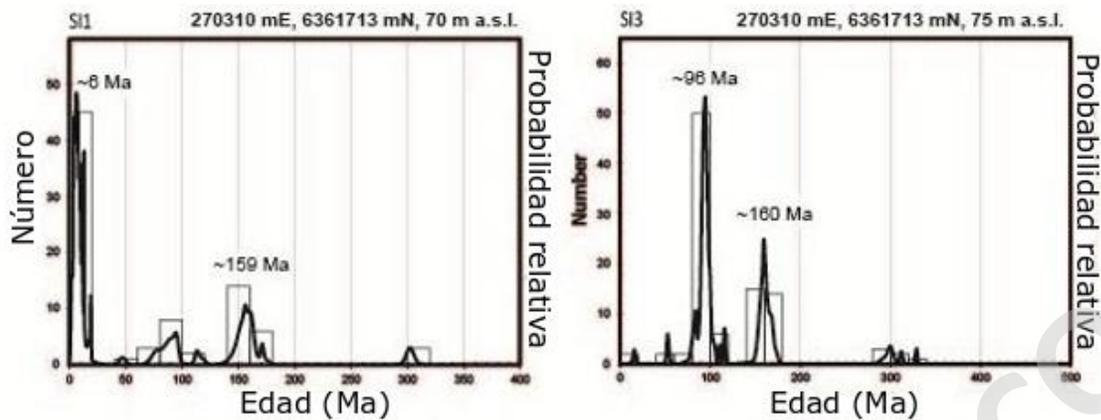


Figura 2.8: Muestra SI1 y SI2: Diagrama de circones detríticos de muestras recolectadas por Cuevas (2017) en Mantagua (Modificado de Cuevas. 2017).

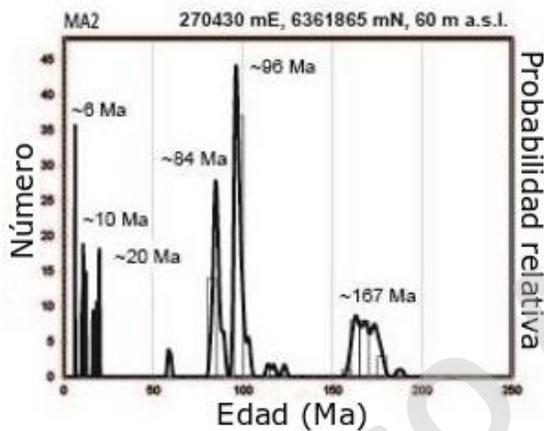


Figura 2.9: Muestra MA2: Diagrama de circones detríticos de muestra recolectada por Cuevas (2017) en Mantagua (Modificado de Cuevas. 2017)

Cuevas (2017) realiza la datación de 98 granos de circones en la muestra HO1, presentando una variación en las edades desde 1.6 ± 0.7 Ma hasta 331.7 ± 19.1 Ma, evidenciando principales grupos de edades correspondientes al Jurásico Superior (150.9 ± 171.9 Ma) y al Mioceno-Plioceno (1.6 ± 7.2 Ma). Los grupos menores de edades corresponden al Carbonífero (310 ± 331) y Cretácico superior (96 ± 85) Ma.

En la muestra HO6 se realizó la datación de 98 granos de circones, presentando una variación de edades desde 3.9 Ma hasta 571 Ma, evidenciando los principales grupos de edades correspondientes al Jurásico superior (149.3 ± 171.6) y al Cretácico superior (76.4 ± 99.7 Ma). Los grupos menores numerosos tienen edades que corresponden al Cretácico inferior (103.1 ± 115.8

Ma) y al Mioceno-Plioceno (3.9 ± 9.6 Ma). En la muestra S11 que corresponde a la base de la Formación Horcón, se realizó la datación de 82 granos de circones, presentando edades que varían desde 1.7 ± 0.6 hasta 303.7 ± 4.6 Ma, evidenciando principales grupos de edades correspondientes al Jurásico superior (146.8 ± 173.4) y al Mioceno superior-Pleistoceno inferior (1.7 ± 12.9 Ma). Los grupos menores numerosos tienen edades que corresponden al Cretácico superior (73.5 ± 95.4 Ma). En la muestra S13 que corresponde al techo de la Formación Horcón, se realizó la datación de 98 granos de circones, presentando edades que varían desde 11.7 Ma hasta 328.5 Ma, evidenciando principales grupos de edades correspondientes al Jurásico superior (146.3 ± 173.4 Ma) y al Cretácico inferior-Cretácico superior (77.6 ± 101.8 Ma). Los grupos menores de edades corresponden al Carbonífero (293.1 ± 328.5 Ma) y al Cretácico inferior (104.7 ± 116 Ma).

Las muestras estudiadas dan a conocer que los grupos de edades observados en los sedimentos de la Formación Horcón varían desde el Jurásico superior hasta el Pleistoceno inferior. En base a lo anterior la Formación Horcón acota su edad máxima de depositación en el Pleistoceno temprano ($1,6 \pm 0,7$ Ma) (Carrillo – Briceño *et al.*, 2013; Cuevas. 2017).

Valdivia *et al.* (2018) analiza las dataciones recientes de U-Pb en circones detríticos realizadas por Cuevas (2017), las que indican que las poblaciones de circones más jóvenes en la unidad tienen una edad entre 7.2 ± 1.6 Ma.

FORMACIÓN CONFLUENCIA (Mioceno medio- Plioceno superior)

Descrita por Espiñeira *et al.* (1989), quien distinguió una secuencia de 50 a 100 m de espesor de gravas y ripios con intercalaciones de arena poco consolidadas, donde las gravas presentan imbricaciones en sus clastos mayores (Rivano y Sepúlveda, 1991). Rivano *et al.* (1993), redefine la Formación Confluencia como gravas, arenas y limos semi-consolidados con intercalaciones calcáreas. Esta unidad sobreyace en inconformidad al Batolito Costero que aflora en la costa, engranando lateralmente al sur con la Formación Horcón y al norte con la Formación Coquimbo. A su vez, subyace en discordancia de erosión a sedimentos eólicos y aluviales (Espiñeira *et al.* 1989; Rivano y Sepúlveda, 1991 y Rivano *et al.* 1993). La edad asignada a esta formación comprende el Mioceno-Plioceno, sugerida por el engranaje lateral con la Formación Horcón y Formación Coquimbo (Rivano *et al.*, 1993).

DEPÓSITOS NO CONSOLIDADOS (Plioceno- Cuaternario)

Los cuerpos de roca que afloran en el área de estudio se encuentran cubiertos por depósitos que según Rivano *et al.* (1993) y Cuevas (2017) corresponden a paleodunas o depósitos eólicos antiguos de edad pliocena tardía y depósitos eólicos recientes pertenecientes al Pleistoceno – Holoceno. Los primeros se componen de areniscas poco consolidadas de color ocre, con estratificación cruzada, que cubren tanto a las formaciones neógenas, como a las rocas intrusivas del Paleozoico, mientras que los segundos presentan la misma litología, pero se depositaron solo en las puntas de los acantilados que se encuentran en el área, generando morfologías de dunas, del tipo barján y parabólicas. Por último, también se exponen depósitos aluviales de edad pleistocena-holocena, compuestos de areniscas y limolitas bien estratificadas, junto con gravas y ripios que se agrupan junto a depósitos coluviales.

2.2.5. FORMACIONES EQUIVALENTES

En diferentes puntos geográficos del país y de Sudamérica afloran unidades sedimentarias semejantes, las cuales sugieren una edad equivalente entre ellas. En este sentido se presentan a continuación diferentes formaciones depositadas en épocas cronoestratigráficas equivalentes (o sincrónicas), ordenadas de sur a norte (Figura 2.10 y Figura 2.11).

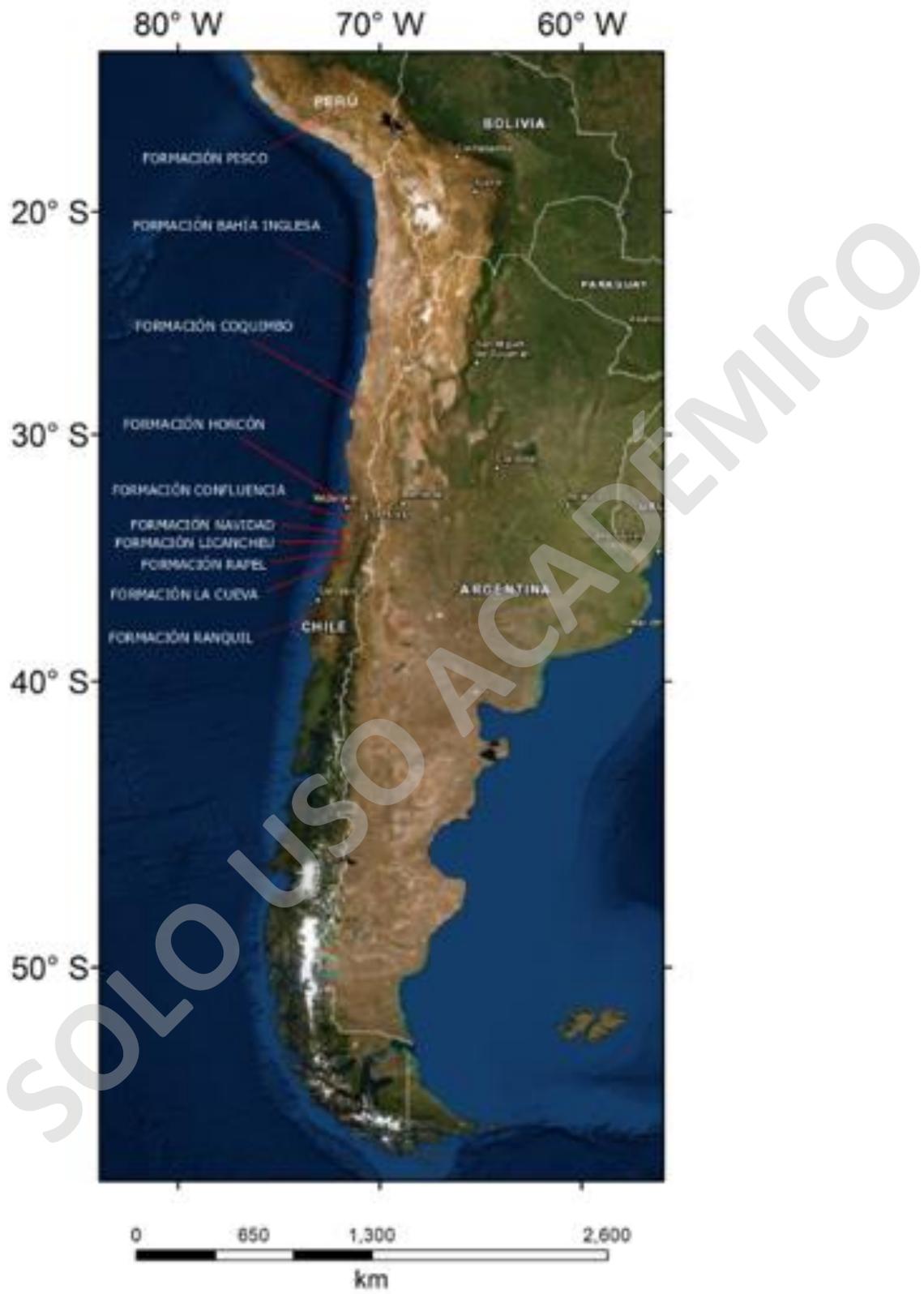


Figura 2.10: Mapa de ubicación de las formaciones equivalentes

FORMACIÓN RANQUIL (Mioceno superior – Plioceno superior)

Descrita por primera vez por Tavera (1942) y posteriormente modificada por García (1968) y Cecioni (1978), quienes reconocen una sucesión sedimentaria de 100 m de espesor, aflorando entre Caleta Ranquil y Quiapo en la península de Arauco, y compuesta de areniscas, conglomerados tobáceos y limolitas. Esta unidad sobryace en discordancia angular a las rocas pertenecientes a la Formación Millongue la cual se compone de intercalaciones de areniscas. A su vez, subyace mediante discordancia angular a la Formación Tubul. Nielsen y Glodny (2009) realizaron análisis $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, obteniendo edades del Mioceno inferior, lo que es corroborado con la presencia de bivalvos, gasterópodos, corales y foraminíferos bentónicos que sugieren la misma edad (Finger, 2007).

FORMACIÓN LA CUEVA (Mioceno superior- Plioceno inferior)

Descrita por Encinas *et al.* (2006) como una secuencia de areniscas con estratificación en artesa, planar y cruzada en espiga (*herringbone*), además de limolitas, conglomerados y volcanitas con una potencia de aproximadamente 100 m de espesor, la cual aflora entre Litueche y La Estrella. Sobryace en contacto concordante a las rocas de la Formación Rapel. En cuanto a la paleontología se presentan icnofacies de Glossifungites, abundantes trazas fósiles y la presencia de moluscos y dientes de tiburón, las que, junto con dataciones radiométricas de K/Ar en escorias y $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ en biotitas y anfíbolos en clastos de pómez, sugieren una edad pliocena para esta formación (Encinas *et al.*, 2006).

FORMACIÓN RAPEL (Mioceno superior- Plioceno inferior)

Descrita por Encinas *et al.* (2006) como una secuencia de areniscas finas con presencia de estratificación cruzada tipo *hummocky*, limolitas y conglomerados con una potencia de 155 m de espesor, que aflora al sur y al este del Río Rapel. Esta unidad sobryace en paraconformidad a las rocas de la Formación Licanheu y mediante una discordancia erosiva a las rocas correspondientes al basamento plutónico y metamórfico del Paleozoico y Mesozoico. A su vez, infrayace en paraconformidad a las rocas de la Formación La Cueva. En cuanto a la paleontología, se evidencian

trazas fósiles, fósiles de moluscos (Tavera, 1979), hojas, troncos, además de icnofósiles *Thalassinoides* isp. y *Ophiomorpha* isp. (Buatois y Encinas et al., 2006). No han sido documentados micro o macrofósiles que puedan sugerir una edad para esta formación, sin embargo, por relaciones estratigráficas se le asigna una edad miocena-pliocena (Encinas et al., 2006).

FORMACIÓN LICANCHEU (Mioceno superior- Plioceno inferior)

Descrita por Encinas et al. (2006) como una secuencia de areniscas, limolitas con moldes de hojas, conglomerados y coquinas con una potencia de aproximadamente 30 m de espesor, que aflora al interior del sector costero en los acantilados del Río Rapel. Sobreyace en contacto concordante a las rocas de la Formación Navidad y en discordancia erosiva a las rocas correspondientes al basamento plutónico y metamórfico del Paleozoico y Mesozoico. Subyace en contacto concordante a las rocas de la Formación Rapel. En cuanto a la paleontología, presenta trazas de *Ophiomorpha* isp. y otras asignadas a la icnofacies de Skolithos, junto con niveles con moluscos. No existen micro o macrofósiles que puedan sugerir una edad para esta formación, sin embargo, por relaciones estratigráficas se le asigna una edad miocena-pliocena (Encinas et al., 2006).

FORMACIÓN NAVIDAD (Mioceno superior - Plioceno inferior)

Descrita por primera vez por Darwin (1846) y modificada por Cecioni (1978), se compone de bancos de arenisca tobácea de grano fino, alternados con bancos delgados de lutita y limolita tobácea. Tavera et al. (1979) la describe como un conjunto de sedimentitas marinas con un espesor de aproximadamente 200 m, las cuales corresponden a areniscas con intercalaciones de conglomerados, niveles de concreciones carbonatadas, limolitas y cenizas volcánicas. Además, estos autores dividen a la Formación Navidad en tres miembros, donde el miembro inferior denominado Miembro Navidad presenta un espesor aproximado de 230 m y está compuesto por areniscas de grano fino, limos, areniscas arcillosas, areniscas de grano medio a muy grueso y conglomerados de grava, junto con la presencia de bancos fosilíferos. El miembro medio es denominado Miembro Lincancheu, aflora al oriente de la línea de costa, presenta 20 m de espesor aproximadamente y está conformado por areniscas de grano muy fino de color plomizo limitados por conglomerados volcánicos. El miembro superior denominado Miembro Rapel presenta un

espesor aproximado de 150 m y está conformado por areniscas de grano muy fino con variaciones laterales a grano grueso. Encinas *et al.* (2006) redefine la Formación Navidad como conjunto de areniscas, limolitas, conglomerados y coquinas. Esta formación sobryace en discordancia erosiva al basamento plutónico y metamórfico del Paleozoico y Mesozoico y a los estratos cretácicos de la Formación Punta Topocalma. Subyace en contacto concordante, a la Formación Licancheu. Según Encinas *et al.* (2006) y Gutiérrez *et al.* (2013) la Formación Navidad presenta diferente fauna fósil, predominando localmente los fósiles de foraminíferos, ostrácodos, corales, briozoos, cangrejos, peces y plantas, los que definen una edad miocena superior-pliocena inferior.

FORMACIÓN COQUIMBO (Mioceno medio-Plioceno superior)

La Formación Coquimbo fue definida por Emparan y Pineda (2000) como una sucesión sedimentaria marina fosilífera, que aflora a lo largo de una franja de 7 km en la zona costera entre Coquimbo y La Serena, presentando una potencia de 100 metros de espesor. Morelli *et al.* (2008) la describe como un conjunto de sedimentos marinos compuestos por areniscas amarillas, coquinas, conglomerados, niveles carbonatados y fosilíferos, además de la presencia de lutitas y limolitas (Partarrieu, 2013; Cuevas, 2017). Las rocas de la Formación Coquimbo sobryacen en inconformidad a las rocas jurásicas y paleozoicas que afloran en la costa y engranan lateralmente con la Formación Confluencia. Subyace en discordancia de carácter erosivo a sedimentos eólicos y aluviales (Espíñeira *et al.*, 1989; Rivano y Sepúlveda *et al.*, 1991; Rivano *et al.*, 1993). En cuanto a su contenido paleontológico se caracteriza por la presencia de una variada fauna fósil, donde se encuentran bivalvos, gastrópodos, corales y artrópodos. Además, destacan cetáceos que le asignan una edad pliocena.

FORMACIÓN BAHÍA INGLESA (Mioceno medio - Plioceno inferior)

La Formación Bahía Inglesa fue definida como una sucesión sedimentaria clástica, fosilífera y semiconsolidada, de carácter marino litoral con fuertes variaciones laterales y verticales de facies, expuesta en forma discontinua a lo largo de la franja costera y en las planicies litorales (Rojo *et al.*, 1985; Marquardt *et al.*, 2000; Godoy *et al.*, 2003). Chávez (2008) describe a esta formación como una sucesión de 40 m de coquinas intercaladas con bancos de arenas y guijarros con estratificación

planar y cruzada, además de fangolitas laminadas y una baja proporción de conglomerados y brechas, inmersos en una matriz de diatomitas y flujos de detritos con intercalaciones de cineritas y areniscas fosfáticas con la presencia de nódulos. Carreño (2012) reconoce las mismas litologías, además de la presencia de margas. En su base, sobreyace en inconformidad a rocas intrusivas jurásicas mientras que al techo subyace en discordancia de carácter erosivo a los Estratos de Caldera (Godoy *et al.* 2003).

Gutstein *et al.* (2008) y Walsh y Suárez (2005) le asignan una edad miocena tardía a esta formación, definida en base a su contenido paleontológico, el cual corresponde a abundantes restos óseos de aves, cetáceos, pinípedos, dientes de tiburón y vértebras de selacimorfos. Una datación de U-Pb en circones detríticos en una toba de ceniza también revela una edad miocena tardía (9.42±2.57 Ma) (Marquardt, 2000; Achurra, 2004; Achurra *et al.*, 2009).

FORMACIÓN PISCO (Mioceno medio- Plioceno superior)

Definida por Adams (1908) y modificada por Petersen (1954), como una secuencia de conglomerados, areniscas con presencia de estratificación cruzada, limolitas tobáceas, capas de ceniza, limolitas, dolomitas, calizas y diatomeas (Dunbar *et al.*, 1990), las cuales afloran entre la ciudad de Pisco y el poblado de Yauca en la ciudad de Arequipa. Sobreyace en discordancia de erosión a la Formación Chilcatay de Perú y subyace en discordancia erosiva a sedimento de edad pleistocena - holocena. Se caracteriza por la presencia de variada fauna fósil donde destacan aves y lobos marinos, los cuales le asignan una edad miocena – pliocena (Acosta *et al.*, 2011).

ÉPOCA	EDAD	FM HORCÓN	FM CONFLUENCIA	FM RANQUIL	FM COQUIMBO	FM BAHÍA INGLESA	FM NAVIDAD	FM LICANCHEU	FM RAPEL	FM LA CUEVA	FM PISCO
PLEISTOCENO	SUPERIOR										
	CHIBANIANO										
	CALABRIANO										
	GELASIANO										
PLIOCENO	PIACENZIANO										
	ZANCLEANO										
MIOCENO	MESSINIANO										
	TORTONIANO										
	SERRAVALLIANO										
	LANGHIANO										
	BURDIGALIANO										
	AQUITANIANO										

Figura 2.11: Formaciones equivalentes en edad a la Formación Horcón. (edad destacada en rojo)

3. CAPÍTULO 3: RESULTADOS

3.1. SECCIONES ESTRATIGRÁFICAS

Las secciones estratigráficas de la Formación Horcón se realizaron en diferentes puntos de la costa de la región de Valparaíso, abarcando playa Las Agatas, playa Quirilluca, playa Luna y Caleta Horcón. Se generaron un total de 7 columnas estratigráficas a una escala de 1:100, con simbología y leyenda (Figura 3.1), En general los afloramientos corresponden a areniscas muy finas a muy gruesas, niveles de conglomerados, coquinas y limolitas con una disposición NE-SW con manteos subhorizontales. La descripción detallada de su litología está ordenada de base a techo, y las secciones se presentan de norte a sur a continuación:

SOLO USO ACADÉMICO

SIMBOLOGÍA

	LAMINACIÓN HETEROLÍTICA		BIOCLASTOS
	LAMINACIÓN CONVOLUTA		DIENTE DE TIBURÓN
	LAMINACIÓN LENTICULAR		PINZA DE CRUSTÁCEO
	LAMINACIÓN FLASER		MOLDE EXTERNO DE BIVALVOS
	LAMINACIÓN CRUZADA		MOLDE INTERNO DE BIVALVOS
	LAMINACIÓN PLANO PARALELA		MOLDE ESTERNO DE GASTRÓPODOS
	LAMINACIÓN ONDULOSA		MOLDE INTERNO DE GASTRÓPODOS
	IMBRICACIÓN		INVERTEBRADO INDETERMINADO
	GRADACIÓN INVERSA		VERTEBRADO INDETERMINADO
	CLASTOS FLOTANTES		ICNOFÓSIL INDETERMINADO
	OQUEDADES		ICNOFÓSIL HORIZONTAL INDETERMINADO
	CONTACTO ONDULOSO		SKOLITHOS ISP.
	CONTACTO DIFUSO		OPHIOMORPHA ISP.
	CONTACTO TRANSICIONAL		THALASSINOIDE ISP.
	CONTACTO NETO		PLANOLITES ISP.
	DISCORDANCIA EROSIVA		MACARONICHNUS ISP.
			SPONGELIOMORPHA ISP.
			VÉRTEBRA DE PEZ

LEYENDA

	LIMOLITA
	CONGLOMERADO
	ARENISCA
	COQUINA
	GRANITO

Figura 3.1: Simbología y leyenda de las secciones estratigráfica

SECCIÓN SUR DE PLAYA LAS AGATAS

La sección de playa las Ágatas se caracteriza por la presencia de areniscas muy finas a medias, limolitas y niveles de conglomerados, presentando una potencia total de 34.35 metros. A continuación, se describe la columna realizada (Figura 3.2 y Figura 3.3)

0-240 cm de arenisca fina a media con oquedades irregulares de hasta 10 cm, laminación ondulosa mal preservada y clastos flotantes menores al 2%. Presenta un índice de bioturbación (IB)= 2, junto a icnofósiles de *Skolithos* isp., *Ophiomorpha* isp. y *Spongiomorpha* isp. de hasta 4 cm y moldes externos de bivalvos y de gastrópodos de 3 cm, además de dientes de tiburón menores a 2 cm de largo. Sobreyace en contacto cubierto a la plataforma de abrasión.

310 cm de arenisca fina con clastos flotantes subredondeados de 1.5 cm de diámetro (<5%).

45 cm de conglomerado matriz soportado con matriz de arena media, imbricación NE-SW, gradación inversa con clastos subredondeados, junto con icnofósiles de *Ophiomorpha* isp. rellenas con gravas. Sobreyace en contacto concordante transicional.

1000 cm de limolita con presencia de concreciones biogénicas desde 2 cm hasta 10 cm de diámetro, además de la presencia de icnofósiles de *Ophiomorpha* isp., *Thalassinoides* isp. y *Skolithos* isp., junto con moldes externos de moluscos. Sobreyace en contacto concordante neto.

200 cm de arenisca fina con clastos flotantes hacia el techo (5%) y la presencia de dientes de tiburón de 2 cm e icnofósiles de *Ophiomorpha* isp. de hasta 3 cm de largo. Sobreyace en contacto concordante transicional.

400 cm de arenisca muy fina con clastos flotantes (<1%) y la presencia de *Ophiomorpha* isp. desde 1.5 a 5 cm. Sobreyace en contacto concordante neto.

300 cm de arenisca muy fina con clastos flotantes (<5%) y la presencia de *Ophiomorpha* isp. de hasta 1 cm de diámetro y moldes externos de bivalvos de 1 cm de largo. Sobreyace en contacto concordante neto.

260 cm de arenisca muy fina a fina con laminación paralela, la cual se preserva hacia el sur y clastos flotantes en la base (<5%). Sobreyace en contacto concordante neto.

600 cm de arcillolita – limolita maciza con tonalidades rojizas. Sobreyace en contacto concordante neto.

80 cm de arenisca muy fina con laminación ondulosa. Sobreyace en contacto concordante neto.

150 cm de suelo cubierto por vegetación.

SOLO USO ACADÉMICO

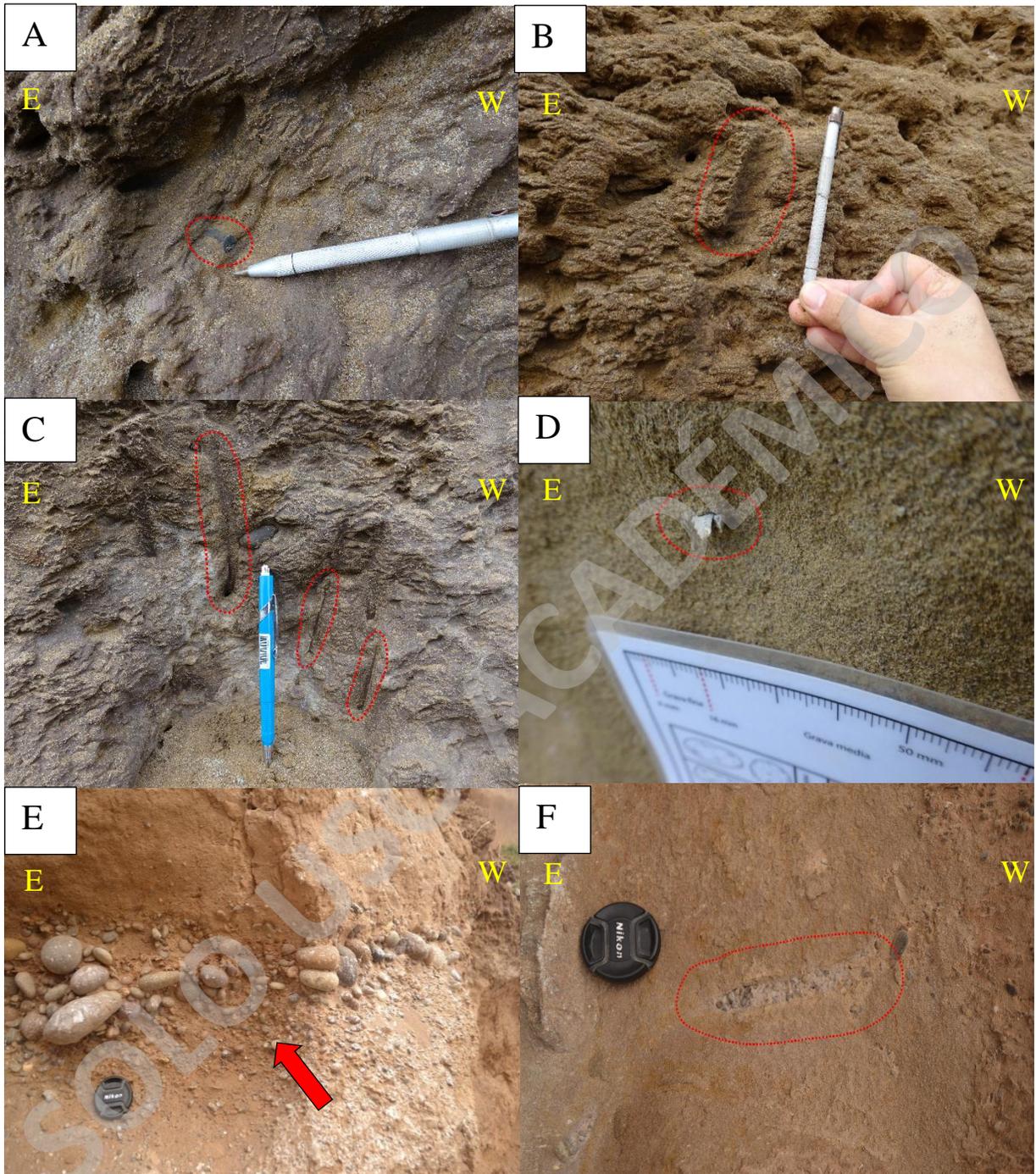


Figura 3.2: Acanalado de playa las Ágatas: A) Diente de tiburón fragmentado; B) Icnofósil de *Spongiomorpha* isp.; C) Icnofósil *Skolithos* isp; D) Pinza de crustáceo; E) Conglomerado clasto- soportado Icnofósil *Skolithos* isp. F) *Ophiomorpha nodosa*



Figura 3.3: Sección playa Las Agatas, escala 1: 100

SECCIÓN NORTE DE PLAYA QUIRILLUCA

La sección norte de playa Quirilluca se caracteriza por la presencia de areniscas muy finas a medias y niveles de conglomerados, presentando una potencia total de 24.80 metros. A continuación, se describe la columna realizada (Figura 3.4 y Figura 3.5)

0-75 cm de arenisca media maciza, con laminación paralela discontinua mal preservada, clastos flotantes, oquedades, pátinas de carbonatos. Presenta un IB=1-2 junto con la presencia de *Ophiomorpha* isp. desde 5 cm hasta 15 cm de largo y *Thalassinoides* isp. de 2 cm de largo aproximadamente, además de moldes internos de bivalvos de aproximadamente 2 cm de largo, los que aumentan su frecuencia hacia el techo. Sobreyace en contacto cubierto al basamento ígneo-metamórfico.

70 cm de arenisca fina a media con laminación paralela, la cual se presenta sinuosa en la base. Sobreyace en contacto concordante difuso.

200 cm de arenisca fina a media con estratificación paralela mal preservada. Presenta un IB= 1 con la presencia de *Macarronichnus* isp. de 5 cm de largo aproximadamente. Sobreyace en contacto concordante neto.

60 cm de arenisca media a gruesa con presencia de clastos flotantes (<5%) y desarrollo de cornisas con estratificación paralela. Presenta moldes internos de bivalvos (< 60%), donde destacan *Lahilia?* sp. y *Venus?* sp. Sobreyace en contacto concordante neto.

280 cm de arenisca muy fina, maciza, con fragmentos de vertebrados y escasa presencia de bioclastos (<1%), junto con icnofósiles (15-20%) de *Thalassinoides* isp. y *Ophiomorpha* isp., además de presentar un índice de bioturbación de 2 que aumenta hasta 4 hacia el techo. Sobreyace en contacto concordante neto.

35 cm de arenisca fina a media con presencia de raíces actuales y pátinas ferruginosas. Sobreyace en contacto concordante neto.

20 cm de conglomerado con matriz tamaño arenisca fina a media. Sobreyace en contacto concordante ondulado.

250 cm de arenisca fina de tonalidad amarilla con intraclastos del nivel anterior y clastos flotantes (2%). Sobreyace en contacto discordante erosivo.

300 cm de arenisca fina maciza, con icnofósiles indeterminados y moldes internos de bivalvos bien preservados (1%) hacia el techo. Sobreyace en contacto concordante neto.

90 cm de arenisca fina a media con laminación paralela e intraclastos en la base (5%), junto con *Ophiomorpha* isp. de hasta 10 cm bien preservados (3%). Sobreyace en contacto discordante erosivo.

60 cm de arenisca fina maciza con moldes internos de bivalvos (1%). Sobreyace en contacto concordante neto.

15 - 20 cm de conglomerado matriz soportado con matriz de arena fina. Sobreyace en contacto discordante erosivo.

300 cm de arenisca fina maciza de tonalidad blanquecina. Sobreyace en contacto concordante neto.

35 cm de conglomerado matriz y clasto soportado, con matriz de arenisca fina. Sobreyace en contacto discordante erosivo.

250 cm de arenisca fina a media con laminación plano paralela. Sobreyace en contacto concordante neto.

35 cm de conglomerado matriz y clasto soportado, con matriz de arenisca fina. Sobreyace en contacto discordante erosivo.

400 cm de arenisca fina con clastos flotantes. Sobreyace en contacto discordante erosivo.

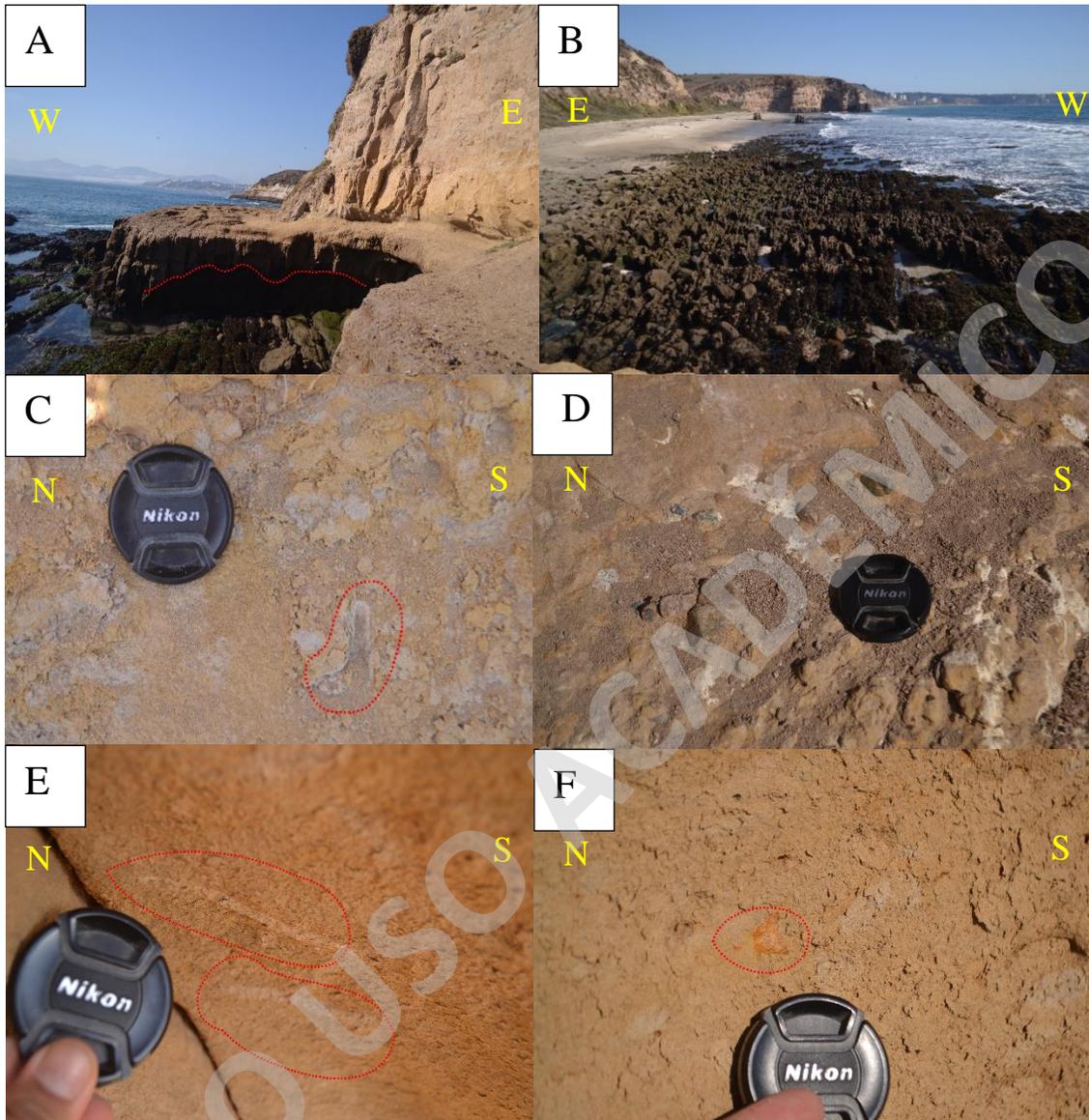


Figura 3.4: Acantilado norte de playa Quirilluca: A) Contacto ondulado; B) Plataforma de abrasión
 C) *Macaronichnus* isp. D) Conglomerados matriz-soportado; E) Bioturbación F) Molde externo de bivalvo

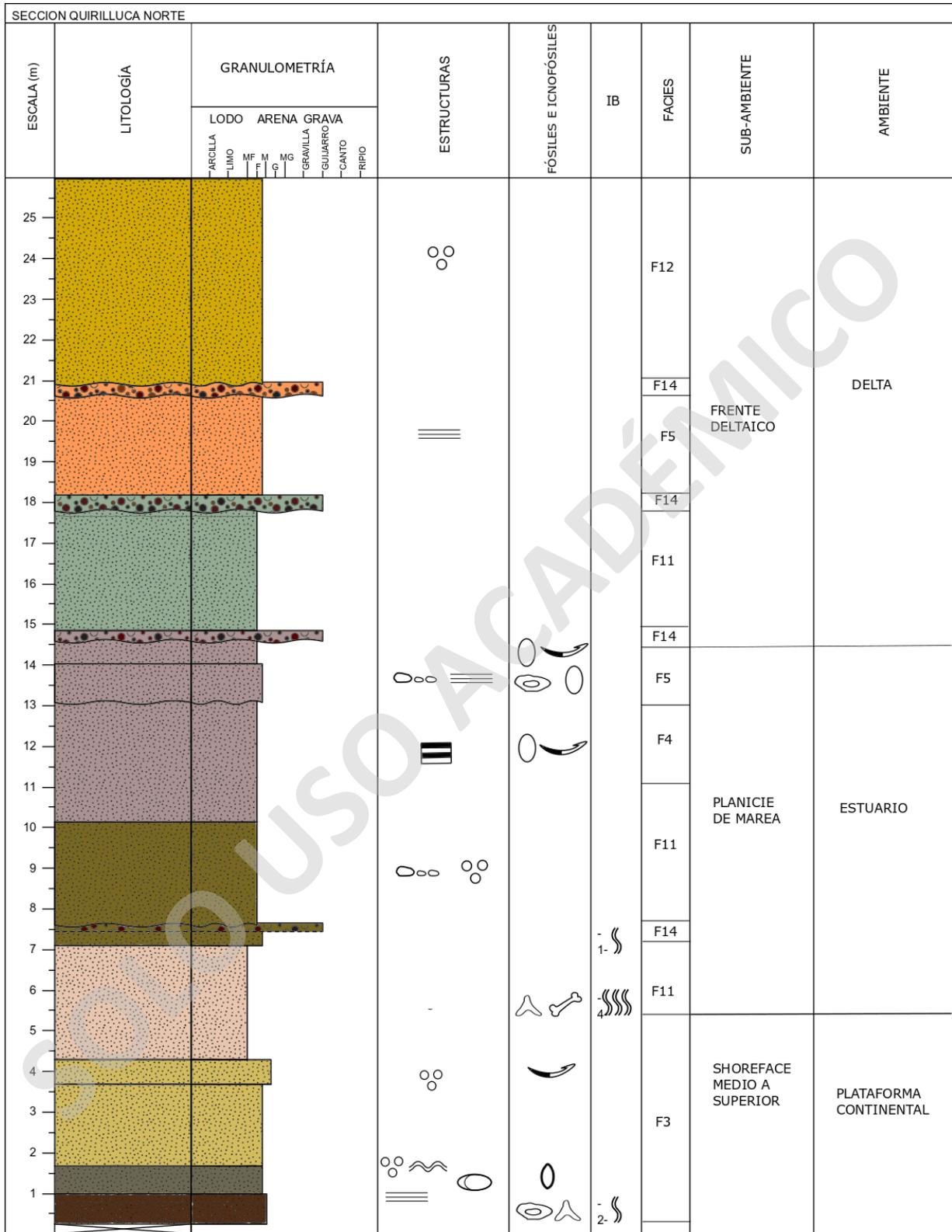


Figura 3.5: Sección norte de playa Quirilluca, escala 1: 100

SECCIÓN SUR DE PLAYA QUIRILLUCA

La sección sur de playa Quirilluca se caracteriza por la presencia de areniscas muy finas a medias y conglomerados, presentando una potencia total de 14. 85 metros. A continuación, se describe la columna realizada (Figura 3.6 y Figura 3.7)

270 cm de arenisca fina a media con intraclastos subredondeados, oquedades desde 1 a 15 cm, presencia de vetillas de tonalidad rosada de 5 mm y un IB= 2-3. Sobreyace en contacto cubierto al basamento ígneo-metamórfico.

150 cm de arenisca fina a media con clastos flotantes redondeados (1%), concreciones alargadas y la presencia de alteraciones de óxidos de hierro. Sobreyace en contacto concordante transicional ondulado.

20 cm de arenisca media con la presencia de moldes fósiles de bivalvos, además de concreciones de hasta 10 cm y alteraciones de óxidos de hierro. Sobreyace en contacto concordante transicional ondulado.

140 cm de arenisca muy fina a fina con clastos flotantes subangulosos (2%), intraclastos (2%) y moldes de bivalvos de 3 cm, además de un IB= 2. Sobreyace en contacto concordante neto.

45 cm de arenisca muy fina a fina con moldes fósiles de bivalvos de 2 cm bien conservados, además de alteraciones a óxidos de hierro y un IB= 1. Sobreyace en contacto concordante transicional ondulado.

700 cm de arenisca muy fina a media, dónde varía la granulometría y la presencia de estructuras. Se describen 100 cm de arenisca fina a media con clastos flotantes tamaño grava redondeados, además de trazas fósiles de 3 cm de largo y un IB= 3. 100 cm de arenisca fina a media con presencia de alteraciones a óxidos de hierro. 150 cm de arenisca muy fina con concreciones de hasta 5 cm de diámetro. 240 cm de arenisca fina con concreciones de hasta 5 cm y la presencia de *Ophiomorpha* isp. de 1 cm, trazas fósiles de 1 cm y un IB= 2. 110 cm de arenisca fina a media con clastos flotantes redondeados (1%), concreciones de 3 cm, la presencia de trazas fósiles de 1 cm, alteraciones a óxidos de hierro y un IB= 1. Sobreyace en contacto concordante neto.

160 cm de conglomerados tamaño grava a ripio, con un máximo de 15 cm y matriz de arenisca fina. Sobreyace en contacto cubierto al nivel anterior.

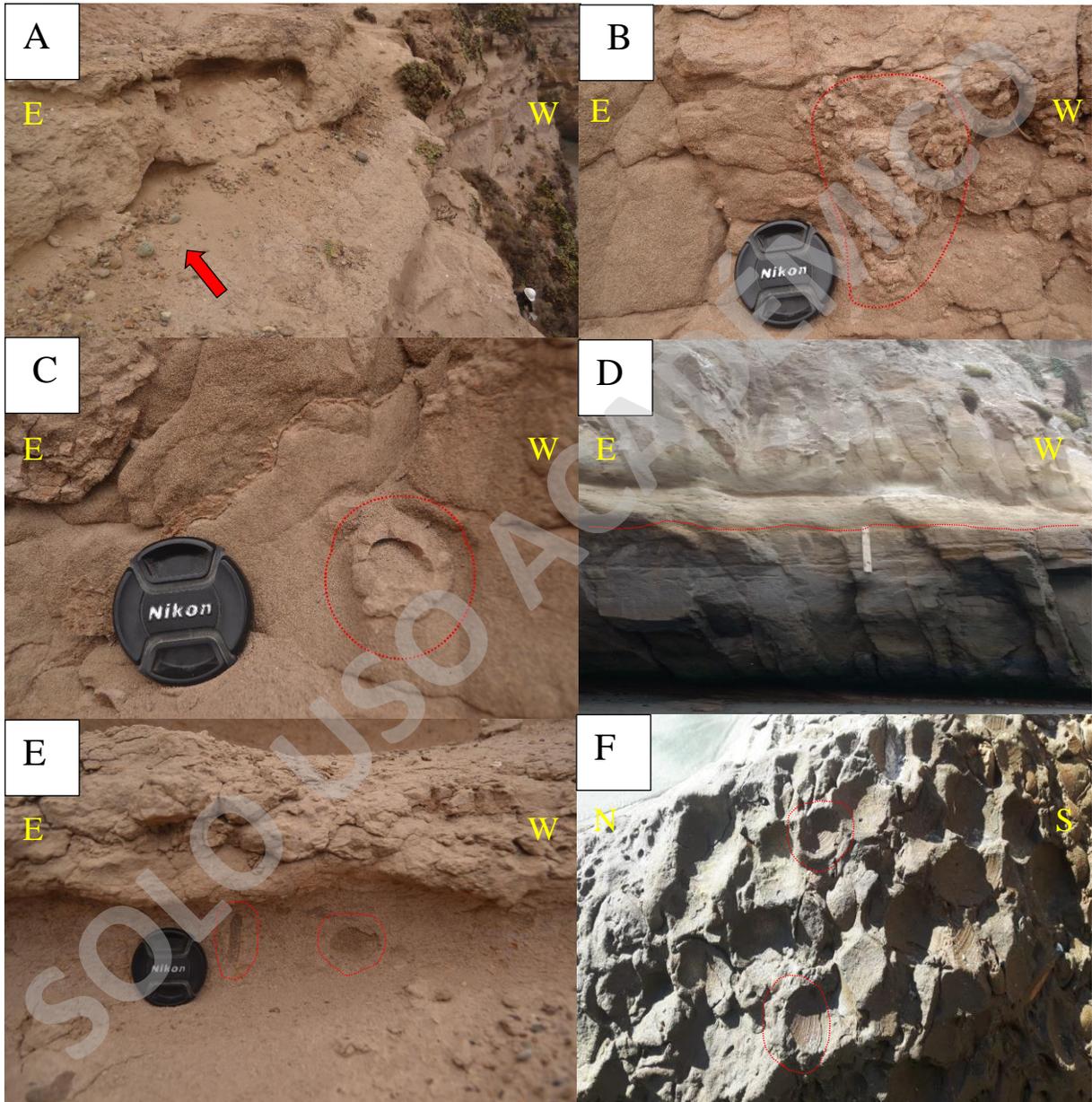


Figura 3.6: Acantilado sur de playa Quirilluca: A) Conglomerado matriz-soportado; B) *Ophiomorpha* isp.; C) *Ophiomorpha* isp. en sección transversal; D) Contacto neto de carácter sinuoso; E) *Ophiomorpha* isp. en ambas secciones F) Moldes externos de bivalvos

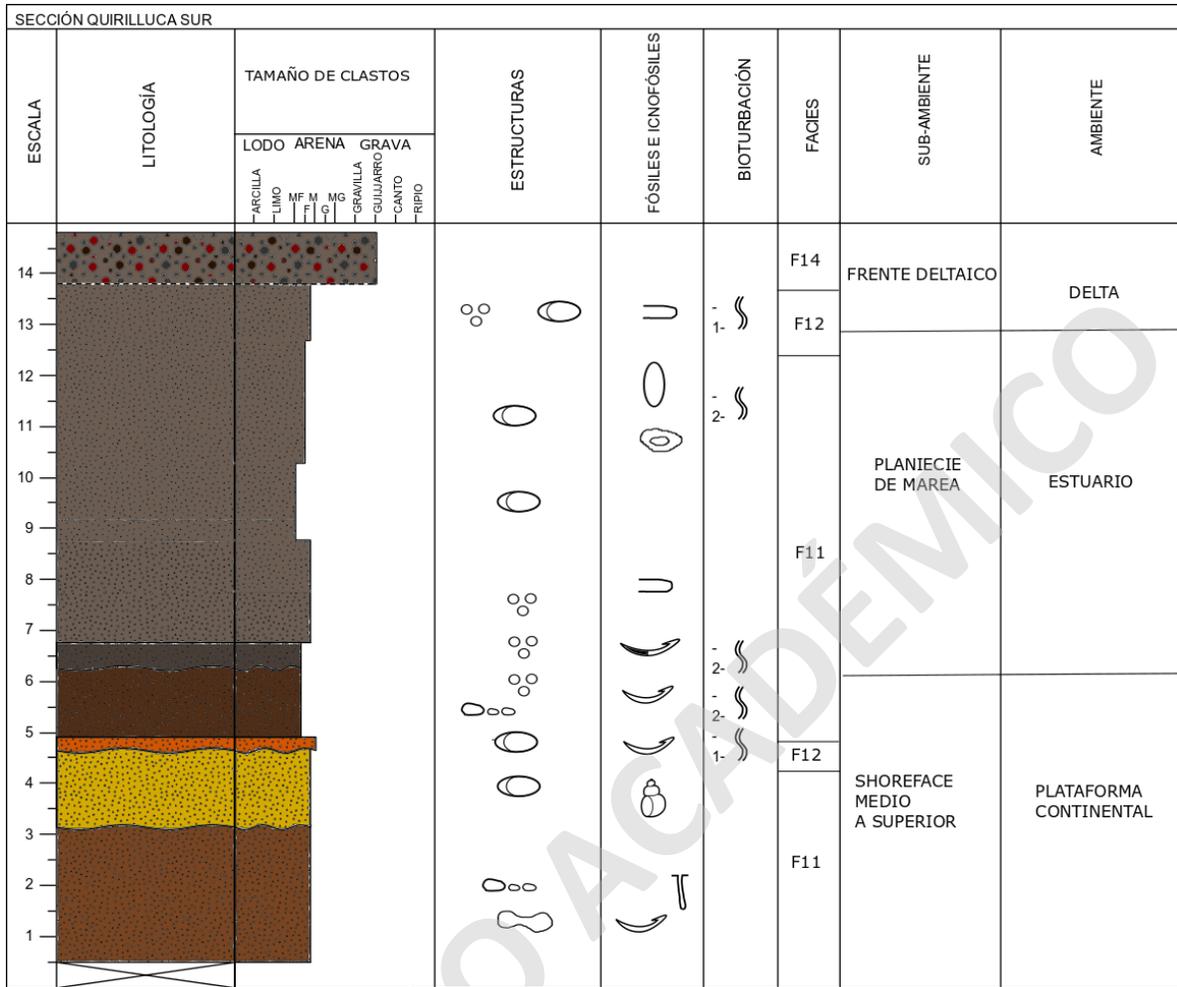


Figura 3.7: Sección sur de playa Quirilluca, escala 1:100

SECCIÓN NORTE DE PLAYA LUNA

La sección norte de playa Luna se caracteriza por la presencia de areniscas muy finas a medias, limolitas y conglomerados, presentando una potencia total de 43.60 metros. A continuación, se describe la columna realizada (Figura 3.8 y Figura 3.9).

0-250 cm de arenisca fina a media con laminación lenticular hacia el techo, laminación *flaser*, laminación paralela, oquedades irregulares desde 2 hasta 20 cm de diámetro, clastos flotantes (< 2 %), intraclastos de arena fina, además de moldes internos y externos de bivalvos. Sobreyace en contacto cubierto al basamento ígneo- metamórfico

70 cm de arenisca fina a media con laminación lenticular, laminación *flaser*, laminación paralela mal preservada, clastos flotantes e intraclastos de limo, además de presentar fósiles de bivalvos hacia el techo. Sobreyace en contacto concordante ondulado.

400 cm de arenisca fina con laminación paralela moderadamente preservadas, oquedades de hasta 10 cm de diámetro (< 5 %), además de moldes externos de gasterópodos mal preservados, moldes internos de bivalvos medianamente preservados (10 %). Sobreyace en contacto concordante difuso.

20 cm de conglomerado matriz soportado, con matriz de arenisca fina, polimíctico. Sobreyace en contacto discordante erosivo.

70 cm de arenisca fina con laminación paralela bien preservada y maciza hacia el techo. Sobreyace en contacto concordante neto.

60 cm de arenisca fina a media con laminación plano paralela bien preservada. Sobreyace en contacto concordante neto.

700 cm de arenisca fina con laminación cruzada planar de alto ángulo, laminación plano paralela en la base mal preservada y maciza hacia el techo, además de intercalaciones de 7 cm de niveles de conglomerados clasto soportados. Sobreyace en contacto concordante neto.

110 cm de arenisca muy fina con laminación plano paralela mal preservada, clastos flotantes (5 %), un IB= 2, además de fósiles de bivalvos moderadamente preservados y *Ophiomorpha* isp. Sobreyace en contacto concordante neto.

140 cm de arenisca fina con laminación plano paralela bien preservada. Sobreyace en contacto concordante neto.

900 cm de arenisca muy fina con laminación plano paralela mal preservada. Sobreyace en contacto concordante neto.

200 cm de arenisca fina con laminación plano paralela bien preservada. Sobreyace en contacto concordante neto.

900 cm de arenisca muy fina con laminación paralela, laminación ondulosa y clastos flotantes. Sobreyace en contacto concordante neto.

10 cm de limolita maciza de tonalidad blanca. Sobreyace en contacto concordante neto.

530 cm de arenisca muy fina maciza. Sobreyace en contacto concordante onduloso.

SOLO USO ACADÉMICO

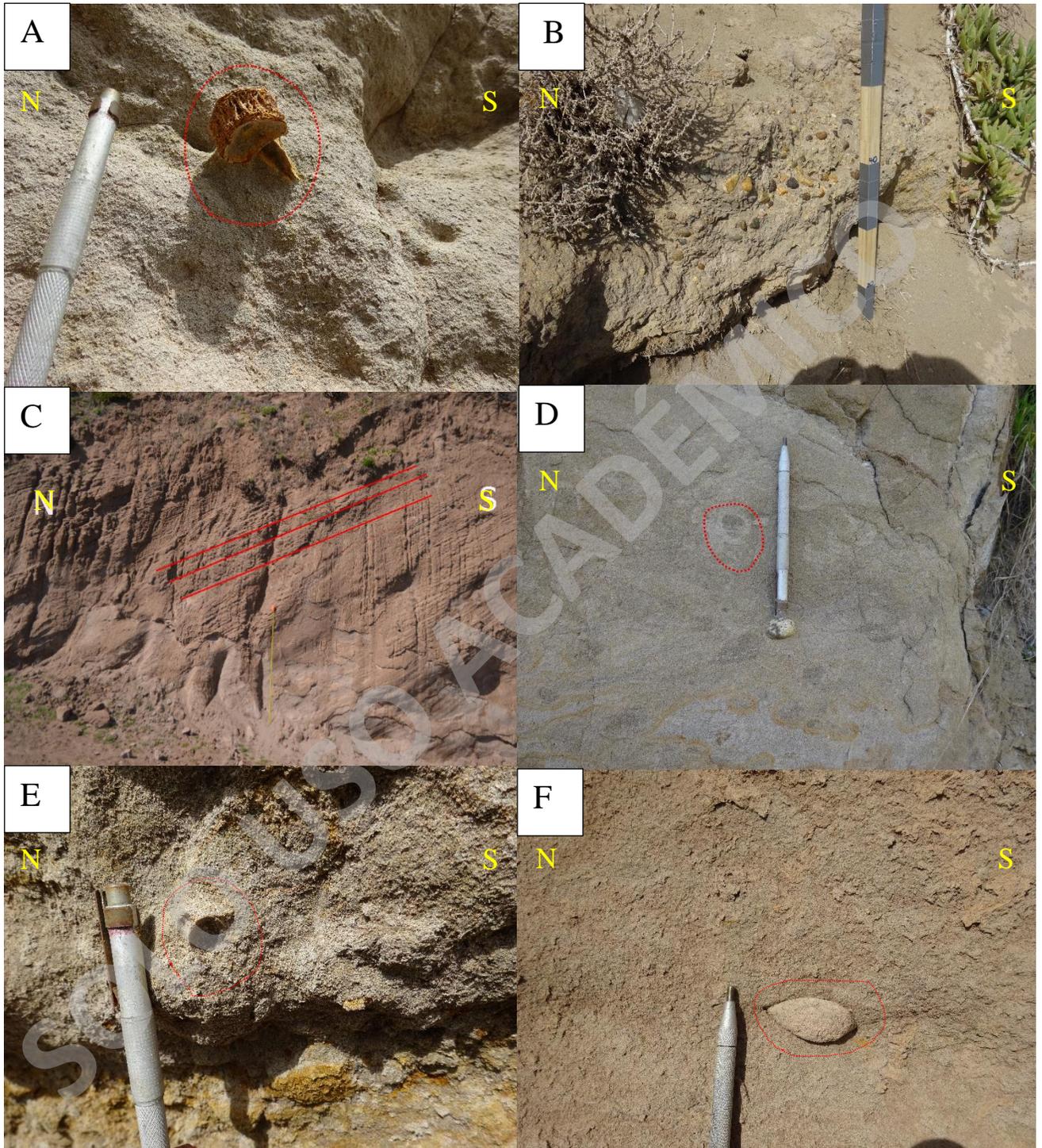


Figura 3.8: Acantilado norte de playa Luna: A) Vertebra de pez; B) Conglomerados matriz-soportado; C) Estratificación cruzada de alto angulo; D) *Ophiomorpha* isp. sección transversal; E) Molde externo de gastrópodo; F) Molde interno de bivalvo

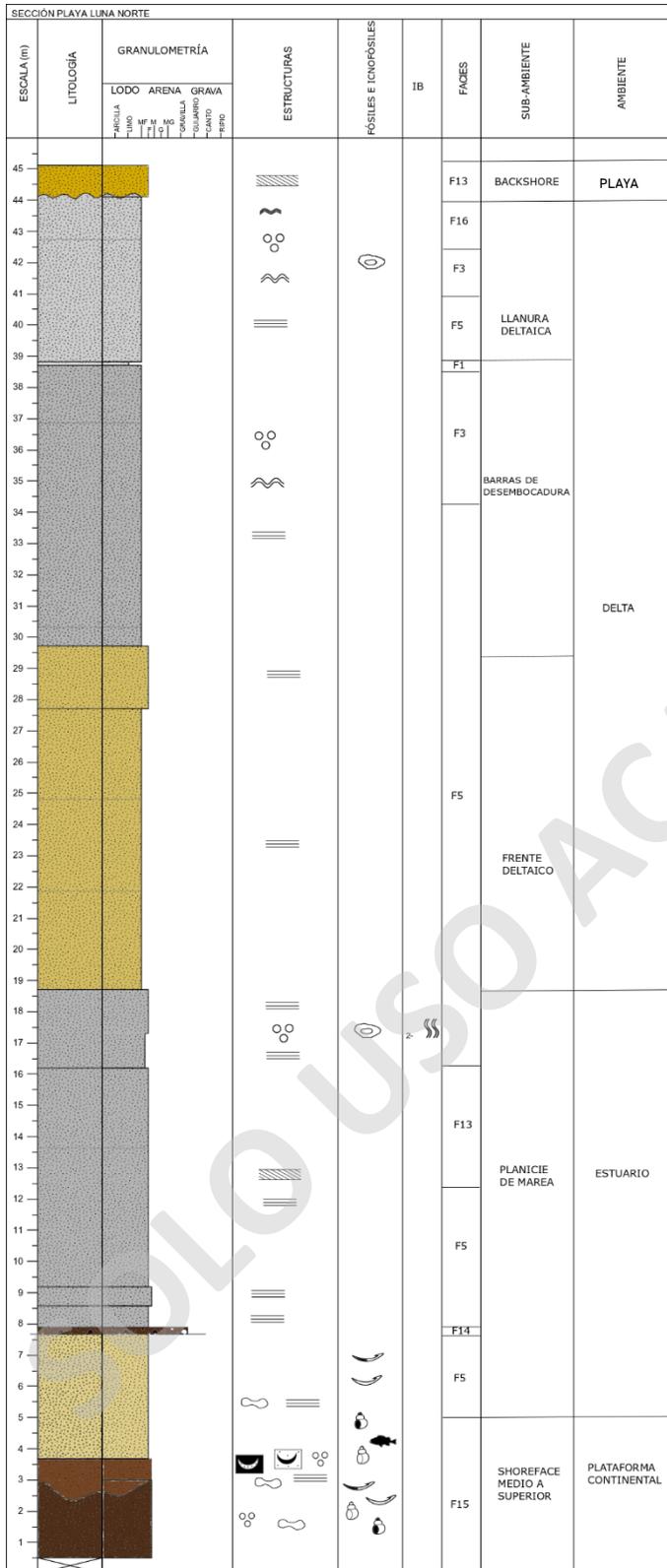


Figura 3.9: Sección norte de playa Luna, escala 1:100 cm

SECCIÓN SUR DE PLAYA LUNA

La sección sur de playa Luna se caracteriza por la presencia de areniscas muy finas a medias y niveles de conglomerados, presentando una potencia total de 17.35 metros. A continuación, se describe la columna realizada (

Figura 3.10 y Figura 3.11)

130 cm de arenisca fina con moldes internos de bivalvo y de gastrópodos, además de patinas arcillosas paralelas a la estratificación. Sobreyace en contacto discordante erosivo a la plataforma de abrasión.

90 cm de arenisca muy fina a fina con laminación paralela mal preservada, oquedades irregulares, además de fósiles de gastrópodos. Sobreyace en contacto concordante neto.

50 cm de arenisca media maciza, polimictica. Sobreyace en contacto concordante neto.

590 cm de contacto cubierto

200 cm de arenisca muy fina polimictica con bioclastos mal preservados. Sobreyace en contacto concordante neto.

190 cm de arenisca fina a media, polimictica con laminación cruzada moderadamente preservada en la base, icnofósiles de *Thalassinoides* isp. y un IB= 1-4. Sobreyace en contacto concordante transicional.

110 cm de arenisca fina, polimictica, maciza. Sobreyace en contacto concordante transicional.

80 cm de contacto cubierto.

220 cm de arenisca media polimictica con laminación cruzada planar de bajo ángulo ($073^{\circ}/03^{\circ}$) en la base, intraclastos subredondeados, moldes externos e internos de bivalvos y gastrópodos. Hacia el techo presenta *Thalassinoides* isp. y *Planolites* isp. de 3 cm aproximadamente con rellenos arcillosos, con un IB= 1-3. Sobreyace en contacto discordante de carácter irregular al nivel anterior.

10 cm de conglomerado clasto-matriz soportado, con matriz de arenisca fina, polimictico. Sobreyace en contacto discordante erosivo.

20 cm de arenisca muy fina con clastos flotantes subredondeados desde 5 cm a 15 cm de diámetro. Sobreyace en contacto concordante neto.

45 cm de conglomerado matriz soportado, con matriz de arena fina, polimítico. Sobreyace en contacto concordante transicional.

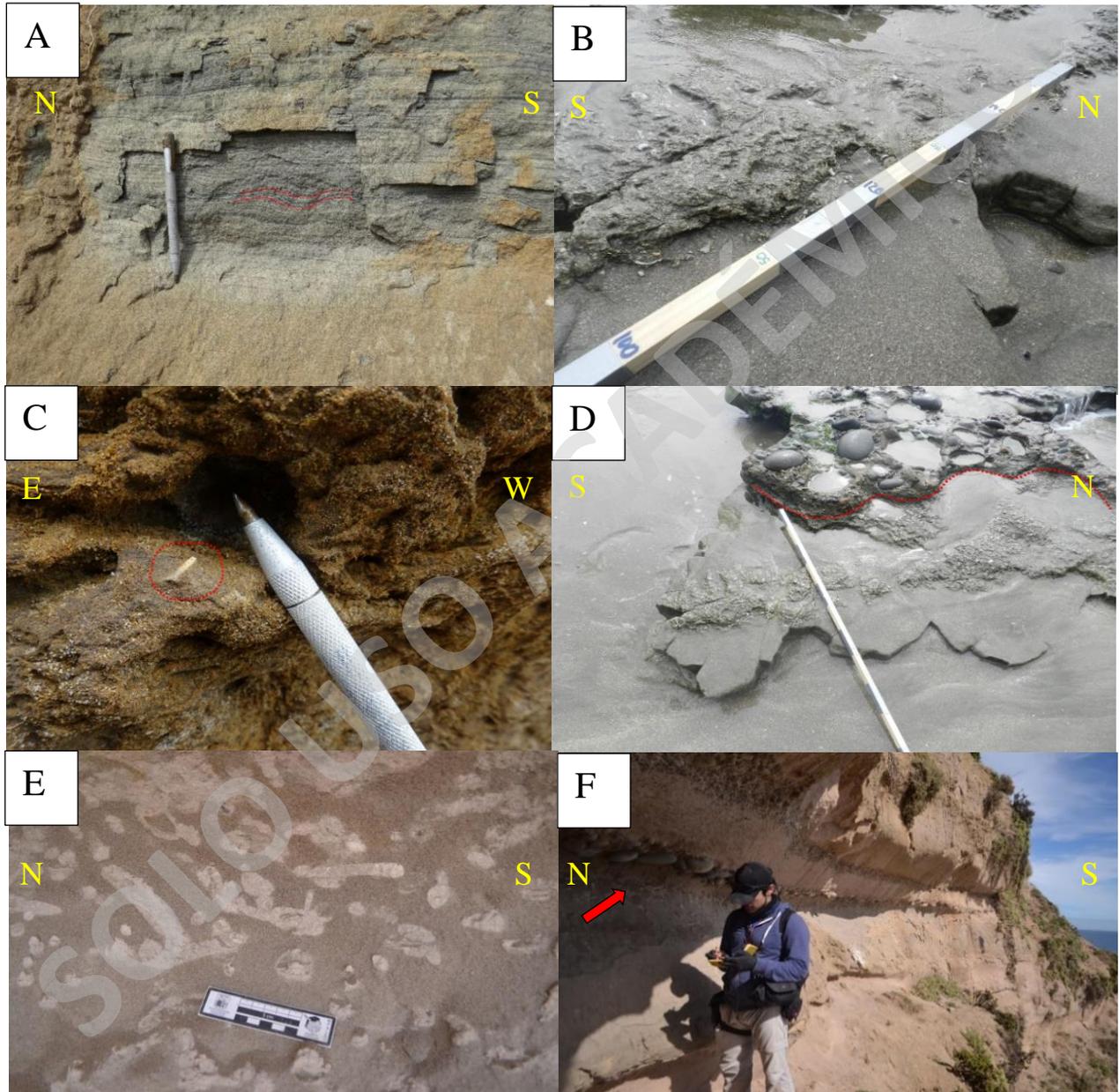


Figura 3.10: Acantilado sur de playa Luna: A) Óndulas; B) Nivel de coquinas; C) Pinzas de crustáceo; D) Contacto erosivo entre coquinas y conglomerados E) *Planolites* isp. (IB: 3) F) Conglomerados clasto-soportados (Indicados por flecha roja)

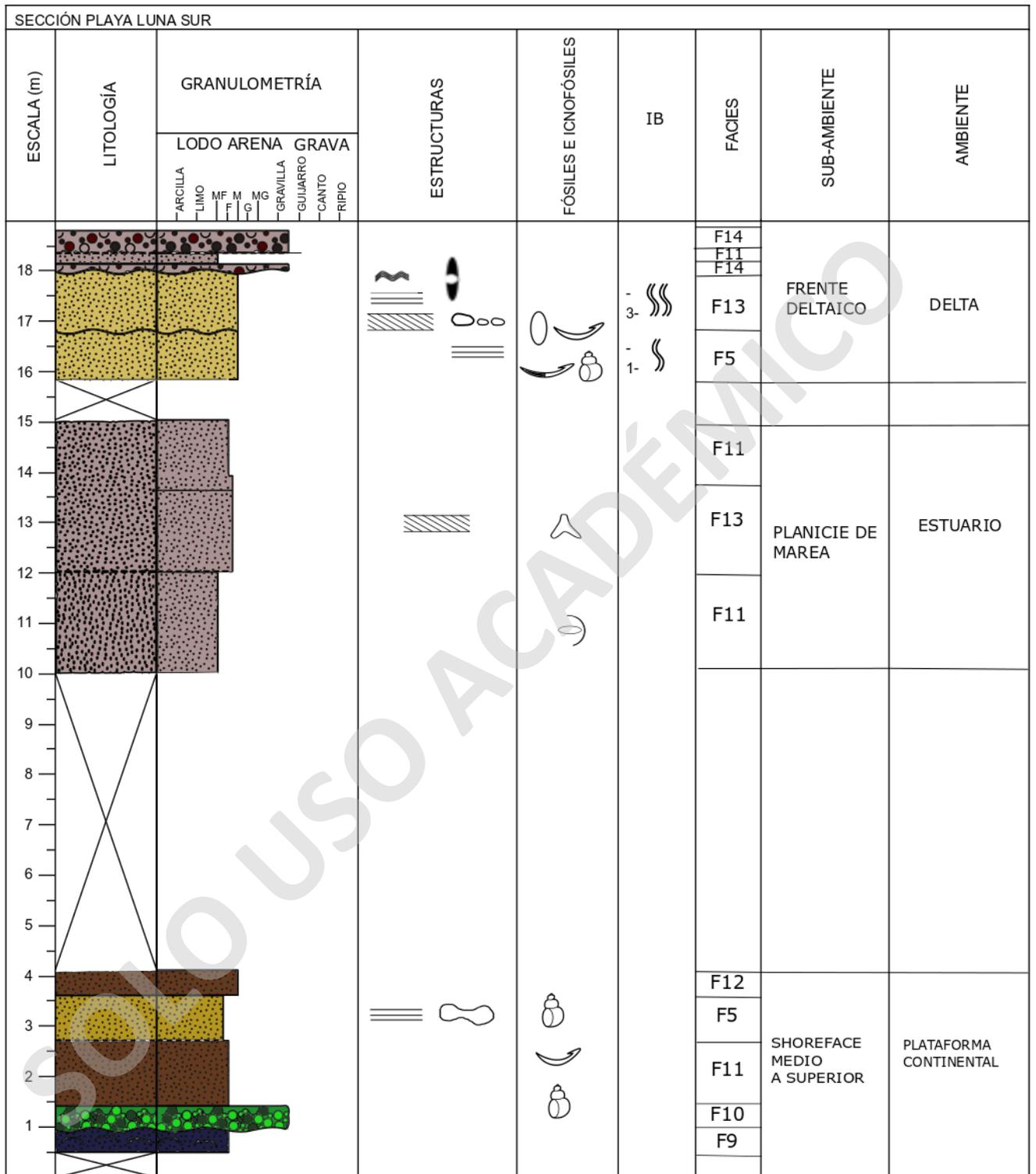


Figura 3.11: Sección sur de playa Luna, escala 1:100

SECCIÓN CALETA HORCÓN

La sección norte de playa Luna se caracteriza por la presencia de areniscas muy finas a muy gruesas, areniscas conglomerádicas, limolitas y arcillolitas, presentando una potencia total de 9.60 metros. A continuación, se describe la columna realizada (Figura 3.12 y Figura 3.13)

10 cm de arcilla maciza. Sobreyace en contacto discordante erosivo al basamento ígneo-metamórfico.

25 cm de arcilla-limo maciza. Sobreyace en contacto concordante ondulado.

70 cm de arenisca muy gruesa con laminación convoluta y calcos de carga. Sobreyace en contacto concordante ondulado.

50 cm de arenisca fina con presencia de oquedades irregulares de 5 cm. Sobreyace en contacto concordante neto.

40 cm de arenisca muy fina a fina con laminación ondulosa, laminación paralela e intraclastos. Sobreyace en contacto concordante transicional.

10 cm de arcillolita-limolita maciza. Sobreyace en contacto concordante neto.

70 cm de arenisca muy gruesa con clastos tamaño gravilla y clastos flotantes redondeados desde tamaño gravilla hasta canto. Sobreyace en contacto concordante neto.

60 cm de arenisca media con laminación paralela y laminación convoluta. Sobreyace en contacto concordante difuso.

130 cm de arenisca media con laminación cruzada de bajo ángulo, laminación paralela, laminación heterolítica, laminación lenticular y laminación ondulosa. Sobreyace en contacto concordante neto.

140 cm de arenisca media a gruesa, maciza con icnofósiles indeterminados (< 10%), además presenta un IB= 1. Sobreyace en contacto concordante ondulado.

120 cm de arenisca media con laminación *flaser*. Sobreyace en contacto concordante neto.

135 cm de alternancia estrato grano decreciente de areniscas medias y conglomerados. Sobreyace en contacto concordante transicional.

100 cm de alternancia estrato grano decreciente desde areniscas medias hasta areniscas muy finas con laminación paralela. Sobreyace en contacto concordante neto.

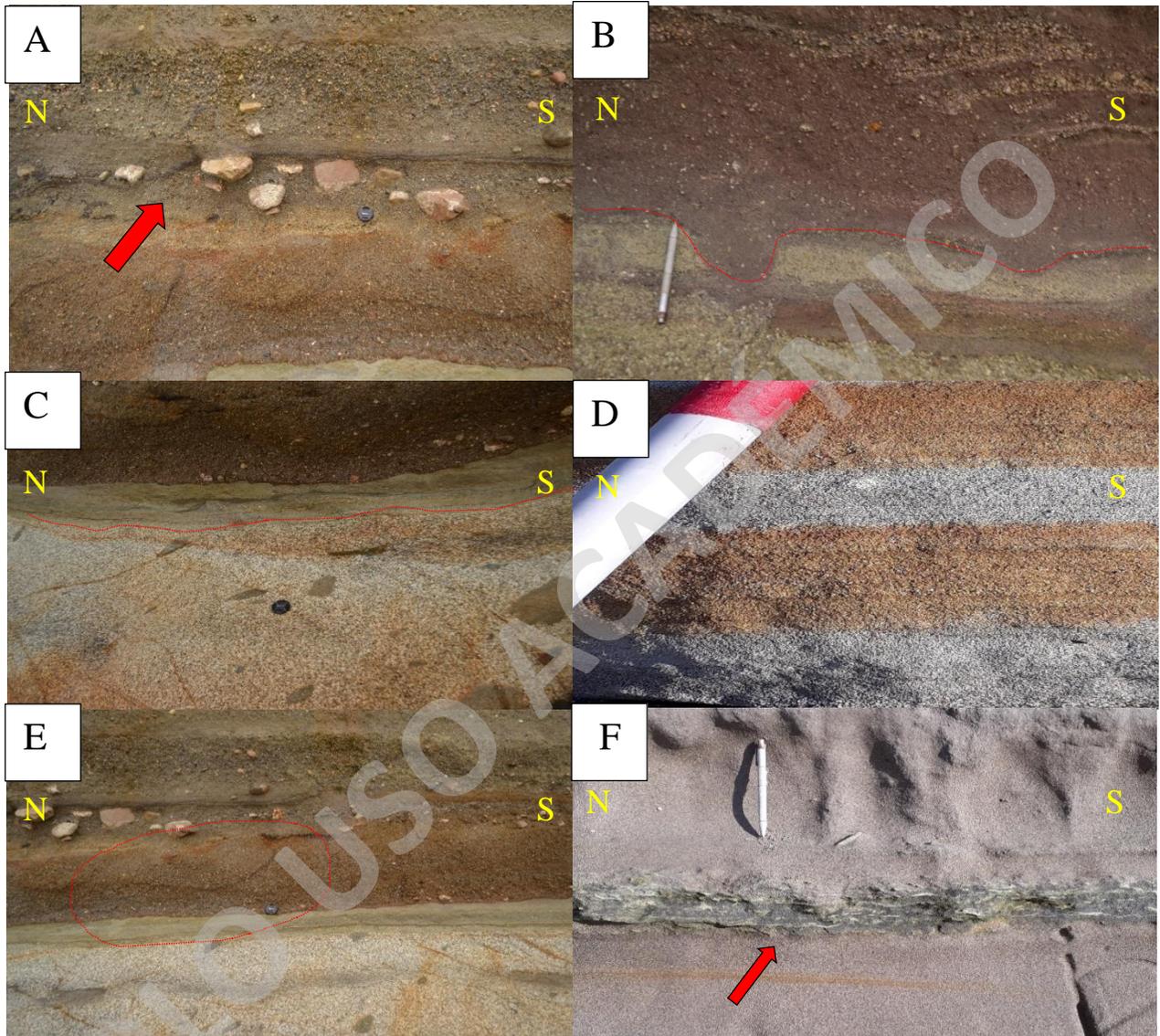


Figura 3.12: Acantilado este de la localidad tipo de Caleta horcón A) Areniscas conglomeradicas; B) Calcos de carga; C) Inconformidad entre basamento ígneo y Formación Horcón; D) Laminación heterolítica; E) Laminación convoluta; F) Laminación flaser

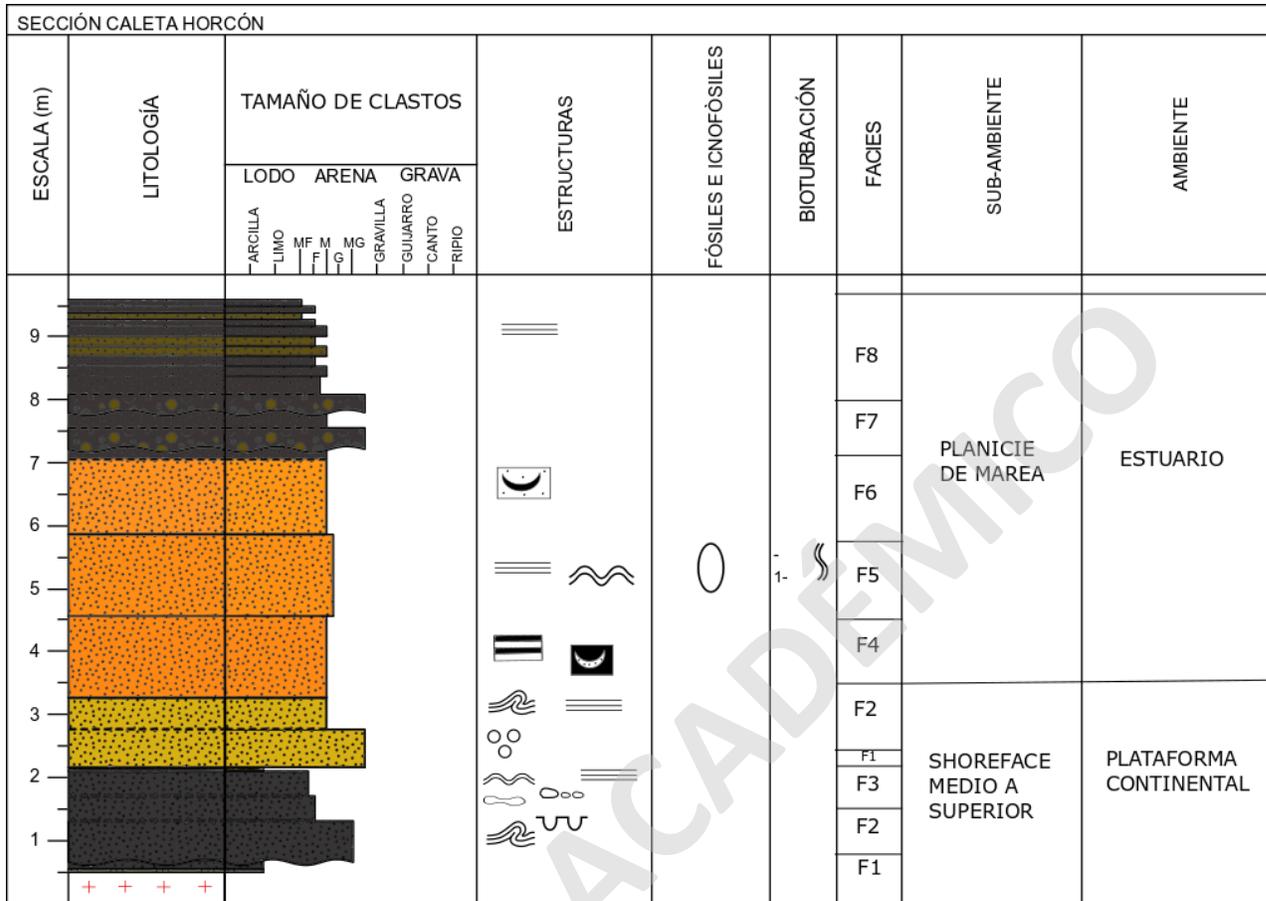


Figura 3.13: Sección Caleta Horcón, escala 1:100

3.2. PETROLOGÍA Y PETROGRAFÍA

La petrología macroscópica del área de estudio, se caracteriza por la presencia de rocas ígneas intrusivas, extrusivas y rocas sedimentarias. En base a la petrografía es posible conocer la información que otorga la roca en cuanto a la textura y la mineralogía presente en la roca. En este contexto es necesario definir cada uno de los clastos de las muestras de roca, previo a la realización de conteo modal.

Las rocas ígneas intrusivas corresponden en mayor parte a monzogranitos y sienogranitos de anfíbola, donde los primeros se componen de anfíbola prismática subhedral de grano medio, entre 0.1 y 0.5 cm (30%), cuarzo masivo anhedral de grano medio a grueso mayores a 0.5 cm (40%), plagioclasa tabular subhedral de grano fino a medio, entre 0.1 y 0.5 cm (10%), biotita micácea

subhedral de grano fino a medio, entre 0.1 y 0.5 cm (10%), feldespato potásico masivo anhedral de grano medio a grueso, mayores a 0.5 cm (10%). Los segundos se componen de cuarzo masivo anhedral de grano medio a grueso mayores a 0.5 cm (25%), anfíbola anhedral-subhedral prismática y tabular de grano fino a medio, entre 0.1 y 0.5 cm (30%), plagioclasa tabular subhedral de grano fino a medio, entre 0.1 y 0.5 cm (15%), feldespato potásico masivo anhedral de grano fino a medio entre 0.1 y 0.5 cm (20%), biotita micácea subhedral de grano fino menores a 0.1 cm (10%).

Las rocas ígneas extrusivas encontradas en la zona corresponden a lavas andesíticas de hornblenda, las que se componen de masa fundamental (85%) y de fenocristales (15%), los que se componen de cuarzo masivo anhedral de grano medio, entre 0.1 y 0.5 cm (2%), plagioclasa tabular subhedral de grano medio, entre 0.1 y 0.5 cm (10%) y anfíbola tabular subhedral de grano fino menor a 0.1 cm (3%).

Las rocas sedimentarias corresponden principalmente a sublitanitas, litarenitas, arcosas y subarcosas, las cuales varían en la composición de sus cementos silíceos a férricos. Las sublitanitas evidencian matriz de arena muy fina (5%) y de fragmentos mayores (95%), los que se componen de cuarzo desde tamaño arena fina hasta arena gruesa, menor a 2 cm (65%), plagioclasa desde tamaño arena fina hasta arena media menor a 0.5 cm (5%), feldespato potásico de tamaño arena media menor a 5 cm (20%) y fragmentos de roca desde tamaño arena media hasta arena gruesa, entre 0.2 y 2 cm (10%). Las litarenitas evidencian matriz de limo (8%) y fragmentos mayores (92%), los que se componen de cuarzo subredondeado con esfericidad moderada a buena, que varía desde tamaño arena fina hasta arena media menor a 0.2 cm (45%), plagioclasa subredondeada con esfericidad moderada, que varía desde tamaño arena fina hasta arena media menor a 0.2 cm (10%), feldespato potásico subredondeado con esfericidad moderada, que varía de tamaño arena media menor a 0.2 cm (22%), fragmentos de roca subangulosos a subredondeados con esfericidad moderada, que varían desde tamaño arena fina hasta arena media menor a 0.2 cm (23%).

Las subarcosas evidencian matriz de arena muy fina (5%) y fragmentos mayores (95%) que se componen de cuarzo desde tamaño arena fina hasta arena gruesa menor a 2 cm (65%), plagioclasa desde tamaño arena fina hasta arena media menor a 0.5 cm (5%), feldespato potásico de tamaño arena media menor a 0.5 cm (20%), fragmentos de roca desde tamaño arena media hasta arena gruesa menor a 2 cm (10%)

Se describen a continuación 8 cortes transparentes de areniscas pertenecientes a la Formación Horcón. (Figura 3.14, Figura 3.15 y Figura 3.16)

Muestra 190406/3: Arenisca de grano muy fino, de selección moderada, con un 75% de esqueleto, matriz soportada, con clastos subangulosos a subredondeados con esfericidad media de tamaño desde 0.2 mm a 0.5 mm. La matriz es un 15% y presenta clastos tamaño limo, subredondeados con buena selección. Los contactos entre los clastos son longitudinales, siendo flotantes y puntuales. La roca es inmadura texturalmente presenta madurez composicional buena. Compuesta por 5% de fragmentos líticos extrusivos, 3% de fragmentos líticos intrusivos, 1% de fragmentos líticos metamórficos, 30% de cuarzo monocristalino, 15% de cuarzo policristalino, 5% de plagioclasa, 4% de feldespato potásico, 5% de anfíbolos, 1% de piroxeno, 2% de micas blancas, 2% de epidota, 25% de minerales opacos y 2% de glauconita re TRABAJADA. El cemento es un 10%, de composición silícea, del tipo sintaxial y pelicular.

Muestra 190406/4: Arenisca de grano fino hasta grueso de selección moderada, con un 85% de esqueleto, matriz y clasto soportada en algunos sectores, con clastos subredondeados con esfericidad media, que varían en tamaño desde 0.2 mm hasta 0.5 mm. La matriz es de un 10% y presenta clastos tamaño limo-arcilla subredondeados con buena selección. Los contactos entre los clastos son mayormente puntuales, flotantes y tangentes. La roca es madura texturalmente y presenta madurez composicional buena. Compuesta por 4% de fragmentos lítico intrusivos, 6% de fragmentos líticos extrusivos, 3% de fragmentos líticos sedimentarios, 1% de fragmentos líticos metamórficos, 33% de cuarzo monocristalino, 9% de cuarzo policristalino, 2% de feldespato potásico, 3% de plagioclasa, 2% de epidota, 1% de micas blancas, 1% de piroxeno, 2% de anfíbola, 1% de glauconita autógena y re TRABAJADA, 2% de algas rojas redondeadas y 30% de minerales opacos. El cemento es de 5%, de composición silícea, del tipo poiquilotópico y sintaxial.

Muestra 190406/5: Arenisca de grano fino a medio, de selección moderada a buena, con un 85% de esqueleto, clasto soportada, con clastos subangulosos con esfericidad media los que varían en tamaño desde 0.1 mm a 0.7 mm. La matriz es de un 10% presenta clastos subredondeados con buena selección. Los contactos entre los clastos son puntules y tangentes. La roca es inmadura texturalmente y presenta madurez composicional moderada. Compuesta por 5% de fragmentos lítico intrusivos, 8% de fragmentos líticos sedimentarios, 5% de fragmentos líticos extrusivos, 1% de fragmentos líticos metamórficos y 3% de fragmentos líticos indiferenciados, 30% de cuarzo

monocristalino, 15% de cuarzo policristalino, 3% de feldespato potásico, 5% de plagioclasa, 3% de glauconita autógena, 2% de anfíbola, 2% de micas blancas, 15% de minerales opacos y 3% de minerales indiferenciados. El cemento es un 5%, de composición silíceo, del tipo poiquilotópico y sintaxial.

Muestra 190407/4: Arenisca de grano fino a medio, de selección moderada, con un 85% de esqueleto, clasto soportada, con clastos subangulosos a subredondeados con esfericidad media, los que varían en tamaño desde 0.1 mm a 0.8 mm. La matriz es un 10% y presenta clastos tamaño limo subredondeados con buena selección. Los contactos entre los clastos se presentan longitudinales siendo puntules y tangentes. La roca es submadura texturalmente y presenta madurez composicional moderada. Compuesta por 10% de fragmentos líticos extrusivos, 5% de fragmentos lítico intrusivos, 7% de fragmentos líticos sedimentarios, 28% de cuarzo monocristalino, 8% de cuarzo policristalino, 4% de anfíbolos, 5% de plagioclasa, 3% de feldespato potásico, 4% de glauconita autógena y retrabajada, 1% de epidota, 20% de minerales opacos y 5% % de minerales indiferenciados. El cemento es un 5%, de composición silíceo, del tipo sintaxial y circungranular.

Muestra 190407/5: Arenisca de grano fino a medio, de mala selección, con un 90% de esqueleto, clasto soportada y matriz soportada, con clastos subangulosos a subredondeados con esfericidad media a buena, los que varían en tamaño desde 0.1 mm a 0.5 mm. La matriz es un 6% y presenta clastos tamaño limo-arcilla subredondeados con buena selección. Los contactos entre los clastos se presentan longitudinales siendo puntules y tangentes. La roca es madura texturalmente y presenta madurez composicional moderada. Compuesta por 5% de fragmentos líticos extrusivos, 15% de fragmentos líticos sedimentarios, 2% de fragmentos líticos metamórficos, 35% de cuarzo monocristalino, 10% de cuarzo policristalino, 15% de plagioclasa, 3% de feldespato potásico, 4% de glauconita autógena y retrabajada, 2% de anfíbola, 15% de minerales opacos y 4% de minerales indiferenciados. El cemento es un 4%, de composición silíceo, del tipo sintaxial y circungranular.

Muestra 190407/6: Arenisca de grano fino a grueso, de mala selección, con un 85% de esqueleto, clasto soportada, con clastos subredondeados con esfericidad media a buena, los que varían en tamaño desde 0.2 mm a 1.5 mm. La matriz es un 10% y presenta clastos tamaño arena muy fina subredondeados con buena selección. Los contactos entre los clastos se presentan longitudinales siendo puntuales, flotantes y tangentes. La roca es madura texturalmente y presenta madurez composicional moderada. Compuesta por 12% de fragmentos líticos extrusivos, 8% de fragmentos

líticos sedimentarios, 30% de cuarzo monocristalino, 10% de cuarzo policristalino, 2% de feldespato potásico, 10% de plagioclasa, 3% de glauconita retrabajada, 3 % de anfíbolas , 4% de micas blancas, 15% de minerales opacos y 3% de algas rojas redondeadas. El cemento es un 5%, de composición silíceo, del tipo sintaxial, pelicular y acicular isópaco.

Muestra 190407/7: Arenisca de grano fino a medio, de moderada selección, con un 90% de esqueleto, clasto soportada y matriz soportada, con clastos subangulosos a subredondeados con esfericidad media, los que varían en tamaño desde 0.2 mm a 0.6 mm. La matriz es un 6% y presenta clastos tamaño arena muy fina subredondeados con buena selección. Los contactos entre los clastos se presentan longitudinales siendo puntules y flotantes. La roca es madura texturalmente y presenta madurez composicional moderada. Compuesta por 8% de fragmentos líticos extrusivos, 5% de fragmentos líticos intrusivos, 10% de fragmentos líticos sedimentarios, 35% de cuarzo monocristalino, 10% de cuarzo policristalino, 8% de plagioclasa, 2% de glauconita retrabajada, 4% de feldespato potásico, 4% de piroxeno, 5% de anfíbola y 20% de minerales opacos. El cemento es un 4%, de composición silíceo, del tipo circungranular y sintaxial.

Muestra 190407/8: Arenisca de grano fino a medio, de moderada selección, con un 85% de esqueleto, clasto soportada y matriz soportada, con clastos subangulosos a subredondeados con esfericidad media a buena, los que varían en tamaño desde 0.1 mm a 0.5 mm. La matriz es un 10% y presenta clastos tamaño limo-arcilla subredondeados con buena selección. Los contactos entre los clastos se presentan longitudinales siendo puntuales y tangentes. La roca es madura texturalmente y presenta madurez composicional moderada. Compuesta por 10% de fragmentos líticos extrusivos, 3% de fragmentos líticos intrusivos, 10% de fragmentos líticos sedimentarios, 30% de cuarzo monocristalino, 10% de cuarzo policristalina, 8% de plagioclasa, 7% de feldespato potásico, 5% de anfíbola, 3% de glauconita retrabajada, 10% de minerales opacos y 5 % de minerales indiferenciados. El cemento es un 5%, de composición silíceo, del tipo sintaxial y pelicular.

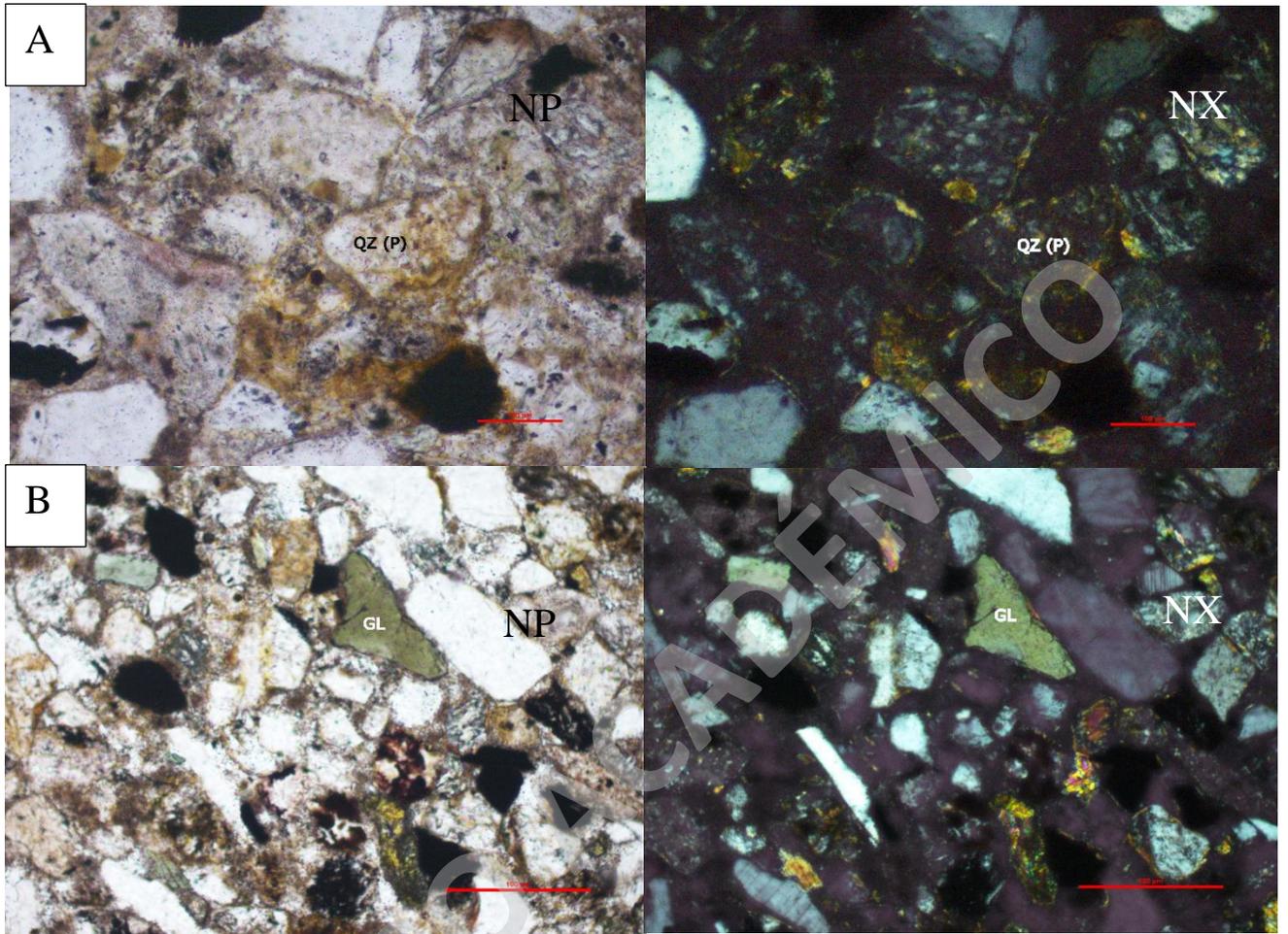


Figura 3.14: Cortes transparentes de muestras recolectadas el acantilado norte de playa Quirilluca: Muestra 190406/3:

A) Cemento circungranular; Qz (P): cuarzo policristalino B) GL: glauconita autógena (escala 0.1 mm)

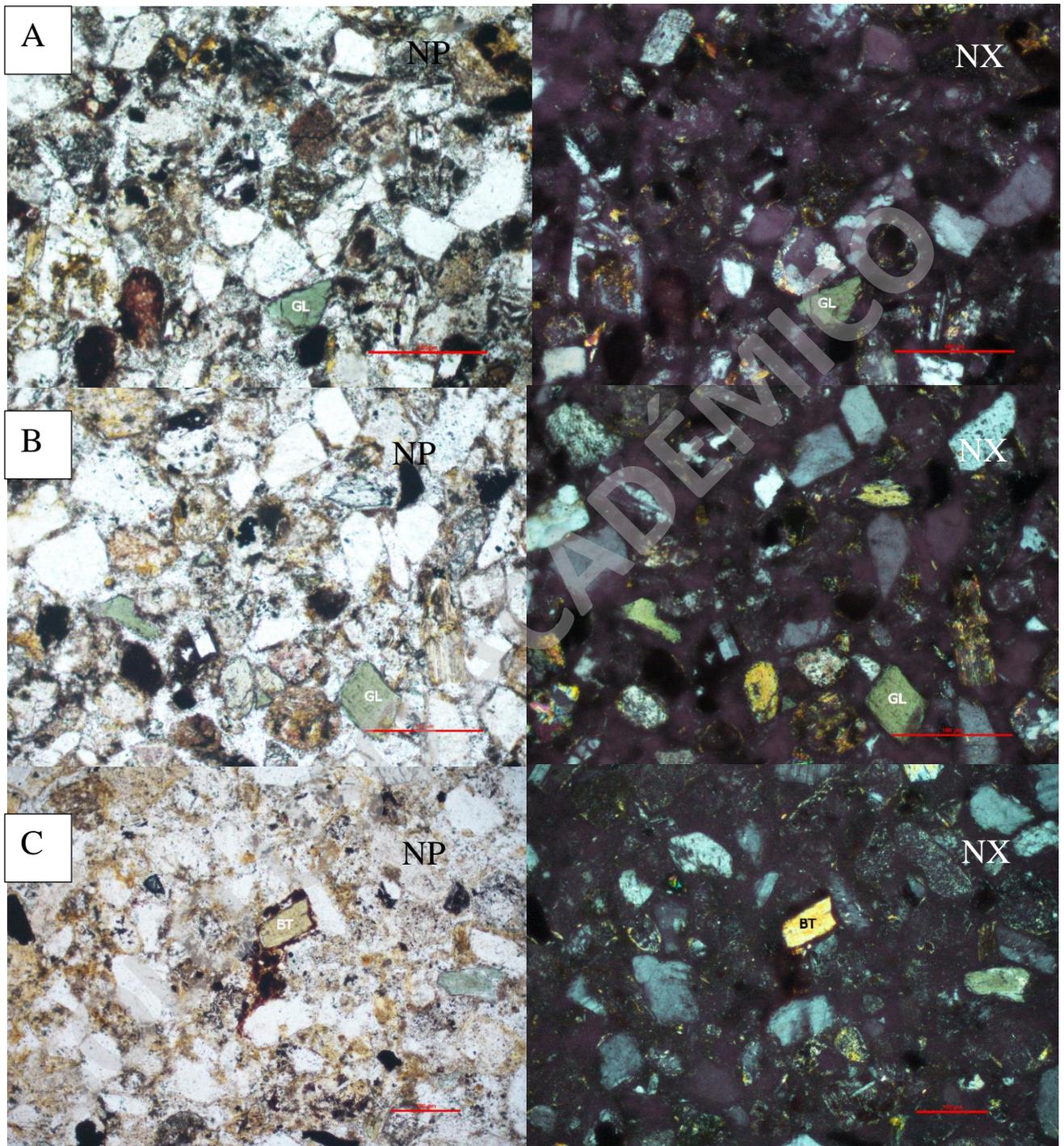


Figura 3.15: Cortes transparentes de muestras recolectadas el acantilado norte de playa Quirilluca: A) Muestra 190406/4: Glauconita autógena; cuarzo monocristalino B) Muestra 190406/5: GL: Glauconita autógena; cuarzo monocristalino, plagioclasa, anfíbola y fragmentos líticos indiferenciados C) Muestra 190406/5: Cemento syntaxial en biotita, cuarzo monocristalino (escala: 0.1 mm)

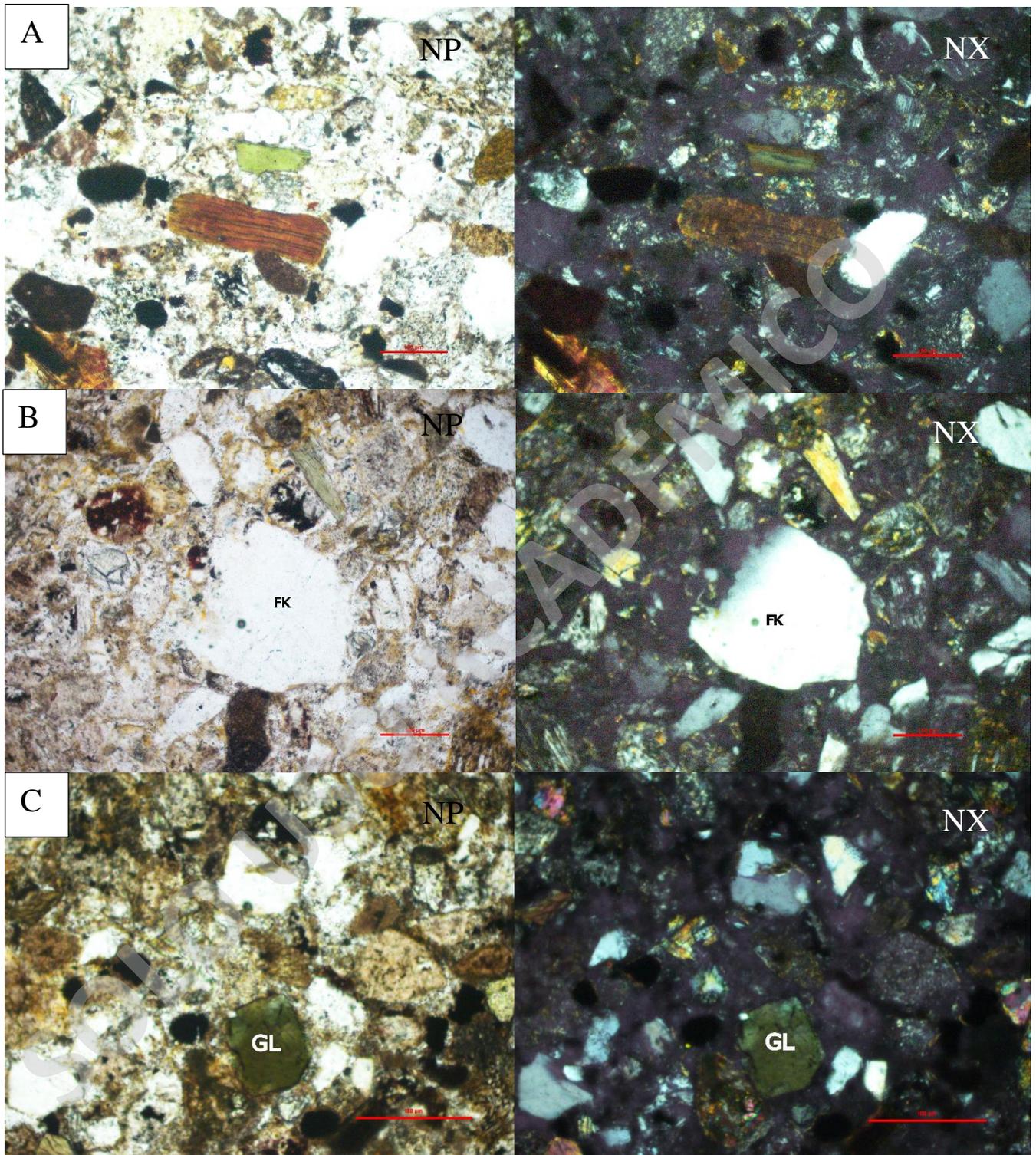


Figura 3.16: Cortes transparentes de muestras recolectadas el acantilado sur de playa Quirilluca: A) Muestra 190407/6: Alga roja redondeada, anfíbolos y cuarzo monocristalino; B) Muestra 190407/8: FK: feldespato potásico; plagioclasas y anfíbolos C) Muestra 190407/7: GL: glauconita autógena y cuarzo monocristalino (escala 0.1 mm)

3.3. CONTEO MODAL

El método de conteo modal permite estimar la abundancia relativa de los minerales que contienen la roca sedimentaria, es decir, mediante el conteo de los clastos individualmente al microscopio para posteriormente ser clasificados (Arche y Millares, 2010). Los porcentajes de representación de los componentes detríticos de una arenisca pueden obtenerse con un contaje de 385 puntos, que arroja un valor máximo de error del 5%. El método de Gazzi-Dickinson, propuesto por Ingersoll *et al.* (1984), consiste en la realización de un conteo de los clastos mayores a 0.0625 mm en areniscas, ignorando elementos como la matriz, cemento, y vetillas (Arche y Millares, 2010; Figura 3.17)

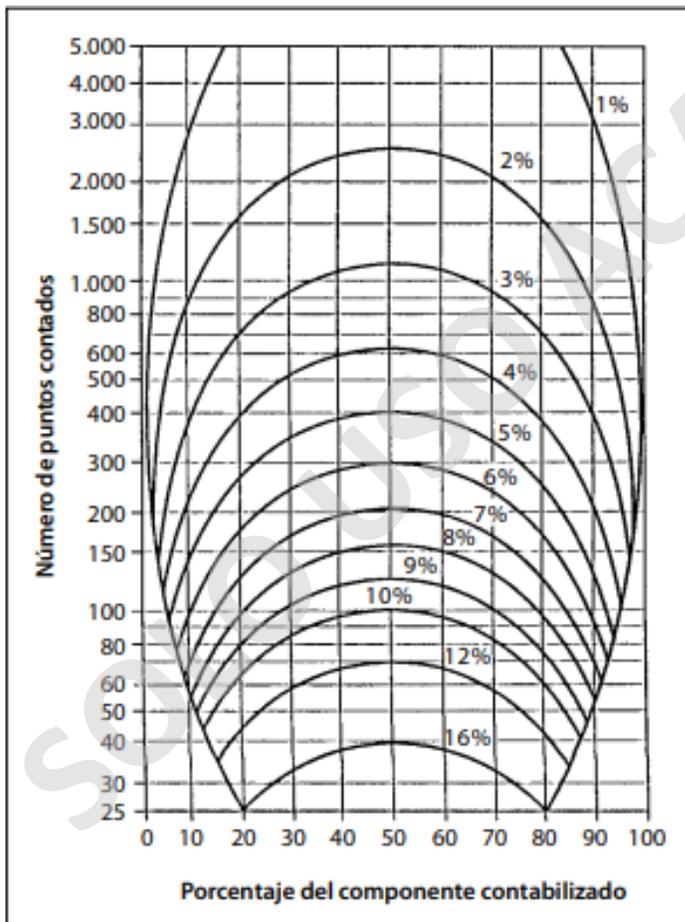


Figura 3.17: Ábaco para el cálculo del error cometido en el proceso de contaje en función del número de puntos contabilizados y del porcentaje del componente analizado. Modificado de Van der Plas y Tobi (1965).

Se realizó la selección de 8 muestras extraídas de diferentes puntos de los afloramientos estudiados en las salidas, los que corresponden a los acantilados sur y norte del sector de playa Quirilluca. Las muestras extraídas presentan una baja meteorización y son maduras. Los puntos contados por muestras son un total de 400 (.

Tabla 2).

Tabla 2: Tabla de conteo modal; Qt: Cuarzo total (cuarzo policristalino + cuarzo monocristalino); Qp: Cuarzo policristalino; Qm: Cuarzo monocristalino; F: Feldespatos (Feldespato potásico + plagioclasa); L: Fragmentos líticos; Lt: Fragmentos líticos totales (fragmentos líticos + cuarzo policristalino)

MUESTRAS	Q	F	L	Qm	F	L
190406/3	118	53	109	91	36	136
190406/4	122	68	116	91	68	147
190406/5	144	76	95	100	76	139
190407/4	150	73	89	96	73	143
190407/5	141	87	90	90	87	141
190407/6	128	89	103	79	89	152
190407/7	127	55	84	79	55	132
190407/8	184	64	59	123	64	120

En el diagrama Q-F-L propuesto por Dickinson *et al.* (1983) y Dickinson *et al.* (1985), las muestras de areniscas pertenecientes a la Formación Horcón en los sectores norte y sur de playa Quirilluca, se proyectan en mayor concentración en el campo de orógeno reciclado, sin embargo, se encuentran muy cercanas al límite con un arco disectado. Las muestras que no siguen la tendencia corresponden a 190407/6 que se sitúa en arco disectado y la muestra 190407/8 la cual se sitúa en orógeno reciclado, pero más alejada del resto (Figura 3.18).

En este contexto se evidencia una tendencia desde un campo de proveniencia de arco disectado hasta una de orógeno reciclado debido al aumento de porcentaje de cuarzo total.

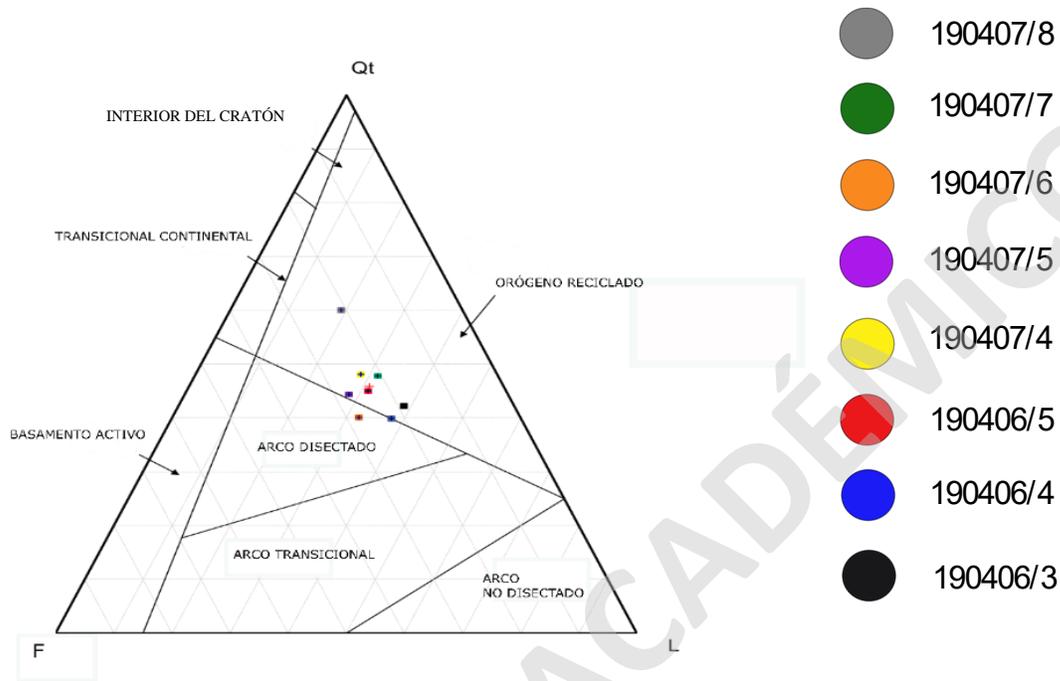


Figura 3.18: Triángulo Q-F-Lt (Modificado de Dickinson *et al.*, 1983)

En el diagrama Qm-F- Lt propuesto por Dickinson *et al.* (1983) y Dickinson *et al.* (1985), las muestras se proyectan en mayor concentración en lo que respecta a un arco. Las muestras que no siguen la tendencia corresponden a 190406/3 que se sitúa en transicional reciclado, la muestra 190407/6 que se sitúa en arco transicional y la muestra 190407/8 que se sitúa en arco mixto. (Figura 3.19).

En este se evidencia una tendencia desde un campo de proveniencia de arco disectado hasta uno de transicional reciclado, debido al aumento de porcentaje de cuarzo policristalino y fragmentos líticos.

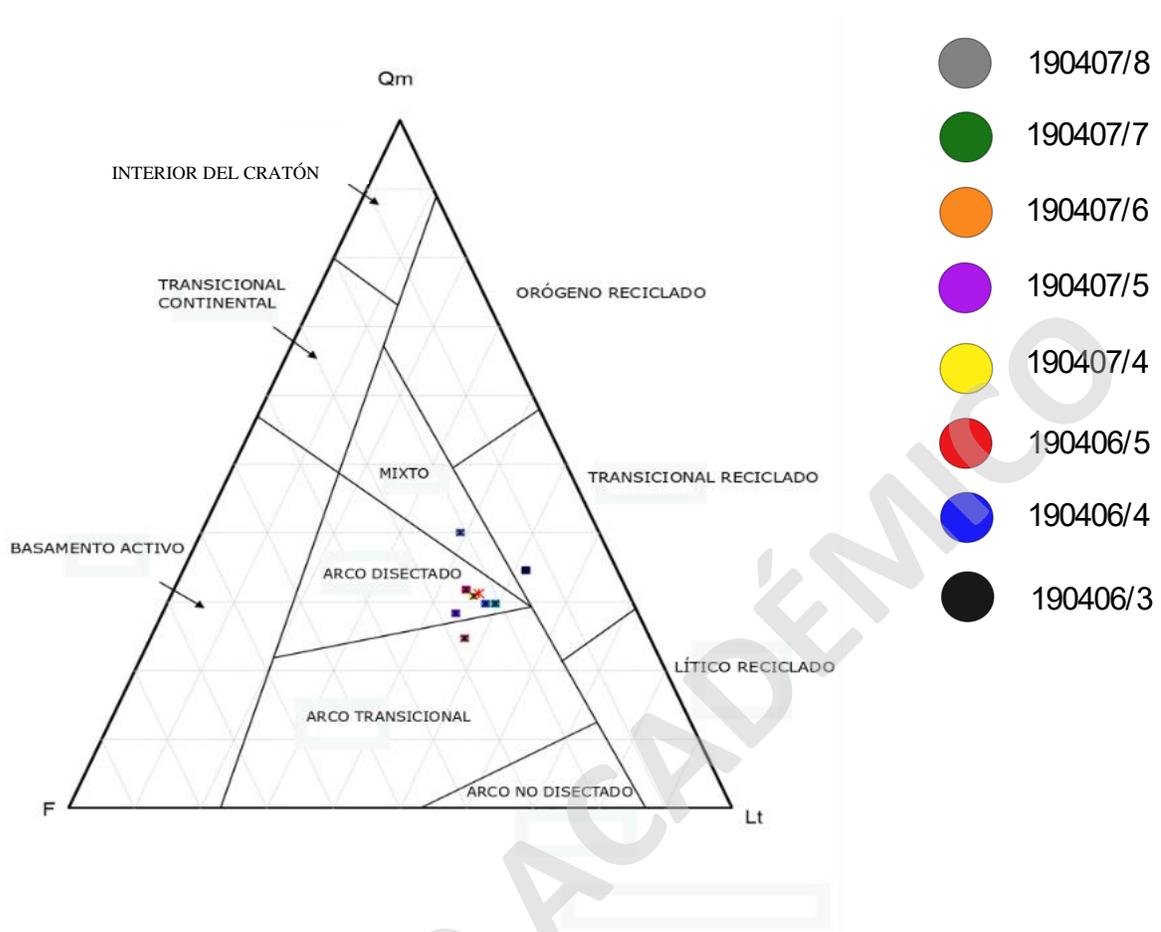


Figura 3.19: Triángulo Qm-F.Lt (Modificado de Dickinson *et al.*, 1983)

En el diagrama Q-F- Lt propuesto por Weltje. (2006) las muestras se proyectan en mayor concentración en lo que respecta a una proveniencia de arco magmático. Las muestras que no siguen la tendencia corresponden a 190406/3, 190407/7 y 190407/8 que se concentran en el campo de proveniencia de orógeno reciclado. (Figura 3.20)

En este contexto se evidencia una tendencia desde un campo de proveniencia de arco magmático hasta uno de orógeno reciclado, debido al aumento de porcentaje de cuarzo.

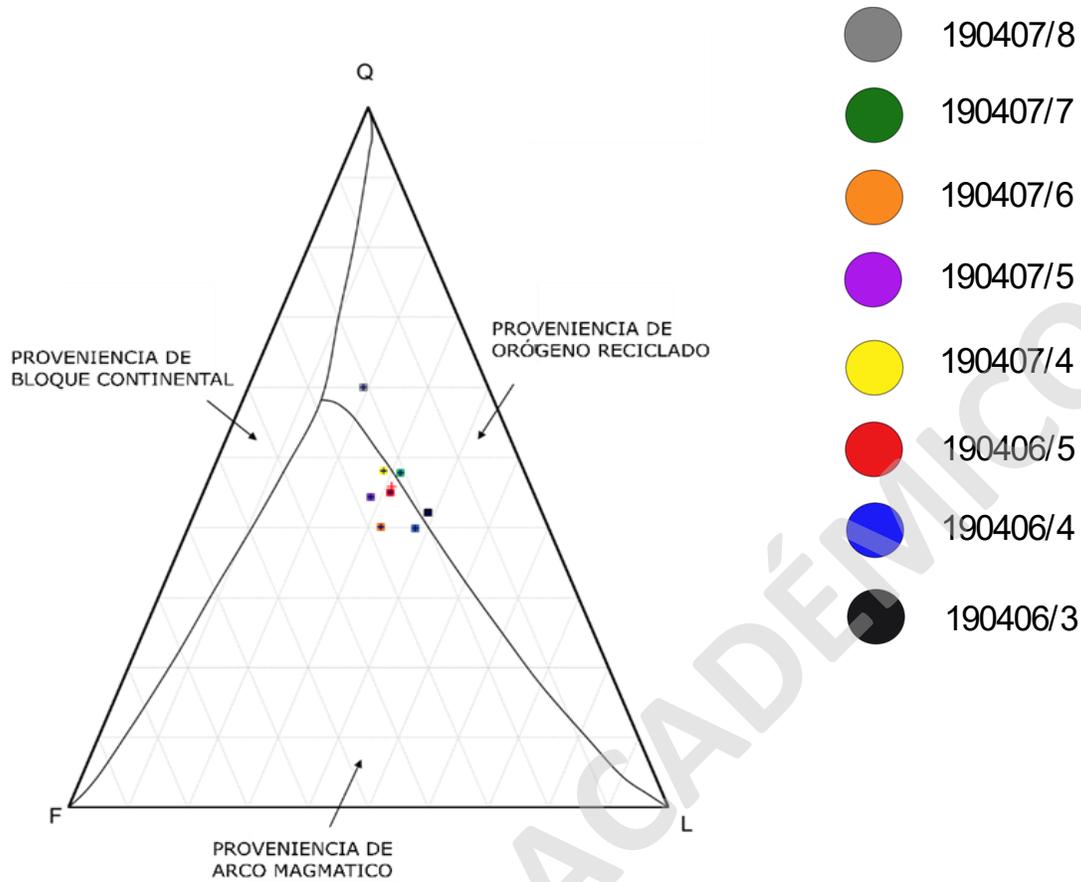


Figura 3.20: Triángulo Q-F-Lt (Modificado de Weltje, 2006)

En el diagrama Qm-F- Lt propuesto por Weltje (2006), las muestras se proyectan en mayor concentración en lo que respecta a una proveniencia de arco magmático. Las muestras que no siguen la tendencia corresponden a 190406/3 y 190407/8 que se concentran en el campo de proveniencia de orógeno reciclado (Figura 3.21).

En este contexto se evidencia una tendencia desde un campo de proveniencia de arco magmático hasta una de orógeno reciclado, debido al aumento de porcentaje de cuarzo policristalino y fragmentos líticos.

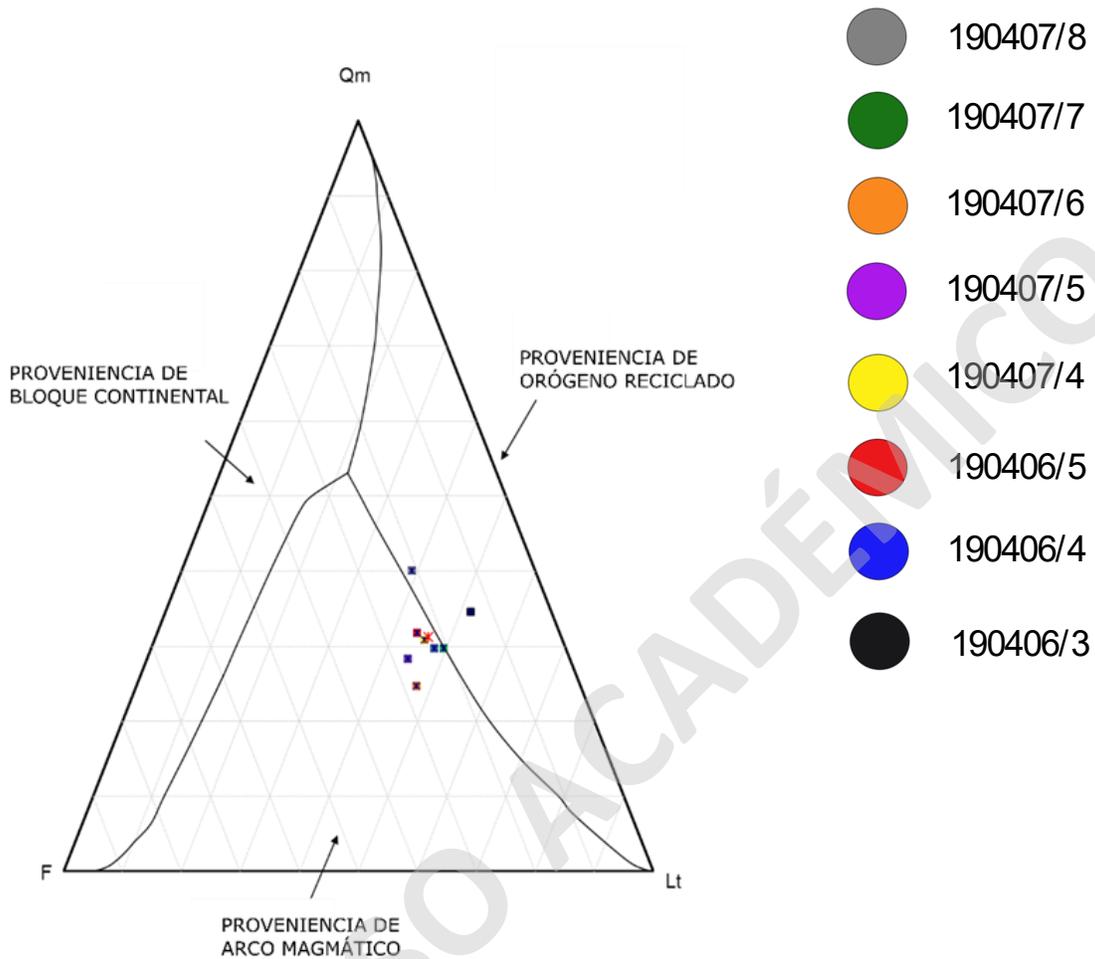


Figura 3.21: Triángulo Qm-F-Lt (Modificado de Weltje, 2006)

Las muestras proyectadas en los diagramas propuestos por Dickinson *et al.* (1983) y por Weltje. (2006) revelan que la mayor cantidad de estas se concentran en un campo de arco disectado y en un campo de proveniencia de arco magmático respectivamente.

3.4. FACIES SEDIMENTARIAS

El termino facies sedimentarias se define como un conjunto de características de un cuerpo de roca, las que se pueden diferenciar en base a su litología, estructuras sedimentarias, composición, relaciones de contacto y contenido fósil (Selley, 1970).

En los niveles estudiados en las salidas de campaña se reconocieron 15 litofacies (Tabla 3), las cuales posteriormente fueron agrupadas en 6 asociaciones de facies, en base a criterios litológicos y depositacionales. Las asociaciones de facies sugieren un sub-ambiente sedimentario, dónde, una sucesión de estas asociaciones revela un ambiente sedimentario (Figura 3.22, Figura 3.23, Figura 3.24, Figura 3.25, Figura 3.26, Figura 3.27, Figura 3.28 y Figura 3.29).

Facies F1: Limolita maciza

Interpretación: Flujo laminar de baja energía con depositación en masa.

Facies F2: Areniscas conglomerádicas a medias con laminación convoluta

Interpretación: Flujo turbulento por tracción de alta energía con depositación agradacional

Facies F3: Areniscas finas con laminación ondulosa

Interpretación: Flujo turbulento por tracción de moderada energía con depositación agradacional.

Facies F4: Areniscas finas a medias con laminación heterolítica

Interpretación: Flujo turbulento por tracción unidireccional de moderada energía con depositación agradacional.

Facies F5: Areniscas medias a gruesas con estratificación plano paralela

Interpretación: Flujo turbulento por tracción, unidireccional, de moderada energía con depositación agradacional.

Facies F6: Areniscas medias con laminación flaser

Interpretación: Flujo turbulento por tracción de moderada a baja energía con depositación agradacional.

Facies F7: Intercalación de areniscas finas a medias macizas con areniscas conglomerádicas macizas.

Interpretación: Flujo laminar gravitacional de moderada a alta energía con depositación agradacional.

Facies F8: Intercalación estratogranodecreciente de areniscas medias a muy finas

Interpretación: Flujo turbulento, gravitacional, que varía de alta a baja energía con depositación agradacional.

Facies F9: Coquinas arenosas macizas

Interpretación: Flujos turbulentos submareales de alta energía con depositación agradacional.

Facies F10: Conglomerado clasto-soportado macizo

Interpretación: Flujo laminar submareal de alta energía con depositación en masa

Facies F11: Areniscas muy finas a finas macizas

Interpretación: Flujo laminar gravitacional de baja a moderada energía con depositación en masa.

Facies F12: Areniscas medias a gruesas macizas

Interpretación: Flujo laminar gravitacional de moderada energía con depositación en masa

Facies F13: Areniscas finas medias con laminación cruzada de bajo ángulo

Interpretación: Flujo turbulento por tracción con depositación agradacional.

Facies F14: Conglomerado matriz-soportado con imbricación

Interpretación: Flujo turbulento por tracción debido a canales subacuosos de alta energía con depositación agradacional.

Facies F15: Areniscas finas con laminación lenticular

Interpretación: Flujo turbulento por tracción, de moderada a alta energía, con depositación agradacional.

Facies F16: Areniscas muy finas con óndulas

Interpretación: Flujo turbulento por tracción de moderada a alta energía con depositación agradacional.

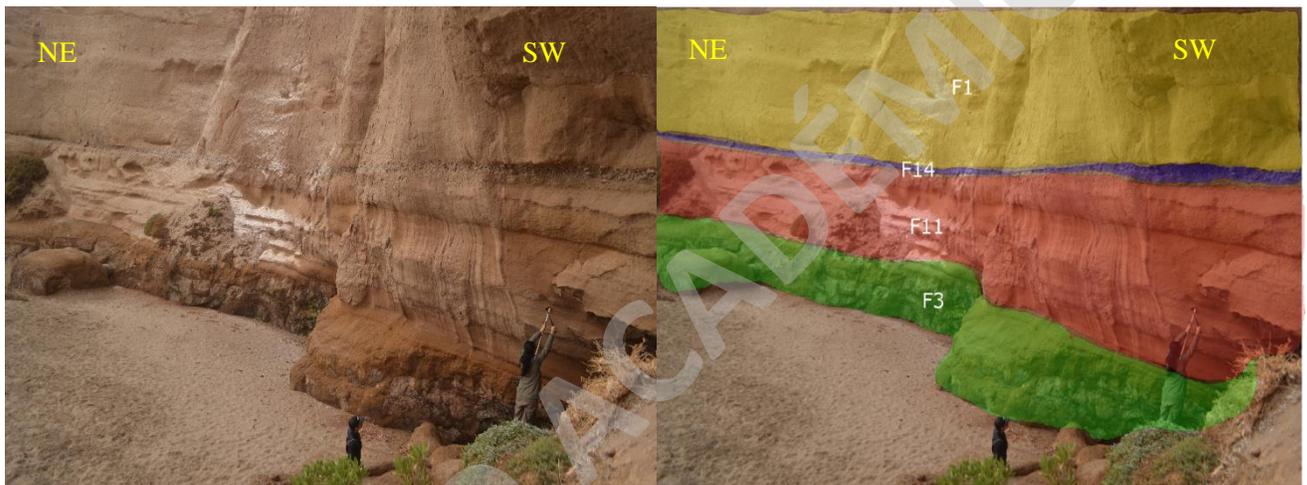


Figura 3.22: Esquema de facies en la localidad de Playa Las Agatas



Figura 3.23: Esquema de facies en localidad de Playa Quirilluca Norte

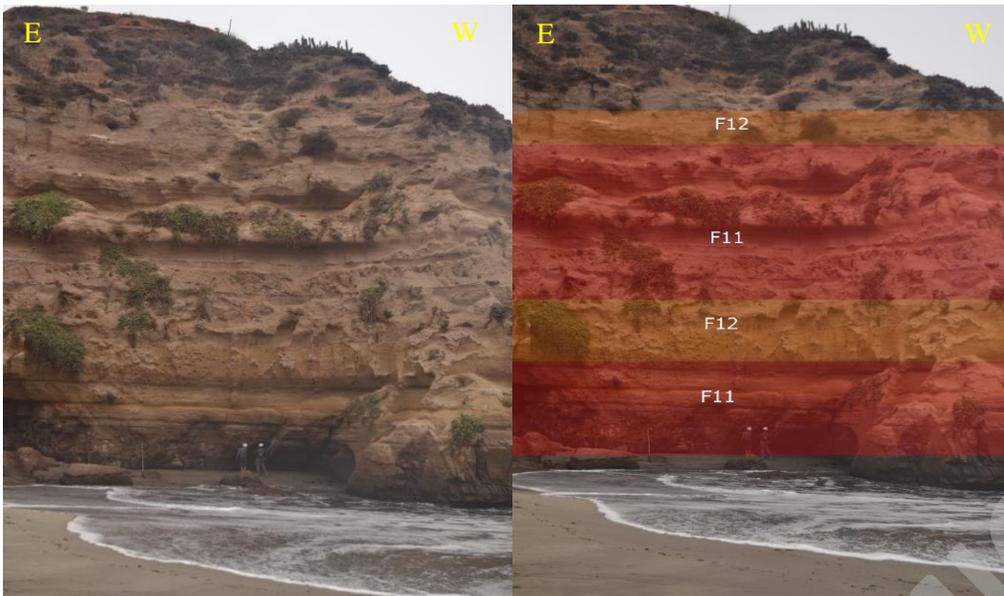


Figura 3.24: Esquema de facies en localidad de Playa Quirilluca Sur

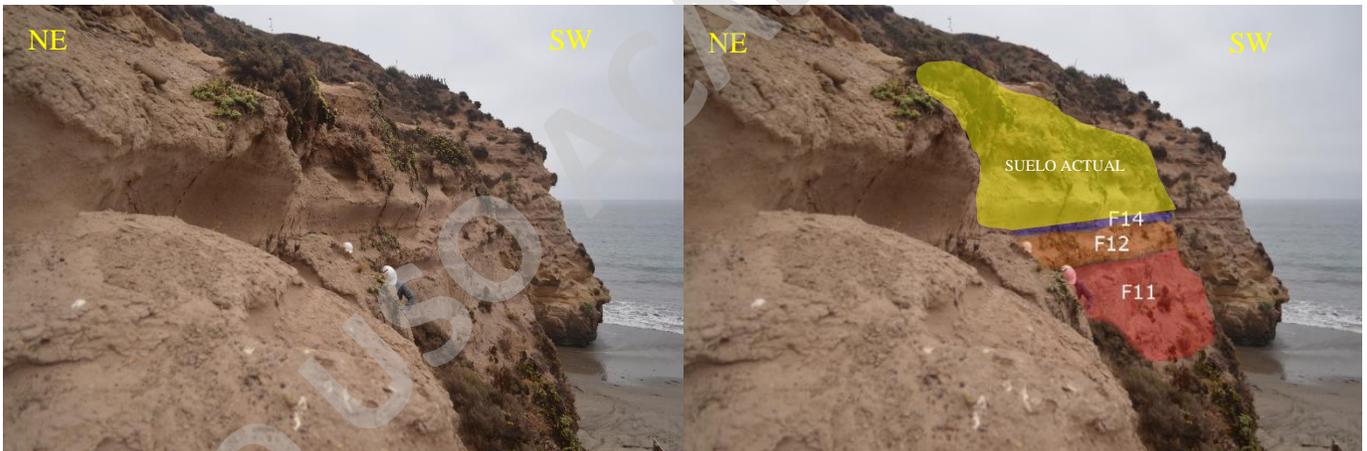


Figura 3.25: Esquema de facies en localidad de Playa Quirilluca Sur

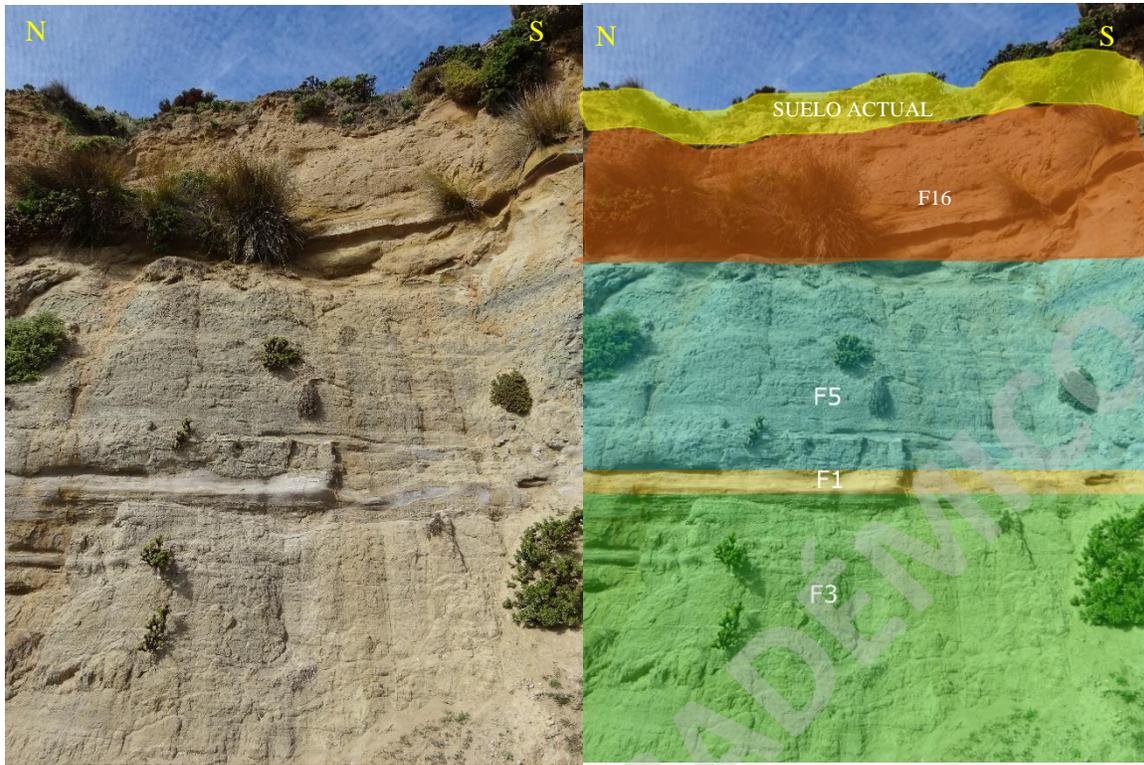


Figura 3.26: Esquema de facies en localidad de playa Luna Norte

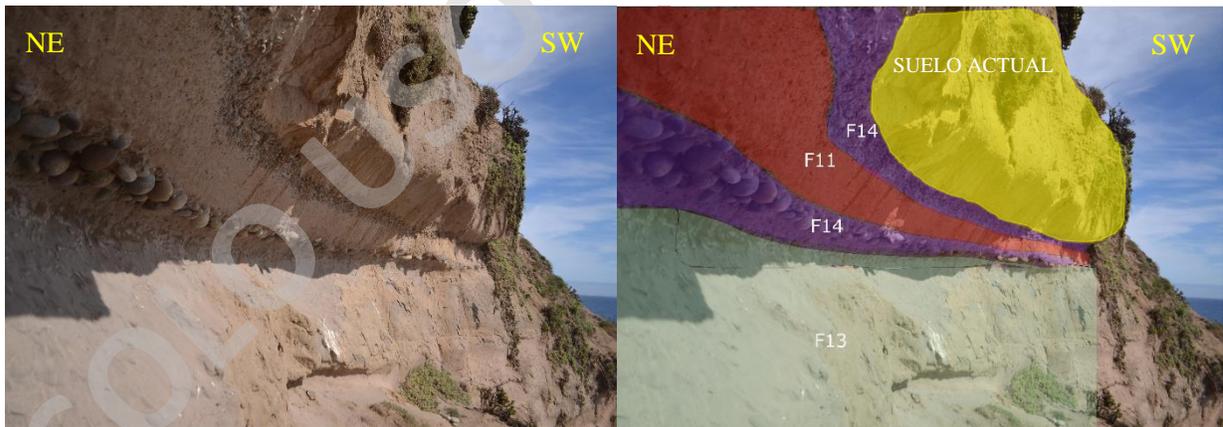


Figura 3.27: Esquema de facies en localidad de playa Luna Sur

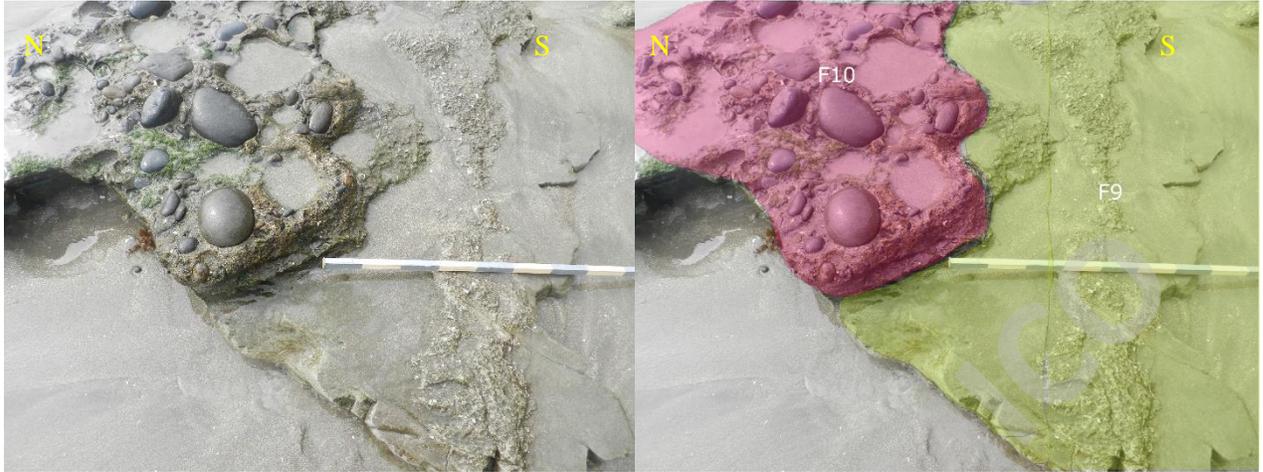


Figura 3.28: Esquema de facies en localidad de playa Luna sur



Figura 3.29: Esquema de facies en la localidad Caleta Horcón

Las facies sedimentarias reconocidas varían en general de arcillolitas-limolitas, areniscas desde muy finas hasta muy gruesas y conglomerados, las cuales evidencian variadas estructuras y contactos que las definen. (Tabla 3). Existen también otros criterios a considerar, los cuales corresponden a la fauna fósil presente y el grado de fragmentación de estos, la presencia de

icnofósiles, junto con la abundancia y tamaño que presentan estos y por último el índice de bioturbación (IB), el cuál indica el nivel de perturbación en la roca producido por algún organismo (

Tabla 4).

Tabla 3: Tabla de facies sedimentarias y sus características sedimentológicas

FACIES	TAMAÑO DE GRANO	POTENCIA	ESTRUCTURAS PRIMARIAS	CARÁCTER DEL CONTACTO BASAL	GEOMETRÍA DEL ESTRATO	
F1	LIMOLITA MACIZA	L	15 A 900 CM	NP	INCONFORMIDAD Y DISCORDANCIA EROSIVA	TABULAR O LENTICULAR
F2	ARENISCAS CONGLOMERÁDICAS Y ARENISCAS MEDIAS CON LAMINACIÓN CONVOLUTA	AM A GR - AM	100 CM	LAMINACIÓN CONVOLUTA, LAMINACIÓN FLASER, LAMINACIÓN LENTICULAR	ONDULOSO	TABULAR
F3	ARENISCAS FINAS CON LAMINACIÓN ONDULOSA	AF	40 - 530 CM	LAMINACIÓN ONDULOSA	TRANSICIONAL	TABULAR
F4	ARENISCAS FINAS A MEDIAS CON LAMINACIÓN HETEROLÍTICA	AF-AM	130 CM	LAMINACIÓN ONDULOSA, LAMINACIÓN HETEROLÍTICA	NETO	TABULAR
F5	ARENISCAS MEDIAS A GRUESAS CON ESTRATIFICACIÓN PLANO PARALELA	AM - AG	60 - 900 CM	LAMINACIÓN PLANO PARALELA	ONDULOSO	TABULAR
F6	ARENISCAS MEDIAS CON LAMINACIÓN FLASER	AM	120 CM	LAMINACIÓN FLASER	NETO	LENTICULAR
F7	INTERCALACIÓN DE ARENISCAS FINAS A MEDIAS CON CONGLOMERADOS ARENOSOS	AF A AM- GR	135 CM	NP	TRANSICIONAL	TABULAR
F8	INTERCALACIÓN ESTRATOGRANODECREciente DE ARENISCAS MEDIAS A MUY FINAS.	AM - AMF	100 CM	LAMINACIÓN PLANO PARALELA	NETO	TABULAR
F9	COQUINA ARENOSA	AM	20 CM	NP	NP	TABULAR
F10	CONGLOMERADO CLASTO SOPORTADO MACIZO	AF	30 CM	NP	EROSIVO	TABULAR
F11	ARENISCA MUY FINA A FINA MACIZA	AMF A AF	100 - 350 CM	NP	NETO	TABULAR
F12	ARENISCA MEDIA A GRUESA MACIZA	AM A AG	51 - 400 CM	NP	NETO	TABULAR
F13	ARENISCAS FINAS A MEDIAS CON LAMINACIÓN CRUZADA	AM	190 - 700 CM	LAMINACIÓN CRUZADA	NETO	TABULAR
F14	CONGLOMERADO MATRIZ-SOPORTADO CON IMBRICACIÓN	AF	10 - 35 CM	IMBRICACIÓN, GRADACIÓN NORMAL	EROSIVO	TABULAR
F15	ARENISCA FINA CON LAMINACIÓN LENTICULAR	AF	250 CM	LAMINACIÓN PLANO PARALELA, LAMINACIÓN LENTICULAR, LAMINACIÓN FLASER	NP	TABULAR
F16	ARENISCAS MUY FINAS CON ONDULAS	AMF	40 CM	ONDULAS	NP	TABULAR

A	ARCILLA
L	LIMO
AMF	ARENA MUY FINA
AF	ARENA FINA
AM	ARENA MEDIA
AG	ARENA GRUESA
GR	GRAVILLA

NP	NO PRESENTA
----	-------------

Tabla 4: Tabla de facies sedimentarias y sus características paleontológicas.

FACIES	FÓSILES	FRAGMENTACIÓN DE FÓSILES	ICNOFÓSILES	TAMAÑO Y ABUNDANCIA DE ICNOFÓSILES	IB
F1	NP	NP	<i>SKOLITHOS</i> ISP. <i>THALASSINOIDES</i> ISP. <i>OPHIOMORPHA</i> ISP.	CENTIMÉTRICOS A MÉTRICOS	0 A 3
F2	NP	NP	NP	NP	NP
F3	INVERTEBRADOS INDETERMINADOS, DIENTES DE TIBURÓN, PINZAS DE CRUSTÁCEOS, MOLDES EXTERNOS DE BIVALVOS, MOLDES EXTERNOS DE GASTRÓPODOS	MODERADA	<i>THALASSINOIDES</i> ISP. <i>SKOLITHOS</i> ISP. <i>OPHIOMORPHA</i> ISP. <i>MACARONICHNUS</i> ISP.	CENTIMÉTRICOS	2
F4	NP	NP	<i>OPHIOMORPHA</i> ISP. ICNOFÓSILES INDETERMINADOS	CENTIMÉTRICOS	NP
F5	MOLDES EXTERNOS DE GASTRÓPODOS, MOLDES EXTERNOS DE BIVALVOS, MOLDES INTERNOS DE BIVALVOS	MODERADA	ICNOFÓSIL INDETERMINADO	CENTIMÉTRICOS	1
F6	NP	NP	NP	NP	NP
F7	NP	NP	NP	NP	NP
F8	NP	NP	NP	NP	NP
F9	BIOCLASTOS	MODERADA A BAJA	NP	NP	NP
F10	NP	NP	NP	NP	NP
F11	MOLDES EXTERNOS DE GASTRÓPODOS, MOLDES EXTERNOS DE BIVALVOS, BIOCLASTOS, MOLDES INTERNOS DE BIVALVOS, VERTEBRADOS INDETERMINADOS, DIENTES DE TIBURÓN, PINZAS DE CRUSTÁCEOS	MODERADA A ALTA	<i>SPONGELIOMORPHA</i> ISP.	NP	1 A 4
F12					
F13	NP	NP	<i>THALASSINOIDES</i> ISP. <i>PLANOLITES</i> ISP.	CENTIMÉTRICOS	3
F14	NP	NP	NP	NP	NP
F15	MOLDES INTERNOS DE GASTRÓPODOS MOLDES EXTERNOS DE GASTRÓPODOS MOLDES INTERNOS DE BIVALVOS MOLDES EXTERNOS DE BIVALVOS VÉRTEBRA DE PEZ	MODERADA	INDETERMINADOS	CENTIMÉTRICOS	NP
F16	NP	NP	NP	NP	NP

NP	NO PRESENTA
----	-------------

3.5. ASOCIACIÓN DE FACIES SEDIMENTARIAS (Tabla 5)

Asociación de facies 1 (AF1): Areniscas finas a conglomerádicas con limolitas macizas, conglomerados clasto-soportados con imbricación y gradación inversa (F2+F3+F9+F10+F11+F15).

Descripción: Esta asociación de facies agrupa capas de limolitas que corresponden a la facies F1, niveles de areniscas que varían desde conglomerádicas a finas que corresponden a las facies F2, F3, F9, F11 y F15, junto con niveles de conglomerados clasto-soportados que corresponden a la facies F10. Esta asociación de facies es identificable en la base de las secciones realizadas, en las localidades de Caleta Horcón, playa Luna Sur, playa Luna Norte, playa Quirilluca Sur, playa Quirilluca Norte y playa Las Ágatas

Las limolitas se presentan en general con geometría tabular o lenticular y son macizas. Los contactos basales entre los estratos son en general concordantes netos. Las areniscas se presentan generalmente una geometría tabular y van de conglomerádicas a finas, con estructuras como laminación convoluta, laminación lenticular, laminación ondulosa, laminación plano paralela y material bioclástico. Los contactos basales entre los estratos son concordantes netos, transicionales y ondulosos en algunos casos. Los conglomerados son de tamaño máximo guijarro y con matriz de arenisca fina, se presentan con geometría tabular, son clasto-soportados con estructuras como imbricación NE-SW y gradación inversa, la cual sugiere un aumento en la energía de depositación. Los contactos basales entre los estratos son discordantes erosivos.

El contenido fosilífero corresponde a moldes internos y externos de bivalvos y gastrópodos, dientes de tiburón y pinzas de crustáceos moderadamente preservados, además de icnofósiles de *Thalassinoides* isp., *Ophiomorpha* isp., y *Skolithos* isp., los que conforman una icnofacies de *Skolithos*, con un índice de bioturbación de 2.

Interpretación: La presencia de areniscas conglomerádicas a finas, junto con niveles de limolitas y conglomerados, además de la baja tasa de bioturbación pueden sugerir un ambiente de moderada a alta energía, con una moderada a alta tasa de sedimentación. (Boggs, 2006). En este contexto, la presencia de estructuras como laminación convoluta es atribuible a niveles de arcilla subyacentes que actúa como plano de despegue, junto con altas pendientes para la formación de ésta. La

presencia de imbricación en niveles conglomerádicos pueden ser atribuidos a canales submareales, mientras que la gradación inversa es atribuida a un aumento en la energía de depositación. La potencia de los niveles arenosos, las estructuras descritas, junto con la presencia de moldes internos y externos de bivalvos y gastrópodos moderadamente preservados, además de la icnofacies de Skolithos, puede sugerir un ambiente marino somero de plataforma continental, específicamente un sub-ambiente de *shoreface* medio-superior (Boggs. 2006; Nichols. 2009; Buatois y Mangano. 2012)

Asociación de facies 2 (AF2): Areniscas muy gruesas a muy finas con laminación *flaser*, laminación heterolítica, laminación plano paralela, limolitas macizas y conglomerados arenosos matriz-soportado macizos (F4+F5+F6+F7+F8).

Descripción: Esta asociación de facies agrupa niveles de areniscas muy gruesas a muy finas que corresponden a las facies F4, F5, F6 y F8, junto con niveles de conglomerados que corresponden a la facies F7. Esta asociación de facies es identificable en la parte media-inferior de las secciones realizadas en las salidas de campaña en las localidades de Caleta Horcón, playa Luna sur, playa Luna Norte, playa Quirilluca Sur y playa Quirilluca Norte.

Las areniscas se presentan en general con geometría tabular y van desde gruesas a muy finas con estructuras como laminación *flaser*, laminación heterolítica, laminación cruzada de bajo ángulo y laminación plano paralela. Los contactos basales entre los estratos son concordantes netos y transicionales. Las limolitas son macizas y se presentan con geometría tabular. Los contactos basales son concordantes ondulados. Los conglomerados son de tamaño gravilla a guijarro con matriz de arenisca fina, macizos, matriz-soportados y se presentan con geometría tabular. Los contactos basales entre los estratos son concordantes transicionales.

El contenido fosilífero corresponde a moldes internos y externos de bivalvos, además de icnofósiles de *Ophiomorpha* isp. y *Thalassinoides* isp, con un índice de bioturbación de 2.

Interpretación: La presencia de areniscas muy finas a gruesas, agradacionales hacia el techo con niveles de conglomerados arenosos, junto con la baja tasa de bioturbación pueden sugerir un ambiente de moderada a alta energía, con una moderada a alta tasa de sedimentación. En este contexto la presencia de estructuras como laminación heterolítica y laminación *flaser*, junto con la

presencia de icnofósiles de *Thalassinoides* isp. y moldes de bivalvos moderadamente preservados pueden sugerir un ambiente de estuario, específicamente un sub-ambiente de planicie de marea (Boggs. 2006; Nichols. 2009; Scasso *et al.*, 2010)

Asociación de facies 3 (AF3): Areniscas medias a muy finas con laminación cruzada de bajo ángulo y laminación paralela, junto con intercalaciones de niveles de conglomerados matriz soportados macizos (F5+F11+F12+F13+F14).

Descripción: Esta asociación de facies agrupa niveles de areniscas medias a muy finas que corresponden a las facies F5, F11, F12 y F13, junto con intercalaciones de niveles de conglomerados matriz-soportados, que corresponden a la facies F14. Esta asociación de facies es identificable en la parte media de las secciones realizadas en las salidas de campaña, en las localidades de playa Luna Sur, playa Luna Norte, playa Quirilluca Sur, playa Quirilluca Norte y playa Las Ágatas.

Las areniscas se presentan con geometría tabular y van desde medias a muy finas con estructuras como laminación cruzada de bajo ángulo y laminación paralela. Los contactos basales entre los estratos son concordantes, de carácter neto y transicional. Los conglomerados son tamaño gravilla a guijarro con matriz de arenisca fina, macizos, matriz-soportados, se presentan intercalados y con geometría tabular. Los contactos basales entre los estratos son discordantes, de carácter erosivo y concordantes, de carácter transicional.

El contenido fósilífero corresponde a moldes internos y externos de bivalvos, moldes externos de gastrópodos, además de icnofósiles de *Ophiomorpha* isp., con un índice de bioturbación de 3.

Interpretación: La presencia de areniscas medias a muy finas, sutilmente progradacionales hacia el techo con intercalaciones de niveles de conglomerados, junto con una alta tasa de bioturbación pueden sugerir un ambiente de moderada a alta energía, con una moderada tasa de sedimentación, debido al moderado a alto índice de bioturbación. Los niveles de conglomerados pueden ser atribuibles a canales deltaicos, debido a la presencia de secuencias sutilmente granodecrescentes que los sobreyacen. En este contexto la presencia de estructuras como laminación cruzada de bajo ángulo, junto con moldes internos y externos de bivalvos y gasterópodos moderadamente

preservados, pueden sugerir un ambiente de delta, específicamente en un sub-ambiente de frente deltaico (Boggs. 2006; Nichols. 2009)

Asociación de facies 4 (AF4): Areniscas finas a muy finas con laminación ondulosa y laminación paralela

Descripción: Esta asociación de facies agrupa niveles de areniscas finas a muy finas que corresponden a la facies F3, F5 y F11. Esta asociación de facies es identificable en la parte media-superior de las secciones realizadas en las salidas de campaña, en las localidades de playa Luna y playa Las Ágatas.

Las areniscas se presentan con geometría tabular con estructuras como laminación ondulosa y laminación paralela. Los contactos basales entre los estratos son concordantes netos.

El contenido fosilífero corresponde a moldes externos de bivalvos, además de icnofósiles de *Ophiomorpha* isp., con un índice de bioturbación de 1.

Interpretación: La presencia de areniscas finas a muy finas agradacionales hacia el techo, junto con la baja bioturbación, pueden sugerir un ambiente de baja a moderada energía con una alta tasa de sedimentación. En este contexto la presencia de estructuras como laminación ondulosa y laminación paralela, junto con moldes externos de bivalvos moderadamente preservados, pueden ser atribuibles a un ambiente de delta, específicamente en un sub-ambiente de barras de desembocadura. (Boggs. 2006; Nichols. 2009)

Asociación de facies 5 (AF5): Limolitas macizas con areniscas muy finas con óndulas y laminación paralela

Descripción: Esta asociación de facies agrupa niveles de limolitas que corresponden a las facies F1, F3, F5 y F16. Esta asociación de facies es identificable en la parte superior de las secciones realizadas en la localidad de playa Las Ágatas.

Las limolitas se presentan con geometría tabular y son macizas. Los contactos basales son concordantes netos y ondulosos. Las areniscas muy finas se presentan con geometría tabular, con

estructuras como óndulas y laminación paralela. Los contactos basales son concordantes, de carácter neto.

El contenido fosilífero corresponde a icnofósiles de *Ophiomorpha* isp., con un índice de bioturbación de 1.

Interpretación: La presencia de limolitas macizas con niveles de arenisca muy fina, junto con la baja bioturbación pueden sugerir un ambiente de baja energía con una alta tasa de sedimentación. En este contexto la presencia de estructuras como óndulas y laminación paralela pueden sugerir un ambiente de delta, específicamente en un sub-ambiente de llanura deltaica. (Boggs. 2006; Nichols. 2009)

Asociación de facies 6 (AF6): Areniscas muy finas a finas con laminación cruzada planar

Descripción: Esta asociación de facies agrupa niveles de areniscas muy finas a finas que corresponden a las facies F11 y F13. Esta asociación de facies es identificable en el techo de las columnas realizadas en las salidas de campaña en las localidades de playa Luna Norte y playa Las Ágatas.

Las areniscas se presentan con geometría tabular van de muy finas a finas con estructuras como laminación cruzada planar. Los contactos basales son discordantes erosivos.

Interpretación: La presencia de areniscas finas a muy finas junto con la nula bioturbación pueden sugerir un ambiente de moderada energía, con una alta tasa de sedimentación. En este contexto la presencia de estructuras como laminación cruzada planar pueden sugerir un ambiente costero, específicamente en un sub-ambiente de *backshore*, sin embargo, las evidencias no son suficientes como para ser considerada parte de la Formación Horcón.

La asociación de facies (AF1) representa un sub-ambiente de *shoreface* dentro de lo que respecta a un ambiente de plataforma continental, la asociación de facies (AF2) representa un sub-ambiente de planicie de marea, típico de un ambiente de estuario dominado por mareas, la asociación de facies (AF3) representa un sub-ambiente de frente deltaico, el cual representa un ambiente de delta, la asociación de facies (AF4) representa un sub-ambiente de barras de desembocadura, dentro de un ambiente de delta, la asociación de facies (AF5) representa un sub-ambiente de llanura deltaica,

evidenciando un ambiente de delta, por último la asociación de facies (AF6) representa un sub-ambiente de *backshore*, en un ambiente de playa o costero (Boggs. 2006; Nichols. 2009)

Tabla 5: Tabla de asociaciones de facies

ASOCIACIÓN DE FACIES		SUB-AMBIENTE	AMBIENTE
AF6	F11+F13	BACKSHORE	COSTERO
AF5	F1+F3+F5+F16	LLANURA DELTAICA	DELTA
AF4	F1+F3+F5+F11	BARRAS DE DESEMBOCADURA	
AF3	F5+F11+F12+F13+F14	FRENTE DELTAICO	
AF2	F4+F5+F6+F7+F8	PLANICIE DE MAREA	ESTUARIO
AF1	F1+F2+F3+F9+F10+ F11+F15	SHOREFACE MEDIO A SUPERIOR	PLATAFORMA CONTIENTAL

3.6. CORRELACIONES LOCALES

La siguiente sección presenta la correlación parcial litoestratigráfica y diacrónica entre las diferentes secciones de la Formación Horcón, utilizando como criterio principal la litología, junto con superficies, contactos y las estructuras presentes en los afloramientos (Figura 3.30)

Se estudiaron las variaciones laterales en la granulometría de los clastos en las secciones realizadas desde sur a norte, con objeto de reconocer cambios dentro de los sub-ambientes propuestos (Figura 3.31)

En el sub-ambiente de *shoreface* superior, la granulometría de los clastos varía lateralmente, desde areniscas muy gruesas hasta muy finas, con niveles de conglomerados y coquinas, evidenciando contactos concordantes y estructuras sedimentarias como laminación convoluta y ondulosa.

En el sub-ambiente de planicie de marea, la granulometría de los clastos varía lateralmente desde areniscas gruesas y areniscas conglomerádicas hasta limolitas, lo que se puede interpretar como el paso de una llanura arenosa o mixta a una llanura fangosa. Por otra parte, los contactos varían desde cubiertos hasta concordantes con un carácter transicional a neto, además de la presencia de estructuras sedimentarias como laminación *flaser* y heterolítica que van desapareciendo gradualmente hacia el norte.

En el sub-ambiente de frente deltaico, la granulometría de los clastos varía lateramente desde areniscas finas hasta medias, junto con intercalaciones de niveles de conglomerado matriz-

soportado, evidenciando contactos concordantes en areniscas y discordantes en conglomerados de carácter neto y erosivo respectivamente. En cuanto a las estructuras sedimentarias corresponden a laminaciones paralelas y cruzadas planares.

En el sub-ambiente de barras de desembocadura, la granulometría de los clastos varía lateralmente desde areniscas finas hasta muy finas, con estructuras sedimentarias como laminación paralela, evidenciando contactos concordantes, de carácter neto.

En el sub-ambiente de llanura deltaica, los tamaños de grano de los clastos varían lateralmente desde areniscas muy finas hasta limolita, sin presencia de estructuras sedimentarias, evidenciando contactos concordantes, de carácter neto.

En el sub-ambiente de *backshore*, la granulometría de los clastos varía lateralmente desde areniscas finas a muy finas con la presencia de estructuras sedimentarias como laminación cruzada planar, evidenciando contactos discordantes de carácter erosivo.

En cuanto a la esfericidad y redondeamiento de los clastos, no se observa una tendencia en las variaciones laterales, ya que en general se evidencian partículas subredondeadas con esfericidad moderada a buena. Por otra parte, la fauna fósil se mantiene constante de sur a norte en su nivel de fragmentación y está compuesta por fósiles de bivalvos, gasterópodos, dientes de tiburón, vertebra de pez y pinzas de cangrejo moderadamente fragmentados.

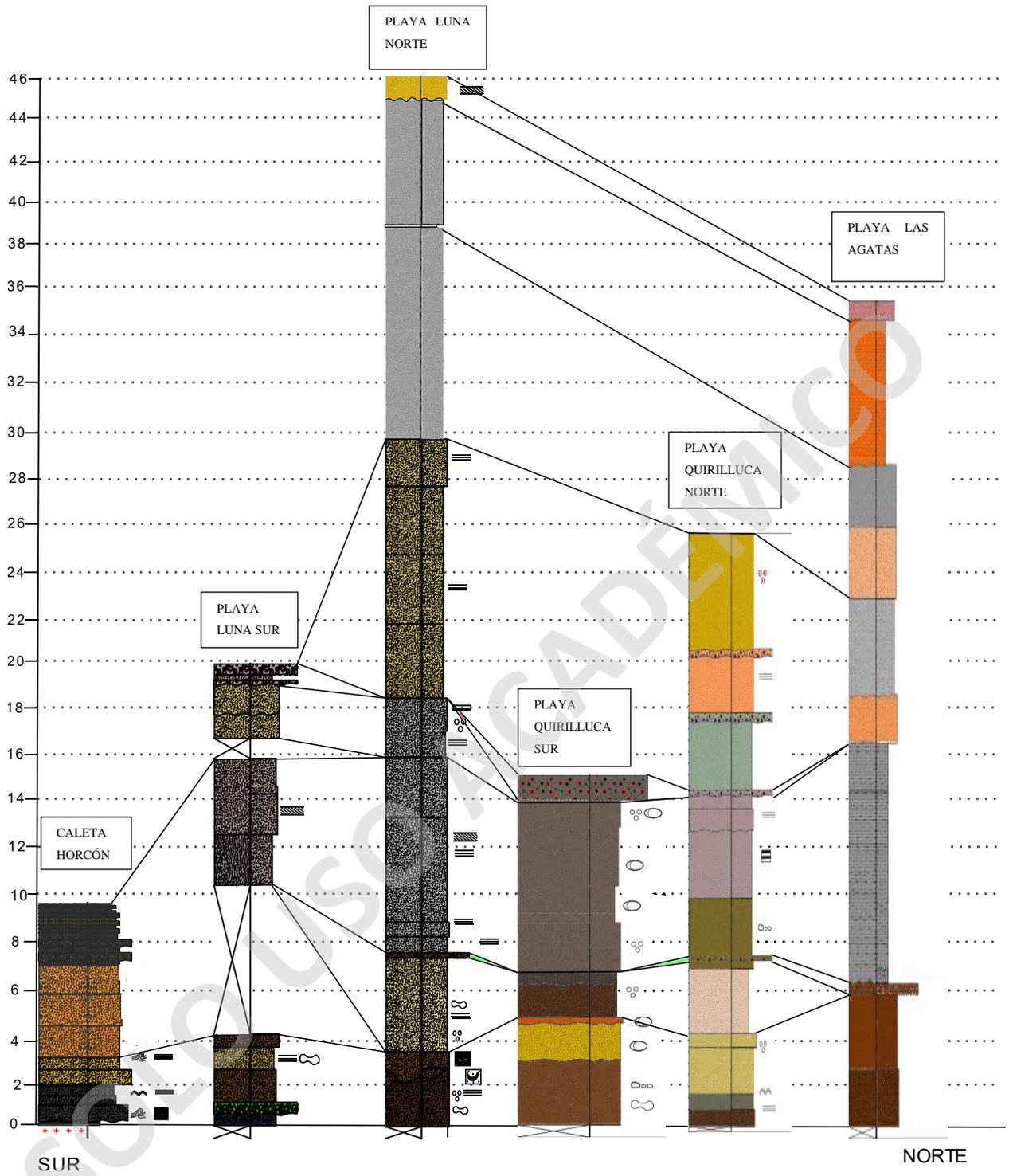


Figura 3.30: Correlaciones entre las secciones estudiadas de Formación Horcón.

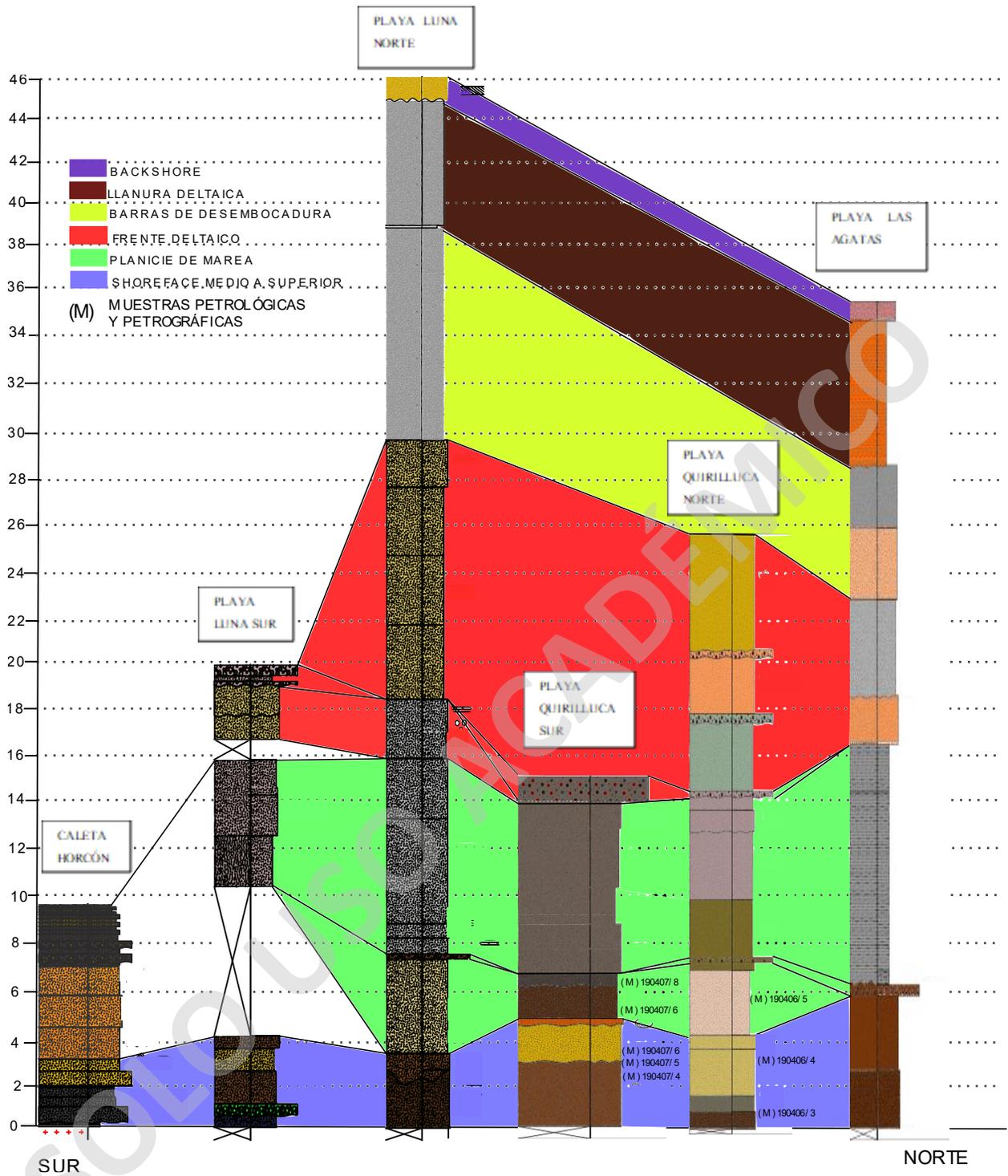


Figura 3.31: Correlaciones entre las secciones estudiadas de Formación Horcón. Azul: Sub-ambiente de shoreface; Verde: Sub-ambiente de planicie mareal; Rojo: Sub-ambiente de frente deltaico; Amarillo: Sub-ambiente de barra de desembocadura; Café: sub.ambiente de llanura deltaica; Morado: Sub-ambiente de backshore (No pertenece a la Formación Horcón)

4. CAPÍTULO 4: DISCUSIONES

En base a las interpretaciones previamente realizadas, en este capítulo se discute en detalle las facies, sub-ambientes y ambientes sedimentarios propuestos para la Formación Horcón. Posteriormente se realiza una comparación entre los resultados y se contrasta con las interpretaciones realizadas por otros autores que han estudiado la Formación Horcón. Se correlacionan las rocas de la Formación Horcón con las rocas de otras formaciones de edad equivalente. También se analizan los resultados obtenidos mediante el conteo modal y se sugiere una proveniencia sedimentaria. Por otra parte, se contempla un análisis de las variaciones eústáticas en la zona, junto con las implicancias locales y regionales ocurridas. Por último, se analizan las diferencias y similitudes entre la hipótesis original, con respecto a la interpretación de los resultados.

4.1. AMBIENTE SEDIMENTARIO

Las asociaciones de facies identificadas en los afloramientos de la Formación Horcón sugieren tres ambientes de depositación principales: plataforma continental, estuario y delta.

Las rocas basales de la Formación Horcón se habría depositado en un ambiente de plataforma continental, específicamente en lo que respecta a un sub-ambiente de *shoreface* medio a superior, evidenciado en la parte inferior, por la presencia areniscas muy finas a gruesas, con estructuras como laminación paralela (Dabrio, 1984), laminación ondulosa y laminación convoluta en la base, dónde estas últimas pueden ser gatilladas debido a niveles arcillosos subyacentes que actúan como nivel de “despegue” para su formación, junto con la topografía de la plataforma. La presencia de conglomerados con imbricación NE-SW puede ser atribuida a canales submareales que incidieron orientados en este rumbo. Otras evidencias para este ambiente son la presencia de moldes externos e internos de bivalvos y gastrópodos, además de dientes de tiburón y pinzas de crustáceos moderadamente preservados, junto con la presencia de *Ophiomorpha* isp., *Skolithos* isp. y *Thalassinoides* isp., los que definen una icnofacies de Skolithos, atribuida a un ambiente marino somero (Plotero, 1990; Boggs, 2006; Nichols, 2009; Figura 4.1).

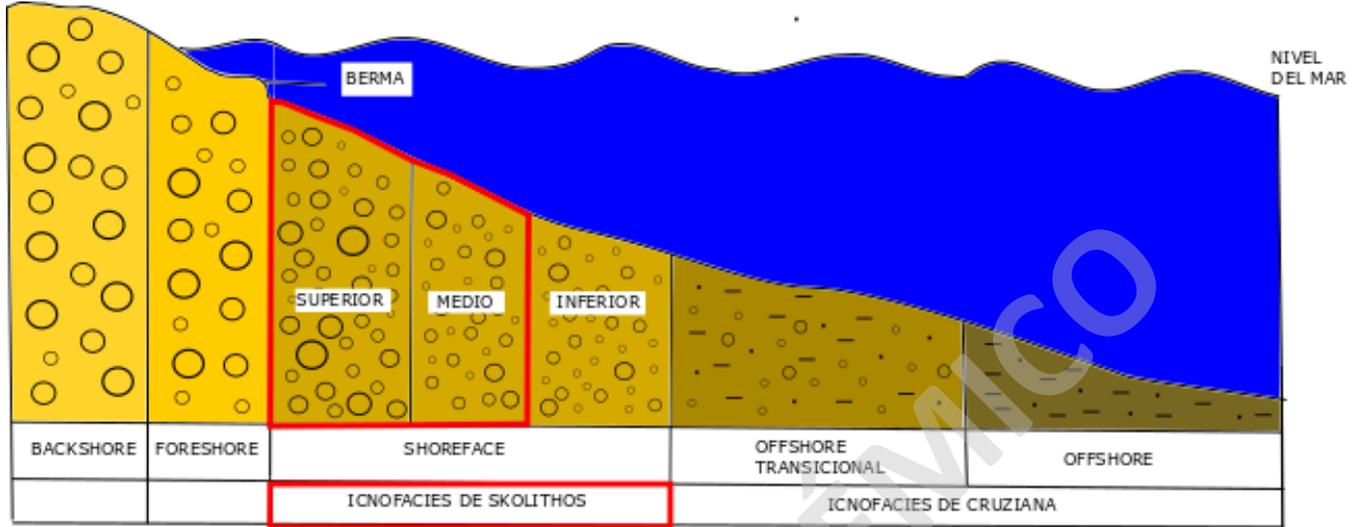


Figura 4.1: Modelo de ambiente sedimentario de plataforma continental; Sub-ambientes sedimentarios interpretados e icnofacies evidenciadas encerrados en polígono rojo (Modificado de Plotero, 1990)

Se sugiere que el aumento simultáneo en las tasas de sedimentación y de creación de espacio de acomodación presentó un equilibrio entre estas, debido a factores como el clima y las tasas de erosión, por lo que se infiere un paso, producto de una disminución del factor oleaje, junto con un aumento del factor marea, desde un ambiente de plataforma continental hasta un ambiente de estuario dominado por mareas, específicamente en un sub-ambiente de planicie de marea. En particular, este sub-ambiente correspondería a la planicie mixta entre arenas y lodos, evidenciado por la presencia de areniscas muy finas hasta limolitas, con laminación *flaser*, laminación ondulosa, laminación lenticular, y laminación heterolítica, esta última típica de un ambiente tranquilo, atribuible a una planicie mareal (Dabrio, 1984; Scasso, 2010). La variación lateral de su granulometría hacia el norte da paso a una planicie fangosa, evidenciada por una capa de 900 cm de limo con icnofósiles de *Thalassinoides* isp. y *Skolithos* isp, los que definen una icnofacies de *Skolithos*, común en este tipo de ambiente mareal. (Boggs, 2006; Nichols, 2009; Figura 4.2)

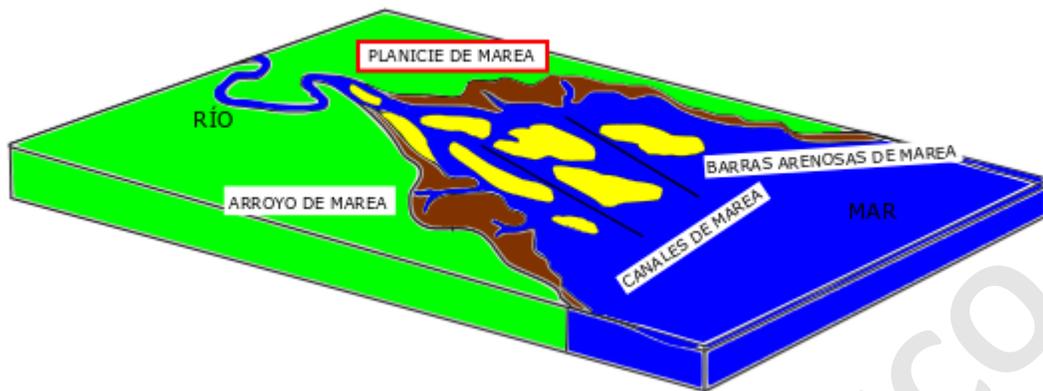


Figura 4.2: Modelo de ambiente sedimentario de estuario; Sub-ambientes sedimentarios interpretados encerrados en polígono rojo (Modificado de Nichols, 2009)

Posteriormente, debido a que el aumento en la tasa de sedimentación habría superado la tasa de creación de espacio de acomodación, se interpreta un paso hacia un ambiente de delta, específicamente compuesto por tres sub-ambientes que corresponden a un frente deltaico, barras de desembocadura y una llanura deltaica (Boggs, 2006; Nichols, 2009)

El sub-ambiente de frente deltaico es evidenciado por la presencia de niveles sutilmente progradantes de areniscas muy finas a medias con laminación paralela y laminación cruzada de bajo ángulo, además de moldes fósiles internos y externos de bivalvos, gastrópodos y de dientes de tiburón moderadamente preservados, junto con *Ophiomorpha* isp. Las intercalaciones decrecientes de niveles de conglomerados con arenas finas se atribuyen a canales deltaicos dentro de este sub-ambiente. A su vez, el sub-ambiente de barras de desembocadura es inferido por la presencia de niveles agradacionales de areniscas finas con laminación ondulosa y laminación paralela. Mientras que, el sub-ambiente de llanura deltaica se caracteriza en la zona de estudio por la presencia de niveles de areniscas muy finas con laminación paralela, laminación ondulosa y óndulas, junto con niveles de limolita maciza de hasta 500 cm de potencia. El sub-ambiente de llanura deltaica se caracteriza en la zona de estudio por la presencia de niveles de areniscas muy finas con laminación paralela, laminación ondulosa y óndulas, junto con niveles de limo macizo de hasta 500 cm de potencia. (Boggs, 2006; Nichols, 2009; Figura 4.3)

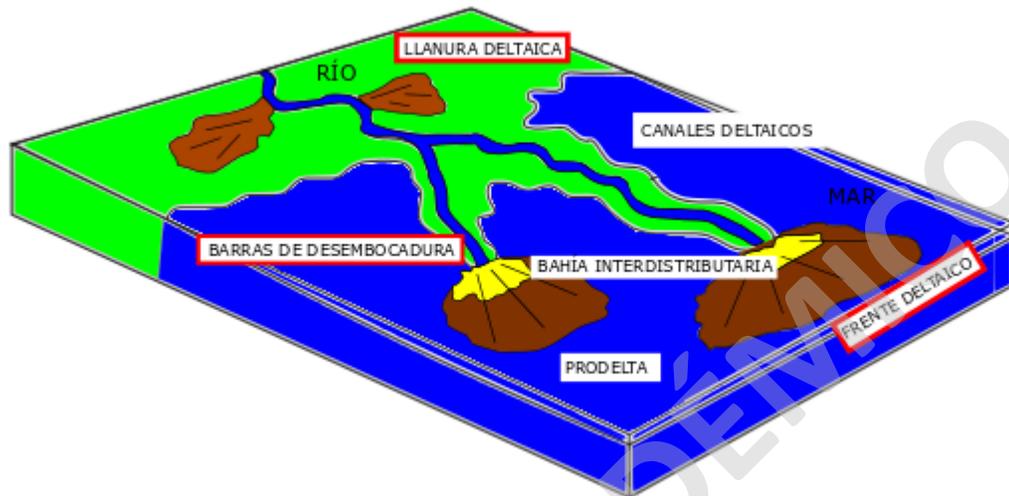


Figura 4.3: Modelo de ambiente sedimentario de delta; Sub-ambientes sedimentarios interpretados encerrados en polígono rojo (Modificado de Nichols. 2009)

4.2. DISCUSIONES RESPECTO A OTROS AUTORES

EDAD

En el estudio original de la Formación Horcón (*sensu* Thomas, 1958), no se sugiere un rango de edad para esta, sin embargo, este autor menciona fósiles de bivalvos que podrían sugerir una edad miocena. Por otro lado, Tavera (1960) en base a 35 especies diferentes de bivalvos y gasterópodos, sugiere una edad miocena - pliocena. En la misma línea, Rivano *et al.* (1993) postulan edades pliocenas, sin embargo, no descarta edades miocenas, debido a que las formaciones Navidad, La cueva y Coquimbo, las cuales muestran características deposicionales similares, abarcan un rango de edad Mioceno-Plioceno. Un rango más acotado es propuesto por Carrillo-Briceño *et al.* (2013), quienes le asigna una edad pliocena tardía a la Formación Horcón en base a condriictios; mientras que Cuevas (2017) en base a dataciones radiométricas de circones detríticos, propone un rango entre el Mioceno tardío y el Pleistoceno, abarcando así edades messianianas, zancleanas y calabrianas. Por último, Valdivia *et al.* (2018) reinterpreta los estudios realizados por Cuevas

(2017) y concluye que la base de la Formación Horcón no puede ser más joven que 2.58 Ma, acotándola al Mioceno-Plioceno.

En el presente estudio no se realizaron dataciones que confirmen la edad de la Formación Horcón, sin embargo, al igual que Tavera (1960) y Carrillo-Briceño *et al.* (2013), a partir de los fósiles de bivalvos, gastrópodos y dientes de tiburón observados, se sugiere una edad miocena – pliocena para esta formación. No obstante, esta podría tener facies más jóvenes, alcanzando incluso edades pleistocenas, tal como propone Cuevas (2017), basado en las dataciones de U-Pb realizadas en circones detríticos.

POTENCIAS ESTIMADAS

Thomas (1958) afirma que la potencia mínima de la Formación Horcón es de 80 a 90 metros, mientras que Carrillo-Briceño *et al.* (2013) estima que la potencia aproximada es de 45 metros. Cuevas (2017) sugiere una potencia de 100 metros para la Formación Horcón.

Los resultados obtenidos evidencian que la potencia mínima que aflora de la Formación Horcón es de 10 metros aproximadamente en la Localidad de Caleta Horcón y la potencia máxima evidenciada es de 45 metros en la localidad de Playa Luna Norte. Sin embargo, estas medidas fueron realizadas exclusivamente en los acantilados costeros, sin tomar en cuenta los afloramientos al este de la zona de estudio. En este sentido, no se descarta que las potencias máximas de la Formación Horcón alcancen los 90 – 100 metros, tal como sugieren Thomas (1958) y Cuevas (2017).

LITOLOGÍAS

Thomas (1958) define la Formación Horcón como un conjunto de sedimentos integrado por areniscas, arcillolitas y limolitas de color gris a café. Tavera (1960) define la litología de esta como un conjunto casi exclusivamente compuesto por areniscas de grano fino a medio. Sin embargo, Carrillo-Briceño *et al.* (2013) la define como areniscas finas, limolitas y arcillolitas de colores claros. Cuevas (2017) dice que se compone de areniscas, areniscas arcillosas, limolitas y arcillolitas con menores intercalaciones de niveles conglomerádicos y coquinas.

Los resultados obtenidos evidencian una litología compuesta por areniscas muy finas hasta muy gruesas, limolitas, coquinas y niveles de conglomerados con clastos de tamaño guijarro hasta ripio. En este contexto las definiciones litológicas sugeridas por los autores mencionados son similares a las postuladas en el presente trabajo, con algunas diferencias en los tamaños de areniscas.

AMBIENTE SEDIMENTARIO

Thomas (1958) y Tavera (1960) no asignan un ambiente específico a la Formación Horcón, sin embargo, mencionan que los fósiles de bivalvos encontrados son de origen marino. Estudios posteriores le asignan a esta un ambiente marino de plataforma continental (Rivano *et al.*, 1993; Carrillo-Briceño 2013). Cuevas (2017) describe los afloramientos de las localidades de Mantagua, Quintero y Marga-Marga, sugiriendo un ambiente marino-transicional que varía desde un ambiente de plataforma continental a un ambiente deltaico, dónde este último correspondería a un delta tipo Gilbert. Valdivia *et al.* (2018) fue la última en estudiar la Formación Horcón, dónde describen una sección de la localidad tipo de Horcón, a la cual le atribuye un ambiente de plataforma continental.

En base a al reconocimiento de facies y las asociaciones de facies, se interpreta que la Formación Horcón habría pertenecido a un ambiente marino somero de plataforma continental, en un sub-ambiente de *shoreface* medio a superior, el cual habría evolucionado a un ambiente de estuario, específicamente de planicies mareales y posteriormente a un ambiente deltaico con sub-ambientes de frente deltaico, barras de desembocadura y llanuras deltaicas. Los resultados obtenidos del presente estudio no fueron realizados en las localidades visitadas por Cuevas (2017), sin embargo, tomando en cuenta sus resultados, es posible que el ambiente deltaico postulado sea correspondiente a las partes inferiores de un delta tipo Gilbert, tal como lo propone este mismo (Figura 4.4 y Figura 4.5)



Figura 4.4: Localidades de Concón, Mantagua y Quintero visitadas por Cuevas, 2017 dónde afloran las rocas de la Formación Horcón. (Extraído de Cuevas, 2017)



Figura 4.5: Localidades visitadas en este trabajo, dónde afloran las rocas de la Formación Horcón

4.3. CORRELACIONES CON FORMACIONES EQUIVALENTES

Las rocas de la Formación Horcón corresponden desde el Neógeno al Cuaternario, abarcando épocas miocenas hasta pleistocenas, con edades que van desde el Messiniano hasta el Calabriano. En este contexto, en Chile y Sudamérica existen diferentes formaciones que corresponden al Neógeno, con épocas similares a las que se sugieren para la Formación Horcón.

Es posible realizar correlaciones de las formaciones equivalentes en edad a la Formación Horcón, en base a criterios de litología, espesor, estructuras sedimentarias, contactos y superficies.

La Formación Horcón se compone de areniscas muy finas a muy gruesas, conglomerados, coquinas y limolitas, además de variada fauna fósil, donde destacan bivalvos, gastrópodos, mamíferos y aves. Tiene una potencia de 45 a 90 metros y se le atribuye un ambiente marino somero a transicional, variando desde un ambiente de plataforma continental a un ambiente de estuario y delta.

Thomas (1958) correlaciona la Formación Horcón con el piso de la Formación Navidad en base a la presencia de fósiles de bivalvos de edad miocena. Por otra parte, Rivano *et al.* (1993) correlaciona la Formación Horcón con la Formación Navidad en base a condiciones de depositación similares y a las edades miocenas – pliocenas.

En este contexto es posible realizar una correlación litoestratigráfica de la base de la Formación Navidad con la base de la Formación Horcón, utilizando el criterio su composición y estructuras sedimentarias, ya que la litología de ambas formaciones es muy similar en esta última, correspondiente a areniscas, conglomerados, coquinas y limolitas, además de estructuras como laminación convoluta hacia la base (Encinas *et al.*, 2006), sin embargo, no existen evidencias de contactos, espesor y fauna fósil que atribuyan un mismo origen para ambas formaciones, por lo que no se puede realizar una correlación completa. Por el contrario Valdivia *et al.* (2018) postula que la Formación Horcón sobreyace en discordancia de carácter erosiva a la Formación Navidad, debido a que se encuentra topográficamente más alto.

Tavera (1960) correlaciona la Formación Horcón con la Formación Coquimbo en base a la presencia de altas concentraciones de fósiles de bivalvos que indicarían una edad pliocena. Sin embargo, la edad de algunos bivalvos de la base de la Formación Coquimbo correspondería al

rango abarcado desde el Mioceno temprano hasta el Mioceno medio (Martínez-Pardo, 1980; Rivano *et al.*, 1993), por lo que serían más antiguas que la Formación Horcón.

Además es posible correlacionar la Formación Horcón con la parte superior la Formación Coquimbo, en base a criterios de litología, espesor y contactos, ya que esta última, también se compone de areniscas, coquinas, conglomerados y niveles de limolita y lutita, evidenciando potencias de hasta 100 metros aproximadamente. Al igual que la formación Horcón, sobreyace en discordancia erosiva a rocas intrusivas jurásicas y engrana lateralmente con la Formación Confluencia (Partarrieu, 2013; Cuevas, 2017), por lo tanto, es posible que la Formación Coquimbo corresponda a una variación lateral de la Formación Horcón. Sin embargo, esta correlación es tentativa, debido a la falta evidencias estratigráficas en común.

Adicionalmente, Encinas *et al.* (2006), Cuevas (2017) y Valdivia. *et al.* (2018) correlacionan la Formación Horcón con la Formación La Cueva, la cual se basa en criterios de litología y espesor. Esta última tiene una potencia de 100 m y se compone de areniscas, conglomerados y limolitas. En cuanto al contenido fósil, ambas formaciones evidencian moldes fósiles moderadamente fragmentados de bivalvos de edad miocena y dientes de tiburón de edad pliocena, de manera similar a la formación de estudio (Encinas *et al.*, 2006).

Finalmente, en base a la litología y espesor que presenta la Formación Horcón sería también correlativa con la Formación Ranquil, ambas compuestas de areniscas, conglomerados y niveles de limo, abarcando una potencia de 100 m aproximadamente (Nielsen y Glodny, 2009). Su fauna fósil incluye gastrópodos y bivalvos moderadamente fragmentados, los cuales pueden ser correlacionables con la Formación Horcón. Por otra parte, dada la evidencia de Icnofacies de Zoophycos (Finger, 2007; Finger, 2013), esta última se habría depositado en un ambiente marino profundo, probablemente de talud, por lo que podría corresponder a una variación lateral de esta y correlacionarse con la Formación Horcón.

4.4. PROVENIENCIA SEDIMENTARIA

El concepto de proveniencia sedimentaria se refiere al origen o fuente de las que proceden los sedimentos. En este sentido la fuente es uno de los factores principales encargados de definir la composición y textura de los sedimentos, además del clima, tipo de cuenca y transporte de los sedimentos, dónde la naturaleza del área fuente es fundamental (Arche y Millares. 2010)

La diferencia observada en los campos de proveniencia inferidos para la Formación Horcón varía en los triángulos, debido a la diferente metodología utilizada por el autor, ya que en el triángulo Q-F-Lt, los cuarzos policristalinos son considerados como monominerales, sin embargo, en el triángulo Qm-F-Lt se consideran los cuarzos policristalinos como fragmentos líticos (Dickinson *et al.*, 1983; Dickinson *et al.*, 1985; Figura 4.6).

En este contexto la tendencia sugiere un cambio en el aporte detrítico desde una proveniencia de arco transicional, arco disectado y arco mixto hasta una de orógeno reciclado, evidenciando el paso a un relieve maduro, debido al aumento de porcentaje de cuarzo.

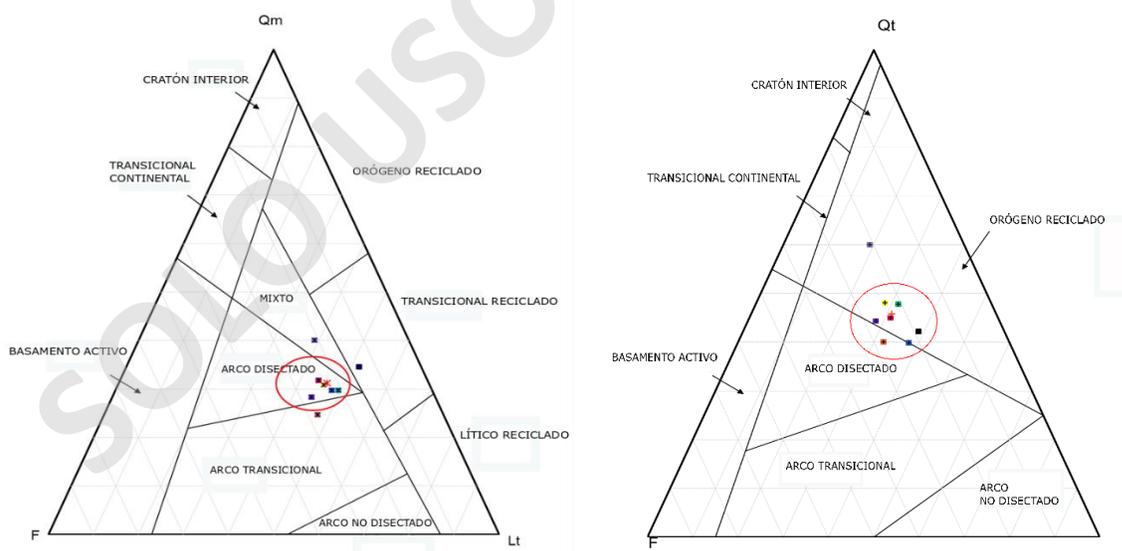


Figura 4.6: Triángulos de proveniencia sedimentaria con las muestras analizadas (Modificados de Dickinson *et al.*, 1983)

Por otro lado, según los triángulos realizados por Weltje (2006), varían en los campos que abarcan, ya que reduce los campos propuestos por Dickinson *et al.* (1983) y Dickinson *et al.* (1985) (Figura 4.7)

En este contexto la tendencia sugiere un cambio en el aporte detrítico desde una proveniencia de arco magmático hasta una de orógeno reciclado, evidenciando el paso a un relieve maduro, debido al aumento de porcentaje de cuarzo

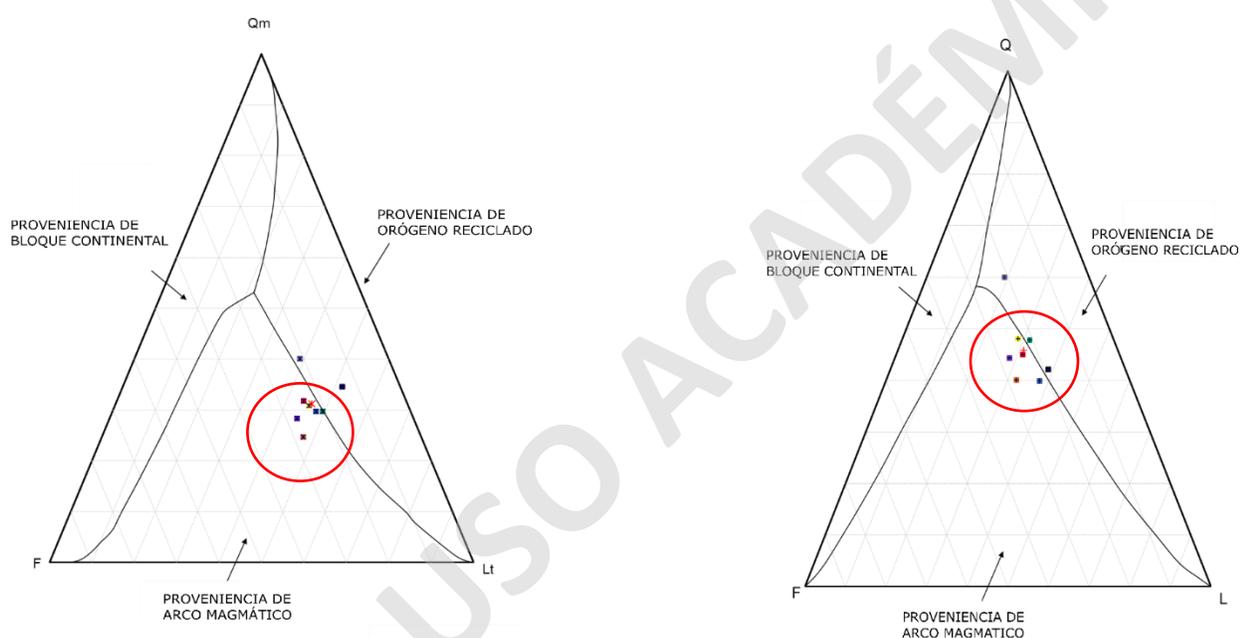


Figura 4.7: Triángulos de proveniencia (Modificados de Weltje, 2006)

En general las formaciones de la costa chilena, evidencian depósitos provenientes de la erosión de la cordillera de la Costa y sedimentos depositados en un ambiente marino de plataforma continental (Godoy *et al.*, 2003). En este contexto el análisis de proveniencia realizado sugiere un aporte detrítico que evoluciona desde un campo de proveniencia de arco disectado a uno de orógeno reciclado correspondientes al Jurásico Medio y al Cretácico Superior. En el presente trabajo se sugieren diferentes fuentes de aportes detríticos que forman parte de la Formación Horcón, las que

corresponden a Formación Ajial, Super-unidad Mincha, Super-unidad Illapel y Unidad San Lorenzo.

Formación Ajial: Es la principal fuente de aportes detríticos en el Jurásico Inferior, previo a la depositación de la Formación Horcón. Corresponde a una proveniencia de arco disectado, el que evidencia un arco activo que se encontraba en la Cordillera de la Costa en el Jurásico, el cual sufrió procesos de erosión, transporte y depositación de sus fragmentos, siendo el principal aporte de fragmentos líticos volcánicos.

Super-unidad Mincha: Es la principal fuente de aportes detríticos en el Jurásico Medio-Superior, previo a la depositación de la Formación Horcón. Corresponde a una proveniencia de arco disectado, el que evidencia un arco activo que se encontraba en la Cordillera de la Costa en el Jurásico, el cual sufrió procesos de erosión, transporte y depositación de sus fragmentos, siendo el principal aporte de fragmentos líticos intrusivos con la presencia de feldespatos potásicos, plagioclasa y cuarzo.

Super-unidad Illapel: Es la principal fuente de aportes detríticos en el Cretácico Inferior, previo a la depositación de la Formación Horcón. Corresponde a una proveniencia de orógeno reciclado, el cual se atribuye a procesos de exhumación, siendo el principal aporte de cuarzo.

Unidad San Lorenzo: Es una fuente de aportes detríticos en el Cretácico Superior- Paleoceno, previo a la depositación de la Formación Horcón. Corresponde a una proveniencia de orógeno reciclado, siendo el principal aporte de cuarzo y feldespatos.

4.5. VARIACIONES EUSTÁTICAS

Durante el Mioceno tardío hasta el Pleistoceno temprano ocurren diferentes cambios eustáticos que dan origen a eventos regresivos y transgresivos que habrían depositado las rocas que conforman a la Formación Horcón.

Desde el Cretácico tardío hasta el Mioceno tardío el nivel del mar aumentó en 60m (Miller, 2005). En el Plioceno inferior habrían ocurrido eventos transgresivos y regresivos debido a cambios eustáticos que dieron origen a un aumento del nivel del mar de 20m y disminuciones de este de -

50 m (Hansen *et al.*, 2013). En el Plioceno tardío habría ocurrido un proceso de eustatismo positivo el cual habría dado origen a un evento transgresivo, generando un aumento del nivel del mar en un promedio de 15 m. (Le Roux *et al.*, 2016). En el Pleistoceno temprano se habrían producido un aumentos y disminuciones en el nivel del mar, llegando hasta 120m, con un promedio de +50 m, generando eventos transgresivos y regresivos (Miller, 2005; Hansen *et al.*, 2013; Valdivia *et al.*, 2018), dónde estos últimos pueden sugerir una propuesta de ambiente sedimentario para la Formación Horcón. (Figura 4.8)

La depositación de los sedimentos de edad más joven no fueron gatillados por las variaciones eustáticas, ya que no se habría generado el espacio de acomodación necesario para la depositación de estos, sino más bien, pueden ser atribuibles a un aumento en la tasa de sedimentación y/o un control tectónico local de carácter extensional que genere acomodación (Marquardt *et al.*, 2003; Le Roux *et al.*, 2005).

En este contexto la Formación Horcón representa a escala regional un evento de regresión marina, debido a las secuencias agradacionales y progradacionales que evidencian sus afloramientos, además de la presencia de unidades transicionales o costeras, sobreyaciendo en contactos discordantes a unidades marinas.

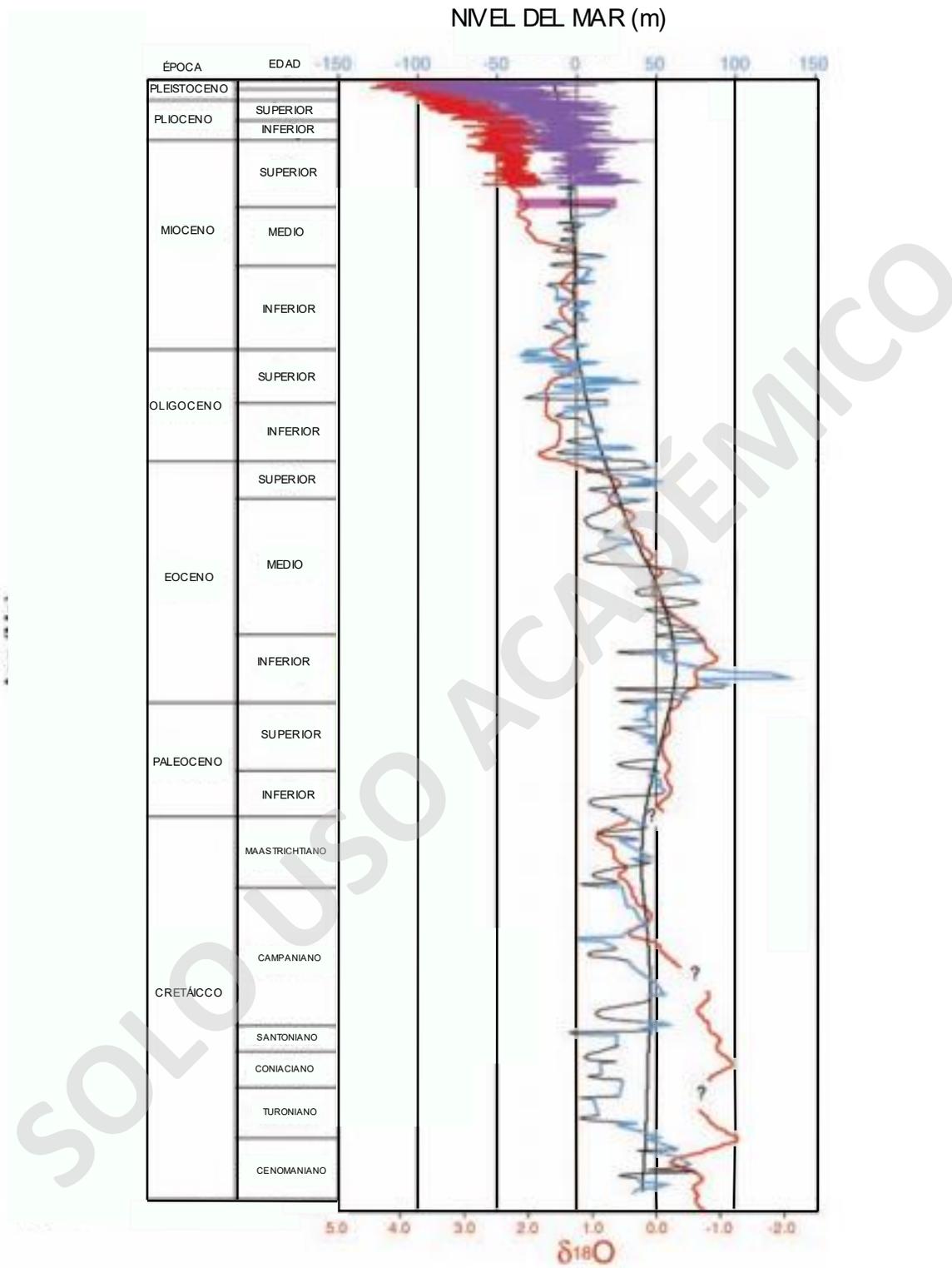


Figura 4.8: Variaciones del nivel del mar. Estadíos regresivos y transgresivos desde el Cretácico Superior hasta el Pleistoceno (Modificado de Miller. 2005)

4.6. IMPLICANCIAS LOCALES Y REGIONALES

Durante el Mioceno tardío la tierra se encontraba en un proceso de enfriamiento a largo plazo, dando origen a diferentes períodos de glaciación, con el desarrollo de capas de hielo extensas sobre los hemisferios Norte y Sur. Se produjo un aumento en la aridez debido al enfriamiento de la atmósfera, lo que disminuyó su capacidad para realizar retención de humedad. Por otra parte, en este período habrían ocurrido procesos transgresivos a lo largo de la cuenca del pacífico, los que habrían sido importantes en la génesis de las formaciones neógenas (Haywood *et al.*, 2000).

El Plioceno se caracteriza por una época en que la tierra experimenta un paso de condiciones climáticas relativamente cálidas a un clima frío, con temperaturas similares a las actuales (Dowsett *et al.*, 1996), ya que se frena el enfriamiento progresivo de la tierra ocurrido en el Mioceno tardío. Sin embargo, hacia el Plioceno tardío se invierte la tendencia térmica, registrando temperaturas globales medias 3°C superiores a las actuales. (Dowsett *et al.*, 1996). Existen evidencias de altas concentraciones de CO₂ en la atmósfera, las que pueden ser de las principales razones de las altas temperaturas globales durante este período, además hay evidencias paleoclimáticas que durante el Piacenziano las temperaturas en los océanos habrían aumentado 2 a 3 °C a pesar del enfriamiento progresivo. Bajo estas condiciones el nivel del mar se elevó unos 30 metros debido al bajo volumen de hielo acumulado en la Antártida, sin embargo, aún no se conoce la razón del desarrollo de este clima cálido (Haywood *et al.*, 2000). En este período habría ocurrido también una ingresión marina local, la cual puede ser un factor importante en las condiciones de ambientes sedimentarios de las formaciones neógenas en Sudamérica (Valdivia *et al.*, 2018)

El Pleistoceno se caracteriza por épocas glaciares e interglaciares, dónde aproximadamente un 30% de la tierra fue cubierta por una extensa capa de hielo, lo que tuvo como implicancia un proceso de eustatismo negativo de aproximadamente 100 metros. Actualmente se estima que en el período Pleistoceno los ciclos glaciares e interglaciares se han repetido más de 20 veces y podrían ser gatillados debido a variaciones en la órbita terrestre, como períodos de oblicuidad, precisión y excentricidad orbital. (Maidana *et al.*, 2014).

Entre el Mioceno tardío y el Plioceno temprano se originó la concentración de magmatismo en la actual posición del arco, expandiéndose hacia el este de manera local. El arco magmático habría

iniciado su migración hacia el este, dónde, habría iniciado desde el borde costero en ese momento, es decir, en el margen occidental de la Cordillera de la Costa, avanzando hasta la Cordillera Principal 2 a 6 Ma. después. El arco en este período se desarrolló solamente al norte y sur del segmento de *flat slab*, es decir, al norte de 27°S y al sur de 33°S (Charrier *et al.*, 2009)

En el avance hacia el este del arco magmático habrían afectado intrusivos paleozoicos y mesozoicos de la Cordillera de la Costa. Esto habría generado una intensa erosión al este de la franja de intrusivos del arco Cretácico tardío y Paleoceno-Eoceno medio, que forman el borde oriental de la Cordillera de la Costa, constituyendo la Depresión Central (Charrier *et al.*, 2009).

Entre el Plioceno tardío y el Pleistoceno temprano, la actividad tectónica era de carácter compresiva, lo cual permitió diferentes procesos de exhumación, dónde posteriormente ocurre el emplazamiento del arco magmático actual (Charrier *et al.*, 2009).

En Chile se encuentran distribuidas las unidades neógenas, las cuales se encuentran limitadas en cuanto a su distribución, producto de la cercanía que existe con la cordillera de la Costa y las planicies litorales. Estas unidades abarcan rangos de edad muy similares a los que presenta la Formación Horcón por lo que se puede asumir que los procesos de sedimentación, acomodación y depositación fueron relativamente similares, ya que es probable que estos procesos se encuentren controlados por un equilibrio entre las variaciones eustáticas, variaciones tectónicas y el aporte sedimentario. (Marquardt *et al.*, 2003; Le Roux *et al.*, 2005; Le Roux *et al.*, 2016; Valdivia *et al.*, 2018).

La combinación entre la variación del ángulo de subducción, la tasa de convergencia entre las placas Nazca y Sudamericana (Martinod *et al.*, 2010) junto con la subducción y migración de la dorsal de Juan Fernández generaron una subsidencia local que habrían favorecido la acumulación de sedimentos que actualmente conforman las rocas de la Formación Horcón. (Valdivia *et al.*, 2018).

4.7. CONTRASTES CON HIPÓTESIS ORIGINAL

Hipótesis I

Inicialmente la hipótesis original contemplaba un ambiente sedimentario correspondiente a una plataforma continental, la cual evidencia un sub-ambiente sedimentario que varía desde *offshore*-transicional a *shoreface*.

La hipótesis original del ambiente sedimentario es correcta, pero menos precisa que los resultados interpretados. Si bien, se corrobora que la Formación Horcón pertenece a un ambiente sedimentario de plataforma continental (Rivano *et al.*, 1993), en base a los resultados obtenidos, se evidencia, además, que los afloramientos de la Formación Horcón pertenecen a un ambiente sedimentario de estuario, el cual pasa a un ambiente deltaico.

Hipótesis II

Inicialmente la hipótesis original hace la pregunta respecto a la fuente de los minerales y fragmentos líticos, podrían ser provenientes de unidades de unidades como Super unidad Mincha, Super unidad Illapel, Formación Ajjal y/o Unidad San Lorenzo

Los resultados petrográficos obtenidos en las diferentes localidades visitadas evidenciaron que, de un total de 10 muestras recolectadas, 3 de estas, presentan una composición que supera el 75 % de cuarzo, 2 de las muestras presentan una composición de fragmentos líticos que supera el 85 % aproximadamente y la muestra faltante presenta una composición que supera el 90% de feldespatos. El alto contenido de cuarzo puede ser atribuible a la Super unidad Mincha, la que se caracteriza por tener composiciones cuarzodioríticas, dioríticas, tonalíticas y graníticas (Rivano *et al.*, 1993). Sin embargo, también La presencia de alto contenido de feldespato potásico puede ser atribuible a la Super unidad Illapel, específicamente a la Unidad Chagres, la cual se caracteriza por tener composiciones sienograníticas. El alto contenido de fragmentos líticos puede ser atribuible a la Formación Ajjal, debido a que la composición de estos es en mayor parte volcánica, evidenciado por fragmentos líticos de andesitas o también puede ser atribuible a la Unidad san Lorenzo, la cual presenta pórfidos graníticos (Rivano *et al.*, 1993). En base a los resultados obtenidos es posible asociar las composiciones de las muestras de arenisca analizadas, con las rocas que conforman las unidades Super unidad Mincha, Super unidad Illapel, Formación Ajjal y/o Unidad San Lorenzo.

5. CAPÍTULO 5: CONCLUSIONES

Las rocas que conforman a la Formación Horcón se depositaron entre el Mioceno Superior y el Pleistoceno Inferior, presentan una potencia aproximada de 45 metros y se componen litológicamente de areniscas muy finas hasta muy gruesas, conglomerados, limolitas y coquinas.

Las variaciones laterales evidenciadas en los acantilados estudiados, revelan que los clastos en general, se presentan desde sur a norte, subredondeados con esfericidad media, además, se evidencian estructuras sedimentarias, junto con una fauna fósil marina.

La Formación Horcón presenta 15 facies sedimentarias, las que se agruparon en 6 asociaciones de facies, las cuales interpretan un ambiente sedimentario de plataforma continental que evolucionó a un ambiente de estuario y posteriormente a un ambiente de delta.

La proveniencia de los sedimentos de la Formación Horcón corresponde a un arco disectado y habría evolucionado a un orógeno reciclado.

A partir del estudio comparativo de la Formación Horcón y las unidades neógenas coetáneas, se infiere una correlación litoestratigráfica que puede tener relación con la Formación Coquimbo y la Formación La Cueva, debido a las similitudes en su litología, estructuras, potencias, relaciones de contacto y edad.

6. CAPÍTULO: RECOMENDACIONES

Los resultados obtenidos en el presente estudio asignan sub-ambientes sedimentarios específicos a la Formación Horcón. Sin embargo, existen localidades que no fueron visitadas, las cuales pueden entregar información relevante respecto a lo interpretado en este trabajo.

Se recomienda visitar la localidad de Maitenes, ya que puede pertenecer a la parte superior de la Formación Horcón. Por otra parte, se deben visitar las localidades de estudiadas por Cuevas (2017) que corresponden a Mantagua, Marga marga y Quintero, además de la localidad de Los Tebos visitada por Carrillo (2011), ya que puede entregar valiosa información paleontológica.

SOLO USO ACADÉMICO

BIBLIOGRAFÍA

- Adams, G. I. (1908): An outline review of the geology of Peru-Smithsonian Institution, Ann.rep., 385-429, Washington.
- Álvarez L. (1963). Geología del área de Valparaíso - Viña del mar (Chile): Instituto de investigaciones geológicas, p. 2-21
- Arche, A., & Miralles, A. 2010. Sedimentología: del proceso físico a la cuenca sedimentaria. Editorial Csic-csic press, vol. 46, p. 2-1273
- Beck at, Freeman A, and Associates (1990) Cognitive Therapy of Personality Disorders .Guilford Press , NY, USA. P.21
- Beck, S.L., G. Zandt, S.C. Myers, R.C. Wallace, P.G. Silver y L. Rake 1996 Crustal-thickness variations in the Central Andes. *Geology* 24: 407-410
- Boggs, S. 2006. Principles of Sedimentology and Stratigraphy (4a edición). Pearson Prentice Hall, Upper Saddle River, NJ. P. 2 -655
- Buatois, L.; Encinas, A. 2006. La icnofacies de Glossifungites en el contacto entre las formaciones Navidad (Miembro Rapel) y La Cueva, Plioceno de la Cordillera de la Costa, Chile. p. 3-9
- Buatois, L. A., & Mangano, M. G. (2012). Tidal flats and subtidal sand bodies. In *Developments in Sedimentology* (Vol. 64, pp. 529-561). Elsevier.
- Brüggen, J. 1950. Fundamentos de la Geología de Chile. Inst. Geogr. Militar (Chile), 374 p. Santiago.
- Cancino, A. 1992. Contribución a la Petrología e interpretación tectónica de las rocas volcánicas triásicas y jurásicas de la región central de Chile (33° - 34° Lat. S). Departamento de Geología. U. de Chile. Memoria de título. Inédito. P. 259. Santiago. Chile.
- Carrillo-Briceño, J. (2011). Significado paleoambiental y paleoecológico de la fauna marina del Plioceno de la Formación Horcón, Región de Valparaíso, Chile central (Doctoral dissertation, Tesis para optar al grado de Magister en Oceanografía. Pontificia Universidad Católica de Valparaíso. 154p).
- Carrillo-Briceño, J., González-Barba, G., Landaeta, M., Nielsen, S. 2013. Fossil Chondrichthyans from the Upper Pliocene Horcón Formation, Valparaíso Region, central Chile. *Rev. chil. hist. nat.* [online]. 2013, vol.86, n.2, pp. 191-206.
- Carter, W., Aliste, N. 1962. Geology of the ore deposits of the Nilhue Quadrangle. Aconcagua province: Informe Inédito, Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Chile. p. 8
- Charrier, R., Pinto, L., Rodríguez, M. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean orogen in Chile. *Geology of Chile*, Chapter 3 (Moreno, T.; Gibbons, W.; editors). The Geological Society, Special Publication: p. 21-116. London.

Charrier, R., Farías, M., & MaksaeV, V. (2009). Evolución tectónica, paleogeográfica y metalogénica durante el Cenozoico en los Andes de Chile norte y central e implicaciones para las regiones adyacentes de Bolivia y Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 65(1), 05-35.

Cdabrio 1984 Evolución de estructuras alpinas en centro peninsular Cuaderno Lab. Xeológico de Laxe Coruña. 1994. Vol. 19, pp. 175-190

Cecioni, G. 1978. Petroleum possibilities of the Darwin's Navidad Formation near Santiago, Chile. Publicación ocasional del Museo Nacional de Historia Natural, Chile. Vol 25.p. 3-28

Chávez, M. 2008: Evaluación ingeniero-geológica del deterioro de las rocas. *Minería y Geología* 24(4): 1-13.

Chávez, M., Briceño, J. D. C., & Nielsen, S. N. (2014). The evolution of seabirds in the Humboldt Current: New clues from the Pliocene of central Chile. *PloS one*, p. 9(3).

Covacevich, V. y Piraces, R. 1976. Hallazgo de ammonites del Bajociano superior en la cordillera de la Costa de Chile Central entre la Cuesta El Melón y Limache. p. 3

Cuevas R. 2017. Análisis De Los Depósitos Sedimentarios Terciarios-Cuaternarios En El Área De Quintero-Placilla (~33°S) Y Sus Implicancias Paleogeográficas. Memoria de Título. Universidad de Chile. p. 52

Darwin, C. 1846. Geological observations on South America. Smith, Elder and Co.: 279 p. London.

Deméré, T. A. 1994. Two new species of fossil walruses (*Pinnipedia: Odobenidae*) from the upper Pliocene San Diego Formation, California. *Proceedings of the San Diego Society of Natural History* 29:77-98

Dickinson, W., Beard, L., Brakenridge, G., Erjavec, J., Ferguson, R., Inman, K. & Ryberg, P. 1983. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation to tectonic setting. *Geological Society of America Bulletin*, p. 21 94(2), 222-235.

Dickinson, W. R. (1985). Interpreting provenance relations from detrital modes of sandstones. In *Provenance of arenites* (pp. 333-361). Springer, Dordrecht.

Dowsett, H., Barron, J., And Poore, R., 1996. Middle Pliocene sea surface temperatures: a global reconstruction. *Marine Micropaleontology*, 27:13-26

Dunbar R.B., Marty R.C. & Baker P.A. (1990).- Cenozoic marine sedimentation in the Sechura and Pisco basins, Peru. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* p.77, 235-261.

Encinas, A., le roux, J., Buatois, L., Nielsen, S., Finger, K., Fourtanier, E., Lavenu, A. 2006. Nuevo esquema estratigráfico para los depósitos marinos mio-pliocenos del área de Navidad (33°00'-34°30'S), Chile central. *Revista Geológica de Chile*, 33(2), 221-246

Encinas, A., Finger, K. L., Nielsen, S. N., Lavenu, A., Buatois, L. A., Peterson, D. E., & Le Roux, J. P. (2008). Rapid and major coastal subsidence during the late Miocene in south-central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, 25(2), 157-175.

- Espiñeira, D. 1989. Geología del Complejo Plutónico Papudo-Quintero. Aspectos cronológicos y geoquímicos. Departamento de Geología y Geofísica, Universidad de Chile. Memoria de Título. p 15
- Emparan, C.; Pineda, G. 2000. Área La Serena-LaHiguera, Región de Coquimbo. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos 18, escala 1:100.000. p. 1
- Farías, M., Comte, D., Charrier, R., Martinod, J., David, C., Tassara, A., ... & Fock, A. (2010). Crustal-scale structural architecture in central Chile based on seismicity and surface geology: Implications for Andean mountain building. *Tectonics*, p. 29(3).
- Finger, K.; Nielsen, S.; Devries, T.; Encinas, A. y Peterson, D. 2007. Paleontologic evidence for sedimentary displacement in Neogene Forearc Basins of Central Chile. *Palaios* N° 22: 3–16.
- Finger, K. 2013. Miocene foraminifera from the south-central coast of Chile. University of California Museum of Paleontology. 152pp. Berkeley.
- Fock, A. 2005. Cronología y tectónica de la exhumación en el Neógeno de los Andes de Chile central entre los 33° y los 34°S. Tesis de Doctorado (Inédito), Departamento de Geología, Universidad de Chile: 235 p
- García, F. 1968. Estratigrafía del Terciario de Chile central. Simposio sobre el Terciario de Chile, Zona Central. Andrés Bello, Santiago, 25-57
- Gana, P., TOSDAL, R. 1996. Geocronología U-Pb y K-Ar en intrusivos del Paleozoico y Mesozoico de la Cordillera de la Costa, Región de Valparaíso, Chile. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 23, No. 2, p. 151-164.
- Gimenez D. 2012. Caracterización De La Estructura Geomorfológica Y Dinámica Costera De Las Ensenadas De La Ligua, Horcón Y Quintay. Región De Valparaíso. Universidad de Chile. p. 91.
- Godoy, E.; Marquardt R., C.; Blanco, N. 2003. Carta Caldera, Región de Antofagasta. Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica, escala 1:100.000. N° 76. SERNAGEOMIN.
- Gutstein, C. 2008. Fauna de vertebrados y aspectos tafonómicos del “bonebed” (Mioceno tardío) de la Formación Bahía Inglesa. En: Actas del I Simposio Paleontología en Chile. Santiago 102-108
- Gutiérrez, N., Hinojosa, L., Le Roux, J., Pedroza, V. 2013. Evidence for an Early-Middle Miocene age of the Navidad Formation (central Chile): Paleontological, paleoclimatic and tectonic implications. *Andean Geology* 40 (1), p. 66-78.
- Hansen et al (2013). Assessing "Dangerous Climate Change": Required Reduction of Carbon Emissions to Protect Young People, Future p. 12
- Haywood, D.M., 1986. Diatom biostratigraphy and paleoecology with a Cenozoic history of antarctic ice sheets. Ph.D. Dissertation, Ohio State Univ., Columbus, OH, 592 pp
- Haywood, A.M., P.J. Valdes & B.W. Sellwood. 2000. Global scale palaeoclimate reconstruction of the middle Pliocene climate using the UKMO GCM: initial results. *Global and Planetary Change* 25 (3-4): 239-256.

- Hervé, F., Munizaga, F., Parada, M., Brook, M., Pankhurst, R., Snelling, N., Drake, R. 1988. Granitoids of the Coast Range of central Chile: geochronology and geologic setting. *Journal of South American Earth Sciences*, 1(2), 185-194.
- Ingersoll, R. V., Bullard, T. F., Ford, R. L., Grimm, J. P., Pickle, J. D., & Sares, S. W. (1984). The effect of grain size on detrital modes: a test of the Gazzi-Dickinson point-counting method. *Journal of Sedimentary Research*, 54(1), 103-116.
- Kay, S., Abbruzzi, J. 1996. Magmatic evidence for Neogene lithospheric evolution of the central Andean “flat slab” between 30° and 32°S. *Tectonophysics*, v. 259, p. 15–28.
- Laursen, J., Scholl, D. W., & Von Huene, R. (2002). Evolution of the late cenozoic Valparaiso forearc basin in central Chile: Forearc basin response to ridge and seamount subduction. *Tectonics*, p. 21.
- Le Roux, J., Olivares, D., Nielsen, S., Smith, N., Middleton, H., Fenner, J., Ishman, S. 2005. Bay sedimentation as controlled by regional crustal behaviour, local tectonics and eustatic sea-level changes: Coquimbo Formation (Miocene–Pliocene), Bay of Tongoy, central Chile. *Sedimentary Geology*, 1984(1), p.133-153.
- Le Roux, J. P., Achurra, L., Henríquez, Á., Carreño, C., Rivera, H., Suárez, M. E. & Gutstein, C. S. (2016). Oroclinal bending of the Juan Fernández Ridge suggested by geohistory analysis of the Bahía Inglesa Formation, north-central Chile. *Sedimentary Geology*, 333, 32-49
- López, N. P. 2016. Patrimonio geológico de la comuna de Puchuncaví, para la creación del Geoparque Puchuncaví, V Región de Valparaíso. Memoria de Título. U. de Chile. Santiago.
- NOVAS, F. (2006). Buenos Aires, un millón de años atrás. Editorial Siglo XXI Editores. p.81
- Maidana G. (2014). Aportes de las glaciaciones a la historia geológica de la tierra y la evolución y distribución de las especies. *Contribuciones científicas*, 26, p. 155-167.
- Martinod, J., Letourmy, Y., Regard, V., Carretier, S., Hassani, R. 2012. Fore-arc Andean uplift and the dynamics of subduction. In *Congreso Geológico Chileno, 13th (Antofagasta)*, Actas (en formato digital), Simposio T2, p. 289–291.
- Martinez, P., & Pardo, M. (1980). Microfósiles silíceos de las diatomitas de Tongoy, Provincia de Coquimbo, Chile: su significado biocronoestratigráfico, biocronogeológico, paleoecológico y paleogeográfico. P. 10-11
- Maksaev V. (1979). Geología de la V Región de Chile. Valparaiso: Instituto de investigaciones geológicas. p. 2-3
- Marquardt R., C.; Blanco, N.; Godoy, E.; Lavenu, A.; Ortlieb, L.; Marchant, M.; Guzmán, N. 2000. Estratigrafía del Cenozoico Superior en el área de Caldera 826°45' - 28° S). In *Congreso Geológico chileno, N° 9, Actas, Vol. 2*, p. 588-592. Puerto Varas

- Martinod, J., Letourmy, Y., Regard, V., Carretier, S., Hassani, R. 2012. Fore-arc Andean uplift and the dynamics of subduction. In Congreso Geológico Chileno, 13th (Antofagasta), Actas (en formato digital), Simposio T2, p. 289–291.
- Morelli Roa, P. F. (2008). Estudio geológico del sistema de alteración hidrotermal de Pajonales, Provincia de Vallenar, Región de Atacama. p. 20
- Morike, W., 1896. El distrito eruptivo del San Cristóbal, cerro de Santiago Boletín de la Sociedad Nacional de Minería (Revista Minera; translation from German), Santiago, vol. 93 1896. 131-135pp
- Nichols, G. (2009). Sedimentology and stratigraphy. John Wiley & Sons. p. 411
- Nielsen, S. y Glodny, J. 2009. Early Miocene subtropical water temperatures in the southeast Pacific. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* N° 280: 480–488.
- Orbigny, A. DE. 1842-1853. Moluscos. En: Historia física, política y natural de la Isla de Cuba (R. de la Sagra, ed.). Tomo 5, 376 págs.
- Parada R., Miguel A. 1992. Contribución a la geoquímica del complejo plutónico Papudo-Quintero, Chile Central: implicaciones petrogenéticas. *Revista Geológica de Chile* v.19 (n.2): pp.199-210, 1 tabla, 5 figs Solicite Por: Bsngm
- Partarrieu, D. (2013), Inventario de Geositorios en la Comuna de Lonquimay, para la creación del Geoparque Kütralkura, IX Región de La Araucanía. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 152 pp
- Petersen, G. 1954. Informe preliminar sobre la Geología de 13 faja costera del Departamento de Ica. Empr. Peto Fiscal (Perú), Bol. Técn. No. 1, p. 33-77.
- Piraces, R., MaksaeV, V. 1977. Geología de la Hoja Quillota. IIG, Santiago. p. 4
- PHILIPPI, R. A. 1887. Los fósiles terciarios y cuaternarios de Chile. Brockhaus: 256 p. Leipzig.
- Ramírez Meneses, V. C. (2010). Plutonismo del carbonífero superior y jurásico medio en el tramo costero entre Laguna Verde y Tunquén (33° 05' - 33° 15' S), Chile central. p. 3
- Rivano, S., Sepúlveda, P. 1991. Hoja Illapel, Región de Coquimbo. Carta Geológica de Chile. Santiago p. 140
- Rivano, S. 1993. Hoja Quillota-Portillo, Región de Valparaíso. Carta Geológica de Chile. Santiago p.1
- Royo, M., 1985. Un aporte al conocimiento del Terciario marino: Formación Bahía Inglesa. In Congreso Geológico Chileno, No. 4, Antofagasta, Actas, 1: 514-532.
- Sabaj, R. 2008. Identificación y caracterización de estructuras potencialmente activas en la cordillera de la costa entre los 33° y 33°45'S. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago. 91p.
- SERNAGEOMIN, (1996). Mapa geológico del área de San Antonio-Melipilla. Chile. p. 1

- Scasso. 2010. Tectonic evolution of the northern Austral-Magallanes basin in the Southern Patagonian Andes from provenance analysis. Argentina. p. 14
- Selley, R. C. (1970). Ichnology of Paleozoic sandstones in the Southern Desert of Jordan: A study of trace fossils in their sedimentologic context. In Trace Fossils (Vol. 3, pp. 477-488). Liverpool: Liverpool Geological Society.
- Sepúlveda, P. 1988. Resultados preliminares del trabajo geológico regional efectuado en el sector de la Cordillera de la Costa entre Tilama y la Cuesta del Melón, V Región. Informe interno. Inédito. Julio 1988, SERNAGEOMIN. P. 17. Santiago, Chile.
- Stern, C. 2004. Active Andean volcanism: its geologic and tectonic setting. *Revista geológica de Chile*, 31(2), 161-206.
- Tavera, J. 1942. Contribución al estudio de la estratigrafía y paleontología del Terciario de Arauco. Congreso Panamericano de Ingeniería en Minas y Geología No 1. Actas 1-2: 580-632.
- Tavera J. 1960 El Plioceno de Bahía Horcón en la provincia de Valparaíso. Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, p. 349-365
- Tavera.J. 1979 Estratigrafía y paleontología de la Formación Navidad, Provincia de Colchagua, Chile. *Boletín del museo de historia natural* v 36. 176 pp. Santiago de Chile
- THOMAS H. (1958) Geología de la Cordillera de la costa entre el Valle de La Ligua y La Cuesta de Barriga. *Boletín del Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín (Chile) 2*: 86 p.
- Trivelli, J., Coorea, M.J., Trivelli, P., Espinoza, M., Suazo, C., Ortiz, P., Iturrieta, M. 2014. Plan de Medidas para Proteger el Sitio Acantilados de la Quirilluca como un Área de Nidificación para el Piquero (*Sula variegata*). 100 p
- Valdivia D. (2018). Variación del nivel del mar durante el Neógeno. Congreso geológico chileno: Departamento de ingeniería estructural y geotecnia. -escuela de ingeniería. Universidad católica de Chile. p. 5
- Walker, R. G. (1992). Facies models: response to sea level change. St. John's, Nfld.: Geological Association of Canada= Association géologique du Canada. p. 406
- Walsh, S.A.; Suárez, M. 2005. First post-Mesozoic record of Crocodyliformes from Chile. *Acta Palaentologica Polonica* 50 (3): 595-600.
- Weltje, 2006 Geological Society, London social publications p79-99.
- Yáñez, G., Ranero, C., Von Huene, R., Díaz, J. 2001. Magnetic anomaly interpretation across the southern central Andes (32°-34°S): the role of the Juan Fernández Ridge in the late Tertiary evolution of the margin. *J. Geophys. Res.*, 106: 325-6345.

ANEXOS

CÓDIGO DE ROCA	190406/3	190406/4	190406/5	190407/4	190407/5	190407/6	190407/7	190407/8
LÍTICOS VOLCÁNICOS	50	66	51	54	61	60	42	36
LÍTICOS INTRUSIVOS	17	4	10	3	2	7	7	4
LÍTICOS SEDIMENTARIOS	37	43	34	19	20	32	31	18
LÍTICOS METAMÓRFICOS	5	3	1	6	7	4	4	1
LÍTICOS INDIFERENCIADOS	49	25	4	7	7	7	12	20
CUARZO MONOCRISTALINO	91	91	100	96	90	79	79	123
CUARZO POLICRISTALINO	27	31	44	54	51	49	48	61
FELDESPATO POTÁSICO	36	36	38	30	39	51	37	31
PLAGIOCLASA	17	32	38	43	48	38	18	33
BIOTITA		3	6	6	2	3	3	3
CLORITA			1		2	3	2	3
ANFÍBOLAS	11	12	18	24	20	30	37	21
MICAS	16	10	6	18	12	9	16	5
PIROXENO	1	7	8	7	7	7	19	11
EPIDOTA	1							
GLAUCONITA	4	2	4	12	6	4	7	8
OPACOS	40	40	25	24	25	18	26	21
MINERAL INDIFERENCIADO		19	13	18	7	18	24	22
TOTAL DE MINERALES	402	424	401	421	406	419	412	421

FECHA	CÓDIGO	UBICACIÓN	ESCALA DE ANÁLISIS	TIPO DE ROCA	COMPONENTES(MINERALES,FRAGMENTOS DE ROCA, MATRIZ Y/O MASA FUNDAMENTAL	ESTRUCTURAS	OBSERVACIONES	NOMBRE
06-04-2019	(M)190406/1	SAN ANTONIO	MESOSCÓPICA	SEDIMENTARIA CLÁSTICA	MATRIZ (10%): ARENA MUY FINA, FRAGMENTOS MAYORES (90%): MINERALES: CUARZO ANHEDRAL DESDE TAMAÑO ARENA MEDIA HASTA GRUESA (45%), PLAGIOCLASA ANHEDRAL DE TAMAÑO ARENA MEDIA (3%), FELDESPATO POTÁSICO ANHEDRAL DE TAMAÑO ARENA MEDIA (2%) FRAGMENTOS DE ROCA DESDE TAMAÑO ARENA MEDIA HASTA GRAVILLA (50%)	ONDULITAS ASIMÉTRICAS DE 0,5 CM DE ANCHO, LAMINACIÓN PARALELA	CUARZO SE PRESENTA REDONDEADO CON ESFERICIDAD MODERADA, PLAGIOCLASAS SE PRESENTAN SUBREDONDEADAS CON ESFERICIDAD MODERADA, FELDESPATO POTÁSICO SE PRESENTA SUBREDONDEADO CON ESFERICIDAD MODERADA, LOS FRAGMENTOS DE ROCA SE PRESENTAN SUBANGULOSOS, LA ROCA PRESENTA CEMENTO FÉRRICO, FRAGMENTOS LÍTICOS SON POLIMÍCTICOS, PRESENTA UN EMPAQUETAMIENTO CLASTO-SOPORTADO, FÁBRICA ANISOTROPA, SELECCIÓN MODERADA A BUENA, MADUREZ TEXTURAL MODERADA Y MADUREZ COMPOSICIONAL MODERADA.	LITARENITA FÉRRICA
06-04-2019	(M)190406/2	SAN ANTONIO	MESOSCÓPICA	ÍGNEA EXTRUSIVA	MASA FUNDAMENTAL (85%): FENOCRISTALES (15%): CUARZO MASIVO ANHEDRAL DE GRANO MEDIO (2%), PLAGIOCLASA TABULAR SUBHEDRAL DE GRANO MEDIO (10%), ANFÍBOLA TABULAR SUBHEDRAL DE GRANO FINO (3%)		HIPOCRISTALINA, TEXTURA PORFÍRICA, VESÍCULAS (2%)	ANDESITA DE HORNBLENDA
06-04-2019	(M)190406/3	SECTOR NORTE DE QUIRILLUCA	MESOSCÓPICA	SEDIMENTARIA CLÁSTICA	MATRIZ (8%): ARENA MUY FINA, FRAGMENTOS MAYORES (90%): MINERALES: CUARZO ANHEDRAL DESDE TAMAÑO ARENA FINA HASTA GRAVILLA (55%), PLAGIOCLASA ANHEDRAL DE TAMAÑO ARENA FINA (10%), FELDESPATO POTÁSICO ANHEDRAL DESDE TAMAÑO ARENA FINA HASTA MEDIA (5%), FRAGMENTOS DE ROCA DESDE TAMAÑO ARENA FINA HASTA GRUESA (30%)		CUARZO SE PRESENTA SUB-REDONDEADO A SUB-ANGULOSOS, CON BUENA ESFERICIDAD, LAS PLAGIOCLASAS SE PRESENTA SUB-REDONDEADA CON BUENA ESFERICIDAD, FELDESPATO POTÁSICO SE PRESENTA SUBREDONDEADO CON ESFERICIDAD MODERADA, LOS FRAGMENTOS DE ROCA SE PRESENTAN SUB-ANGULOSOS CON ESFERICIDAD MODERADA, CEMENTO SILÍCEO, LÍTICOS POLIMÍCTICOS, EMPAQUETAMIENTO CLASTO-SOPORTADO, FÁBRICA ISÓTropa, DE MALA SELECCIÓN, MADUREZ TEXTURAL MODERADA Y MADUREZ COMPOSICIONAL BUENA, PRESENTA FÓSILES DE GASTRÓPODOS DE 2 cm	SUBLITARENITA SILÍCEA
06-04-2019	(M)190406/4	SECTOR NORTE DE QUIRILLUCA	MESOSCÓPICA	SEDIMENTARIA CLÁSTICA	MATRIZ (10%): ARENA MUY FINA, FRAGMENTOS MAYORES (90%): CUARZO ANHEDRAL DESDE TAMAÑO ARENA FINA HASTA ARENA GRUESA (45%), PLAGIOCLASA ANHEDRAL DESDE TAMAÑO ARENA FINA HASTA ARENA GRUESA (10%), FELDESPATO POTÁSICO ANHEDRAL DE TAMAÑO ARENA MEDIA (20%), FRAGMENTOS DE ROCA DESDE TAMAÑO ARENA MEDIA HASTA ARENA GRUESA (25%)		CUARZO SE PRESENTA SUB-REDONDEADO A REDONDEADO, CON BUENA ESFERICIDAD, LAS PLAGIOCLASAS SE PRESENTA SUB-REDONDEADA CON BUENA ESFERICIDAD, FELDESPATO POTÁSICO SE PRESENTA SUBREDONDEADO CON ESFERICIDAD MODERADA, LOS FRAGMENTOS DE ROCA SE PRESENTAN SUB-ANGULOSOS CON ESFERICIDAD MODERADA, CEMENTO SILÍCEO, LÍTICOS POLIMÍCTICOS, EMPAQUETAMIENTO CLASTO-SOPORTADO, FÁBRICA ISÓTropa, DE MALA A MODERADA SELECCIÓN, MADUREZ TEXTURAL MALA A MODERADA Y MADUREZ COMPOSICIONAL MODERADA, PRESENTA OQUEDADES Y MOLDES DE BIVALVOS DE 2 cm	LITARENITA FELDESPÁTICA SILÍCEA
06-04-2019	(M)190406/5	SECTOR NORTE DE QUIRILLUCA	MESOSCÓPICA	SEDIMENTARIA CLÁSTICA	MATRIZ (12%): LIMO FRAGMENTOS MAYORES (88%): CUARZO ANHEDRAL DESDE TAMAÑO ARENA FINA HASTA ARENA MEDIA (45%), PLAGIOCLASA ANHEDRAL DE TAMAÑO ARENA MUY FINA (15%), FELDESPATO POTÁSICO ANHEDRAL DE TAMAÑO ARENA MEDIA (5%), FRAGMENTOS DE ROCA DESDE TAMAÑO ARENA FINA HASTA ARENA GRUESA (35%)		CUARZO SE PRESENTA REDONDEADO, CON BUENA ESFERICIDAD, LAS PLAGIOCLASAS SE PRESENTA SUB-REDONDEADA CON BUENA ESFERICIDAD, FELDESPATO POTÁSICO SE PRESENTA SUBREDONDEADO CON ESFERICIDAD MODERADA, LOS FRAGMENTOS DE ROCA SE PRESENTAN SUB-REDONDEADOS CON ESFERICIDAD MODERADA, CEMENTO FÉRRICO, LÍTICOS POLIMÍCTICOS, EMPAQUETAMIENTO CLASTO-SOPORTADO, FÁBRICA ISÓTropa, DE MODERADA A BUENA SELECCIÓN, MADUREZ TEXTURAL BUENA Y MADUREZ COMPOSICIONAL MODERADA	LITARENITA LIMOSA FÉRRICA

07-04-2019	(M)190407/1	MAITENCILLO	MESOSCÓPICA	ÍGNEA INTRUSIVA	ANFÍBOLA PRISMÁTICA SUBHEDRAL DE GRANO MEDIO (30%), CUARZO MASIVO ANHEDRAL DE GRANO MEDIO A GRUESO (40%), PLAGIOCLASA TABULAR SUBHEDRAL (10%) DE GRANO FINO A MEDIO, BIOTITA MICÁCEA SUBHEDRAL DE GRANO FINO A MEDIO, FELDESPATO POTÁSICO MASIVO ANHEDRAL DE GRANO MEDIO A GRUESO (10%)		HOLOCRISTALINA, INEQUIGRANULAR (SERIADA), HIPIDOMÓRFICA, TEXTURA FANERÍTICA Y ESTRUCTURA HOMOGÉNEA	MONZOGRANITO DE ANFÍBOLA
	(M)190407/2	MAITENCILLO	MESOSCÓPICA	ÍGNEA INTRUSIVA	CUARZO MASIVO ANHEDRAL DE GRANO MEDIO A GRUESO (25%), ANFÍBOLA ANHEDRAL-SUBHEDRAL PRISMÁTICA Y TABULAR DE GRANO FINO A MEDIO (30%), PLAGIOCLASA TABULAR SUBHEDRAL DE GRANO FINO A MEDIO (15%), FELDESPATO POTÁSICO MASIVO ANHEDRAL DE GRANO FINO A MEDIO (20%), BIOTITA MICÁCEA SUBHEDRAL DE GRANO FINO (10%)		HOLOCRISTALINA, INEQUIGRANULAR, TEXTURA FANERÍTICA, PRESENTA ENCLAVES MÁFICOS DE TONALITAS DE ANFÍBOLA	SYENOGANITO DE ANFÍBOLA
	(M)190407/3	MAITENCILLO	MESOSCÓPICA	SEDIMENTARIA CLÁSTICA	MATRIZ (15%): ARENA MUY FINA, FRAGMENTOS MAYORES (85%): CUARZO ANHEDRAL DESDE TAMAÑO ARENA FINA HASTA ARENA GRUESA (40%), PLAGIOCLASA ANHEDRAL DESDE TAMAÑO ARENA FINA HASTA ARENA GRUESA (15%), FELDESPATO POTÁSICO ANHEDRAL DE TAMAÑO ARENA MEDIA (25%), FRAGMENTOS DE ROCA DESDE TAMAÑO ARENA MEDIA HASTA ARENA GRUESA (20%)		CUARZO SE PRESENTA SUB-REDONDEADO Y SUB-ANGULOSO, CON BUENA ESFERICIDAD, LAS PLAGIOCLASAS SE PRESENTA SUB-REDONDEADA CON MODERADA ESFERICIDAD, FELDESPATO POTÁSICO SE PRESENTA SUBREDONDEADO CON ESFERICIDAD MODERADA, LOS FRAGMENTOS DE ROCA SE PRESENTAN SUB-REDONDEADOS Y SUB-ANGULOSOS CON ESFERICIDAD MODERADA, CEMENTO FÉRRICO, LÍTICOS POLIMÍCTICOS, EMPAQUETAMIENTO CLASTO-SOPORTADO, FÁBRICA ISÓTROPICA, DE MALA A MODERADA SELECCIÓN, MADUREZ TEXTURAL MALA A MODERADA Y MADUREZ COMPOSICIONAL MODERADA	ARCOSA LÍTICA FÉRRICA
	(M)190407/4	SECTOR SUR DE QUIRILLUCA	MESOSCÓPICA	SEDIMENTARIA CLÁSTICA	MATRIZ (8%): LIMO FRAGMENTOS MAYORES (92%): CUARZO ANHEDRAL DESDE TAMAÑO ARENA FINA HASTA ARENA MEDIA (45%), PLAGIOCLASA ANHEDRAL DESDE TAMAÑO ARENA FINA HASTA ARENA MEDIA (10%), FELDESPATO POTÁSICO ANHEDRAL DE TAMAÑO ARENA MEDIA (22%), FRAGMENTOS DE ROCA DESDE TAMAÑO ARENA FINA HASTA ARENA MEDIA (23%)		CUARZO SE PRESENTA SUB-REDONDEADO, CON BUENA ESFERICIDAD, LAS PLAGIOCLASAS SE PRESENTA SUB-REDONDEADA CON BUENA ESFERICIDAD, FELDESPATO POTÁSICO SE PRESENTA SUBREDONDEADO CON ESFERICIDAD MODERADA, LOS FRAGMENTOS DE ROCA SE PRESENTAN SUB-REDONDEADOS CON ESFERICIDAD MODERADA, CEMENTO SÍLICEO, LÍTICOS POLIMÍCTICOS, EMPAQUETAMIENTO CLASTO-SOPORTADO, FÁBRICA ISÓTROPICA, DE MODERADA A BUENA SELECCIÓN, MADUREZ TEXTURAL MODERADA A BUENA Y MADUREZ COMPOSICIONAL MODERADA. PRESENTA MOLDES DE FÓSILES DESDE 0.5 cm HASTA 1 cm Y QUEDADES DE 1 cm.	LITARENITA FELDESPÁTICA SILICEA

(M)190407/5	SECTOR SUR DE QUIRILLUCA	MESOSCÓPICA	SEDIMENTARIA CLÁSTICA	MATRIZ (15%): LIMO FRAGMENTOS MAYORES (85%): CUARZO ANHEDRAL DESDE TAMAÑO ARENA FINA HASTA ARENA MEDIA (55%), PLAGIOCLASA ANHEDRAL DESDE TAMAÑO ARENA FINA HASTA ARENA MEDIA (10%), FELDESPATO POTÁSICO ANHEDRAL DESDE TAMAÑO ARENA FINA HASTA ARENA MEDIA (25%), FRAGMENTOS DE ROCA DESDE TAMAÑO ARENA FINA HASTA ARENA MEDIA (10%)	CUARZO SE PRESENTA SUB- ANGULOSO, CON MODERADA ESFERICIDAD, LAS PLAGIOCLASAS SE PRESENTA SUB-REDONDEADA CON BUENA ESFERICIDAD, FELDESPATO POTÁSICO SE PRESENTA SUBREDONDEADO CON ESFERICIDAD MODERADA, LOS FRAGMENTOS DE ROCA SE PRESENTAN SUB- REDONDEADOS CON ESFERICIDAD MODERADA, CEMENTO FÉRRICO, LÍTICOS POLIMÍCTICOS, EMPAQUETAMIENTO CLASTO- SOPORTADO, FÁBRICA ISÓTROP, DE MODERADA A BUENA SELECCIÓN, MADUREZ TEXTURAL MALA A MODERADA Y MADUREZ COMPOSICIONAL MODERADA. PRESENTA TRAZAS FÓSILES DESDE 1 cm HASTA 2 cm	SUBARCOSA LIMOSA SÍLICEA
(M)190407/6	SECTOR SUR DE QUIRILLUCA	MESOSCÓPICA	SEDIMENTARIA CLÁSTICA	MATRIZ (5%): ARENA MUY FINA, FRAGMENTOS MAYORES (95%): CUARZO ANHEDRAL DESDE TAMAÑO ARENA FINA HASTA ARENA GRUESA (65%), PLAGIOCLASA ANHEDRAL DESDE TAMAÑO ARENA FINA HASTA ARENA MEDIA (5%), FELDESPATO POTÁSICO ANHEDRAL DE TAMAÑO ARENA MEDIA (20%), FRAGMENTOS DE ROCA DESDE TAMAÑO ARENA MEDIA HASTA ARENA GRUESA (10%)	CUARZO SE PRESENTA SUB- ANGULOSO Y SUB-REDONDEADO, CON MODERADA A BUENA ESFERICIDAD, LAS PLAGIOCLASAS SE PRESENTA SUB- REDONDEADAS CON BUENA ESFERICIDAD, FELDESPATO POTÁSICO SE PRESENTA SUBREDONDEADO CON ESFERICIDAD MODERADA, LOS FRAGMENTOS DE ROCA SE PRESENTAN SUB-REDONDEADOS Y SUB-ANGULOSOS CON ESFERICIDAD MODERADA, CEMENTO SÍLICEO, LÍTICOS POLIMÍCTICOS, EMPAQUETAMIENTO CLASTO- SOPORTADO, FÁBRICA ISÓTROP, DE MALA A MODERADA SELECCIÓN, MADUREZ TEXTURAL MODERADA Y MADUREZ COMPOSICIONAL BUENA A MODERADA. PRESENTA BIOTURBACIÓN	SUBARCOSA SÍLICEA
(M)190407/7	SECTOR SUR DE QUIRILLUCA	MESOSCÓPICA	SEDIMENTARIA CLÁSTICA	MATRIZ (5%): ARENA MUY FINA, FRAGMENTOS MAYORES (95%): CUARZO ANHEDRAL DESDE TAMAÑO ARENA FINA HASTA ARENA MEDIA (50%), PLAGIOCLASA ANHEDRAL DE TAMAÑO ARENA FINA (5%), FELDESPATO POTÁSICO ANHEDRAL DE TAMAÑO ARENA FINA (5%), FRAGMENTOS DE ROCA DE TAMAÑO ARENA FINA (40%)	CUARZO SE PRESENTA SUB- ANGULOSO, CON MODERADA ESFERICIDAD, LAS PLAGIOCLASAS SE PRESENTA SUB-REDONDEADA CON BUENA ESFERICIDAD, FELDESPATO POTÁSICO SE PRESENTA SUBREDONDEADO CON ESFERICIDAD MODERADA, LOS FRAGMENTOS DE ROCA SE PRESENTAN SUB- REDONDEADOS CON ESFERICIDAD MODERADA, CEMENTO SÍLICEO, LÍTICOS POLIMÍCTICOS, EMPAQUETAMIENTO CLASTO- SOPORTADO, FÁBRICA ISÓTROP, DE BUENA SELECCIÓN, MADUREZ TEXTURAL MODERADA A BUENA Y MADUREZ COMPOSICIONAL MODERADA. PRESENTA RESTOS DE RAÍCES	SUBLITARENITA SÍLICEA
(M)190407/8	SECTOR SUR DE QUIRILLUCA	MESOSCÓPICA	SEDIMENTARIA CLÁSTICA	MATRIZ (13%): LIMO FRAGMENTOS MAYORES (87%): CUARZO ANHEDRAL DESDE TAMAÑO ARENA FINA HASTA ARENA MEDIA (70%), PLAGIOCLASA ANHEDRAL DESDE TAMAÑO ARENA FINA HASTA ARENA MEDIA (10%), FELDESPATO POTÁSICO ANHEDRAL DESDE TAMAÑO ARENA FINA HASTA ARENA MEDIA (5%), FRAGMENTOS DE ROCA DESDE TAMAÑO ARENA FINA HASTA ARENA MEDIA (15%)	CUARZO SE PRESENTA SUB- REDONDEADO, CON MODERADA ESFERICIDAD, LAS PLAGIOCLASAS SE PRESENTA SUB-REDONDEADA CON MALA A MODERADA ESFERICIDAD, FELDESPATO POTÁSICO SE PRESENTA SUBREDONDEADO CON ESFERICIDAD MODERADA, LOS FRAGMENTOS DE ROCA SE PRESENTAN SUB- REDONDEADOS CON ESFERICIDAD MALA, CEMENTO FÉRRICO, LÍTICOS POLIMÍCTICOS, EMPAQUETAMIENTO CLASTO-SOPORTADO, FÁBRICA ISÓTROP, DE BUENA SELECCIÓN, MADUREZ TEXTURAL BUENA Y MADUREZ COMPOSICIONAL BUENA	SUBLITARENITA FÉRRICA

