



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
Facultad de Ciencias Químicas
Departamento de Ciencias de la Tierra



**“CARACTERIZACIÓN GEOLÓGICA Y SU RELACIÓN
CON PROCESOS DE REMOCIONES EN MASA DEL
SECTOR PUNTA DEL ARCO – PUNTA MONTECRISTO
DE COCHOLGÜE, REGION DEL BIOBÍO, CHILE.”**

Memoria para optar al Título de Geólogo

Diego Antonio Palma Sánchez

Profesor Guía: Dr. Mauricio Esteban Espinoza Vargas
Profesional Guía: Sr. Alberto Nicolás Sanhueza Andrade
Profesor Co-Guía: MSc. Abraham Elías González Martínez

Concepción, 2024

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 Planteamiento del problema.....	1
1.2 Objetivos	2
1.3 Ubicación y accesos	3
1.4 Geomorfología	4
1.5 Clima	4
1.6 Agradecimientos	6
2. MARCO GEOLÓGICO	7
2.1 Rocas metamórficas	7
2.2 Rocas intrusivas	7
2.3 Rocas sedimentarias	8
2.4 Depósitos no consolidados.....	10
3. MARCO TEÓRICO	11
3.1 Caracterización de las remociones en masa	11
3.2 Factores condicionantes	14
3.3 Factores desencadenantes	16
4. METODOLOGÍA.....	18
4.1 Generalidades y etapas de trabajo	18
4.2 Análisis geológico del área	19
4.3 Análisis y catastro de remociones en masa	19
5. RESULTADOS	20
5.1 Caracterización litológica del área	20
Mapa Geológico	26
5.2 Caracterización de la geología estructural del área.....	28
Mapa Estructural:	36
5.3 Identificación de remociones en masa	37
Mapa de Remociones	38
Mapa de Pendientes	39
6. DISCUSIÓN.....	40
6.1 Geología y limite KT	40
6.2 Temporalidad de la deformación con procesos extensionales	41

6.3 Relación entre la geología y el desarrollo de remociones	42
7. CONCLUSIÓN	45
Referencias	47
Anexo	51
Imágenes de remociones en masa	51
Tablas de datos de estructuras	58

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Área de estudio de la localidad de Tomé.	1
Figura 2. Mapa de ubicación de la zona de estudio	3
Figura 3. Modificado y extraído de “The Landslide Handbook- A Guide to Understanding Landslides, 2008”.	14
Figura 4. Contacto por falla entre Basamento metamórfico y Formación Quiriquina	21
Figura 5. Contacto discordante entre el basamento metamórfico y la Formación Quiriquina	21
Figura 6. Cuerpo intrusivo de composición tonalítica intruido por dique de composición microdiorítica.....	22
Figura 7. Cuerpo hipoabisal de composición andesítica	22
Figura 8. Conglomerado basal de Fm. Quiriquina sobreyaciendo en discordancia a el Basamento Metamórfico.	23
Figura 9. Areniscas con estructuras de estratificación cruzada planar en la parte superior, y cruzada en artesa en la parte inferior.....	23
Figura 10. Fósil de Baculite sp.	23
Figura 11. Traza fósil de bivalvo Cardium sp.	23
Figura 12. Manto de carbón.	24
Figura 13. Tronco fósil.	24
Figura 14. Afloramiento de Fm. Curanilahue con laminación paralela.	25
Figura 15. Afloramiento de Fm. Curanilahue con estratificación cruzada planar.	25
Figura 16. Afloramiento de Arenas Silíceas.	25
Figura 17. Arenas Silíceas disgregadas.	25
Figura 18. Mapa geológico del área de estudio	26

Figura 19. Desplazamiento dextral.....	31
Figura 20. Brecha de falla, de la falla contacto Basamento-Curanilahue.....	31
Figura 21. Estrías de falla	31
Figura 22. Falla normal del sector NE de punta del Arco, la cual no afectaría a la Formación Curanilahue.	32
Figura 23. Falla normal y fallas secundarias sintéticas a la falla principal	33
Figura 24. Falla normal en el sector sur de Caleta grande.....	33
Figura 25. Falla normal con vergencia al SW	34
Figura 26. Falla normal con vergencia al NE.....	34
Figura 27. Fallas normales conjugadas con σ_1 vertical y los estratos levemente basculados.....	35
Figura 28. Estrías de falla en donde la dirección de la flecha marca la orientación de las estrías y relleno mineral posterior al fallamiento.....	35
Figura 29 Falla normal por el sector de villa Cocholgue.....	35
Figura 30. Falla normal en el sector más al SE del área de estudio	35
Figura 31 Mapa estructural con las fallas reconocidas y medidas en terreno.	36
Figura 32. Mapa con depósitos de remociones en masa en el area de estudio. Los puntos tienen abreviado la letra de su tipo de remoción; C, caída de roca y D, deslizamiento de suelo.	38
Figura 33. Mapa de pendientes	39

RESUMEN

El área de estudio se encuentra entre los 36°34' - 36°36' latitud sur y 73°0' - 72°58' longitud oeste, comprendiendo el sector de Punta del Arco hasta el sector Punta Montecristo de la localidad de Cocholgué, región del Biobío, Chile.

Este estudio proporciona un análisis detallado de la geología local a una escala de 1:10.000. Se caracterizan afloramientos de rocas intrusivas pertenecientes al batolito costero del centro sur. Estas rocas intrusivas atraviesan las rocas de la serie oriental del basamento metamórfico, que son las más antiguas y datan del Paleozoico. En una disposición discordante respecto a estas rocas metamórficas, se encuentran las rocas cretácicas formadas por sedimentos marinos, que contienen una variedad de fósiles pertenecientes a la Formación Quiriquina. Esta formación infrayace las rocas terciarias, compuestas por sedimentos marinos y continentales, con presencia de capas de carbón de la Formación Curanilahue. Las arenas silíceas se observan de forma acotada en la zona y los depósitos cuaternarios se observan por el borde costero de la localidad Cocholgué. La geología estructural se encuentra caracterizada por fallas de tipo normal, y con dos orientaciones preferenciales NNE-SSW y WNW-ESE.

El área se destaca por la ocurrencia de remociones en masa, principalmente caídas de rocas y deslizamientos de suelo. Se lleva a cabo un catastro de puntos en el sector afectado, los cuales se registran en un mapa a escala 1:10.000

1. INTRODUCCIÓN

1.1 Planteamiento del problema

El área de estudio se ubica en la Región del Biobío, al noroeste de la ciudad de Tomé, en la localidad de caleta Cocholgüe, comprendiendo la zona entre los $36^{\circ}34'13''\text{S}$ - $36^{\circ}36'47''\text{S}$ y $73^{\circ}0'5''\text{W}$ - $72^{\circ}58'6''\text{W}$, incluyendo el sector de Punta del Arco hasta el sector Punta Montecristo (Figura 1). En la zona de la Gran Concepción, principalmente en el área de estudio, afloran unidades geológicas cuyas edades van desde el Paleozoico hasta el Holoceno, conformadas principalmente por el basamento metamórfico; el cual ha sido dividido una serie occidental y una oriental (Aguirre *et al.*, 1972), el batolito costero; unidad intrusiva distribuida en una franja con orientación NNE-SSW (Hervé *et al.*, 1987), rocas estratificadas; representadas por formaciones que van desde el Cretácico Superior, y depósitos no consolidados correspondientes al Cuaternario.

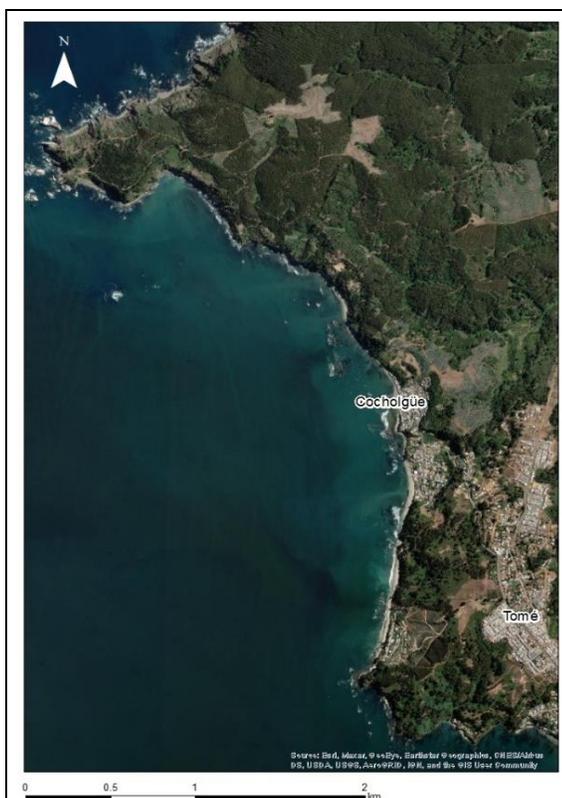


Figura 1: Área de estudio de la localidad de Tomé.

Chile está en una zona de convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana. La cordillera de los Andes en el sur del país favorece las lluvias y aumenta el riesgo de deslizamientos, las cuales son procesos de desplazamiento de suelo, roca o ambos (Hauser, 1993). Este tipo riesgo geológico, se han vuelto un foco de estudio frente al énfasis que han tenido en los últimos años producto del cambio climático y sus fuertes precipitaciones como factor desencadenante. Según Mergili *et al.* (2015), para provocar este fenómeno considera dos factores. El factor desencadenante, como lo son las fuertes precipitaciones y sismos; y el factor condicionante, que sería la geología, geomorfología, vegetación, condiciones hidrogeológicas y la actividad antrópica del área. Este proceso geodinámico de origen natural es actualmente uno de los más destructivos que afecta a los seres humanos, independiente de su tipología y magnitud, generando cambios en la topografía, daños a infraestructuras, lesiones y víctimas mortales (Baeza y de Rurange Espinoza, 2018).

Como problemática de la zona de estudio, además de los factores condicionantes de la geología y geomorfología, es poder realizar una caracterización detallada de la geología regional del área, la cual no se conoce adecuadamente para la escala requerida para un trabajo orientado al riesgo geológico, por lo que es importante conocer en detalle los factores condicionantes en donde la caracterización litológica y las estructuras desarrolladas son relevantes para el estudio. Además, el área está constantemente expuesta a factores desencadenantes, los cuales generan especialmente en rocas sedimentarias y depósitos no consolidados, una alta exposición de meteorización generando el desarrollo de remociones en masa en el área de estudio.

1.2 Objetivos

1.2.1 Objetivo General

Determinar y caracterizar la geología del área de estudio, y comprender su control sobre los procesos de remoción en masa desarrollados.

1.2.2 Objetivos Específicos

- I. Caracterizar la geología local del área de estudio con énfasis en las propiedades litológicas y el desarrollo de estructuras tectónicas.

- II. Reconocer y caracterizar las remociones en masa desarrolladas en el área de estudio.
- III. Evaluar el control geológico en el desarrollo de las remociones en masa.

1.3 Ubicación y accesos

El área de estudio se ubica en la Región del Biobío, al noroeste de la ciudad de Tomé, en la localidad de caleta Cocholgue, comprendiendo la zona entre los $36^{\circ}34'13''\text{S}$ - $36^{\circ}36'47''\text{S}$ y $73^{\circ}0'5''\text{W}$ - $72^{\circ}58'6''\text{W}$ (Figura 2), incluyendo el sector de Punta del Arco y el sector Punta Montecristo. El acceso principal a la zona se hace a través de la Avenida Werner desde la ciudad de Tomé, seguido por la Ruta O-274 hasta la localidad caleta Cocholgue, para luego seguir el recorrido tanto en sector norte como sur por senderos privados y por la costa de la playa. Sin embargo, para el sector sur en Punta Montecristo se puede llegar directo desde la localidad de Tomé a través de la Avenida Carlos Werner hasta el camino a mano izquierda que va a la Villa Cocholgue, para finalmente caminar en el sector por senderos.

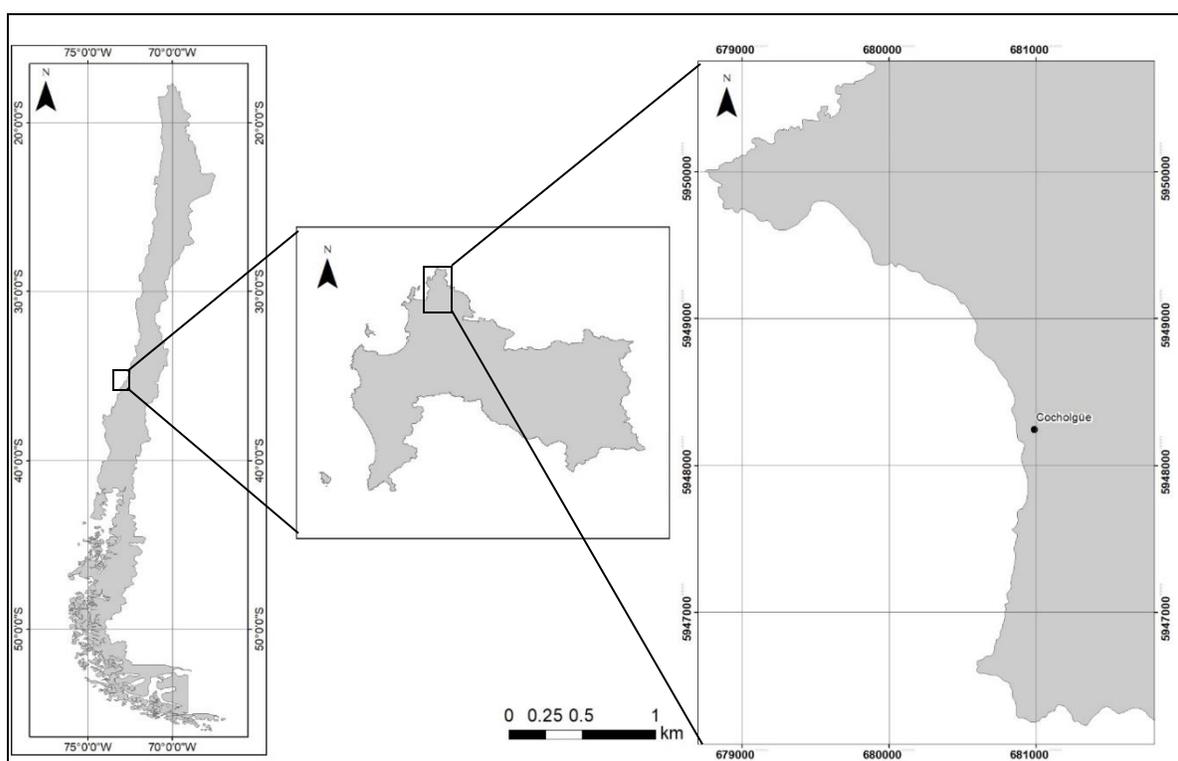


Figura 2: Mapa de ubicación de la zona de estudio.

1.4 Geomorfología

La Región del Biobío se encuentra conformada por las cuatro unidades morfológicas principales: las planicies costeras, la cordillera de la costa, la depresión intermedia, y la cordillera de los Andes, en donde, las dos primeras mencionadas son las que están presentes en el Gran Concepción. En la región, las planicies costeras se presentan homogéneas, caracterizadas por planos costeros o terrazas, y la cordillera de la costa se presenta como un macizo rocoso de gran altitud.

En Cocholgue, se puede observar la presencia de rasgos geomorfológicos de menor orden los cuales han afectado de forma parcial o total a las planicies litorales, destacando entre estos la presencia de varios niveles de terrazas de erosión marina. En las planicies de las terrazas existen numerosas quebradas que se disponen de manera perpendicular a la costa (Cuevas, 2012). En la zona, las redes de drenaje adoptan un patrón dendrítico y presentan un flujo intermitente. Estas redes cumplen un papel en los procesos de sedimentación y erosión, contribuyendo a la generación de formas del relieve tales como depresiones y pequeñas quebradas, caracterizando geomorfológicamente el área con laderas de altas pendientes y acantilados costeros

En la zona costera hay rocas más resistentes que otras, por lo cual estas tienden a formar arcos, cuevas y pilares debido a la erosión diferencial provocada por el mar de las rocas más débiles, generalmente asociadas a planos de debilidad que ayudan al colapso y rompimiento de las rocas. Además, junto con estas morfologías costeras, se encuentran las playas que son las principales morfologías del área, estas son generadas principalmente por la acción de las olas, erosión costera, corrientes marinas, el transporte y sedimentación de partículas.

1.5 Clima

En la Región del Biobío se reconoce una transición desde un clima mediterráneo, predominante en la parte central de Chile, a un clima templado húmedo que prevalece hacia el sur. Las condiciones climáticas se encuentran mayormente determinadas por factores como su ubicación geográfica, la topografía regional y la circulación atmosférica. La Cordillera de la Costa, como la principal unidad

de relieve en la región, junto con la presencia del Ciclón del Pacífico Sur entre los 20° y 40°S, ejercen una influyente presencia marítima en la zona (Muñoz *et al.*, 2005).

De acuerdo a la clasificación climática de Devynck (1970), en el área de estudio se presentan dos tipos de clima, de tipo 4 y tipo 5.

- Tipo 4: Clima de carácter oceánico (estaciones tipo: Punta Tumbes y Punta Lavapié): se distribuye en el margen occidental del continente, caracterizado por cuatro a tres meses áridos y uno a cuatro meses fríos-húmedos, con temperaturas medias de 9°- 10°C en julio y 16°- 17°C en enero. Las precipitaciones no superan los 1.000 mm anuales
- Tipo 5: Clima de la Cordillera de la Costa con amplitud térmica moderada, valles del Itata y Biobío (estación tipo: Concepción): caracterizado por cinco a dos meses áridos y cuatro meses fríos-húmedos. La temperatura es 1° superior al clima tipo 3 y la oscilación térmica similar, bordea los 7°C anualmente. La pluviometría alcanza normalmente los 1.200 mm anualmente.

1.6 Agradecimientos

Quiero expresar mi más sincero agradecimiento a todas las personas que me han acompañado durante este importante proceso universitario, que hoy culmina con la elaboración de esta memoria. En primer lugar, deseo reconocer el invaluable apoyo de mi profesor guía, Mauricio Espinoza, quien estuvo a mi lado en cada etapa de este desafiante camino. Asimismo, agradezco a mi profesor de comisión, Abraham González, y a mi co-guía, Alberto Sanhueza, por su dedicación y contribución en los terrenos y en la realización de este trabajo académico. También quiero expresar mi gratitud hacia los demás docentes del Departamento de Geología de la Universidad de Concepción, en especial a Fernanda Álvarez, por su disposición para responder mis consultas durante el último año.

Mencionar el incondicional respaldo de mi familia. A mis padres, Manuel y Anita, les agradezco por su constante apoyo y amor, que fueron fundamentales para superar los desafíos académicos y personales. A mis hermanas, Nathalia y Rocío, y a mis abuelos maternos, Jorge y Ana, les estoy profundamente agradecido por su aliento y cariño, aunque estuvieran lejos físicamente, siempre estuvieron presentes en mi corazón. También quiero reconocer la importancia de mis compañeros y amigos de carrera, quienes fueron un pilar durante estos años. A mis amigos de generación, Fernanda, Natalie, Ignacia, Javiera, Benjamín, Joaquín y Martín, les agradezco por ser mi apoyo y felicidad desde el primer día hasta el último en la universidad. A Alberto, Favio, Esteban y Joaquín, les agradezco por ser parte de mi vida, de mis recuerdos, y por acompañarme en este camino universitario. Un agradecimiento especial a mi segunda familia en Concepción, en particular a mis tíos Marcela y Cristian, quienes me acogieron junto a sus hijas y me hicieron sentir parte de su hogar, por último, quiero mencionar a Álvaro, quien me brindó su ayuda académica en este último periodo para la realización de esta memoria, y a Matías, por su apoyo tanto en lo académico como emocional en este proceso.

Sin el apoyo y la colaboración de todos los que me rodearon durante estos últimos seis años, no habría sido posible alcanzar este logro. Los llevo a todos en mi corazón y estaré eternamente agradecido por su contribución a mi formación académica y personal.

2. MARCO GEOLÓGICO

2.1 Rocas metamórficas

Basamento Metamórfico (Paleozoico)

El Basamento Metamórfico Paleozoico de la Cordillera de la Costa se extiende aproximadamente entre los 34° y 47° de latitud sur, ha sido dividido en dos series de acuerdo a sus características litológicas, estructurales y grado de metamorfismo (Aguirre *et al.*, 1972).

2.1.1. Serie Oriental:

Representa una franja de un gradiente de bajo P/T, compuesta por una sucesión de metapelitas y metapsamitas interpretada como sedimentos turbidíticos depositados en un ambiente marino profundo de antearco (Cartes, 2004). Según Aguirre *et al.* (1972), las rocas más antiguas la constituyen esquistos, filitas y gneises. Su protolito corresponde a una secuencia detrítica de origen terrígeno, vinculada al contexto de la zona de plataforma de antearco (Herve, 1988).

2.1.2. Serie Occidental:

Representa una franja de un gradiente de alto P/T, y está compuesta por esquistos metapsamopelíticos principalmente. Estas rocas se encuentran metamorfizadas a facies de esquistos verdes y, en algunos sectores, se observan transiciones a facies de esquistos azules, producidas por acreción basal inicial (Vásquez, 2001). Presenta un protolito correspondiente a sedimentos siliciclásticos de fondo oceánico y basitas (Herve, 1977).

2.2 Rocas intrusivas

Batolito Costero del Centro Sur (Carbonífero – Triásico superior)

Las rocas intrusivas en el área están representadas por el Batolito Costero del Centro Sur, que se extiende en una franja con orientación NNE-SSW desde Valparaíso hasta la zona de Falla de

Lanahue (37°-38° Latitud Sur) y de acuerdo a dataciones K-Ar, estas rocas presentarían una edad de 202-218Ma, correspondiente al periodo del Triásico superior según Herve *et al.* (1987).

Este cuerpo corresponde a un conjunto de cuerpos plutónicos que aflora en la parte central de la Cordillera de Nahuelbuta, y está compuesto principalmente por granodioritas y tonalitas de hornblenda y biotita, y en menor cantidad granitos y dioritas cuarcíferas. Este cuerpo intrusivo presenta zonación lateral, con rocas más diferenciadas como cuerpos pegmatíticos y granitos hacia los bordes, y con granodioritas y tonalitas en la parte central. (Creixell, 2001).

2.3 Rocas sedimentarias

2.3.1 Formación Quiriquina (Maastrichtiano)

La Formación Quiriquina definida por Biró (1982), corresponde a una secuencia sedimentaria marina fosilífera, depositada en un ambiente marino en el Cretácico Superior. Se describe su localidad tipo en la Bahía Las Tablas de la Isla Quiriquina, y su localidad paratipo en la localidad de Cochoyue.

La litología de esta formación descrita en su localidad tipo, con una potencia máxima reconocida de 65m, consiste desde la base al techo en un conglomerado basal, areniscas amarillas con estratificación cruzada y presencia de fósiles de *Mytilus primigenius*, *Inoceramus biroi*, *Ostrea* sp., *Dentalium chilensis* y *Baculites* sp, areniscas glauconíticas con niveles de coquina que presentan fósiles de *Pacitrignia hanetiana* y *Cardium acuticostatum* y zona de areniscas y limolitas con concreciones calcáreas con presencia de fósiles de *Eubaculites carinatus*, *Chlamys chilensis* y *Solariella* sp.

Estas rocas sobreyacen en inconformidad a las rocas metamórficas de la Serie Oriental y los Granitoides de Concepción, e infrayacen concordante a la Formación Curanilahue y en paraconformidad a los depósitos del Cuaternario. (Salazar, 2004). La edad de esta formación la dato a partir de una comparación global de rangos de ammonites, en donde Salazar (2004) la restringe al Maastrichtiano Superior.

2.3.2 Formación Curanilahue (Eoceno inferior)

La Formación Curanilahue es descrita inicialmente por Muñoz-Cristi (1946) como “Piso Curanilahue”, en donde posteriormente es nombrada como tal por Muñoz Cristi (1968), la cual posee una potencia estimada de 500 m, y la divide en tres miembros descrita en una secuencia de base a techo en: Miembro Lota, Miembro Intercalación, y Miembro Colico.

Esta Formación corresponde a una secuencia sedimentaria continental y marina, constituida por areniscas conglomerádicas, arcillolitas, y areniscas verdes fosilíferas. Las arcillolitas como secuencia continental, se encuentran asociadas a mantos carboníferos. Se describe su localidad tipo en la zona de Curanilahue en la parte oriental de la meseta de Arauco. (Pineda, 1983).

La edad de esta formación fue definida a partir de gastropodos y bilvalvos por Muñoz Cristi (1956) y la restringe al Eoceno Inferior. En donde posteriormente González *et al.* (2010) a partir de dientes de elasmobranquios acota la edad restringiéndola al Paleoceno inferior. Esta Formación Curanilahue es correlacionada con la Formación Cosmito la cual fue definida por Galli (1967).

2.3.3 Arenas silíceas (Mioceno superior – Plioceno inferior)

Estas areniscas silíceas constituyen un paleoborde costero, de color pardo amarillento a rojizo, semi-consolidadas formadas por fragmentos de cristales de cuarzo hasta en un 90% del total y con contenidos de arcillas variables. Se encuentran pervasivamente meteorizadas, y presentan una edad de Mioceno superior a Plioceno inferior (Mendoza, 2001). Su tamaño de granulometría varía en entre 0,590 mm y 0,149 mm, pero puede llegar a 3,0 mm y contener fragmentos de cuarzo y líticos de hasta 3,0 cm.

Los granos poseen una forma predominante de tipo sub-angular y en algunos casos angular (Gajardo, 1985).

En Chile estas arenas silíceas constituyen depósitos sedimentarios, integrados por materiales provenientes de la desintegración de rocas graníticas del basamento metamórfico producto de la alta meteorización (Mendoza, 2001).

2.4 Depósitos no consolidados

2.4.1 Depósitos fluviales y litorales (Cuaternario)

Los depósitos fluviales de la región se pueden clasificar en dos categorías principales. Por un lado, se encuentran las arenas negras a grises intercaladas con limo correlacionables con la Formación Huachipato. Por otro lado, están los depósitos conformados por arenas cuarzo-feldespáticas correlacionables con la unidad informal Arena Andalién (Galli, 1967).

Los depósitos litorales corresponden a depósitos de playa acumulados en los litorales, emplazados de forma paralela a la línea de costa o como acumulaciones en el interior de ensenadas que bordean las bahías de San Vicente, Concepción y Coliumo (Ramírez *et al.*, 2012).

3. MARCO TEÓRICO

3.1 Caracterización de las remociones en masa

Las remociones en masa se definen como todo movimiento de una masa de roca, de detritos y suelos por efecto de la gravedad, y estos fenómenos deben su origen a la suma y combinación de diferentes factores condicionantes ya sea de tipo geológicos, morfológicos, climáticos y/o antrópicos (Cruden y Varnes, 1996).

Las remociones en masa se clasifican de diferentes métodos, estas dependen del parámetro que utilice el autor para la clasificación, en este trabajo nos basaremos en la clasificación definida por Cruden y Varnes (1996). Las definiremos según su tipo de movimiento, las cuales son las siguientes (Tabla 3.1).

Tabla 3.1. Clasificación de remociones en masa según parámetros. Basado en Cruden y Varnes (1996).

Tipo de movimiento	Tipo de Material: Roca	Tipo de Material: Suelo	
	Material de roca	Material de detrito	Material de tierra
Caídas o Desprendimientos	Caída de roca	Caída de detrito	Caída de tierra
Volcamientos	Volcamientos de roca	Volcamiento de detrito	Volcamiento de tierra
Deslizamientos	Deslizamientos de roca	Deslizamiento de detrito	Deslizamiento de tierra
Flujos	Flujo de roca	Flujo de detritos	Flujo de tierra/lodo
Extensiones Laterales	Extensiones de roca	Extension de detrito	Extension de tierra

Tabla 3.2. Tipos de flujos. Según Varnes (1978).

Tasa de movimiento	Roca	Detritos (<80% arena y más fino)	Suelo (>80% arena y más fino)
Rápido a extremadamente rápido (>1,5m/día)	Flujo de roca (flujo de ladera)	Flujo de detritos Avalancha de detritos	Flujos de arena húmeda y limo Flujos rápidos de tierra Flujo de loess Flujos de arena seca
Menos que rápido (<1,5m/día)	Reptación	Soliflucción Reptación de suelo	Flujos de tierra

3.1.1 Caídas o desprendimientos

Las caídas corresponden a movimientos bruscos de masas de materiales geológicos desprendidos de una pendiente empinada o un acantilado, descendiendo principalmente en caída libre hasta alcanzar el pie de la ladera. (Cruden y Varnes, 1996).

Según Evans y Hungr (1993) La distinción importante de una caída de roca es que los fragmentos individuales se mueven como cuerpos rígidos independientes que interactúan con el sustrato mediante impactos episódicos. Por el contrario, las avalanchas de rocas se mueven como masas de fragmentos en forma de flujo.

3.1.2 Volcamientos

Los volcamientos corresponden a la rotación hacia delante de una masa de suelo o roca alrededor de un eje por debajo del centro de gravedad de la masa desplazada. Estos suelen desencadenarse por la gravedad, empuje de material adyacente o por la presión de fluidos en los espacios del material (Cruden y Varnes, 1996).

Para Goodman y Bray (1976), existen dos tipos de volcamiento que ellos describen:

Volcamiento de bloques: en donde el modo de fallamiento ocurre producto de la pérdida de estabilidad y rotación en torno a un punto de uno o varios bloques.

Volcamiento flexural: el cual afecta a roca menos competente y se caracteriza por la presencia de diaclasas y/o esquistosidades orientadas de forma perpendicular a la dirección de caída en el talud.

3.1.3 Deslizamientos

Los deslizamientos corresponden a movimientos de material que desciende ladera abajo y que ocurre predominantemente en superficies de ruptura o en zonas delgadas de intensa tensión de cizallamiento. El movimiento en los deslizamientos no afecta simultáneamente a todo el material, sino que este se va propagando de forma relativamente gradual (Cruden y Varnes, 1996).

Para Cruden y Varnes (1996) los deslizamientos se dividen en dos tipos dependiendo de su modo de deslizamiento: Deslizamientos traslacionales: Usualmente superficiales y originados a lo largo de superficies planas preexistentes o discontinuidades del macizo rocoso, tales como fallas, diaclasas, planos de estratificación o planos de contacto.

Deslizamientos rotacionales: Originados frecuentemente en suelos cohesivos o en rocas altamente meteorizadas, donde el fallamiento ocurre en superficies cóncavas hacia arriba. El material empieza a rotar deslizándose entre sí originando superficies con forma de escalones (González de Vallejo y Ferrer, 2011).

3.1.4 Flujos

Los flujos corresponden a movimientos continuos del material, el cual usualmente se encuentra disgregado y con un alto contenido de agua, provocando el flujo generalmente continuo y un comportamiento mecánico como de un fluido líquido viscoso (Cruden y Varnes, 1996).

Estos flujos están conformados por tres partes principales: Una cabeza; donde se trasladan bloques de hasta varios metros de diámetro, y material disgregado en partículas; un cuerpo, que contiene un mayor porcentaje del material arrastrado, con distribución granulométrica menor que el frente; y una cola, con un menor porcentaje de material sólido (Sepúlveda, 1998)

3.1.5 Extensiones Laterales

Las extensiones laterales corresponden a el movimiento de bloques o de masas de suelo muy coherentes y/o cementadas sobre un material suave y deformable producto de la licuefacción de la masa debido a la saturación total o parcial (Huggett, 2017). Estos pueden hundirse, trasladarse, rotar, licuarse y fluir, lentamente ladera abajo a lo largo de pendientes muy bajas según Cruden y Varnes (1996).

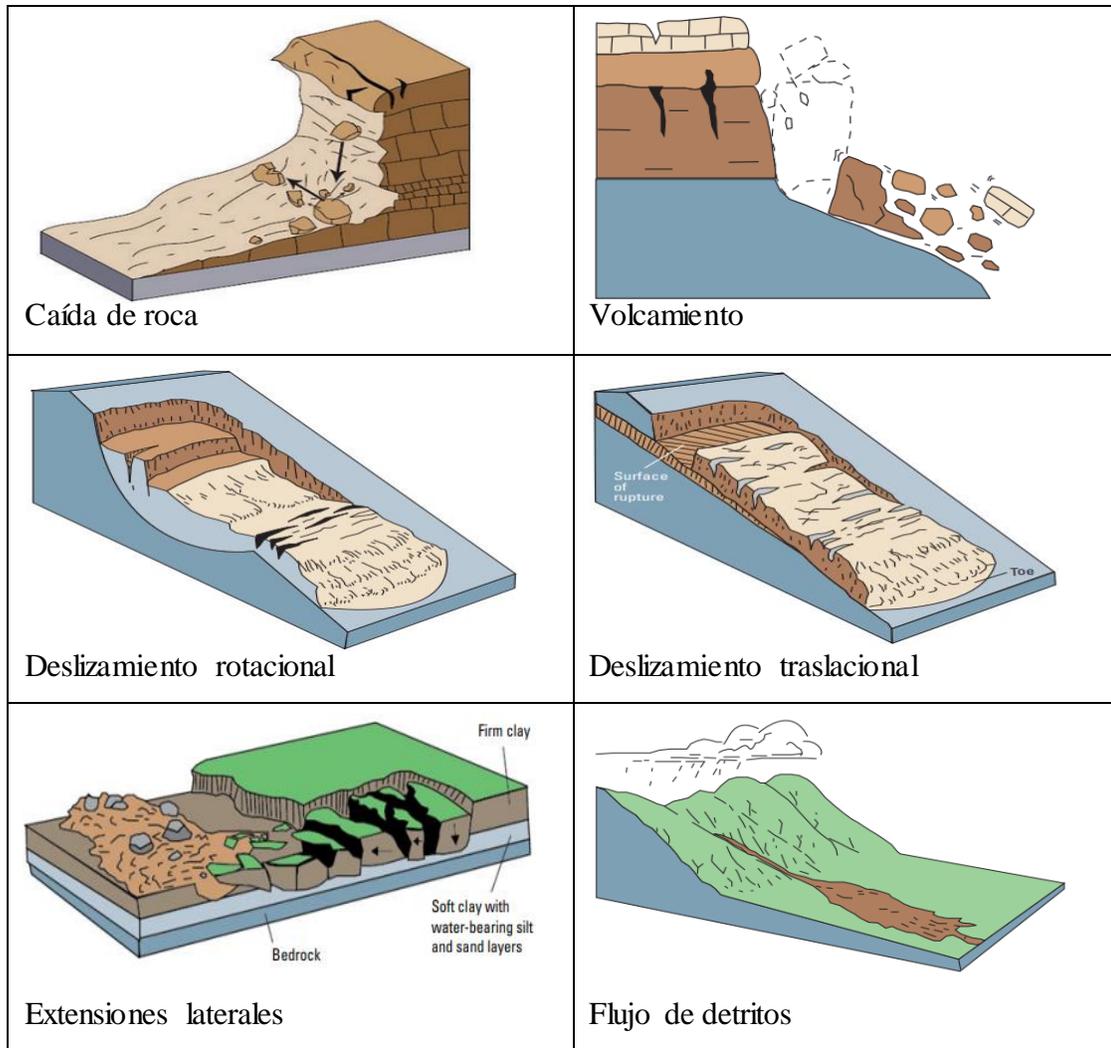


Figura 3: Modificado y extraído de “The Landslide Handbook- A Guide to Understanding Landslides, 2008”.

3.2 Factores condicionantes

Estos factores se basan en la naturaleza, estructura y forma del terreno. Lo cual son propiedades inherentes al terreno que determinan su firmeza y resistencia. Se establece una relación (Tabla 3.3) entre los factores más relevantes con cada tipo de remociones en masa siendo la geología y geotecnia, geomorfología y la hidrología e hidrogeología, los factores más importantes en los cinco tipos de eventos de remociones en masa. Mientras que factores como vegetación y clima, y actividad antrópica son menos influyentes (Hauser, 1993; Varnes, 1978).

Tabla 3.3. Relación entre factores condicionantes y tipos de remociones. Según Hauser (1993); Varnes (1978).

Tipo de remoción en masa \ Factores condicionantes	Caidas	Deslizamientos	Toppling	Filijos	Extensiones Laterales
Geología y Geotecnia	X	X	X	X	X
Geomorfología	X	X	X	X	X
Hidrología e Hidrogeología	X	X	X	X	X
Vegetación y Clima		X		X	X
Actividad Antrópica	X	X	X	X	

Geología

Las unidades geológicas que tienen una baja resistencia mecánica tienden a sufrir una mayor frecuencia de remociones en masa en comparación con aquellas rocas de mayor resistencia (Chen *et al.*, 2011). Por otro lado, según Borgomeo *et al.*, (2014), las unidades geológicas con alto contenido de arcillas son propensas a iniciar las remociones en masa en zonas influenciadas por ríos o durante fuertes precipitaciones. Además, la existencia de planos de debilidades estructurales suele propiciar remociones en masa, ya que estas actúan como planos de despegue.

Geomorfología y Topografía

Los materiales ubicados en elevaciones más altas son susceptibles a una mayor erosión debido a la actividad fluvial, lo que los hace más propensos a ser transportados mediante rápidos flujos a lo largo de las quebradas (Chen *et al.*, 2011), esto se ve influenciado con los grados de las pendientes, según Borgomeo *et al.* (2014), las pendientes de bajo ángulo de inclinación, se asocian a bajos esfuerzos de corte sobre los materiales que están sobre las laderas, por lo que debiesen ser más estables y menos propensas a generar remociones en masa a diferencia de las pendientes que son abruptas y de un mayor ángulo de inclinación. Además, las quebradas y laderas con formas de tipo convexas, al distribuir el material de manera uniforme a lo largo de las pendientes, tienden a ser más estables. Sin embargo, las laderas con formas cóncavas son más inestables, ya que suelen concentrar agua en los puntos más bajos topográficamente del terreno, generando una presión de poros desfavorable (Kayastha *et al.*, 2013).

Hidrología e Hidrogeología

El agua en un enfoque como factor condicionante en las remociones en masa afecta de manera negativa a la resistencia de los materiales. Según González de Vallejo *et al.* (2002), por un lado, genera presiones intersticiales que disminuyen la resistencia, incrementa los esfuerzos de corte debido al aumento del peso del terreno y provoca fuerzas desestabilizadoras en las grietas y discontinuidades. Por otro lado, reduce la resistencia al corte de discontinuidades al erosionar los rellenos presentes en ellas.

Actividad Antrópica

La intervención humana puede ser tanto un factor que contribuye a la generación de remoción en masas o que las disminuye.

Según Campos (2014), la intervención antrópica puede llevar a la desestabilización de laderas, dando condiciones propicias para la generación de un fenómeno de remociones en masa. Además, estas actividades pueden llevar a la contribución de material suelto, favoreciendo que pueda ser movilizado por posibles eventos posteriores. Por otro lado, la intervención antrópica en algunos casos resulta en la disminución de la susceptibilidad de generación de fenómenos de remoción mediante la estabilización de laderas. La intervención de las forestales en el monocultivo y la deforestación de bosques nativos, genera mayor tendencia a la desestabilización de laderas. Lo que aportaría a formación de remociones en masa.

Clima y Vegetación

La presencia de vegetación está relacionada con la humedad que se encuentra en el entorno. En lo climas húmedos, es más probable que se desarrolle una cobertura vegetal, la cual no solo contribuye a disminuir la erosión, sino que en ciertos casos actúa como una barrera natural para poder contener el material que es desplazado durante eventos de remoción en masa (Muñoz, 2013).

3.3 Factores desencadenantes

Estos factores externos son determinados como los que modifican la estabilidad preexistente del terreno y desencadenan el desarrollo de remociones en masa.

Por lo general influyen en la magnitud y en la velocidad de movimiento del desplazamiento de la remoción en masa (González de Vallejo *et al.*, 2002). Dentro de los principales factores desencadenantes más importantes considerados en estudios relacionados con remociones en masa, se encuentran los sismos y las altas precipitaciones. Por otro lado, las erupciones volcánicas, fusión de nieve e intervención antrópica, son considerados como factores desencadenantes de menor relevancia.

Precipitaciones:

Según Aleotti (2004) Las precipitaciones de menor intensidad, pero en periodos de largo tiempo, tienden a propiciar las remociones en masa profunda. En cambio, las lluvias intensas en lapsos cortos se asocian a eventos superficiales, destacando la mayor susceptibilidad frente a remociones en masa.

Las intensas precipitaciones aumentan la escorrentía superficial erosionando más las laderas, lo que contribuye al desarrollo de remociones en masa (González de Vallejo y Ferrer, 2011).

Sismos:

Los rasgos de los sismos que influyen como factor desencadenante, son la magnitud, el largo de la zona de ruptura, las aceleraciones máximas alcanzadas y el periodo de retorno (Campos, 2014). Estos movimientos alterar el equilibrio del área generando condiciones inestables y desencadenando remociones en masa.

4. METODOLOGÍA

4.1 Generalidades y etapas de trabajo

4.1.1 Etapas de trabajo

Se realizan tres etapas para la elaboración de este estudio, designadas como “etapa de pre-terreno”, “etapa de terreno”, “etapa de post-terreno”. Es importante destacar que estas fases no siguen un procedimiento lineal ni específico, ya que su desarrollo varía en función del tipo de modelo geológico que se pretenda representar. A continuación, se detallan cada una de estas etapas.

Etapa de pre-terreno:

En la primera etapa, se recopila información bibliográfica sobre los antecedentes geológicos y las remociones en masa en la región del Biobío y además se realiza fotogeología del terreno. Se definen bien los límites del área de estudio y se realiza una planificación de las rutas y puntos de interés a visitar que se desarrollarán en dos campañas de terreno. La primera abarca el sector norte de Caleta Cocholgüe, específicamente el sector punta del Arco, mientras que la segunda se centra en el área centro y sur de Cocholgüe, incluyendo el sector de punta Montecristo, asegurando una exploración detallada y completa de la región.

Etapa de terreno:

En esta fase, se realiza un reconocimiento físico del área de estudio para la toma de datos y muestras litológicas. El objetivo es generar un mapa geológico detallado a escala 1:10.000, permitiendo hacer un catastro y reconocimiento de las remociones en masa en la zona.

Etapa post-terreno:

Se analizan las muestras recolectadas en terreno, contrastando la información con los antecedentes geológicos y datos sobre remociones en masa de la región. Elaboración de mapa geológico 1:10.000 y un mapa con los puntos de remociones en masa identificados.

4.2 Análisis geológico del área

Las unidades geológicas corresponden al Basamento Metamórfico, Batolito Costero, Fm. Quiriquina, Fm. Curanilahue, Arenas silíceas y depósitos no consolidados.

Algunos de los pasos que involucra esta metodología son los mencionados a continuación; selección de los factores relevantes de la geología regional, elaboración de una base de datos obtenidos en terreno, tales como mediciones de estructuras con la información pertinente de cada factor, confeccionar los mapas temáticos, determinar el desarrollo de remociones en masa y que roca es la más afectada para realizar un catastro.

Se digitalizó toda la información geológica recopilada, incluyendo literatura y datos medidos y tomados en este estudio mediante los programas Word y Excel, para usar el software ArcGIS en la realización de los mapas temáticos, y el software Dips, para generar diagramas de roseta con las orientaciones dominantes de las estructuras geológicas.

4.3 Análisis y catastro de remociones en masa

Con el objetivo de poder proporcionar información sobre las remociones en masa del área, esta metodología consiste en las salidas a terreno para poder observar y recopilación puntos en donde se hayan desarrollado remociones en masa, ver que unidades litológicas afectan, y que factores son los que la generan para así definir una escala sobre que parámetros es más susceptible que ocurra una remoción y realizar un catastro de estos en un mapa de 1:10.000 de remociones en masa principales identificados en el área de estudio.

El riesgo de deslizamientos se determina según la probabilidad de que ocurran tales eventos en una zona específica durante un período definido. Esto implica analizar condicionar y cualificar los factores condicionantes y desencadenantes.

5. RESULTADOS

La relación entre la geología del área y el desarrollo de las remociones en masa se basa en la identificación cualitativa de los factores desencadenantes y condicionantes que predominan en el área de estudio. Esta relación hace que el área de estudio sea más susceptible al desarrollo de deslizamientos y flujos de suelo.

Se lleva a cabo un análisis detallado en el área de estudio, donde afloran mayoritariamente rocas pertenecientes a las formaciones Quiriquina y Curanilahue, y rocas de la Serie Oriental. Las rocas metamórficas de la Serie Oriental se identifican como filitas de coloración negra, y presentan una foliación con dirección preferencial N-S. En la zona costera del sector de Punta del Arco, se identificaron diques de composición tonalítica asociados al Batolito Costero, los cuales intruyen en la misma dirección que la foliación de las rocas metamórficas. Además, se reconoció el contacto por falla entre el Basamento Metamórfico y la Formación Quiriquina, así como el contacto discordante entre el Basamento Metamórfico y la Formación Quiriquina en la zona SE del área.

5.1 Caracterización litológica del área

Basamento Metamórfico (Serie Oriental)

En el área de estudio, se identificaron rocas metamórficas descritas como filitas de coloración negra, las cuales presentan una foliación con dirección preferencial N-S y están asociadas al Basamento Metamórfico. Estas rocas son más prominentes en el sector norte de Punta del Arco, pero se observan en varios puntos a lo largo del borde costero, principalmente a nivel del mar. En estas formaciones metamórficas, se reconocieron diques de composición tonalítica vinculados al Batolito Costero, que intruyen en la misma dirección de la foliación de las rocas. Asimismo, se identificó un contacto por falla entre el Basamento Metamórfico y la Formación Quiriquina en la zona NW, específicamente en el sector de punta del Arco (Figura 4). También se pudo distinguir un contacto discordante entre el Basamento Metamórfico y la Formación Quiriquina en la zona más hacia el SE del área (Figura 5).



Figura 4: Contacto por falla entre Basamento Metamórfico y Formación Quiriquina.



Figura 5: Contacto discordante entre el Basamento Metamórfico y la Formación Quiriquina.

Batolito Costero del Centro Sur

En el sector NW de Punta del Arco se observaron rocas intrusivas de diferentes composiciones, las cuales se han asociado a diferentes pulsos debido a la temporalidad en la que se disponen.

Se identifica un cuerpo intrusivo de composición tonalítica (Figura 6), el cual presenta cristales de plagioclasas sub-euhedrales de un color blanquecino y una masa fundamental de color gris y esta intruido por un dique de composición microdiorítica. Además, se reconoce la presencia de un gran

cuerpo hipoabisal de composición andesítica (Figura 7), lo que indicaría una temporalidad posterior a la del cuerpo intrusivo de composición tonalítica. Ambas rocas intrusivas infrayacen a la Formación Curanilahue y se asociaron al Batolito Costero.



Figura 6: Cuerpo intrusivo de composición tonalítica intruido por dique de composición microdiorítica.

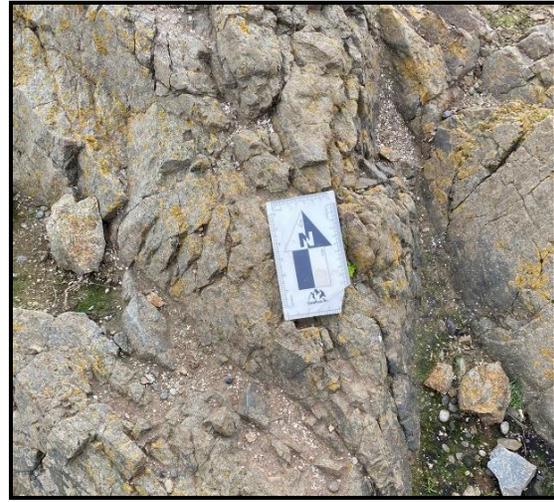


Figura 7: Cuerpo hipoabisal de composición andesítica.

Formación Quiriquina

En lugares más acotados del área de estudio, a lo largo del borde costero en la localidad de Cocholgue, se lograron identificar rocas sedimentarias tales como areniscas y conglomerados en su zona basal sobreyaciendo al basamento (Figura 8), con orientaciones promedio de rumbo NS y manteos sub-horizontales los cuales variaban con buzamientos promedios de 4-10° al W. Las areniscas presentan un tamaño de grano que varía de medio a fino, una coloración pardo-marrón en las caras más alteradas producto de la meteorización, y en muestra fresca las areniscas son de una coloración verdosa. Además, se logra observar estructuras sedimentarias tales como, laminación paralela, y estratificación cruzada planar y en artesa (Figura 9).



Figura 8: Conglomerado basal de Fm. Quiriquina sobreyaciendo en discordancia a el Basamento Metamórfico.



Figura 9: Areniscas con estructuras de estratificación cruzada planar en la parte superior y cruzada en artesa en la parte inferior.

Las Areniscas son fosilíferas y presentan fósiles distintivos como y *Baculites* sp. (Figura 10), *Cardium* sp, *Ostrea* y *Pacitrignonia hanetiana*, los cuales son característicos de la Formación Quiriquina. En ciertas partes, en su totalidad por el borde costero en afloramientos en las quebradas, se podían apreciar concreciones, presencia de fósiles, y trazas fósiles de bivalvos (Figura 11).



Figura 10: Fósil de *Baculite* sp:



Figura 11: Trazas fósil de bivalvo *Cardium* sp.

Formación Curanilahue

En la mayor parte del área de estudio, abarcando casi la totalidad de esta, se identificaron secuencias sedimentarias que comprenden areniscas, lutitas y conglomerados. Estas presentan una coloración parda en las caras más alteradas y una tonalidad grisácea-marrón en las caras más frescas. En algunas zonas de afloramientos y derrumbes, se observa contenido de materia orgánica y lentes de carbón. En el sector S, por el área de punta de Montecristo, aflora un manto de carbón sobreyaciendo areniscas (Figura 12). Además, se detecta la presencia de troncos fósiles carbonaticos (Figura 13), sugiriendo estos niveles carbonaticos como un indicador para el reconocimiento de la formación Curanilahue junto con el contenido de materia orgánica.



Figura 12: Manto de carbón.



Figura 13: Tronco fósil.

Las areniscas vistas poseen un color verde-parduzco, de textura clástica con clastos polimícticos milimétricos. En ciertos sectores topográficamente ubicados en la parte más alta del acantilado costero, se observan estructuras sedimentarias de estratificación paralela (Figura 14) y estratificación cruzada planar (Figura 15).

El conglomerado presenta una matriz más fina y de color blanquecino, con clastos polimícticos centimétricos. Las lutitas se disponen en finas capas junto con las areniscas y conglomerados. Cabe destacar que estas rocas sedimentarias están bastante alteradas debido a la exposición y al gran desarrollo de suelo presente en la zona de espesores variables entre 0,3-3 m.



Figura 14: Afloramiento de Fm. Curanilahue con laminación paralela.



Figura 15: Afloramiento de Fm. Curanilahue con estratificación cruzada planar.

Areniscas Silíceas

Estas areniscas silíceas constituyen un paleoborde costero. Estas presentan una coloración pardo amarillento a rojizo, una consolidación parcial con contenidos variables de arcilla, y se encuentran extensamente meteorizadas (Figura 16). Se pueden observar areniscas finas, masivas y muy disgregadas (Figura 17), con niveles centimétricos de arenas que contienen arcilla, granos de cuarzo y líticos. Estas capas presentan paleosuelos.



Figura 16: Afloramiento de Arenas Silíceas.



Figura 17: Arenas Silíceas disgregadas.

Mapa Geológico



Figura 18: Mapa geológico del área de estudio.

Se realiza un diagrama de roseta y un estereograma con los datos de los manteos medidos en terreno de la Formación Quiriquina y Formación Curanilahue. Con un total de trece valores medidos, se observa que el buzamiento presenta una tendencia promedio de 12/ 273, valores en Dip / Dip Direction. (Diagrama de roseta 1 y Estereograma 1).

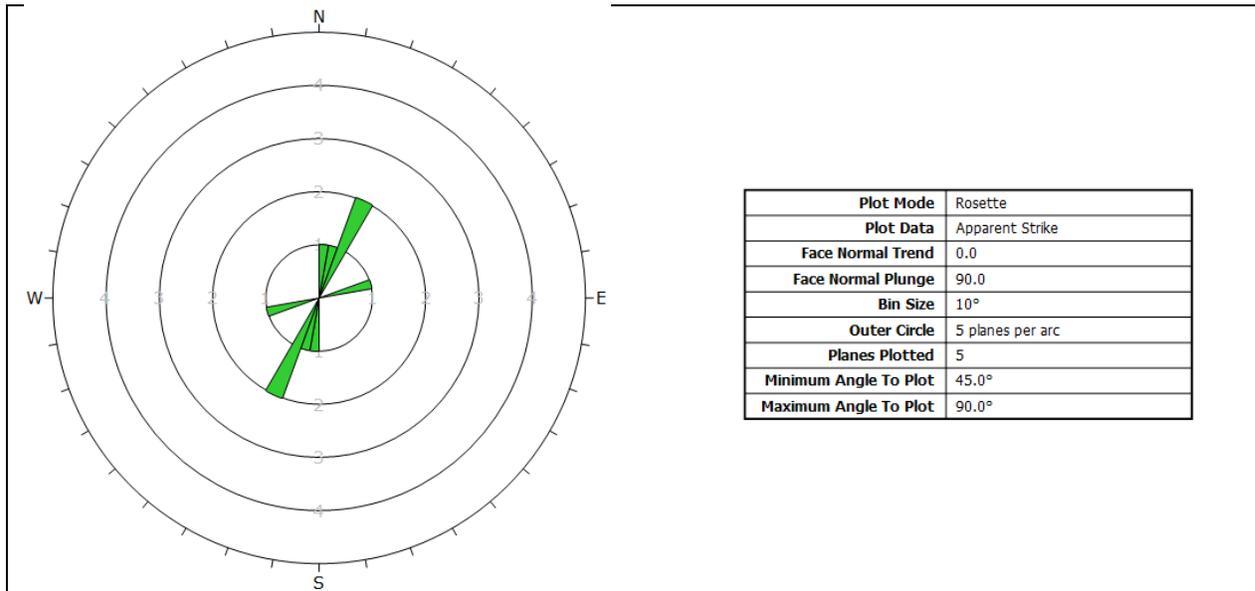
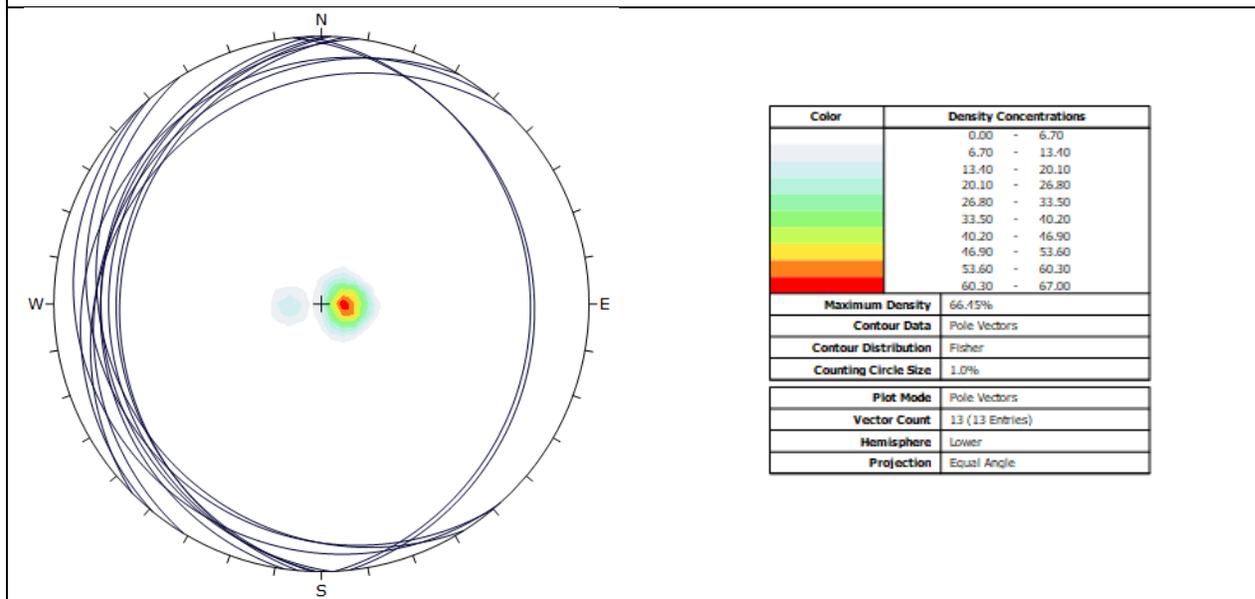


Diagrama de roseta 1. Manteos de las fm. Quiriquina y Curanilahue medidos en terreno.



Estereograma 1. Manteos de las fm. Quiriquina y Curanilahue medidos en terreno.

5.2 Caracterización de la geología estructural del área

En un contexto general, las estructuras geológicas dominantes en el área de Cocholgue son las asociadas con la cordillera de la Costa de Chile. Esta región se caracteriza por la presencia de rocas metamórficas, sedimentarias e intrusivas, que han sido afectadas por intensos procesos tectónicos debido a la convergencia entre las placas de Nazca y Sudamericana.

Dentro del área de estudio se miden diferentes estructuras, tales como diaclasas, fallas, foliaciones, vetas, diques y contactos, las cuales nos indican las orientaciones preferenciales que tienen el control estructural que hubo en el área. Los datos estructurales se clasifican en dos partes, la primera por la zona norte, en el sector de punta del Arco y la segunda abarca la zona centro, en el sector de Cocholgue, y la zona sur, en el sector de punta Montecristo (Tablas Anexo 1 y 2).

Estructuras

Para mejor visualización de la orientación del control estructural del área, se realizan los siguientes diagramas de roseta:

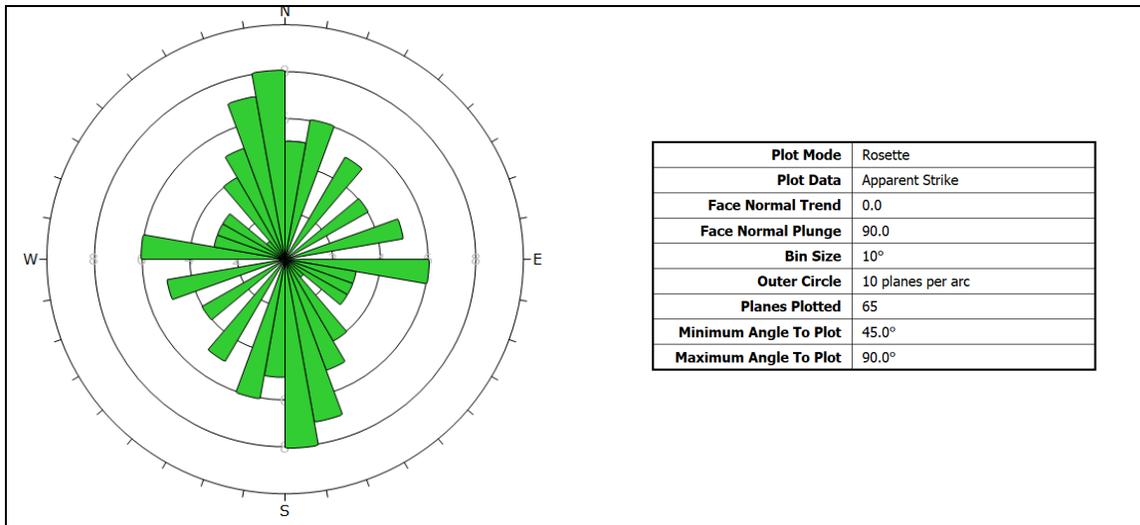


Diagrama de roseta 2. Estructuras de la “Tabla Anexo 1”, medidas en zona norte del área.

En el diagrama del sector norte con datos de la Tabla Anexo 1 se puede observar que existe una tendencia predominante en la mayoría de las estructuras, la cual tiene una orientación entre N-S/NNW-SSE, asimismo existe otra dirección preferencial menos notoria, pero aun así importante, la cual tiene una orientación WNW-ESE.

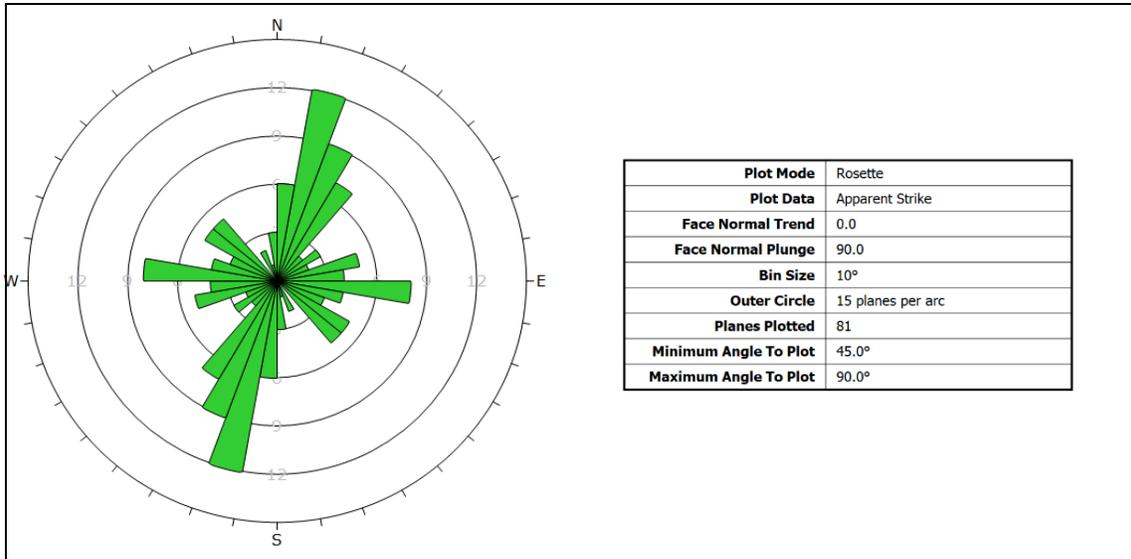


Diagrama de roseta 3. Estructuras de la "Tabla Anexo 2", medidas en la zona centro y sur del área.

En el diagrama del sector sur con datos de la Tabla Anexo 2, se observa que, a diferencia del sector norte, este posee una tendencia predominante de orientación NNE-SSW y que mantiene de forma similar la orientación WNW-ESE.

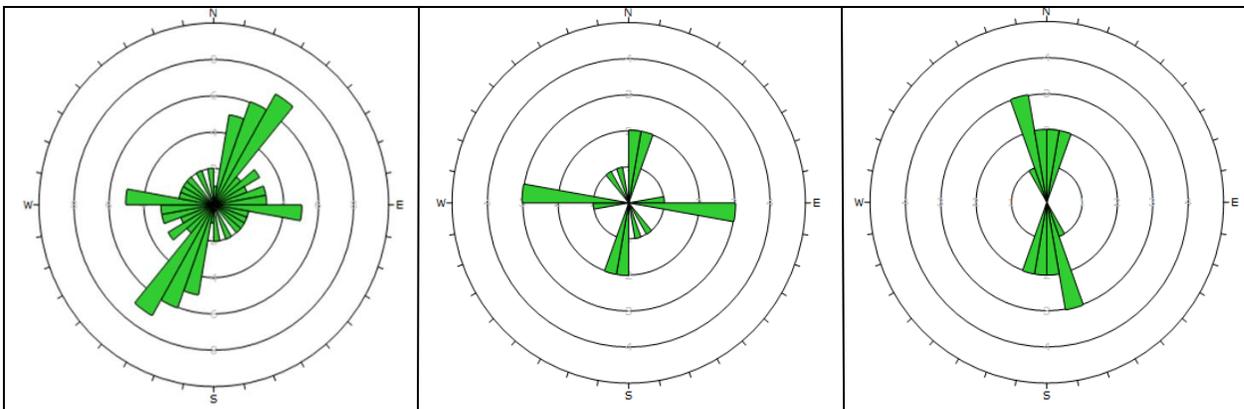


Diagrama de roseta 4. Datos de diaclasas del área de estudio.

Diagrama de roseta 5. Datos de vetas del área de estudio.

Diagrama de roseta 6. Datos de foliaciones del área de estudio.

Se realizan además por separado tres diagramas de roseta con los datos de diaclasas, vetas y foliación presentes en toda el área de estudio. Se indica una orientación preferencial de las estructuras de diaclasas y vetas con orientación con rumbo NE-SW y WNW-ESE. Las foliaciones medidas en las rocas metamórficas del área presenta una orientación preferencial N-S, lo que coincide con la orientación de la disposición de estas rocas.

Estructuras de falla

En cuanto a las estructuras de fallas presentes se obtiene el siguiente diagrama:

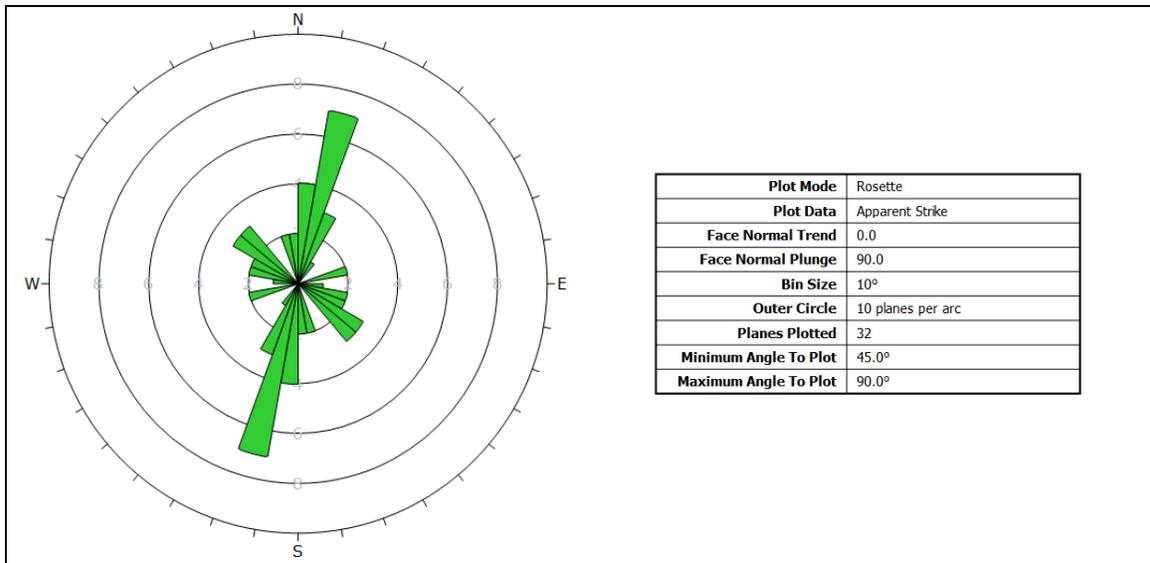
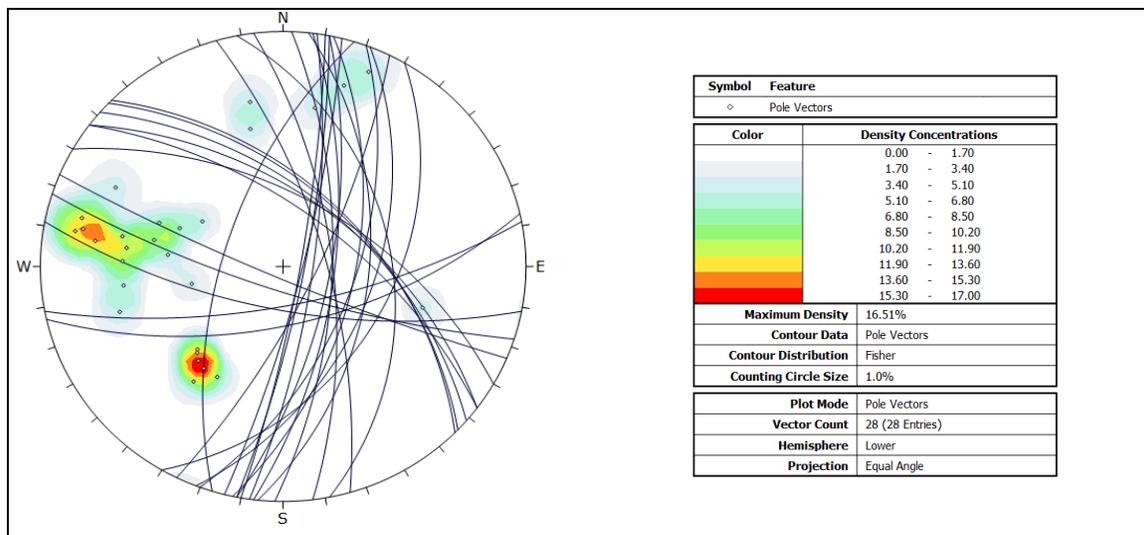


Diagrama de roseta 7. Estructuras solamente de fallas medidas en todo el área de estudio.

Se identificaron once fallas normales y una falla normal dextral, las cuales afectan a la Formación Quirquina y la Formación Curanilahue y se infiere una falla normal en el sector de punta del Arco. Estas estructuras se observan en el mapa estructural del área de estudio (Figura 31).



Estereograma 2. Datos de las fallas normales medidas en terreno.

Las orientaciones preferenciales de estas fallas son NNE-SSW, NNW-SSE y NW-ESE, indicando un control estructural de fallamiento en esta dirección. La primera, NNE-SSW, está influenciada por la morfología de la Cordillera de la Costa, mientras que la segunda interviene en el trazado de ríos y afluentes que atraviesan dicha cordillera. En cuanto a la temporalidad de las estructuras, los fracturamientos de orientación NNE-SSW serían anteriores a los NNW-SSE y NW-ESE.

En el sector norte de punta del Arco, se identifican tres fallas y se infiere una falla normal dextral con orientación WNW-ESE, presenta medido un manteo de $\sim 84^{\circ}\text{SW}$ y un desplazamiento de ~ 16 cm (Figura 19). Las fallas normales muestran una orientación preferencial aproximada N-S, con un manteo medido de $\sim 50^{\circ}\text{E}$. En la base de la falla de contacto entre el Basamento y la Formación Curanilahue, ubicada al SE del sector punta del Arco, se observa una brecha de falla no consolidada con clastos angulares de la roca (Figura 20).



Figura 19: Falla dextral.

Figura 20: Brecha de falla.

Figura 21: Estrías de falla

La falla normal al NE del sector de punta del Arco muestra índices cinemáticos, identificados como estrías de fallas en la superficie del basamento metamórfico, generados por la fricción (Figura 21). Se observa que esta falla no afectaría a la Formación Curanilahue, indicando una temporalidad anterior al Eoceno inferior (Figura 22). En conjunto con la observación anterior, la falla normal inferida con orientación NNW-SSE, antecedería también a la deposición de la Formación

Curanilahue. Este fenómeno podría explicar el acuñaamiento de la Formación Quirquina, junto con su erosión, como resultado del levantamiento del bloque oeste. Esta dinámica justifica por qué la Formación Quirquina no se observaría hacia el sector oeste de la punta del Arco.



Figura 22: Falla normal del sector NE de punta del Arco, la cual no afectaría a la Formación Curanilahue.

En la zona central, que se extiende desde el norte de Cocholgie hasta el norte de Villa Cocholgie, se identificaron seis fallas principales. La primera, ubicada más al norte, muestra una falla normal con un rumbo NNE-SSW y un buzamiento de aproximadamente 50° . Junto a esta falla, se observan dos fallas normales secundarias sintéticas a la falla principal (Figura 23) con un rumbo y manteo similar a la falla principal. Además, se le observa un control estructural en el desarrollo de un humedal ubicado por encima de esta falla.

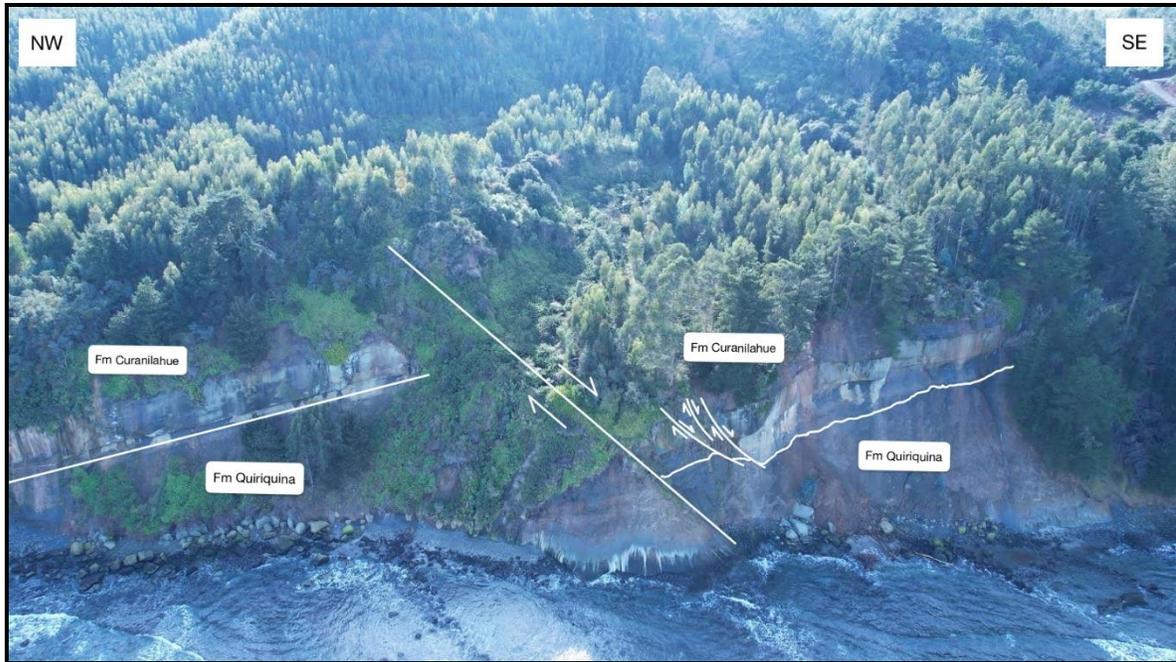


Figura 23: Falla normal y fallas secundarias sintéticas a la falla principal.

En la zona sur de Caleta grande se observa, por el borde costero, la cuarta falla identificada con un rumbo ENE-SWS, un buzamiento aproximado de 65°SE y se observa un desplazamiento decimétrico (Figura 24). En la zona sur de Caleta chica se observan la quinta y sexta falla del sector. Estas dos fallas normales paralelas originan graben, lo que es un fenómeno común en los procesos tectónicos de extensión. (Figura 25 y 26)



Figura 24: Falla normal en el sector sur de Caleta grande.



Figura 25: Falla normal con vergencia al SW.

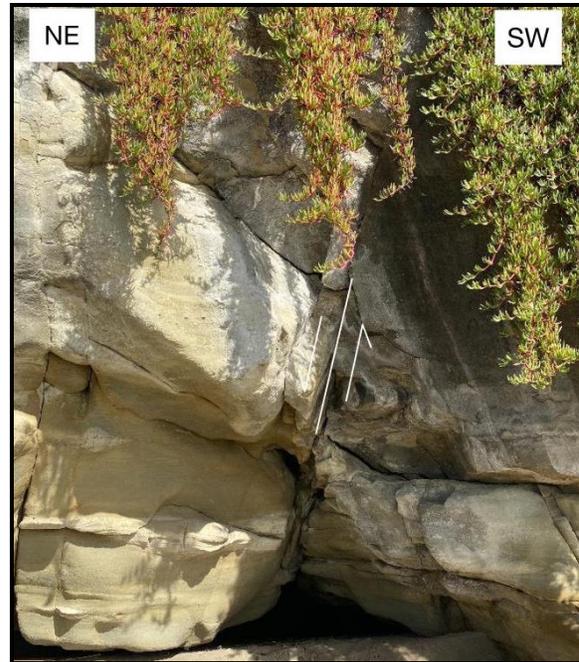


Figura 26: Falla normal con vergencia al NE.

Finalmente, en el sector sur del área de estudio, abarcado por villa Cocholgüe y punta Montecristo, se midieron tres fallas normales principales. La primera en el sector de villa Cocholgüe presenta orientación NE-SW y un manteo de $\sim 65^\circ$ NW (Figura 29). Hacia el SE de la falla anterior, se observan dos fallas normales conjugadas con el esfuerzo principal (σ_1) vertical los esfuerzos medio y menor horizontal. Presentan una orientación NW-SE y un manteo de $\sim 70^\circ$, en donde se parece apreciar temporalidad de estas fallas porque un plano de buzamiento hacia el NE está cortando al plano de buzamiento hacia el SW y se observan los estratos levemente basculados (Figura 27). Además, se lograron identificar estrías asociadas a planos de falla (Figura 28). Por último en el sector más al SE del área, se identifica una última falla con orientación NNE-SSW y un manteo de $\sim 60^\circ$ NW. Se logra observar y medir un desplazamiento de unos ~ 35 cm.

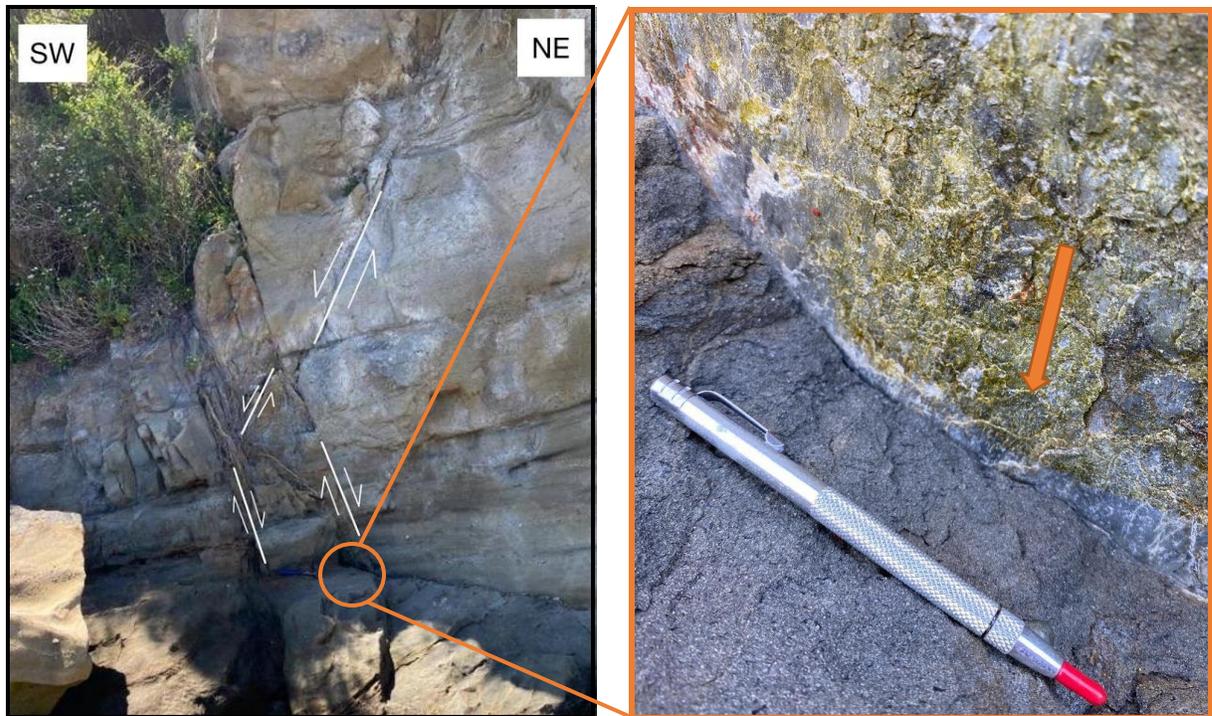


Figura 27: Fallas normales conjugadas con σ_1 vertical. Los estratos están levemente basculados.

Figura 28: Estrías de falla. La dirección de la flecha marca la orientación de las estrías y relleno mineral posterior al fallamiento.



Figura 29: Falla normal por el sector de villa Cocholgué.



Figura 30: Falla normal en el sector más al SE del área de estudio.

Mapa Estructural:

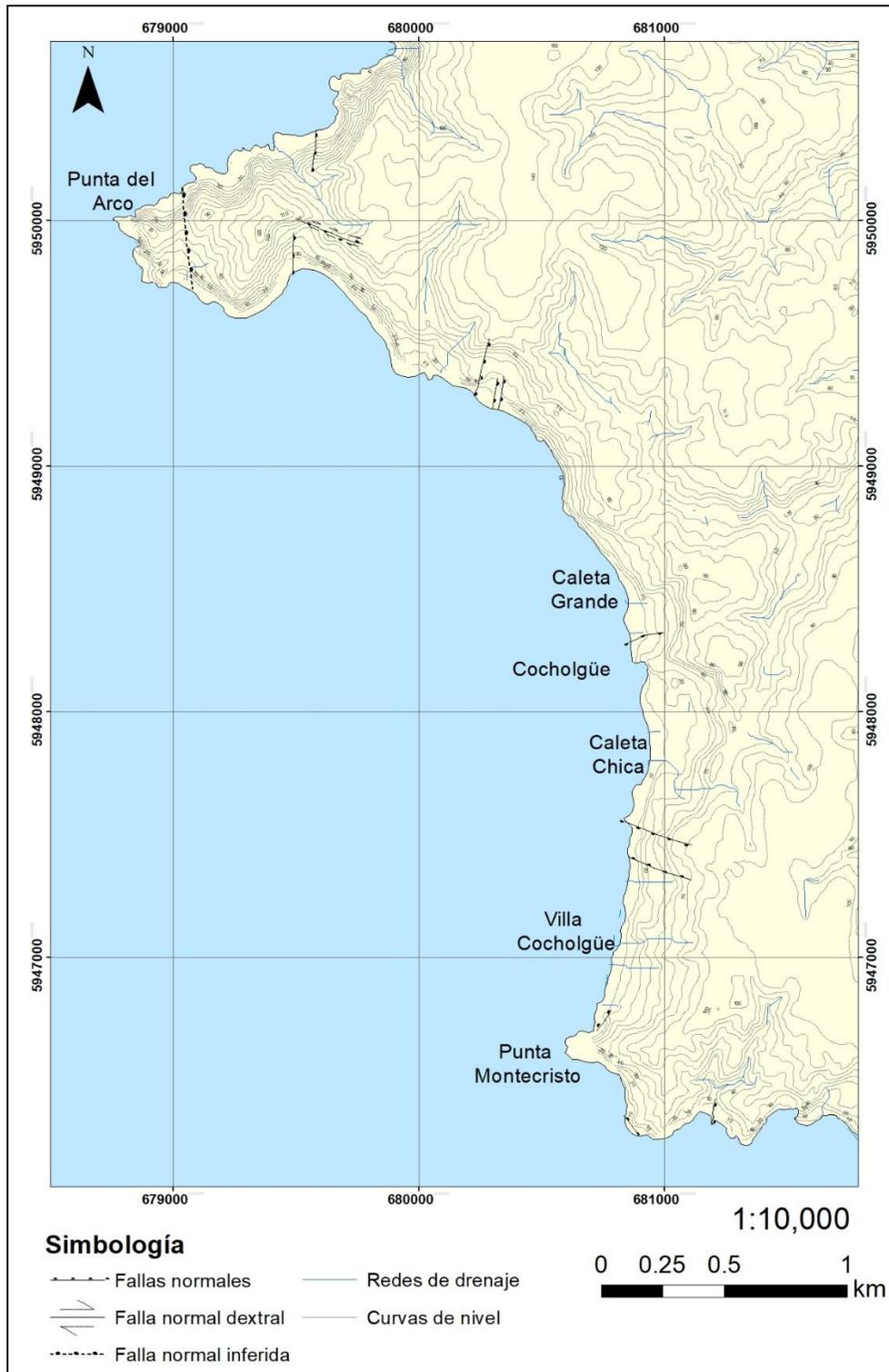


Figura 31: Mapa estructural con las fallas reconocidas y medidas en terreno.

5.3 Identificación de remociones en masa

Se realiza una tabla (Tabla 5.1) y un mapa (Figura 32) con datos de los puntos identificados de las remociones en masa. Estas remociones quedan identificadas mediante fotografías en el Anexo 1. Los tipos de remociones en masa encontrados fueron; deslizamiento de suelo de tipo traslacional, y caída de rocas, producto del descenso de material rocoso desde una ladera o un acantilado. Además, se observa la erosión de ladera, proceso gradual de remoción debido a la acción del agua, viento y gravedad que resulta en la formación de surcos.

Punto	Tipo	Sur	Oeste
1C	Caída de roca	36°36'44"	72°58'21"
2C	Caída de roca	36°36'43"	72°58'39"
3D	Deslizamiento de suelo	36°36'40"	72°58'39"
4D	Deslizamiento de suelo	36°36'32"	72°58'45"
5C	Caída de roca	36°36'32"	72°58'49"
6CD	Caída de roca, Deslizamiento	36°36'29"	72°58'46"
7DC	Deslizamiento, Caída de roca	36°36'29"	72°58'45"
8D	Deslizamiento de suelo	36°36'28"	72°58'45"
9D	Deslizamiento de suelo	36°36'23"	72°58'42"
10CD	Caída de roca, Deslizamiento	36°36'03"	72°58'39"
11D	Deslizamiento de suelo	36°35'44"	72°58'39"
12D	Deslizamiento de suelo	36°35'41"	72°58'39"
13C	Caída de roca	36°35'40"	72°58'40"
14D	Deslizamiento de suelo	36°35'26"	72°58'45"
15D	Deslizamiento de suelo	36°35'25"	72°58'46"
16D	Deslizamiento de suelo	36°35'13"	72°58'54"
17CD	Caída de roca, Deslizamiento	36°35'10"	72°58'58"
18CD	Caída de roca, Deslizamiento	36°35'09"	72°59'00"
19D	Deslizamiento de suelo	36°34'57"	72°59'19"
20CD	Caída de roca, Deslizamiento	36°34'49"	72°59'37"
21D	Deslizamiento de suelo	36°34'52"	72°59'47"
22D	Deslizamiento de suelo	36°35'06"	72°58'57"
23D	Deslizamiento de suelo	36°35'08"	72°58'56"
24DC	Deslizamiento, Caída de roca	36°35'41"	72°58'30"

Tabla 5.1. Datos de puntos identificados de remociones en masa en la zona de estudio. Se ocupa como nomenclatura del punto, su numeración y la inicial del tipo de remoción en masa.

Se observa que la Formación Curanilahue es la más afectada por las remociones en masa, producto de la alta meteorización y contenido de arcillas, su disposición topográfica, y fracturas. La Formación Quiriquina se ve afectada por remociones, pero en una menor escala ya que se encuentra a menor elevación, se encuentra más consolidada y se encuentra en algunas zonas alterada y afectada por fracturas.

Mapa de Remociones

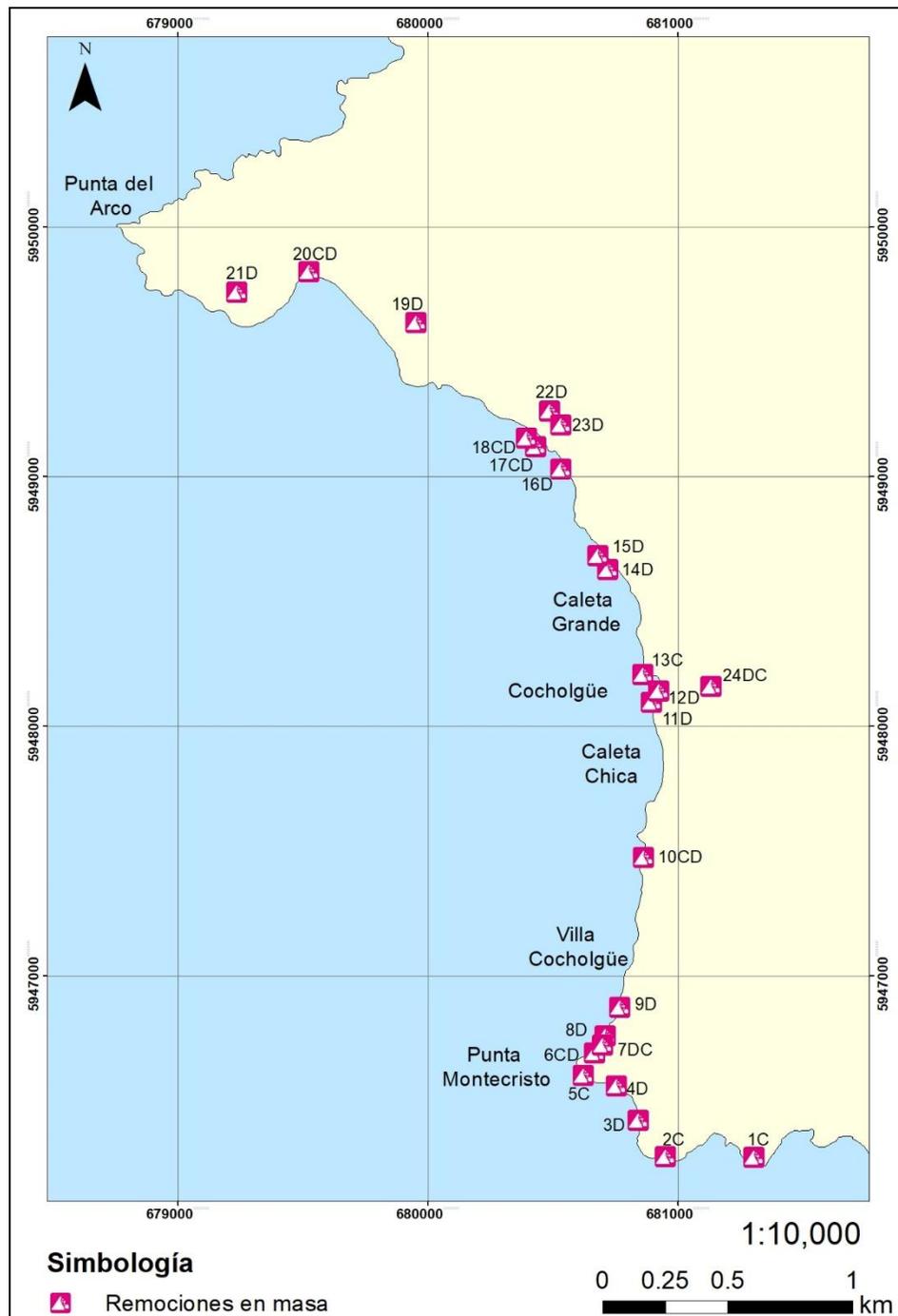


Figura 32: Mapa con depósitos de remociones en masa en el área de estudio. Los puntos tienen abreviado la letra de su tipo de remoción; C, caída de roca y D, deslizamiento de suelo.

Mapa de Pendientes

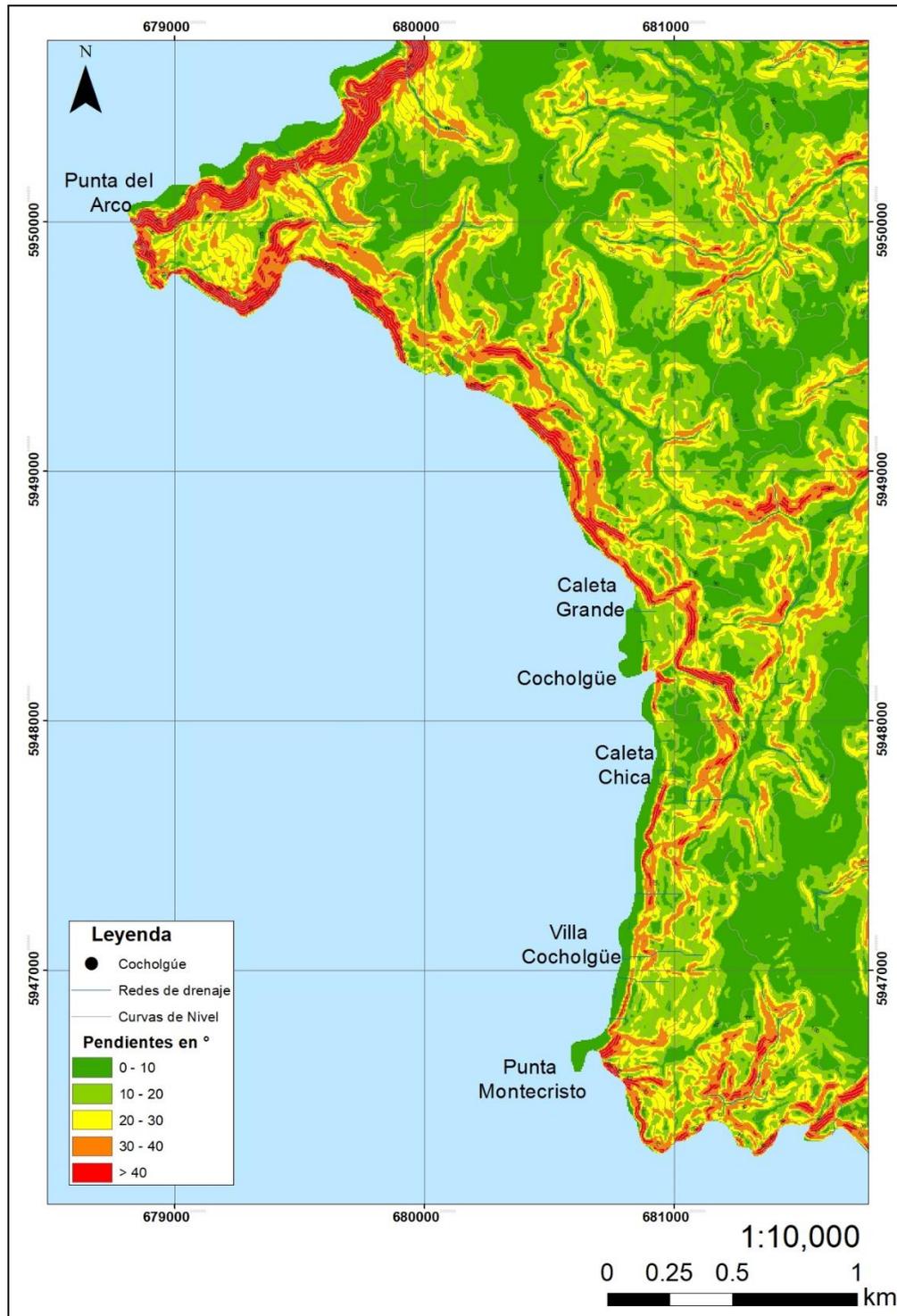


Figura 33: Mapa de pendientes.

6. DISCUSIÓN

6.1 Geología y límite KT

Discusión sobre límite KT (Cretácico-Paleógeno) en el área de estudio, según diversos autores citados anteriormente.

Muñoz Cristi (1956) establece una paraconformidad entre los sedimentos cretácicos y paleógenos, argumentando que, a finales del Cretácico, la región experimentó actividad tectónica de fallas, generando un período de no depositación durante el Paleoceno. Este autor se basa en que identifica una paraconformidad entre los sedimentos cretácicos y paleógenos, destacando que, en algunos casos, los sedimentos paleógenos se superponen directamente a los cretácicos, aunque en ciertos sectores la base de los sedimentos terciarios corresponde al basamento metamórfico. Además, observa un cambio abrupto de facies en el contacto entre las capas del Cretácico y del Terciario, pasando de areniscas arcillosas fosilíferas a areniscas subaéreas, sin una transición evidente.

Muñoz Cristi (1968) describe los sedimentos del Miembro Lota de la Formación Curanilahue como areniscas grisáceas con una matriz arcillosa y presencia de materia orgánica al observarlas bajo el microscopio. En términos generales, no se encuentran sedimentos marinos, salvo en la parte occidental, indicando que la cuenca era un lago restringido que probablemente estaba bloqueado al océano por alguna barrera natural, posiblemente un cordón litoral.

Biró (1982) realiza un estudio litológico y fosilífero detallado en la Isla Quiriquina con el cual define formalmente la Formación Quiriquina, estableciendo como localidad tipo el sector Bahía Las Tablas al NW de la Isla Quiriquina y como localidad paratipo a Caleta Cocholgüe, situada al Norte de Tomé. Aunque en su estudio el autor no profundiza en el contacto superior de la Formación Quiriquina, sugiere que las areniscas de coloración amarilla que sobreyacen podrían ser de edad paleoceno.

Pineda (1983) indica que, en la Península de Arauco, el Paleoceno está ausente en la secuencia Cenozoica Inferior, representando un hiato que evidencia una pequeña emersión en la Cuenca de Arauco. Además, determina que el Cenozoico Inferior se superpone sobre el Senoniano con discordancia de erosión.

Salazar (2004) proporciona edades más precisas para la Formación Quiriquina, y establece una paraconformidad entre las rocas del Cretácico y las rocas del Paleógeno asignadas a la Formación Cosmito o Curanilahue en la mayoría de los afloramientos visitados

Muñoz-Ramírez *et al.* (2008), encuentran fósiles de dientes de elasmobranquios en la Bahía de Concepción, en sedimentos posteriores a rocas Cretácicas. Identifican el género *Palaeohypotodus*, previamente conocido solo en formaciones europeas, africanas y de Groenlandia con edad Paleoceno (Cappetta, 1987). Además, encuentran los géneros *Paraorthacodus* y *Rhinoptera*, con edades de Jurásico Superior - Paleoceno y Paleoceno - Reciente, indicando una edad Paleocena para estos sedimentos. La ausencia del género *Ischyrrhiza*, característico del Cretácico y común en la mayoría de las rocas de la Formación Quiriquina, lleva a la hipótesis de que la edad de la Formación Curanilahue/Cosmito es Paleoceno.

Finalmente, en el área de estudio, se ha llegado a una conclusión basada en la observación de los datos recopilados durante esta investigación y en la información bibliográfica obtenida de los diversos autores mencionados anteriormente. Se propone la existencia de una discontinuidad entre las secuencias, sugiriendo un hiato en el Paleoceno. Esto implica una discontinuidad estratigráfica entre las formaciones Quiriquina y Curanilahue, respaldada principalmente por evidencia fósil, en línea con lo planteado por Muñoz *et al.* (2008).

6.2 Temporalidad de la deformación con procesos extensionales

Gajardo (1981) en sus estudios propuso dos sistemas de fallas principales que afectan a la región. El primero es de N-S a NNE SSW y el segundo de NNW-SSE. El primero controla la morfología de la Cordillera de la Costa, tanto los acantilados costeros generados como los

queiebres de pendientes locales desarrollados entre la Cordillera de la Costa y la Depresión Central, y el segundo interviene en el trazado de los principales ríos y afluentes que atraviesan estas cordilleras. En cuanto a términos de temporalidad, los sistemas de diaclasas y fallas de orientación N-S y NNE-SSW serían anteriores al NNW-SSE.

Finalmente, a partir de los datos obtenidos en terreno, se propone que las principales fallas de mayor influencia, como lo son las dos fallas normales ubicadas en el sector de punta del Arco, poseen una edad del Paleoceno (desde el Daniano – Thanetiano) ya que se encuentran afectando al Basamento Metamórfico y a la Formación Quirquina, pero no se observaron afectando la Formación Curanilahue el cual posee una edad del Eoceno inferior. Posteriormente, se identifican fallas principales de menor magnitud con fallas secundarias que se encuentran afectando a la Formación Curanilahue, como la que ejerce un control estructural en el humedal generado en el sector norte de Caleta grande, lo que se les asignaría una edad desde el Eoceno medio (Lutetiano) hasta el reciente.

Según las fallas observadas, no se observarían fallas sinsedimentarias, ya que no se observan diferencia de espesores de capas cercanas a los planos de falla, lo que indicaría su posterioridad a la depositación de las capas litológicas

6.3 Relación entre la geología y el desarrollo de remociones

La relación entre la topografía y geología de un área, y el desarrollo de las remociones en masa es de forma directa y diversos factores geológicos interactúan para influir en la estabilidad del terreno y la susceptibilidad a deslizamientos y otras formas de remoción en masa desarrollados en el área de estudio.

Topografía:

Se observa que la elevación, pendiente y morfología de la ladera, son factores topográficos que influyen directamente a la generación de estas remociones, principalmente el deslizamiento de suelo y caída de roca, que son los encontrados en el área de estudio. La elevación de los acantilados costero va desde los 50 m s.n.m. hasta los 80 m s.n.m. en promedio lo que se relaciona directamente al favorecimiento de las caídas de rocas y el

deslizamiento de suelo. Las pendientes en la zona costera van desde los 70°-90° de inclinación producto de la generación de acantilados costeros, en la zona más interior las pendientes son entre 0°-20°, cabe destacar que se observan pendientes >40° en las zonas interior por los bordes cercanos a redes de drenaje más principales y la geomorfología cordillerana por la forma de las laderas (Figura 33).

Geología:

De acuerdo a los datos obtenidos, el mapa geológico (Figura 18) y de remociones en masa (Figura 32). Se asigna una escala de susceptibilidad baja media y alta. Para el Basamento Metamórfico y el Batolito Costero se le asigna un nivel de susceptibilidad bajo por la alta competencia y ya que se encuentra en su mayoría a niveles topográficos bajo, estos no son propensos a las remociones en masa. Para la Formación Quiriquina se le asigna un nivel de susceptibilidad de mediano a alto, ya que posee una buena competencia, pero se encuentra en zonas específicas meteorizada y afectada por sistemas de diaclasas. Finalmente, para la Formación Curanilahue se le asigna un nivel alto ya que se observan afectadas por sistemas de diaclasas y fallas por su elevada ubicación topográfica siendo la litología más reciente en la zona de estudio, su alto desarrollo de suelo y contenido de arcillas favoreciendo la generación de remociones en masa.

En términos de composición y resistencia de las rocas en el área de estudio, se presentan rocas menos cohesivas siendo estas de origen sedimentario (Fm. Quiriquina y Fm. Curanilahue) o suelos no consolidados (Depósitos cuaternarios), con un grado alto de meteorización producto de las condiciones climáticas, como sus fuertes precipitaciones, y alta exposición a la erosión costera. siendo estos son más propensos a deslizamientos de suelo. Además, la presencia de capas estratigráficas de la formación Curanilahue puede afectar la estabilidad, ya que la inclinación de estas capas puede influir en la dirección y magnitud de los deslizamientos.

Las estructuras geológicas, como fallas y diaclasas, debilitan la estabilidad del terreno a lo largo de la zona de estudio, predominando en las zonas más costeras por la formación de quebradas. Por lo que, la topografía y la pendiente del terreno son factores críticos.

Pendientes pronunciadas, especialmente en combinación con suelos poco cohesionados, aumentan el riesgo. Además, los patrones climáticos, como las lluvias intensas afectan de manera crucial la estabilidad del suelo.

Se observa que las áreas cercanas a fallas geológicas son propensas a deslizamientos debido a la debilidad estructural, como es en el caso de la falla que coloca en contacto al basamento metamórfico con Fm. Quiriquina en la zona sur de punta del arco. Asimismo, la hidrogeología desempeña un papel significativo: la saturación del suelo por agua, ya sea por lluvias intensas o cambios en el nivel freático, puede desencadenar remociones en masa. Esta relación se observa en el área en conjunto con un desarrollo de humedales, siendo los dos humedales encontrados producto de un control estructural en conjunto con las condiciones hidrogeológicas del área de estudio, permitiendo el desarrollo de este ecosistema.

Actividades antrópicas:

Las actividades humanas como los movimientos de suelo y la construcción de caminos, alteran las condiciones naturales del terreno y desencadenan remociones en masa, como se logra ver a los costados de los caminos principales para vehículos, en donde se realizan cortes con taludes altos, los cuales en conjunto con las altas lluvias y poca cohesión, se generan una gran cantidad de deslizamiento de suelo, generando el desprendimiento de árboles y pudiendo ser un riesgo para las personas que realizan trekking en el área, además de ser un factor que afecta a la morfología del terreno.

7. CONCLUSIÓN

La caracterización geológica detallada revela la presencia de rocas metamórficas, específicamente filitas de color negro, asociadas al Basamento Metamórfico. La identificación de diques tonalíticos del Batolito Costero y contactos significativos entre el Basamento Metamórfico y la Formación Quiriquina aporta a la comprensión de la geología del área. Además, las observaciones en el sector oeste de Punta del Arco indican la existencia de rocas intrusivas de composiciones tonalítica y andesítica asociadas al Batolito Costero del Centro Sur. Se anticipa que las unidades geológicas en ambas zonas sean similares debido a su distribución y extensión observadas. La presencia de un control estructural en la zona sur, caracterizado por fallas extensionales con orientación NNW-SSE.

El análisis estratigráfico destaca la presencia de la Formación Quiriquina con rocas sedimentarias caracterizadas por fósiles distintivos, así como la Formación Curanilahue con secuencias sedimentarias que incluyen carbón y troncos fósiles. La presencia de areniscas silíceas sugiere un paleoborde costero en la zona. Además, se infiere que durante el límite K-T en el área de estudio, se produjeron elevaciones en ciertos sectores, resultando en la exposición y erosión de los sedimentos cretácicos. En estas áreas afectadas, los sedimentos paleógenos fueron depositados sobre las rocas metamórficas. Sin embargo, en otros sectores donde los sedimentos cretácicos no fueron expuestos, los sedimentos paleógenos se depositaron de manera concordante con los estratos cretácicos, sin evidenciar discontinuidades aparentes. Así, los hiatos identificados por autores mencionados anteriormente pueden estar vinculados a eventos de tipo más locales y en una vista más regional, los depósitos del Paleógeno ocurrieron de forma continua y concordante con las rocas del Cretácico, como se evidencia en varios afloramientos del sector del área de estudio de Cocholgué.

El análisis estructural detalla la existencia de diaclasas, fallas, foliaciones, vetas, diques y contactos en la región. La orientación predominante de las estructuras varía entre NNW-SSE en el sector norte y NNE-SSW en el sector sur, indicando un control estructural significativo en ambas zonas.

El estudio de remociones en masa subraya la importancia de comprender los factores desencadenantes y condicionantes para la planificación de la mitigación y prevención de riesgos. Se identifican tipos específicos de remociones en masa, como deslizamientos traslacionales, erosión de laderas y desprendimiento de rocas.

El análisis cualitativo de factores desencadenantes y condicionantes señala la susceptibilidad del área al desarrollo de remociones en masa, subrayando la influencia de la geología y geomorfología locales en estos fenómenos.

Las remociones en masas son eventos geológicos en donde el suelo, las rocas o sedimentos se desplazan por la acción de la gravedad desde una zona elevada a una posición más baja topográficamente. La comprensión de los tipos de remoción en masa y sus factores desencadenantes y condicionantes es fundamental para la planificación de la mitigación y la prevención de riesgos en áreas propensas a estos eventos, como lo es el área de estudio. Estas remociones tienen factores que son desencadenantes como las fuertes precipitaciones y la actividad sísmica, y factores condicionantes como la pendiente, distancia a redes de drenaje, el tipo de roca, y estructuras geológicas como fallas.

Una estrategia para prevenir estos riesgos geológicos es la creación de mapas de peligro geológico mediante la evaluación de las múltiples variables mencionadas previamente (pendiente, litología, cercanía a estructuras, etc.). Así a cada parámetro se le asigna un valor mediante el proceso de análisis jerárquico (AHP) y se crean mapas temáticos reclasificados con sus ponderaciones ya calculadas, para así finalmente elaborar un mapa de susceptibilidad de remociones en masa de la zona en base a las variables definidas. Estos mapas identifican las áreas más propensas a experimentar remociones en masa, los cuales son útiles para tener los cuidados y precauciones pertinentes.

Referencias

AGUIRRE, L., HERVÉ, F., & GODOY, E. (1972). Distribution of metamorphic facies in Chile: an outline. *Krystallinikum*, 9, 7-19.

ALEOTTI, P. (2004) A warning system for rainfall-induced shallow failures. *Engineering geology*, 73(3-4), 247-265.

BAEZA, C. B., & DE RURANGE ESPINOZA, J. (2018). Modelo de susceptibilidad a procesos de remociones en masa en rutas cordilleranas de Chile Central: Ruta 115 CH, Paso Pehuenche, Región del Maule. *Investigaciones Geográficas*, (55), 89-110.

BIRÓ, L. 1982. Revisión y redefinición de los Estratos de Quiriquina, Campaniano-Maastrichtiano, en su localidad tipo, en la Isla Quiriquina a 36°27' Latitud Sur, Chile, Sudamérica, con su perfil complementario en Cocholgue. *III Congreso Geológico Chileno*. Actas Tomo I: 29-64. Concepción.

BORGOMEIO, E., HEBDITCH, K. V., WHITTAKER, A. C., & LONERGAN, L. (2014). Characterising the spatial distribution, frequency and geomorphic controls on landslide occurrence, Molise, Italy. *Geomorphology*, 226, 148-161.

CAMPOS, F. (2014). Evaluación de la susceptibilidad de remociones en masa en la Quebrada de los Chanchos, Región Metropolitana, Chile. Tesis de pregrado. Universidad de Chile, Santiago, Chile.

CARTES, N.I. 2004. Petrografía y ambiente de depositación de las metapelitas paleozoicas con huellas fósiles entre Tomé y Lirquén VIII Región del Bío- Bío. Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 115 pp. Concepción.

CHEN, H., LIN, G. W., LU, M. H., SHIH, T. Y., HORNG, M. J., WU, S. J., & CHUANG, B. (2011). Effects of topography, lithology, rainfall and earthquake on landslide and sediment discharge in mountain catchments of southeastern Taiwan. *Geomorphology*, 133(3-4), 132-142

CREIXELL, C. 2001. Petrología y Geotermobarometría de las Rocas Intrusivas de la Cordillera de la Costa entre los 36°30' S y 38°00'. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 139 pp. Concepción.

CUEVAS, M. (2012). Susceptibilidad de remoción en masa, caleta Cocholgue, comuna de Tomé. Memoria para optar al título de Geógrafo, Universidad de Concepción, Concepción, Chile

CRUDEN, D., & VARNES, D., 1996. Landslide Types and Processes. (T. R. Board, Ed.) U.S. National Academy of Science, Special Report, 247, 36-75.

DEVYNCK, J-L. 1970. Contribución al estudio de la circulación atmosférica en Chile y el clima de la Región del Biobío. Universidad de Concepción, Departamento de Geofísica: 132 pp

EVANS SG, HUNGR O (1993) The assessment of rockfall hazards at the base of talus slopes. Canadian Geotech J 30:620–636.

GAJARDO, A. (1981). Geología de la Hoja Concepción-Chillán escala 1: 250.000, Región del Bío Bío. Mapas Geológicos Preliminares de Chile. N° 4. Instituto de Investigaciones Geológicas.

GAJARDO, A. 1985. Geología y distribución de recursos síliceos chilenos entre los 30°35'S y los 37°11'S, Chile Central. IV Congreso Geológico Chileno: (3)603-(3)625. Antofagasta.

GALLI, C. 1967. Geología Urbana y suelo de fundación de Concepción y Talcahuano, Chile. Universidad de Concepción. Informe final del Proyecto de Investigación N° 75 de la Comisión de Investigación Científica de la Universidad de Concepción (Inédito): 248 pp. Concepción.

GONZÁLEZ DE VALLEJO, L., Ferrer, M., Ortuño, L., & Oteo, C. (2002). INGENIERÍA GEOLÓGICA. Madrid: PEARSON.

GONZÁLEZ DE VALLEJO, L., & FERRER, M. (2011). Geological engineering. CRC Press

GONZÁLEZ, N.; Groz, C. y Palma-Heldt, S. (2010). *Registro adicional de dientes de elasmobranquios en el Paleógeno de Talcahuano, Región del Biobío, Chile*. Simposio Paleontología en Chile N°2. Concepción. Libro de resúmenes: 59 p.

GOODMAN RE, Bray JW (1976) Toppling of rock slopes. Procs., ASCE specialty conference on rock engineering for foundation and Slopes, Boulder, Colo., Vol.2

HAUSER, A. (1993). Remociones en Masa en Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Boletín 45, Santiago de Chile

HERVÉ, F. (1977). Petrology of the Crystalline Basement of the Nahuelbuta Mountains, South Central Chile. Comparative studies on the geology of the Circum-Pacific Orogenic Belt in Japan and Chile. T. Ishikawa y L. Aguirre editores. Japan Society for the promotion of Science: 1-51 pp.

HERVÉ, F., GODOY, E., PARADA, M. A., RAMOS, V., RAPELA, C., MPODOZIS, C., & DAVIDSON, J. (1987). A general view on the Chilean-Argentine Andes, with emphasis on their early history. Circum-Pacific Orogenic Belts and Evolution of the Pacific Ocean Basin, 18, 97- 113.

HERVÉ, F. (1988). Late Paleozoic subduction and accretion in Southern Chile. Episodes Journal of International Geoscience, 11(3), 183-188.

HIGHLAND, L.M., & BOBROWSKY, P. (2008). *The Landslide Handbook - A Guide to Understanding Landslides*: Reston, Virginia, U.S. Geological Survey Circular 1325, 129 p.

HUGGETT, R. (2017). *Fundamentals of Geomorphology*. New York: Routledge.

KAYASTHA, P., DHITAL, M. R., & DE SMEDT, F. (2013). Application of the analytical hierarchy process (AHP) for landslide susceptibility mapping: A case study from the Tinau watershed, west Nepal. *Computers & Geosciences*, 52, 398-408.

MENDOZA, J.L. 2001. Distribución, caracterización, génesis y características tectónicas de las Arenas Silíceas del área costera de la Octava Región, entre Coliumo y los Álamos. Memoria para optar al Título de Geólogo. Depto. de Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción (Inédito): 181 pp. Concepción.

MERGILL, M., Santiago, C. I. M., & Moreiras, S. M. (2015). Causas, características e impacto de los procesos de remoción en masa, en áreas contrastantes de la región Andina. *Cuadernos de Geografía: Revista Colombiana de Geografía*, 24(2), 113-131

MUÑOZ- CRISTI, J. 1946. Estado actual del conocimiento sobre la geología de la provincia de Arauco. In *Anales de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas* (Vol. 3, No. 3, pp. ág-30).

MUÑOZ-CRISTI, J. 1956. *Handbook of South American Geology*. Chile. Geological Society of America. Memoir. Vol. 65: 187-214

MUÑOZ-CRISTI, J. 1968. Contribución al conocimiento geológico de la región situada al sur de Arauco y participación de material volcánico en los sedimentos eocenos. *El Terciario de Chile, zona central*. Sociedad Geológica de Chile. Editorial Andrés Bello: 63-94. Santiago.

MUÑOZ, E. 2013. Susceptibilidad de remociones en masa y de respuesta sísmica asociada a fallas mayores en zonas urbanas. Estudio de caso en Viña del mar, V región. Tesis para optar al grado de magíster en ciencias mención Geología. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Departamento de Geología, 164 p.

MUÑOZ, J., FERNÁNDEZ, B., VARAS, E., PASTÉN, P., GÓMEZ, D., RENGIFO, P., MUÑOZ, J., ATENAS, M. y JOFRÉ, J. 2005. Chapter 8: Chilean water resources and related environmental issues. *Geology of Chile*. Geological Society of London. Londres, pp. 215-230.

MUÑOZ-RAMÍREZ C.; MOYANO, H. & PALMA-HELDT, S. 2008. Dientes fósiles de tiburones y rayas presentes en el área de la Bahía de Concepción, VIII Región, Chile Central. *I Simposio Paleontológico Chileno*: 69-73. Santiago.

PINEDA, V. 1983. Evolución paleogeográfica de la Península de Arauco durante el Cretácico superior-Terciario. Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 268 pp. Santiago.

RAMÍREZ, P., VIVALLOS, J., CÁCERES, D., & FONSECA, A. (2012). Microzonificación sísmica de la ciudad de San Pedro de la Paz, Región del Biobío, Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geológica Ambiental N°16: 3 mapas en una hoja escala 1:20.000. Santiago.

SALAZAR, C. 2004. Ammonites del Maastrichtiano de la Formación Quiriquina. VIII Región del Bío-Bío. Chile sistemática, Bioestratigrafía y afinidades paleobiogeográficas. Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento de Ciencias de la Tierra (Inédito): 155 pp. Concepción.

VARNES, D. J. (1978). Slope movement types and processes. Special report, 176, 11-33.

VÁSQUEZ, P. 2001. Petrología y geotermobarometría del basamento metamórfico de la Cordillera de la Costa de Chile, entre los 36°30'S y 38°00'S. Memoria para optar al título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento Ciencias de la Tierra (Inédito): 172 pp. Concepción.

Anexo

Imágenes de remociones en masa



Remoción en masa 1



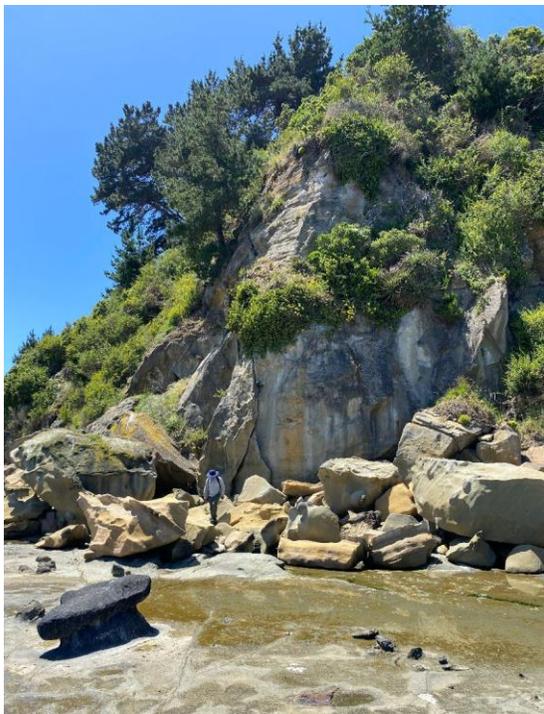
Remoción en masa 2



Remoción en masa 3



Remoción en masa 4



Remoción en masa 5



Remoción en masa 6



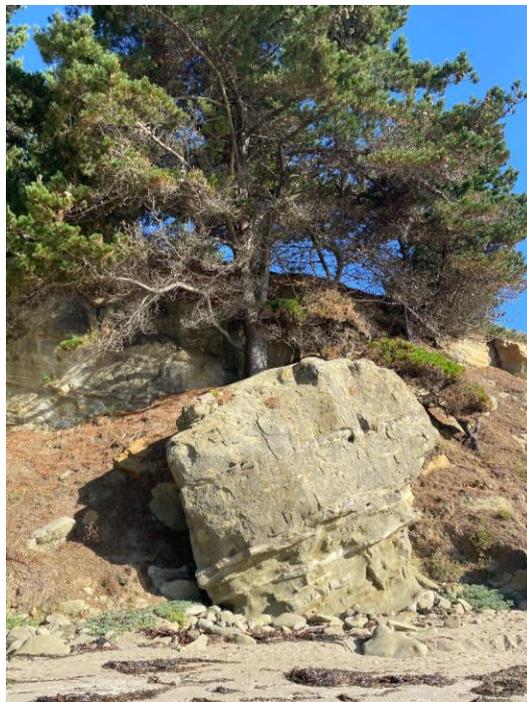
Remoción en masa 7



Remoción en masa 8



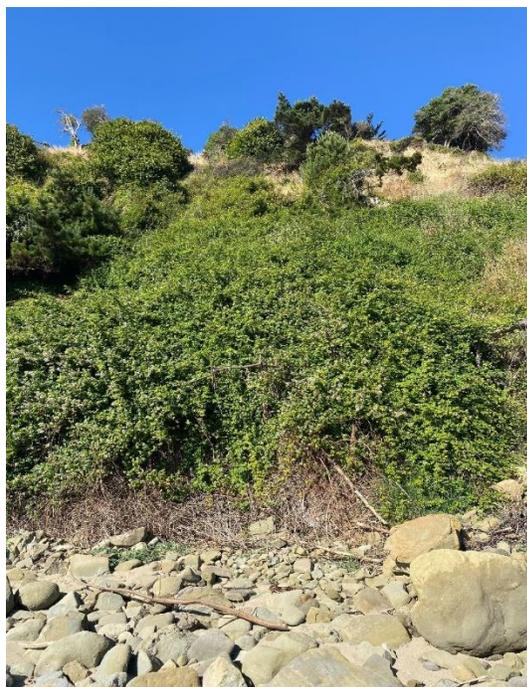
Remoción en masa 9



Remoción en masa 10



Remoción en masa 11



Remoción en masa 12



Remoción en masa 13



Remoción en masa 14



Remoción en masa 15



Remoción en masa 16



Remoción en masa 17



Remoción en masa 18



Remoción en masa 19



Remoción en masa 20



Remoción en masa 21



Remoción en masa 22



Remoción en masa 23



Remoción en masa 24

Tablas de datos de estructuras

Estructura	dip	dip direction
Contacto	4	237
Contacto	3	228
Contacto	54	88
Contacto	52	95
Contacto	53	82
Diaclasas	89	344
Diaclasas	89	68
Diaclasas	86	127
Diaclasas	75	344
Diaclasas	7	70
Diaclasas	87	201
Diaclasas	61	217
Diaclasas	86	199
Diaclasas	24	197
Diaclasas	21	57
Diaclasas	20	39
Diaclasas	19	234
Diaclasas	165	192
Diaclasas	41	101
Diaclasas	64	38
Diaclasas	43	101
Diaclasas	52	105
Diaclasas	61	248
Diaclasas	46	109
Diaclasas	82	252
Diaclasas	80	264
Diaclasas	76	76
Diaclasas	87	84
Diaclasas	72	325
Diaclasas	82	233
Diaclasas	86	327
Diaclasas	73	303
Diaclasas	66	88
Diaclasas	75	194
Diaclasas	84	215
Diaclasas	70	182
Diaclasas	76	187
Diaclasas	82	242
Diaclasas	70	204
Diaclasas	74	92
Diaclasas	64	309
Diaclasas	61	322
Diaclasas	54	320
Diaclasas	74	343
Diaclasas	81	345
Diaclasas	88	8

Estructura	Dip	Dip direction
Diques	87	14
Diques	87	346
Diques	70	360
Diques	76	0
Diques	54	222
Diques	48	230
Diques	34	201
Diques	47	126
Diques	27	115
Diques	37	129
Diques	36	131
Diques	33	81
Diques	58	58
Diques	52	63
Falla	84	203
Falla	73	300
Falla	77	100
Falla	55	77
Falla	45	88
Falla	84	184
Foliación	57	78
Foliación	69	78
Foliación	48	74
Foliación	32	84
Foliación	45	80
Foliación	43	84
Foliación	39	96
Foliación	42	83
Foliación	43	90
Foliación	49	67
Foliación	32	73
Foliación	32	85
Foliación	42	54
Foliación	43	73
Foliación	26	93
Foliación	58	89
Foliación	42	85
Foliación	50	100
Foliación	46	97
Foliación	54	93
Foliación	53	106
Vetas	72	72
Vetas	77	52
Vetas	84	95
Vetas	68	284

Tabla Anexo 1. Datos estructurales de la zona Norte

Estructura	Dip	Dip director
diaclasa	37	144
diaclasa	42	101
diaclasa	80	127
diaclasa	82	142
diaclasa	46	125
diaclasa	48	122
diaclasa	87	175
diaclasa	85	354
diaclasa	74	23
diaclasa	85	16
diaclasa	72	45
diaclasa	83	187
diaclasa	72	301
diaclasa	82	187
diaclasa	76	324
diaclasa	87	155
diaclasa	60	282
diaclasa	88	212
diaclasa	88	46
diaclasa	70	291
diaclasa	77	210
diaclasa	85	188
diaclasa	83	193
diaclasa	76	187
diaclasa	75	189
diaclasa	83	121
diaclasa	86	322
diaclasa	78	137
diaclasa	69	130
diaclasa	61	290
diaclasa	70	119
diaclasa	49	292
diaclasa	58	287
diaclasa	75	101
diaclasa	79	100
diaclasa	86	114
diaclasa	89	97
diaclasa	87	87
diaclasa	78	122
diaclasa	35	124
diaclasa	52	105
diaclasa	60	66
diaclasa	60	67
diaclasa	88	81
diaclasa	69	166
diaclasa	81	161
diaclasa	79	157
diaclasa	73	165
diaclasa	68	179
diaclasa	55	23
diaclasa	79	120
diaclasa	73	114

Estructura	Dip	Dip director
falla	53	45
falla	54	44
falla	75	116
falla	67	83
falla	70	74
falla	66	97
falla	57	37
falla	56	41
falla	62	287
falla	76	98
falla	68	101
falla	67	92
falla	69	191
falla	71	169
falla	42	120
falla	57	110
falla	49	111
falla	57	102
falla	51	96
falla	42	79
falla	57	30
falla	63	37
falla	84	203
falla	78	198
falla	62	167
falla	82	100
falla	80	101
falla	81	104
vetas	85	284
vetas	85	274
vetas	87	177
vetas	86	184
vetas	86	187
vetas	85	3
contacto	19	266
contacto	11	269
dique	42	222

Tabla Anexo 2 Datos estructurales de la zona centro (Cocholgüe) y zona Sur (Punta Montecristo)

Estructura	Dip	Dip direction
falla	53	45
falla	54	44
falla	75	116
falla	67	83
falla	70	74
falla	66	97
falla	57	37
falla	56	41
falla	62	287
falla	76	98
falla	68	101
falla	67	92
falla	69	191
falla	71	169
falla	42	120
falla	57	110
falla	49	111
falla	57	102
falla	51	96
falla	42	79
falla	57	30
falla	63	37
falla	84	203
falla	78	198
falla	62	167
falla	82	100
falla	80	101
falla	81	104
Falla	84	203
Falla	73	300
Falla	77	100
Falla	55	77
Falla	45	88
Falla	84	184

Tabla Anexo 3. Datos de fallas medidas en toda el área de estudio