

UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS
DEPARTAMENTO CIENCIAS DE LA TIERRA



**ESTUDIO GEOLÓGICO-ESTRUCTURAL EN EL ÁREA
CARBONÍFERA DE CORONEL, VIII REGIÓN DEL BIOBÍO,
CHILE**

Memoria para optar al Título de Geólogo

Pablo Andrés Molina Jiménez

Concepción, 2017



UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN
FACULTAD DE CIENCIAS QUÍMICAS
DEPARTAMENTO CIENCIAS DE LA TIERRA



ESTUDIO GEOLÓGICO-ESTRUCTURAL EN EL ÁREA CARBONÍFERA DE CORONEL, VIII REGIÓN DEL BIOBÍO, CHILE

Memoria para optar al Título de Geólogo

Pablo Andrés Molina Jiménez

Profesor Patrocinante: Dr. Jorge Andrés Quezada Flory
Profesores Comisión: Msc. Abraham Elías González Martínez
Sr. Ramiro Ulises Bonilla Parra

Concepción, 2017

ÍNDICE

	Página
RESUMEN	
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. OBJETIVOS	1
1.1.1. Objetivo general	1
1.1.2. Objetivo específico	1
1.2. METODOLOGÍA	1
1.2.1. Interpretación de imágenes satelitales y fotografías aéreas	1
1.2.2. Campañas de terreno	2
1.3. TRABAJOS ANTERIORES	2
1.4. AGRADECIMIENTOS	6
2. MARCO GEOGRÁFICO	7
2.1. UBICACIÓN Y ACCESO	7
2.2. CLIMA Y VEGETACIÓN	8
2.3. MORFOLOGÍA URBANA	11
2.4. GEOMORFOLOGÍA	14
2.4.1. Planicies Costeras	16
2.4.2. Cordillera de Nahuelbuta	18
3. GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO	20
3.1. INTRODUCCIÓN	20
3.2. ROCAS METAMÓRFICAS	22
3.2.1. Basamento Metamórfico	22
3.3. ROCAS ESTRATIFICADAS	25
3.3.1. Formación Curanilahue	25
3.3.5. Arenas Silíceas	31
3.3.6. Arenas Litorales del Biobío	34
4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	38
4.1. MARCO TECTÓNICO	38
4.2. ANÁLISIS DE LINEAMIENTOS	44
4.2.1. Generalidades	44
4.2.2. Lineamientos mayores	45
4.2.3. Lineamientos menores	46
4.2.3.1. Lineamientos con 120° de azimut de luz incidente	47
4.2.3.2. Lineamientos con 240° de azimut de luz incidente	48
4.2.3.3. Lineamientos con 360° de azimut de luz incidente	49
4.2.3.4. Orientación general de lineamientos	50

4.3. ANÁLISIS DE MAPAS ESTRUCTURALES DEL ÁREA DE ESTUDIO	51
4.3.1. Generalidades	51
4.3.2. Mapa estructural de Juan Tavera	52
4.3.3. Mapa estructural de Johannes Brügger	53
4.3.4. Plano general de Propiedades Mineras	55
4.3.5. Mapa estructural Carbonífera CockeCar	56
4.3.6. Orientación general de las fallas extraídas de los mapas estructurales	58
4.4. ESTRUCTURAS LOCALES	60
4.4.1. Generalidades	60
4.4.2. Conceptos teóricos	61
4.4.2.1. Fuerza y Stress	61
4.4.2.2. Sistema de fallas extensionales	64
4.4.3. Fallas reconocidas en terreno	67
4.5. RELACIÓN DE ESTRUCTURAS Y TECTÓNICA	75
5. CONCLUSIONES	79
6. REFERENCIAS	81

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura	Página
2. 1. Mapa de ubicación del área de estudio	7
2. 2. Principales centros poblados de la zona sur de Coronel	12
2. 3. Principales centros poblados de la zona norte de Coronel	13
2. 4. Principales unidades morfoestructurales de la región del Biobío	14
3. 1. Mapa geológico de la comuna de Coronel	20
3. 2. Distribución de las rocas metamórficas de la Serie Oriental	23
3. 3. Distribución de rocas de Formación Curanilahue en área de estudio	26
3. 4. Columna estratigráfica del Pique N°2 de empresa CockeCar	27
3. 5. Distribución de Arenas Silíceas en el área de estudio	32
3. 6. Distribución de las arenas del Biobío en la zona de estudio	35
4. 1. Segmentación de los Andes Chileno-Argentino	39
4. 2. Esquema general de evolución tectónica desde el Jurásico al Presente	41
4. 3. Lineamientos mayores de alcance regional cercano al área de estudio	45
4. 4. Lineamientos mapeados con luz incidente con azimut de 120°	47
4. 5. Lineamientos mapeados con luz incidente con azimut de 240°	48

4. 6.	Lineamientos mapeados con luz incidente con azimut de 360°	49
4. 7.	Mapa general de lineamientos de la zona de estudio	50
4. 8.	Plano estructural realizado por el geólogo Juan Tavera	53
4. 9.	Copia de plano estructural de Coronel realizado por Eduardo Urbina	54
4.10.	Plano General de Propiedades Mineras	56
4.11.	Plano de reservas de Carbón de minera CockerCar	57
4.12.	Mapa general de fallas de las minas de carbón	59
4.13.	Stress actuando en diferentes planos en un cubo	61
4.14.	Stress normal y tangencial actuando en un cuerpo	62
4.15.	Convención de signos para un stress normal	62
4.16.	Convención de signos para un stress tangencial	62
4.17.	Elipsoide general de esfuerzos principales	63
4.18.	Esquema simplificado de Formación de fallas	64
4.19.	Esquema de Horst (H) y Graben (G) debido a fallas extensionales	64
4.20.	Esquema general de hemigraben	65
4.21.	Modelo tipo domino por pérdida de soporte frontal	66
4.22.	Ejemplo de un modelo tipo dominó en el campo petrolífero Gullfaks	66
4.23.	Grupo de fallas encontradas en sector Playa Negra	67
4.24.	Modelo explicativo de hemigraben ubicado frente de Playa Negra	68
4.25.	Falla normal afectando a rocas de Formación Curanilahue	69
4.26.	Falla normal en rocas del Miembro Lota de Formación Curanilahue	70
4.27.	Falla normal en areniscas verdes de Formación Curanilahue	71
4.28.	Falla normal en Miembro Lota de Formación Curanilahue	72
4.29.	Índice cinemático de fibras de relleno reconocidos en plano de falla	73
4.30.	Grupo de fallas normales en rocas del Miembro Intercalación	74
4.31.	Perfil geológico realizado por Oxinius en 1875	76
4.32.	Modelo estructural elaborado por empresa CockerCar	78

ÍNDICE DE FOTOGRAFÍAS

Fotografía	Página
2. 1. Vegetación nativa en la Cordillera de Nahuelbuta	10
2. 2. Vegetación en Humedal Boca Maule	11
2. 3. Terraza Holocena vista en el sector de playa Buen Retiro	17
2. 4. Curso de agua de tipo meandriforme en sector Maule de Coronel	17
2. 5. Vista desde Coronel de la Cordillera de Nahuelbuta	18
3. 1. Afloramiento de filitas de Serie Oriental en área de estudio	24
3. 2. Afloramientos de areniscas del Miembro Lota	28

3. 3.	Afloramiento de areniscas pertenecientes al Miembro Intercalación	29
3. 4.	Afloramiento de Arenas Silíceas en sector Maule	33
3. 5.	Arenas del Biobío en playa de sector Buen Retiro en Coronel	36

ÍNDICE DE TABLAS

Tablas	Página	
2. 1.	Precipitación líquida de últimos años en la ciudad de Concepción	8
2. 2.	Temperatura media últimos años de la ciudad de Concepción	9
4. 1.	Medidas de 46 fallas extraídas del plano de Juan Tavera	52
4. 2.	Medidas de 12 fallas extraídas de mapa de Johanness Brügger	55
4. 3.	Medidas de 11 fallas extraídas del Plano Gen. de Propiedades Mineras	55
4. 4.	Medidas de 10 fallas del plano de empresa CockerCar	58



RESUMEN

La presente memoria aporta nuevos antecedentes geológicos enfocándose en lo relacionado a la geología estructural, la cual sirve para entender las fuerzas que actuaron en el pasado sobre las rocas del área de estudio.

Primero se elabora una revisión de los distintos trabajos relacionados a la tectónica y la geología estructural dentro del área de estudio. Luego apoyado por imágenes satelitales e imágenes Aster se trazan los lineamientos más importantes vistos dentro del área de estudio. Destacando los Lineamiento Biobío y la Zona de Falla Lanalhue definidos como dos lineamientos de tamaño regional que rodean la zona de estudio por el norte y sur respectivamente.

También junto con los estudios anteriores se efectúa un análisis de distintos mapas y planos realizados en el marco de la explotación carbonífera del siglo anterior. Esto con la finalidad de poder comparar los datos estructurales extraídos de este material con los nuevos antecedentes aportados por este informe. En las campañas de terreno fue posible ver y medir diferentes fallas de tipo normal, resaltando una estructura de tipo hemigraben descrito en el sector de Playa Blanca.

Entre las distintas unidades vistas dentro del área de estudio para la confección de un Mapa Geológico a escala 1:25.000 fueron reconocidas rocas del Basamento Metamórfico Paleozoico, Eocenas de la Formación Curanilahue y del Neógeno como las Arenas Silíceas y las Arenas Litorales.

Además, se hace una descripción de la Geomorfología del área de estudio destacando dos rasgos geomorfológicos principales: Las Planicies Costeras y la Cordillera de Nahuelbuta.

1. INTRODUCCIÓN

1.1. OBJETIVOS

1.1.1. Objetivo general

Aportar nuevos antecedentes geológicos y estructurales para conocer e interpretar de mejor manera la historia geológica del área de estudio.

1.1.2. Objetivos específicos

Obtener información estructural en terreno a escala 1:25.000, centrándose en el reconocimiento de fallas geológicas.

Recopilar información estructural de mapas y planos antiguos de la antigua zona de carbón, enfocándose en fallas geológicas.

Confeccionar un mapa geológico a escala 1:25.000 del área de estudio.

Con los antecedentes recogidos proponer un modelo estructural coherente que explique los antecedentes vistos en terreno y relacionándolos con los eventos tectónicos que afectaron el área de estudio durante el Neógeno.

1.2. METODOLOGÍA

1.2.1. Interpretación de imágenes satelitales y fotografías aéreas

Previo a las salidas de terreno, se identifica el lugar y los posibles afloramientos mediante imágenes satelitales descargadas de Google Earth. Junto con esto, se trazan los lineamientos sobre imágenes Aster de uso público, descargadas de la plataforma EarthExplorer de la página web del Servicio Geológico de los Estados Unidos (USGS).

1.2.2. Campañas de terreno

Las salidas de terreno se efectuaron en el mes de enero de 2017 y se dividieron en 3 campañas de terreno:

La primera transcurre entre el lunes 9 hasta el viernes 13 de enero de 2017. Estas salidas sirven para explorar la zona norte del área de estudio, enfocándose principalmente en las localidades de Maule, Buen Retiro hasta las zonas de Escuadrón y Laguna Quiñenco.

La segunda se realiza entre el lunes 16 hasta el viernes 20 de enero de 2017. Durante esta semana se recorren el sector Puchoco hasta Cerro Merquín en busca de afloramientos importantes.

La tercera salida a terreno se efectúa entre el lunes 23 hasta el 27 de enero de 2017. En este periodo se recorre el sector sur de la zona de estudio abarcando las localidades del Centro Cívico de Coronel, Cerro Corcovado y el sector de Playa Blanca.

Además de estas salidas también se lleva a cabo visitas a la mina subterránea de la empresa carbonífera CockeCar entre los meses de enero y abril, donde se recorren principalmente las zonas de falla del manto 2, 5 y 8.

1.3. TRABAJOS ANTERIORES

Gran cantidad de los estudios desarrollados dentro del área de estudio, fueron desarrollados en el marco de la explotación carbonífera del siglo pasado. Entre estos destacan:

Fenner y Wenzel (1942) elaboran un detallado trabajo estratigráfico en las zonas de la Bahía de Coronel y la Provincia de Arauco, con el fin de lograr una relación genética entre ellas.

Muñoz-Cristi (1946) establece el cuadro estratigráfico para la Cuenca de Arauco en base a sondajes en Lota, Colico-Peumo, Colico Sur (norte de Curanilahue) y Río Pilpilco. Para el Terciario es el primero en darles nombres a las Formaciones de la Cuenca de Arauco, nombrándolas como Piso

de Curanilahue, Piso Boca Lebu, Piso de Trihueco y Piso de Millongue. En un trabajo posterior (1954) describe en rasgos generales la historia geológica de Sudamérica y en particular la de Chile, comenzando en el Arcaico y terminando en el Plioceno. Dos años después (1956) escribe una revisión del conocimiento que se tenía de la geología de Chile. Este conocimiento es el trabajo de numerosos geólogos desde los tiempos de Darwin. En esta publicación se eleva el estatus de Piso Curanilahue a Formación Curanilahue. Por último (1968) desarrolla un estudio sedimentológico del Terciario Inferior representado en subsuperficies, en los alrededores de la ciudad de Arauco, y se basa en 18 testigos de sondaje perforados por la Compañía de Acero del Pacífico para detectar nuevos recursos carboníferos. Se ubica la discordancia entre la Formación Quiriquina del Cretácico con rocas sedimentarias del Terciario. También se discute la litología de las formaciones Pilpilco y Curanilahue.

García efectúa estudios geológicos preliminares y sistemáticos desde 1963 adelante, comprendiendo todo el Terciario de Chile Central. El objetivo principal fue determinar las áreas que ofrecían mejores posibilidades petroleras, sin embargo, se revisa además todo el territorio adyacente, con el objeto de aclarar problemas estratigráficos generales. Se diferencian las rocas terciarias del Eoceno y Mioceno. Estas separadas por una discordancia de erosión y tectónica.

Martínez (1968) ofrece un primer esquema de zonación del Terciario de Chile Central utilizando foraminíferos planctónicos e intentar algunas correlaciones regionales y transcontinentales. Luego junto a Frutos (1968) muestran los resultados preliminares obtenidos mediante estudios palinológicos de los mantos carboníferos del Terciario de Arauco. Los mantos analizados fueron los siguientes: el Huitrero, en el Piso Trihueco; el Manto Doble, en el Horizonte de Colico y los mantos Alto y Veta Arriba del Horizonte de Lota.

Wenzel y otros (1975) describen los diferentes ciclos de transgresión-regresión entre el Senoniano y el Plioceno del complejo sedimentario Meso-Cenozoico de la región carbonífera de Arauco-Concepción. Analiza con mayor detalle las tres series continentales carboníferas de edad Eoceno: los Miembros Lota y Colico de la Formación Curanilahue y la Formación Trihueco. Wenzel en un trabajo posterior (1982) exhibe nuevos antecedentes del trabajo de campo en los años 1936 y 1940 en la región carbonífera de Arauco, para reafirmar la existencia de series carboníferas separadas por

secuencias sedimentarias marinas. Entre los antecedentes exhibe las columnas estratigráficas del Cretácico hasta el Pleistoceno, mapas regionales con secuencias carboníferas, esquemas estructurales de la región carbonífera de Arauco y secciones columnares de la Formación Trihueco y Curanilahue.

Grez, (1979) muestra una sección estratigráfica de las rocas carboníferas cortadas por los laboreos mineros del yacimiento Lota-Schwager, además de proponer esquemas de evolución paleogeográfica y estructural los cuales, tienen gran importancia en el desarrollo del yacimiento en cuestión. Las rocas sedimentarias reconocidas en las minas mencionadas, consisten en una secuencia cíclica de areniscas continentales, con mantos de carbón y areniscas marinas muy costaneras.

Gallardo (1995) desarrolla un estudio geomecánico de los miembros Lota e Intercalación de la Formación Curanilahue, en la mina Lota, perteneciente a la empresa ENACAR. Se propuso una columna tipo para el Miembro Lota definido en la mina homónima y además se efectúan análisis microscópicos de las rocas portadoras de carbón, con el fin de conocer su petrografía y definir capas guías y, además, comprender su comportamiento mecánico.

Los anteriores trabajos se complementan con estudios regionales que permiten entender el marco tectónico y geológico en donde se depositaron las rocas encontradas de la zona de estudio. Entre los más importantes para el desarrollo de este estudio son:

González-Bonorino y Aguirre (1970) describen los principales tipos de rocas y asociaciones minerales del basamento del territorio chileno. Estas consisten predominantemente de rocas metamórficas semipelíticas de bajo grado y de rocas graníticas expuestas a lo largo de la región costera de Chile Central, Austral y en áreas aisladas de Chile septentrional. Además, describe brevemente la formación de las series, su relación a los arcos circumpacíficos apareados de Miyashiro y el papel del basamento durante la orogénesis andina.

Munizaga y otros (1973) mediante el análisis de roca total de 11 muestras determinan la edad del Basamento Metamórfico chileno, definiendo 2 isócronas de 342 y 273 ma. Las rocas analizadas

son filitas y esquistos de origen sedimentario pertenecientes a la facie de esquistos verdes. Cuatro de las muestras analizadas pertenecen a la serie oriental de bajo P/T y siete muestras corresponden a la serie occidental de alto P/T.

Collao y otros (1979) exponen nuevos antecedentes estructurales en la serie metamórfica occidental de la cordillera de Nahuelbuta. Entre los afloramientos que estudiaron, reconocen 4 tipos de estructuras; Una foliación principal, ejes de plegamiento, un sistema de fracturas de bajo ángulo y un sistema de fracturas de gran ángulo.

Hervé (1977) describe el basamento cristalino de la cordillera de la Nahuelbuta. Pone especial importancia en diferenciar la serie oriental y serie occidental en términos petrográficos y de tipo de metamorfismo.

Galli (1977) presenta la Geología urbana del área de Concepción y Talcahuano. Incluye la Geología, el suelo de Fundación y la estructura regional. El suelo de fundación consiste en un texto y un mapa a escala 1:10.000.

Mpodozis y Ramos (1989) desarrollan un análisis detallado de la evolución de la Cordillera de los Andes desde el paleozoico. A la vez proponen una segmentación tectónica caracterizada por diferencias en la evolución geológica, cambios en la naturaleza de las cuencas de trasarco, diferencias en el estilo estructural y comportamiento de los arcos magmáticos.

Quezada (1996) entrega antecedentes geológicos y geotécnicos de la ciudad de Concepción, enfocados al área de la geología urbana. Muestra las relaciones entre la geología con las diferentes actividades humanas.

1.4. AGRADECIMIENTOS

Agradezco al profesor Dr. Jorge Quezada por su ayuda y tiempo para el desarrollo del presente trabajo.

Al profesor Sr. Ramiro Bonilla por el material cedido.

A don Guillermo Henríquez por el material y los permisos para entrar a la mina subterránea de la empresa CockeCar.

También agradezco particularmente a mis padres por todo el apoyo que me han brindado en todos los ámbitos de la vida, no solo el profesional.

A mis hermanas Pamela y Karen por el ánimo y consejos.

A mi novia Michelle por el cariño y compañía.

A los muchos compañeros geólogos por la buena onda a lo largo de los años.

A todos los trabajadores y funcionarios del Departamento como don Luis de geomática, don Carlitos, don Pedrito, don Raúl, etc.

Y en especial a mi hijo que corona todo este ciclo para mí.

2. MARCO GEOGRÁFICO

2.1. UBICACIÓN Y ACCESO

La ciudad de Coronel está en el litoral costero de la Región del Biobío, en la zona centro sur de Chile Continental a unos 30 km al sur de Concepción, capital regional.

Posee una superficie de 279 km² y geográficamente se emplaza en la zona norte del llamado Golfo de Arauco, delimitada al oeste por el Océano Pacífico, al este por el Río Biobío, al norte por la Comuna de San Pedro de la Paz y al sur por las comunas de Lota y Santa Juana (Figura 2.1.).

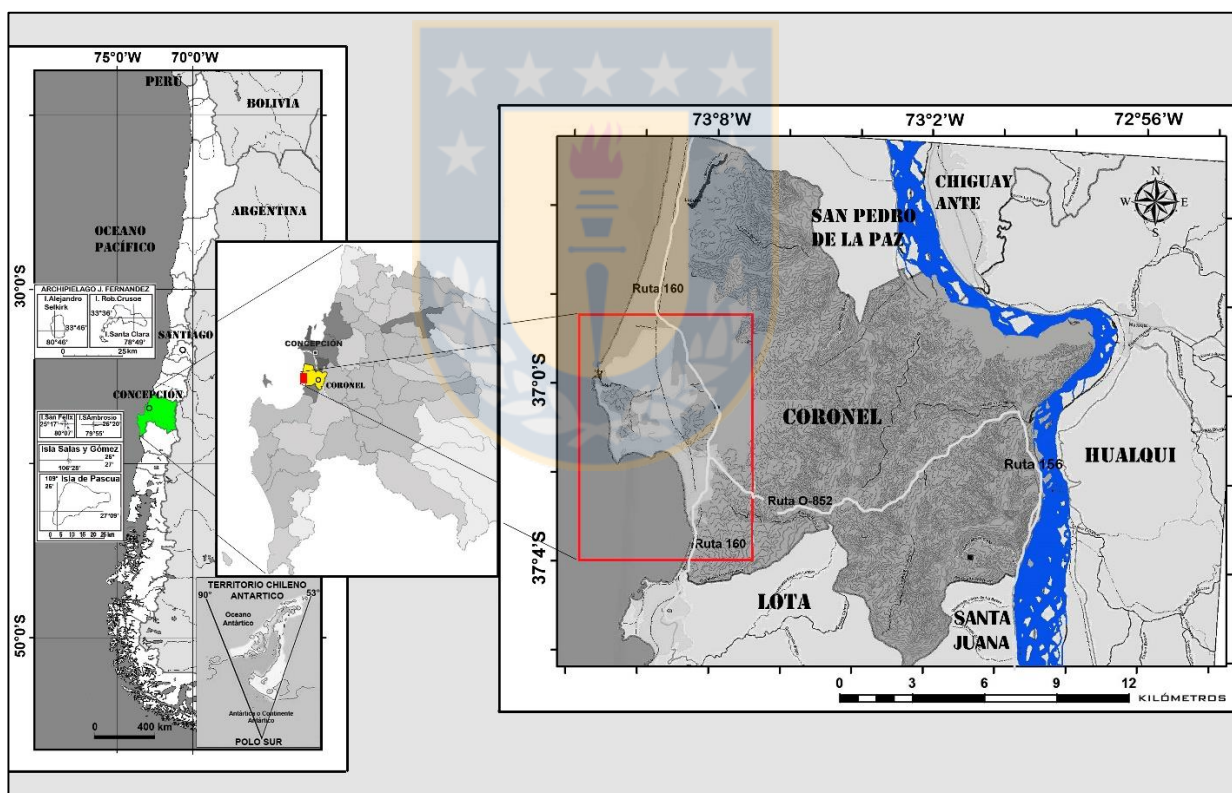


Figura 2.1. Mapa de ubicación del área de estudio, dentro de la Comuna de Coronel.

Existen 3 accesos principales para llegar a la comuna de Coronel vía terrestre, por el norte a través de la ruta 160 desde San Pedro de la Paz, por el oeste la Ruta O-852 que conecta con la ruta 156 (ruta de la madera) desde Santa Juana y por el sur la ruta 160 desde la comuna de Lota.

2.2. CLIMA Y VEGETACIÓN

El clima en el área de estudio es templado húmedo, con asociación templada fría; donde las temperaturas excepcionalmente bajan en relación de la altitud, principalmente por la advección fría de la corriente marina de Humboldt, de tipo de mediterráneo, donde el régimen de lluvias se manifiesta en la época más fría (Quintanilla, 1985 en Zevallos y Matthei, 1994).

Según datos de la Dirección Meteorológica de Chile (DMC) la precipitación promedio en años normales entre los periodos de 1931 a 1960 fue de 1.328 mm, en tanto, para los periodos de 1961 a 1990 fue de 1.157 mm, lo que representa un leve decaimiento de la cantidad de agua medida en la estación Carriel Sur de Concepción, localizada a unos 30 km al norte del Centro Cívico de Coronel. Los datos de precipitaciones anuales más recientes fueron medidos en las estaciones Chiguayante, Carriel Sur y Nonguén entre los años 2005 y 2015 (Tabla 2.1.), registrando un máximo en el año 2014 con 1.568,3 mm de agua caída. Estas estaciones están alejadas aproximadamente 10 km con el límite más cercano a Coronel, y a la vez la Cordillera de Nahuelbuta se interpone entre estas y el centro urbano de la comuna, lo que puede provocar una leve diferencia de estos valores con las precipitaciones reales del área de estudio.

Tabla 2.1. Precipitación líquida de últimos años en la ciudad de Concepción. Datos estación meteorológica Carriel Sur.

Precipitación Líquida (mm) Concepción											
	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015
Total Anual	1.126,9	1.229,4	853,5	1.202,3	935,2	760,2	1.184,1	1.123,9	1.075,8	1.568,3	1.267,9
max en 24 hrs	-	106,2	90,6	115,0	-	248,2	71,1	73,8	71,2	98,9	106,9
Estación Nonguen											
Estación Chiguayante											
Estación Carriel Sur											

Las temperaturas medias anuales medidas entre los años 2005 y 2015 (Tabla 2.2.) en la Estación Carriel Sur de Concepción muestra un mínimo de 11,5°C en el año 2007 y un máximo de 13,4°C en el año 2015. En tanto la temperatura máxima y mínima anual en este último año fue de 19,0°C y 8,8°C respectivamente.

Según el catastro de vegetación nativa realizado en el marco del Plan regulador de Coronel 2014, señala que en la comuna existe un 0,17% de bosque nativo, correspondiendo a diferentes tipos de renovales, sin presencia de bosque adulto. En tanto se agrega que la biodiversidad local es concordante con los rasgos bioclimáticos de la Región del Biobío, es decir, es una zona transicional entre la vegetación caducifolia del llano y los bosques húmedos del sur de Chile.

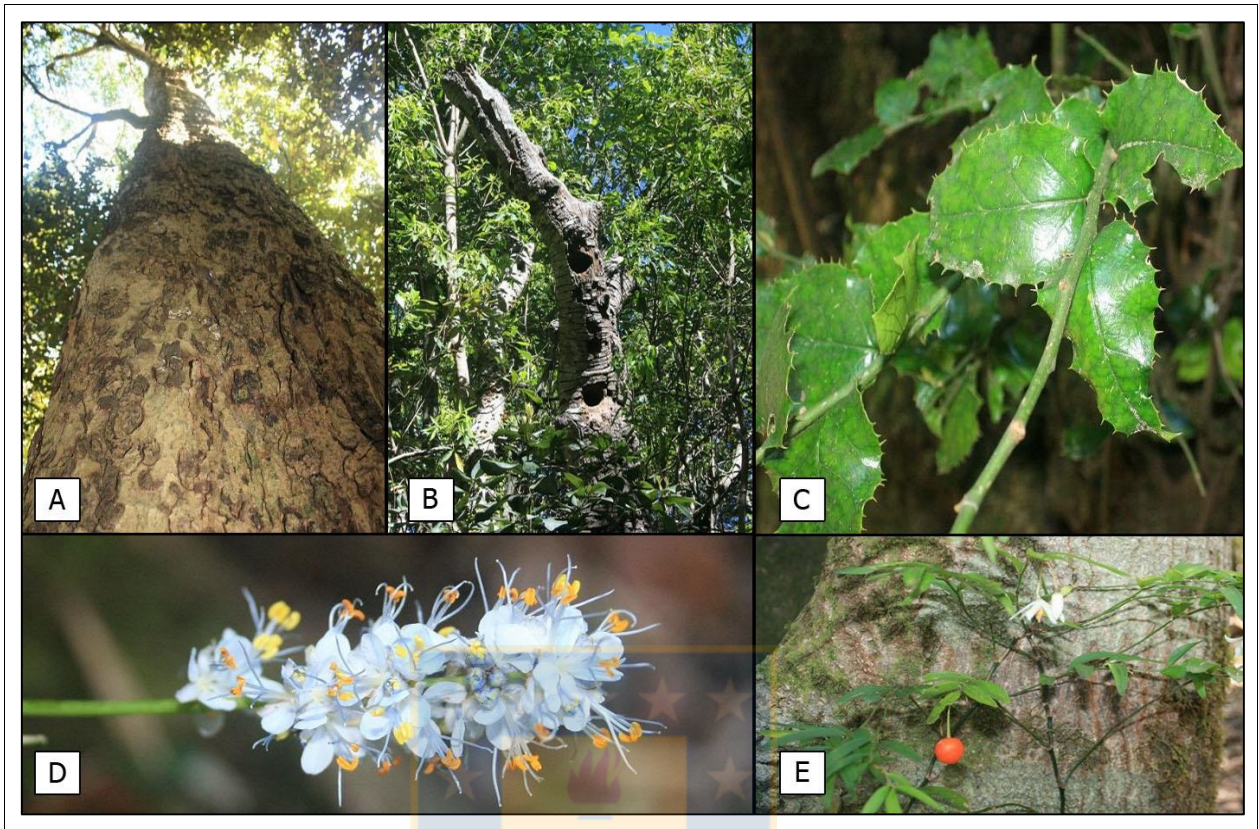
Tabla 2.2. Temperatura media últimos años de la ciudad de Concepción. Datos estación meteorológica Carriel Sur.

Temperatura Media (°C) Concepción											
	2005	2006	2007	2008	2009	2010	2011	2012	2013	2014	2015
Media Anual (°C)	12,4	12,6	11,5	12,7	12,3	12,1	12,2	12,7	12,5	12,9	13,4
Estación Carriel Sur											

De acuerdo con Pisano (1954) en base a observaciones de campo en el Fundo Escuadrón, está conformada por Arrayán (*Luma apiculata*), Avellanillo (*Lomatia dentata*), Avellano (*Gevuina avellana*), Canelo (*Drimys winteri*), Copihue (*Lapageria rosea*), Guaye (*Nothofagus obliqua*), Laurel (*Laurelia sempervirens*), Lingue (*Persea litigae*), Olivillo (*Aextoxicum punctatum*), Palo santo (*Weinmannia trichosperma*), Peumo (*Cryptocarya alba*), Quila (*Chusquea quila*), Ulmo (*Eucryphia cordifolia*), entre otras especies (Zevallos y Matthei, 1994). En tanto la vegetación exótica corresponde principalmente a plantaciones de pino (*Pinus radiata*) invadido normalmente con retamilla (Zevallos y Matthei, 1994).

La Cordillera de Nahuelbuta es uno de los principales ecosistemas dentro de la zona de estudio. Este sector ha sido reconocido como una prioridad mundial de conservación según varias instituciones internacionales como The World Wildlife Fund, The World Resources Institute, la Unión Mundial para la Naturaleza y Birdlife International (Owen y otros, 2007).

La gran importancia desde el punto de vista conservacionista de la Cordillera de Nahuelbuta se basa principalmente en el aislamiento biogeográfico con respecto a otros bosques sudamericanos, debido a factores geológicos-climáticos desde el Mioceno hasta el presente (Owen y otros, 2007). Además, durante el máximo glaciar Nahuelbuta sirvió como refugio para la mayoría de especies (Fotografía 2.1.) que forman actualmente el bosque templado lluvioso chileno (Villagrán y Armesto, 2005 en Owen y otros 2007).



Fotografía 2.1. Vegetación nativa y ecosistemas en la Cordillera de Nahuelbuta de la Comuna de Coronel. Imagen A, Laurel (*Laurelia sempervirens*); Imagen B, Carpinterito (*Venilliornis lignarius*); Imagen C, Naranjillo (*Citronella mucronata*); Imagen D, Trique (*Libertia sessiliflora*); Imagen E, Quilineja (*Luzuriaga* sp).

Otros ecosistemas destacados dentro del área de estudio son: Humedal Hito a Galvarino y Humedal del Estero Lagunillas dentro del sector Escuadrón; Humedal Calabozo, en el sector Calabozo; Humedal Paso Seco Sur, a un costado del Estero Villa Mora; y Humedal Boca Maule, el que agrupa mayor cantidad de especies nativas y está situado entre los barrios Camilo Olavarría, Buen Retiro y Maule.

De acuerdo a Sendero de Chile, la vegetación del Humedal Boca Maule (Fotografía 2.2.) tiene una zonación litoral, donde las especies se desarrollan diferencialmente en torno a un gradiente de humedad. En la franja más externa la vegetación arbórea introducida se constituye esencialmente por aramo (*Acacia melanoxylon*), con fuerte presencia de eucaliptos (*Eucalyptus globulus*) y pinos (*Pinus radiata*). Luego viene una franja formada por matorral mixto, donde las especies más abundantes corresponden a zarzamora (*Rubus ulmifolius*) y al quilo (*Muehlenbeckia hastulata*). La tercera banda de vegetación la forman macrófitas emergidas que pueden utilizar hábitats de baja a

alta humedad en la zona litoral del humedal, como la totora (*Scirpus californicus*), el vatro (*Typha angustifolia*) y carrizo (*Phragmites australis*). Finalmente, en la cuarta franja emergen macrófitas natantes, flotantes y sumergidas. La especie más abundante de estas plantas es la Guata de Sapo (*Limnobium laevigatum*) y el Clavito de agua (*Ludwigia peploides*).



Fotografía 2.2. Vegetación presente en Humedal Boca Maule. A. *Typha angustifolia*; B. *Lotus coniculatus*; C. *Briza máxima*; D. *Holcus lanatus*.

2.3. MORFOLOGÍA URBANA

Funcionalmente Coronel es una ciudad lineal, crece hacia el norte y el desarrollo de centros poblados, sitios comerciales y parques industriales se ubican cercanos a sus dos calles principales, fusionándose estas en los extremos norte y sur de la comuna en la ruta 160.

En cuanto a su desarrollo urbano histórico se reconocen dos zonas bien definidas. La zona sur de Coronel (Figura 2.2.) creada bajo la influencia del auge minero de fines del siglo XIX hasta

mediados del siglo XX, y la zona norte más emergente, en continuo crecimiento desde los años 70 creadas gracias al auge industrial-pesquero de los últimos años.



Figura 2.2. Principales centros poblados de la zona sur de Coronel.

El desarrollo de los primeros centros poblados de Coronel se produjo por la necesidad de estar en zonas aledañas a los principales piques mineros de la época, frecuentemente en sistemas de autoconstrucción en las laderas de cerros y no necesariamente con una planificación urbanística definida. Entre estas podemos destacar Lo Rojas, Cerro Merquín, Cerro Obligado, Cerro Corcovado.

Luego atraídos por la industria minera y la llegada del ferrocarril a Coronel muchos campesinos e inmigrantes fueron llegando a la ciudad incrementando rápidamente el número de habitantes de esta, formando a fines del siglo XIX las poblaciones Villa Mora y Villa Alegre. Para mediados del siglo XX nuevas villas se agregaron al casco antiguo de Coronel como son Schwager, Cerro La Virgen, La Colonia, Maule y Buen Retiro.

El cambio de estilo en la conformación de la ciudad comenzó en el año 1960, esto debido al fuerte sismo ocurrido en Valdivia donde muchas construcciones y viviendas fueron destruidas, por lo cual, se acelera el proceso de construcción de la población Camilo Olavarría para dar asilo a muchas de estas familias.

En las últimas décadas se ha visto un explosivo aumento en la construcción de viviendas en la zona norte de la comuna (Figura 2.3.), frecuentemente buscando la cercanía con la capital regional y entre las que se encuentran de norte a sur: Villa Italia, Villa Verde, Villa La Posada, Escuadrón, Lagunillas, Jorge Alessandri, Gabriela Mistral, Salvador Allende, O'Higgins-Pablo Neruda, La Peña, Villa Bicentenario.

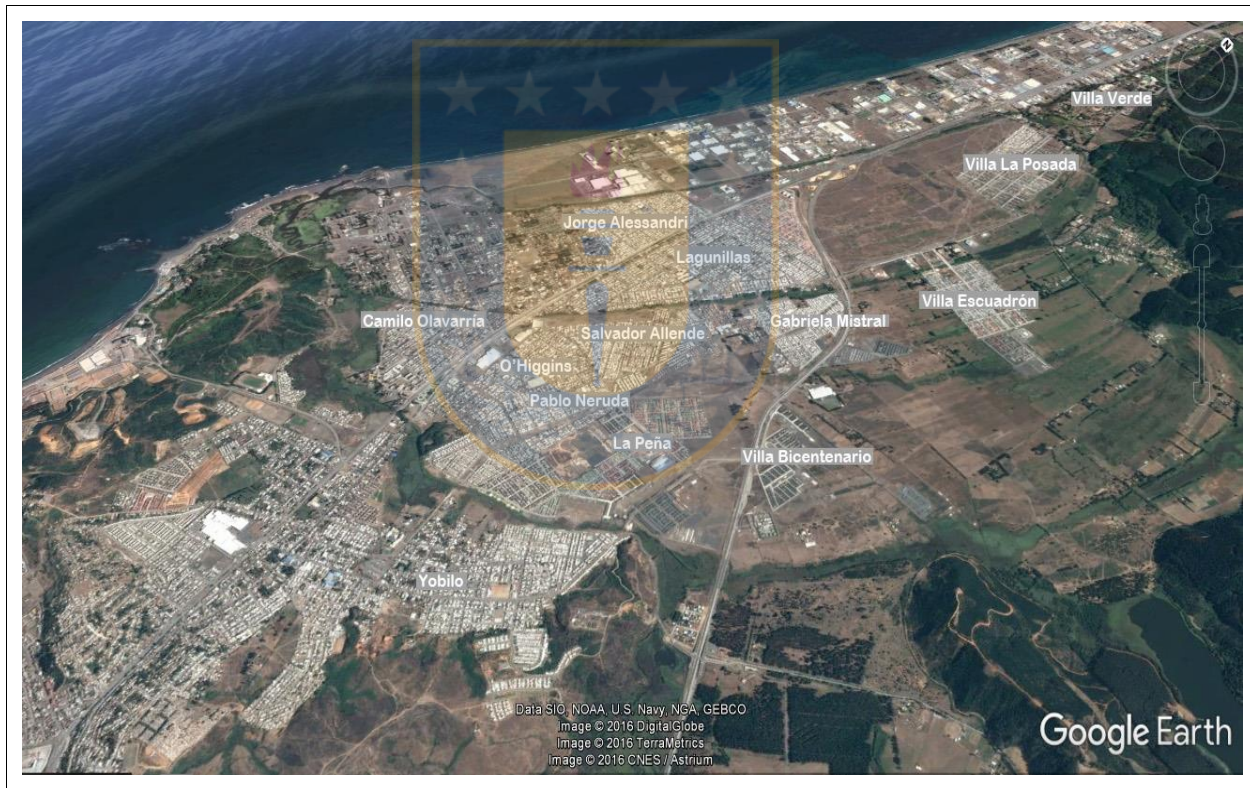


Figura 2.3. Principales centros poblados de la zona norte de Coronel.

2.3. GEOMORFOLOGÍA

La costa de Chile, donde se localiza el área de estudio, corresponde a una costa de colisión caracterizada por la subducción de la placa de Nazca bajo la placa Sudamericana, hasta la latitud 47°S. Mas al sur la placa continental de América del Sur es subductada por la placa Antártica (Diaz-Naveas y Frutos, 2010).

En el continente esta se extiende entre las latitudes 18°21'00'' (WGS84) en la frontera con el Perú y 56°S en el Cabo de Hornos y puede dividirse en dos grandes sectores: Al norte de la latitud 42°S, ofrece un trazado general rectilíneo, con orientación norte-sur, presentando una tendencia al solevantamiento, y al sur de esa latitud se desmiembra en un sinnúmero de islas brazos de mar, con una tendencia al hundimiento, para luego arquearse hacia el sureste en el extremo sur de Chile (Diaz-Naveas y Frutos, 2010). La región del Biobío se enmarca en el primer sector, y dentro de ella posee rasgos morfológicos diferenciados, donde se identifican cinco unidades geomorfológicas mayores (Figura 2.4.) de orientación general N-S: Cordillera Principal, Precordillera, Depresión Central, Cordillera de la Costa y Planicies Litorales.

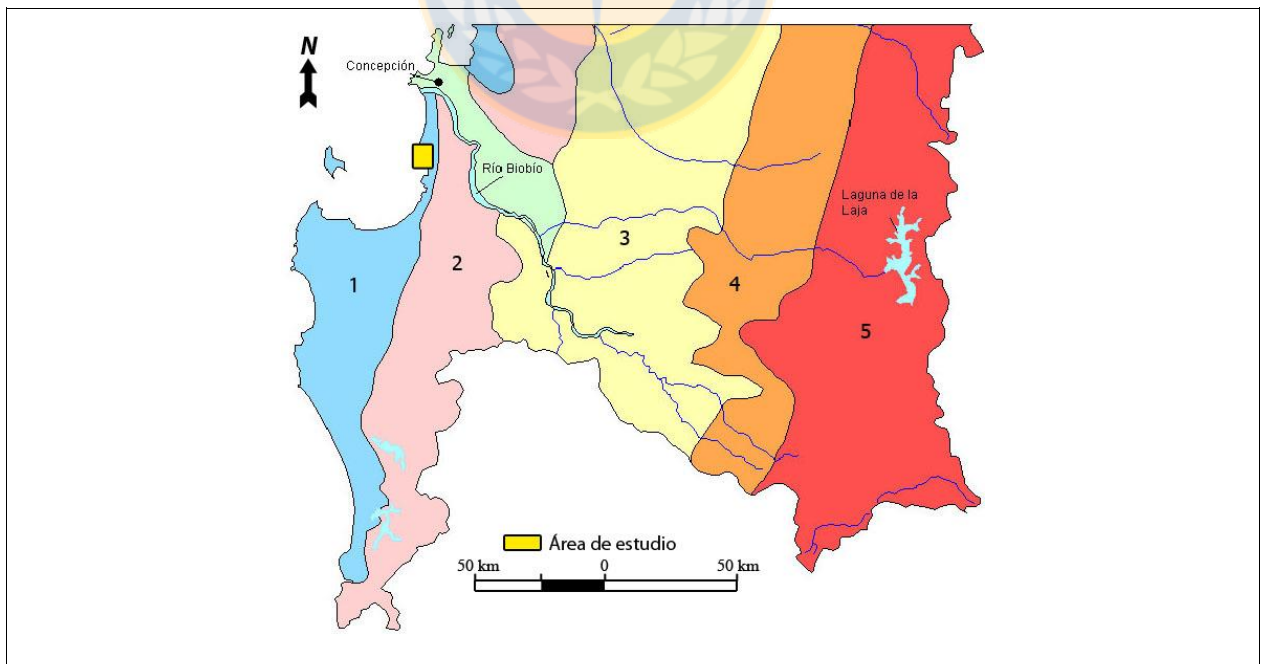


Figura 2.4. Principales unidades morfoestructurales de la región del Biobío. 1. Planicies Litorales; 2. Cordillera de la Costa; 3. Depresión Central; 4. Precordillera; 5. Cordillera Andina. Modificado de Börgel, 1983.

La Cordillera Principal constituye un relieve abrupto donde sus alturas promedio fluctúan entre los 1.700 y 1.800 m s.n.m. Esta se corta por numerosos cursos menores y por grandes ríos (Biobío, Laja y Cholguan), que la cruzan y constituyen grandes valles. Al sur de los 28°S, en la alta montaña, expone valles en forma de artesa que habrían sido excavados durante las glaciaciones cuaternarias (Amman y otros, 2001 en Aguilar y otros, 2013). Cabeceras coronadas por circos, aristas y cumbres piramidales que, junto a laderas con escombros glaciogénicos y morrenas de valle se extienden por más de 20 km aguas debajo de los circos glaciares, dan cuenta de la acción de las glaciaciones sobre la evolución del paisaje (Aguilar y otros, 2013). Litológicamente las unidades cenozoicas constituyen el grueso de la Cordillera Principal, mientras que las unidades de edad mesozoica forman la franja oriental de ésta y están intensamente deformadas, con vergencia preferencial hacia el este (Alvarado, 2016).

El arco volcánico actual a estas latitudes se forma por los estratovolcanes cuaternarios (Pleistoceno Superior-Holoceno) Antuco, complejos volcánicos Nevados de Chillan y Copahue-Callaqui (Radic, 2010). Estas estructuras son las principales formas modeladoras del relieve volcánico en la Región del Biobío, teniendo el Volcán Antuco además una importancia en la geomorfología dentro del área de estudio, ya que son rocas de este edificio volcánico las que, transportadas por el río Biobío y corrientes marinas, rellenan las planicies litorales de Coronel.

La precordillera estructura el empalme entre la Cordillera de Los Andes o Cordillera Principal y los Valles Longitudinales, cuya altura fluctúa entre los 300 y 850 m s.n.m. Tiene un origen sedimentario y forma una acumulación caótica de materiales glaciales, volcánicos y fluviales dispuestos al pie de la cordillera troncal (Rojas, 2006). Es un territorio de difícil penetración, con laderas abruptas, ríos encajonados, materiales fuertemente arcillosos y otros muy permeables. Dentro de la precordillera hay fuertes manifestaciones de una tectónica reciente, probablemente del cuaternario medio (Rojas, 2006). Finalmente, estos depósitos se encuentran marcados por bruscos procesos de acumulación y erosión desde la Cordillera Andina.

La Depresión Central o Depresión Intermedia es una llanura fluvial y fluvio-volcánica (Börgel, 1982 en González y otros, 1999), que fue rellena por depósitos que incluyen una mayor participación de materiales de origen fluvio-glacial y límnicos, así como horizontes del suelo

formados por cenizas y otros materiales procedentes del volcanismo cuaternario (Börgel, 1983 en Arumí, 2012). En este sector la Depresión Intermedia es afectada por la acción glacial y volcánica, y en ella se pueden hallar formas onduladas y gran presencia de cuencas lacustres.

La tendencia general de escurrimiento de las aguas es este-oeste, generando las cuencas Andinas características de la zona centro sur de Chile como, por ejemplo, las cuencas de los ríos Itata y Biobío (Arumí y otros, 2012). Además, ligado a la actividad volcánica se desarrollaron gruesos y extensos depósitos laháricos en forma de abanicos, así como depósitos de flujos piroclásticos (ignimbríticos) y de cenizas (Moreno y Varela, 1985 en Arumí, 2012). Esto provoca en los suelos, la existencia de horizontes de baja permeabilidad y, en consecuencia, la presencia de acuíferos colgados con niveles freáticos poco profundos (Arumí y Oyarzún, 2006 en Arumí, 2012).

Las Planicies Costeras y la Cordillera de la Costa son las unidades fisiográficas que se reconocen dentro del área de estudio y se detallan a continuación.

2.3.1. Planicies Costeras

Las Planicies Costeras o Planicies Litorales es la unidad fisiográfica con mayor superficie dentro del área de estudio, y se extiende hasta 7,2 km al interior del continente en Coronel. Su altura fluctúa entre 0 y 8 m s.n.m. y fue formada a expensas de la progradación de bermas sucesivas de playas asociadas a procesos de transgresión marina ocurridos durante el Holoceno (Martínez y otros, 2016). Durante estas transgresiones, la abrasión marina erosiona el relieve preexistente formando un acantilado que avanza progresivamente y durante la regresión, el acantilado es abandonado formándose las líneas de costas regresivas (Fotografía 2.3.). Ambos rasgos geomorfológicos se desarrollan nítidamente en la planicie de Escuadrón (Quezada y otros, 2009).

Moreno (2003) en este sector observa 4 niveles aterrizados producto del avance y retroceso del mar con diferencias inferiores a 1 m entre cada una de ellas. Existen antecedentes sobre una transgresión holocena determinándose entre 8.000 y 6.400 años mediante foraminíferos encontrados en la zona de Escuadrón (Quezada y otros, 2009).



Fotografía 2.3. Terraza Holocena vista en el sector de Buen Retiro. Con rojo se marca la antigua línea de costa y con amarillo la actual línea de costa en el límite de marea alta.

Dentro de esta planicie frente al sector de Villa Mora se desarrollan pantanos, producto del estancamiento de aguas de poca profundidad transportadas por el Estero Maule. Estos pantanos están formados en su mayoría por restos vegetales y partículas finas de limo y arcilla transportados en suspensión por las aguas del cauce fluvial. En el tramo final cercano a la desembocadura este se vuelve sinuoso desarrollando un típico río meandriforme, producto de la baja pendiente longitudinal y una alta carga de sedimentos (Fotografía 2.4). Esta zona reúne las condiciones necesarias para formar un ecosistema propicio donde coexisten numerosas especies nativas de nuestro país.



Fotografía 2.4. Curso de agua de tipo meandriforme en el sector Maule de Coronel.

Los materiales que conforman la planicie litoral se componen por granulometrías finas, moderadamente seleccionadas, la mayor parte de los granos son fragmentos de roca (basáltica de

forma irregular), de magnetita, plagioclasa, hematita y vidrio volcánico, otros constituyentes menores son mica, olivino y cuarzo (Galli, 1967 en Ilabaca, 1994; García, 2004 en Martínez y otros, 2016).

2.3.2. Cordillera de Nahuelbuta

La Cordillera de la Costa al sur del Río Biobío es denominada Cordillera de Nahuelbuta (Fotografía 2.5.) y ha sido definida como una secuencia de macizos costeros litológicamente homogéneos conformados en bloques frente a la costa del centro de Chile (Mardones, 2005 en Pauchard y otros, 2006).



Fotografía 2.5. Vista desde Coronel de la Cordillera de Nahuelbuta.

Se ubica al sur del río Biobío ($37^{\circ}11'S$) y al norte del río Imperial ($38^{\circ}45'S$), y su formación data del Paleozoico superior siendo mucho más antigua que la Cordillera de los Andes, que data de fines del Terciario (Pauchard y otros, 2006). Constituye una unidad dominante que se extiende por 190 km en un eje N-S con altitudes promedio que varían entre los 150 y 300 m s.n.m. (González y otros, 1999; Rojas, 2006). Galli (1968) propone que la edad del levantamiento más importante de la Cordillera de Nahuelbuta se produce entre el plioceno (11 ma) y el pleistoceno (1 ma). Agrega que esta zona al este de Concepción se levanta con mayor rapidez en un gran bloque costanero que formaría dicha cordillera.

Desde su origen, la Cordillera de Nahuelbuta ha estado sometida a la permanente erosión fundamentalmente por agentes climáticos, los que han contribuido a su fragmentación y a un descenso marcado de su altura sobre el nivel del mar en el sentido N-S (Pauchard y otros, 2006). El flanco oriental de la cordillera es abrupto y esta bordeada por los ríos Vergara y Biobío, este último la atraviesa en el sector Nacimiento-Santa Juana. Esta cordillera se caracteriza por un lomaje moderado que deja una expedita comunicación entre la depresión central y la costa.

También es considerada como dispersor de aguas y como una barrera, que provoca un efecto de “biombo climático” sobre los territorios situados en su vertiente oriental y occidental (Rojas, 2006). Es influenciada por dos macroclimas, el clima mediterráneo en su vertiente oriental y el clima templado húmedo en su vertiente occidental (Luebert y Pliscoff, 2005 en Pauchard y otros, 2006).

Las características físicas de los suelos de la Cordillera de Nahuelbuta en términos generales son: color pardo-grisáceo, textura arcillo-arenoso y estructura granulares ligeramente plásticos y adhesivo en mojado (Pauchard y otros, 2006). En cuanto a las características químicas, el pH de los suelos en ambas vertientes es ácido a moderadamente ácido (5,5 a 6,5). La concentración de nitrógeno es también baja, no así la materia orgánica que en los suelos de ambas vertientes es entre moderada a alta (Carrasco y otros, 1993 en Pauchard y otros, 2006). La principal amenaza de los suelos de la Cordillera de Nahuelbuta es la erosión con cerca del 82% de los suelos de la Cordillera de la Costa de la VIII Región clasificados con erosión moderada a severa (Peña y Carrasco 1993 en Pauchard y otros, 2006).

3. GEOLOGÍA DEL ÁREA DE ESTUDIO

3.1. INTRODUCCIÓN

Las rocas más antiguas dentro del Mapa Geológico (Figura 3.1.) del área de estudio corresponden a la Serie Oriental del Basamento Metamórfico. Estas se distribuyen en la parte oriental principalmente en la zona de la Cordillera de Nahuelbuta.

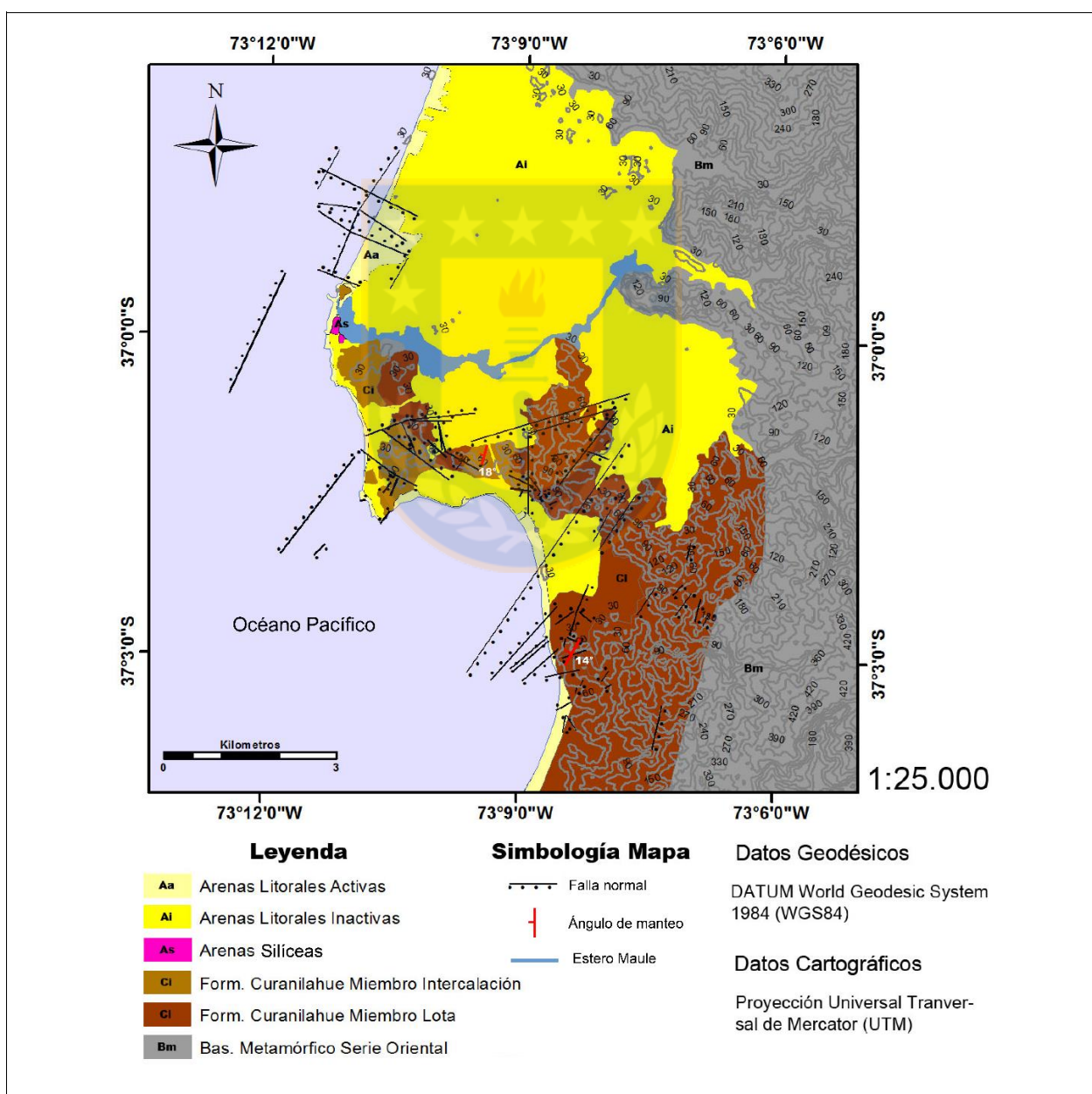


Figura 3.1. Mapa geológico de la Comuna de Coronel.

En algunos trabajos y publicaciones se hace referencia a la presencia de rocas cretácicas y paleocenas (Formación Pilpilco) en la zona de Lota y Coronel, actuando de nexos entre las formaciones del Eoceno y Cretácico. En este trabajo no se logran encontrar, por lo cual, en el área de estudio las rocas eocenas se emplazan directamente sobre el Basamento Metamórfico.

Las rocas eocenas corresponden al denominado Grupo Lebu, el cual se caracteriza por un tipo de sedimentación cíclica que alterna periodos de transgresión y regresión, y que se compone de base a techo por la Formación Curanilahue, Formación Boca-Lebu, Formación Trihueco, y Formación Millongue, todas depositadas dentro de la provincia de Arauco. De este grupo destaca dentro de este trabajo la Formación Curanilahue, ampliamente distribuida en la zona de estudio y constituida principalmente por areniscas de origen marino y continental. Además, esta tenía las mayores reservas de carbón dentro de la Península de Arauco, con mantos que llegan al metro de espesor.

Las rocas más jóvenes corresponden a depósitos semi consolidados Miocenos/Pliocenos y no consolidados Pleistoceno/Holocenos correspondiente a arenas transportadas por el río Biobío y depositadas en las zonas costeras y valles del área de estudio.

Las rocas semiconsolidadas son las llamadas Arenas Silíceas que constituyen depósitos sedimentarios constituidos por fragmentos provenientes de la desintegración de rocas graníticas y transportados por agentes fluviales y eólicos. Se reconocen dos afloramientos en el sector de Maule al oeste del área de estudio.

Las rocas no consolidadas pertenecen a los depósitos de Arenas Litorales del Biobío, y cubren un amplio sector al norte de la zona de estudio. Se definen como arenas con nulo grado de consolidación, en su mayoría basálticas, transportadas por el río Biobío hasta su desembocadura y para luego ser distribuidas en toda la zona costanera del golfo de Arauco.

3.2. ROCAS METAMÓRFICAS

3.2.1. Basamento Metamórfico

González Bonorino (1970) de acuerdo a descripciones del tipo de roca y de asociaciones minerales propone dividir el basamento en tres series, correspondiente a condiciones de metamorfismo de presiones intermedia-alta, intermedia-baja y baja, respectivamente. Luego (1971) describe el desarrollo de las distintas etapas del metamorfismo en la Cordillera de la Costa, entre los 34°10' S y 36°30' S y según el tipo de metamorfismo propone nombres para las 3 series llamándolas: Serie Curepto, caracterizada por un dinamometamorfismo que se incrementa hacia el oeste; Serie Nirivilo, formada por un metamorfismo de contacto; y Serie Pichilemu, caracterizada por un metamorfismo dinamo-termal que se incrementa hacia el este.

Posteriormente Godoy (1970) y Aguirre y otros (1972) proponen la división más aceptada desde entonces, y dividen el Basamento Metamórfico en una Serie Occidental y Oriental. La serie ubicada al oeste representa una secuencia ofiolítica desmembrada de afinidad toleítica que formó parte de la corteza oceánica, siendo luego acrecionada al continente de Gondwana (Suazo, 2005) y metamorfozada bajo un gradiente P/T intermedio a alto. En tanto la serie emplazada al este corresponden a rocas formadas en un mar somero bajo un régimen flyschoides de sedimentación, las que sufrieron 2 fases de deformación y metamorfismo. La última acompañada de intrusión de granitoides generando zonas de biotita, andalucita y sillimanita (Herve, 1977), en un gradiente de P/T bajo (Gana y Hervé, 1983).

Dentro del área de estudio afloran solamente rocas de la Serie Oriental y se distribuyen al este de la zona de estudio (Figura 3.2.). Estas constituyen el cuerpo principal de la Cordillera de Nahuelbuta. En este sector se observan filitas en contacto presumiblemente por fallas con las areniscas del Miembro Lota de la Formación Curanilahue. Más al norte y también junto a las areniscas de la Formación Curanilahue se registran filitas en el sector del Cerro Merquín, al oeste del Centro Cívico de Coronel, como también, en el sector de la Laguna Quiñenco a unos 2 km al este de Lagunillas.

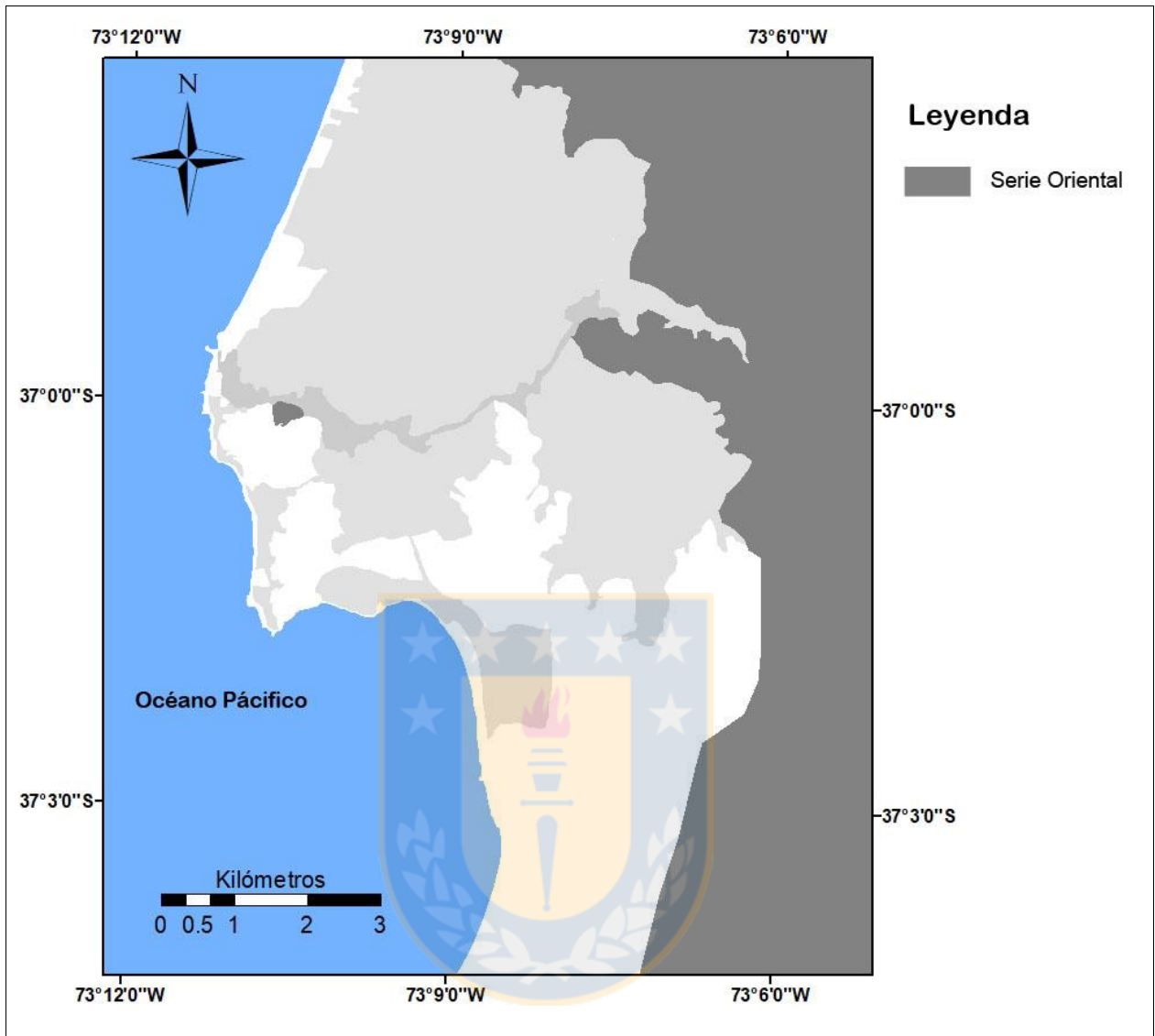
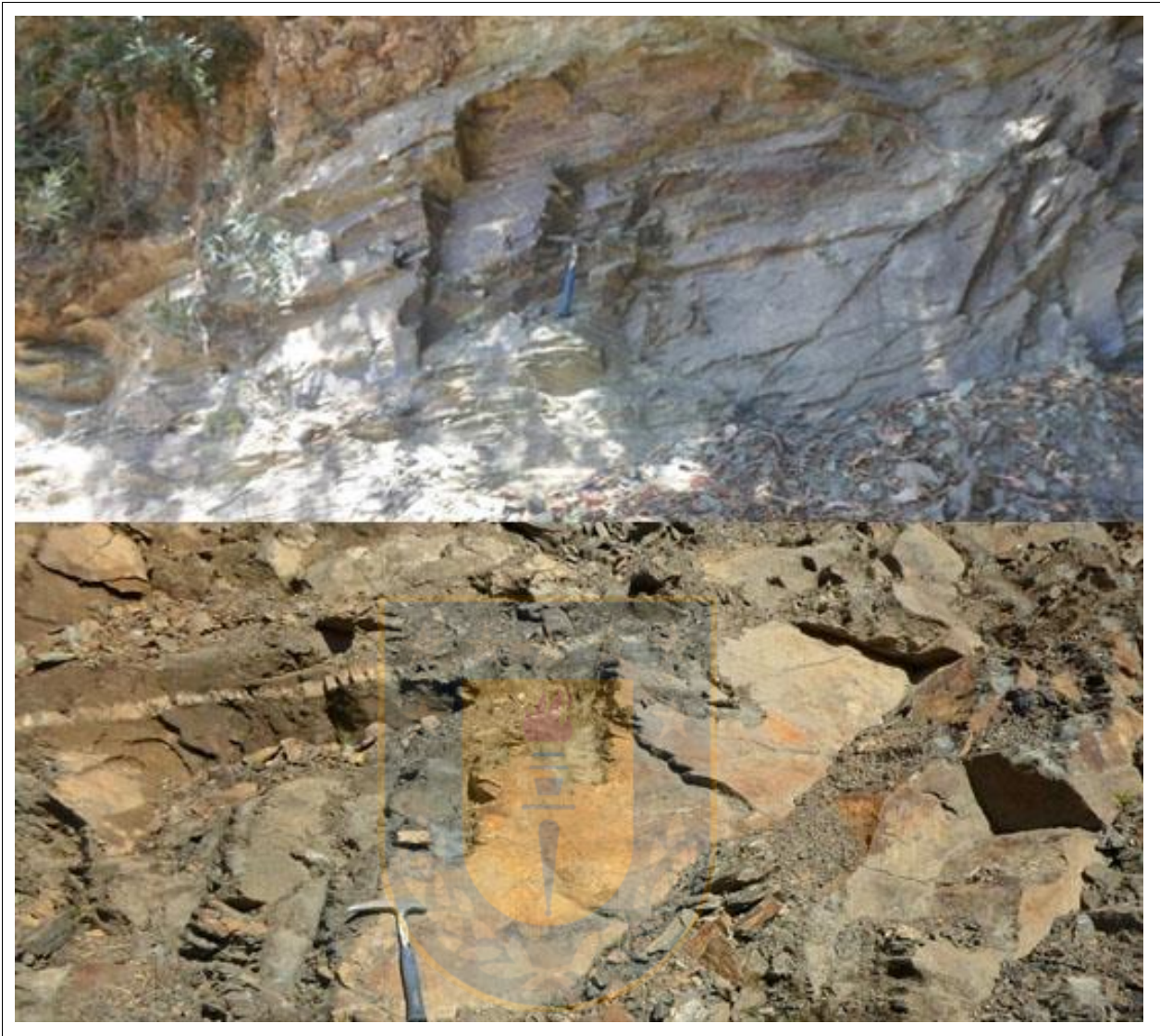


Figura 3.2. Distribución de las rocas metamórficas de la Serie Oriental dentro del área de estudio

El único afloramiento en áreas cercanas a la costa se ubica en el sector de “La Bomba” a unos 800 m al este de Maule (Fotografía 3.1.). Este lugar es ocupado como una pequeña cantera de filitas también en contacto por falla con areniscas verdes del Miembro Intercalación.

Litológicamente la Serie Oriental la componen metagrauvascas, filitas, hornfels y gneiss, asociados con granitoides de dimensiones batolíticas. Las rocas vistas en terreno son principalmente filitas descritas de un color gris verdoso en las zonas frescas y marrón oscuro en las partes alteradas; foliación incipiente, textura granolepidoblástica, brillo satinado y posiblemente su protolito son rocas pelíticas o metapelíticas.



Fotografía 3.1. Afloramientos de la Serie Oriental en el área de estudio. Arriba, cantera de filitas en el sector de “La Bomba”, en camino rural que comunica Maule con Villa Mora. Abajo, afloramientos de filitas a un costado de la Ruta 160 frente a las costas de Playa Blanca.

La litología de la Serie Occidental la forman micaesquistos, metabasitas, metacherts y serpentinitas. La mayor parte de estas rocas están altamente deformadas y completamente recrystalizadas hasta las facies de esquistos verdes. Ocasionalmente se identifica anfíbol sódico y lawsonita, lo que posiblemente indica alta presiones de metamorfismo (Hervé, 1977). El protolito de esta serie corresponde a rocas volcánicas basálticas (MORB), pelitas y rocas gábricas y ultramáficas originadas en una dorsal mesoceánica (Hervé, 1988 en Suazo, 2005).

Diversos autores (Muñoz, C., 1946; Illie, H., 1960; Ruiz, C., 1965; Álvarez, O., 1970; Frutos, J y Tobar, A., 1973) estiman una edad precámbrica (Collao y otros, 1979), sin embargo, Munizaga (1973) a través de dataciones Rb/Sr de muestras de filitas y esquistos determinan un rango de edad de 342 a 273 ma. Por lo cual la edad del evento principal de metamorfismo ocurriría en las últimas etapas de la era paleozoica, muy probablemente en el periodo carbonífero.

El ambiente de sedimentación de las metapelitas de la Serie Oriental habría sido marino profundo, de condiciones reductoras, con circulación restringida de agua fresca, donde la sedimentación fue episódica con aportes de material desde el talud continental por medio de corrientes de turbidez y/o cañones submarinos (Suazo, 2005).

3.3. ROCAS ESTRATIFICADAS

3.3.1. Formación Curanilahue

Fue definida por Muñoz-Cristi (1956) ubicando su localidad tipo en la zona de Curanilahue en la parte oriental de la meseta de Arauco. Se constituye por paquetes sedimentarios marinos y continentales expuestos en la parte occidental de la Cordillera de la Costa (García, 1968).

Pertenece a la parte basal del llamado Grupo Lebu (Zambrano y otros, 2012) situándose concordante bajo las areniscas marinas de la Formación Boca-Lebu, y sobreyace a las areniscas de la Formación Pilpilco de edad Paleoceno. Muñoz-Cristi divide la formación en Miembro Lota, Miembro Intercalación y Miembro Colico; solo los dos primeros afloran dentro del área de estudio (Figura 3.3.).

Las rocas pertenecientes al Miembro Lota afloran preferentemente al oriente del área de estudio, en el sector sur de la Comuna de Coronel. Estos sectores son el Centro Cívico, Cerro Merquín, Cerro La Virgen, Cerro Corcovado, frente a las costas de Playa Blanca y Playa Negra. También, pero con menor extensión han sido observadas al oeste en los sectores de Villa Mora y en el sector del estadio Federico Schwager.

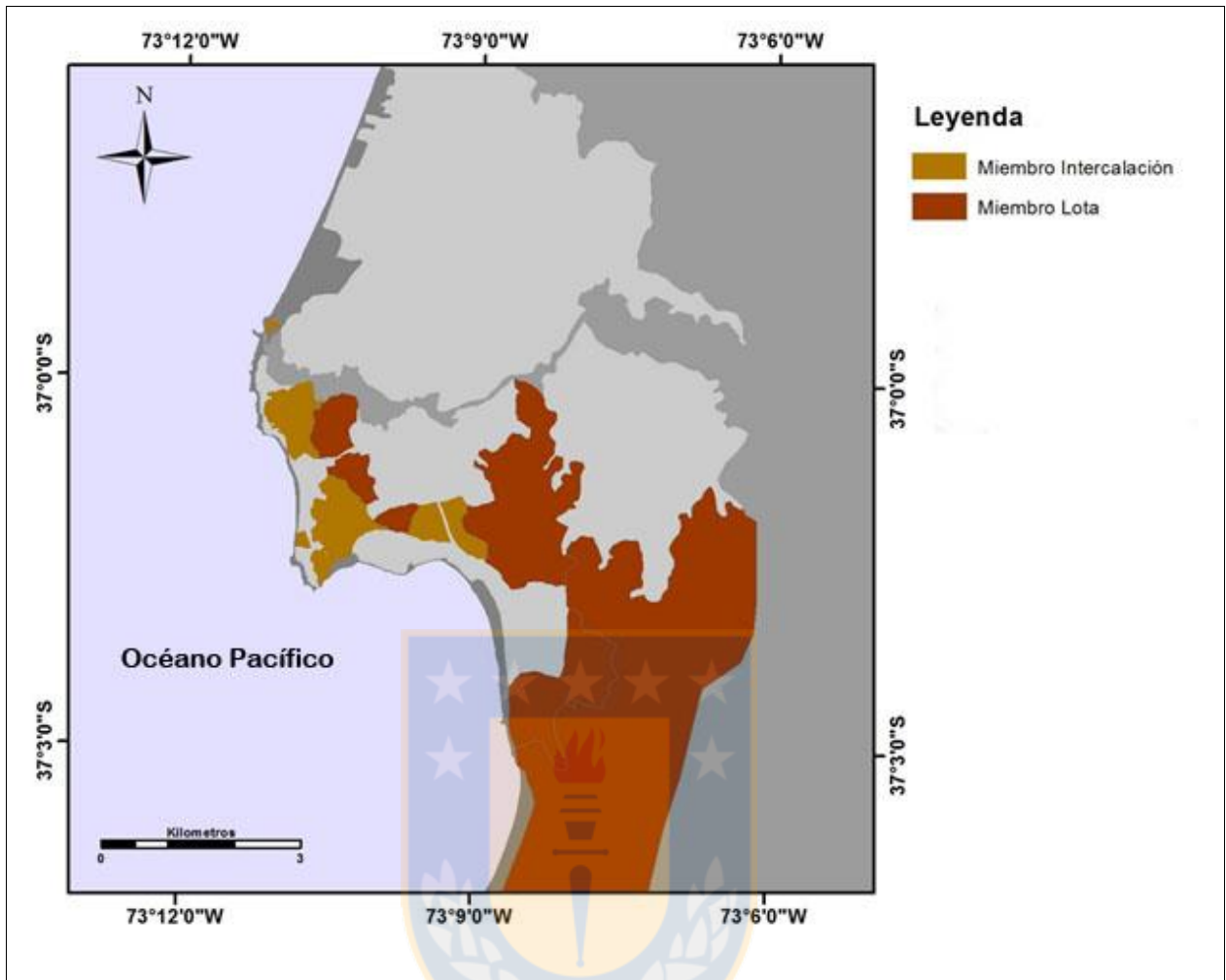


Figura 3.3. Distribución de rocas pertenecientes a la Formación Curanilahue del área de estudio. De color marrón oscuro se muestran las rocas del Miembro Lota y de color marrón claro las rocas del Miembro Intercalación.

En tanto el Miembro Intercalación se emplaza en las localidades más cercanas a la costa, también dentro de la zona sur de la comuna. Entre estos lugares están los territorios pertenecientes a Schwager, Maule, al este de Villa Mora, Cerro Obligado y el sector “La Bomba”.

El Miembro Lota está constituido totalmente por sedimentos continentales correspondientes a areniscas de grano fino a grueso, conglomerádicas en parte y conglomerados finos. Existen arcillas y en cantidades muy subordinadas carbonatos (Muñoz-Cristi, 1968).

Los miembros continentales de la Formación Curanilahue ya sea el Miembro Lota como el Miembro Colico se diferencian de la Formación Trihuco en que los primeros se acuñan hacia el

ponente, debido a la transgresión del mar abierto sobre las cuencas parálicas, por lo cual, su extensión en sentido E-W es relativamente reducida (Muñoz-Cristi, 1954). Además, tiene en Lota y Coronel nueve mantos de carbón, distribuidos en un espacio vertical cercano a 100-110 m, bajo el Miembro Intercalación. Debe hacerse presente, sin embargo, que solamente una parte de los mantos en los diversos complejos carboníferos son económicamente aprovechables, 4 en el caso del Miembro Lota (Wenzel, 1982). Parte de estos mantos se pueden ver en la columna estratigráfica del Pique N°2 (Figura 3.4.) de la empresa CockerCar, la cual tiene un espesor aproximado de 110 m del Miembro Lota, y donde destacan los mantos 2, 5 y 8 con espesores medidos de entre 80 a 100 cm.

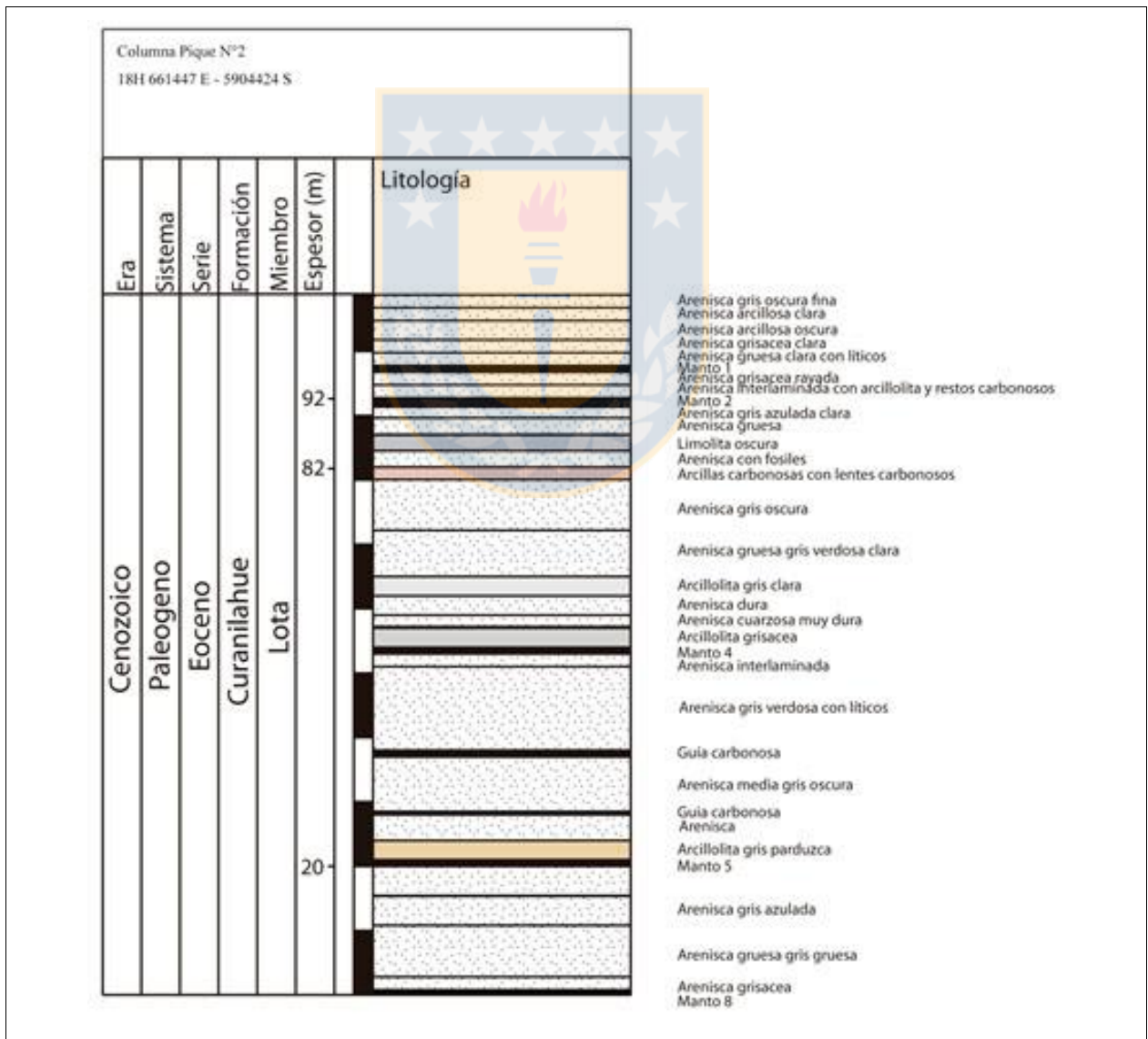
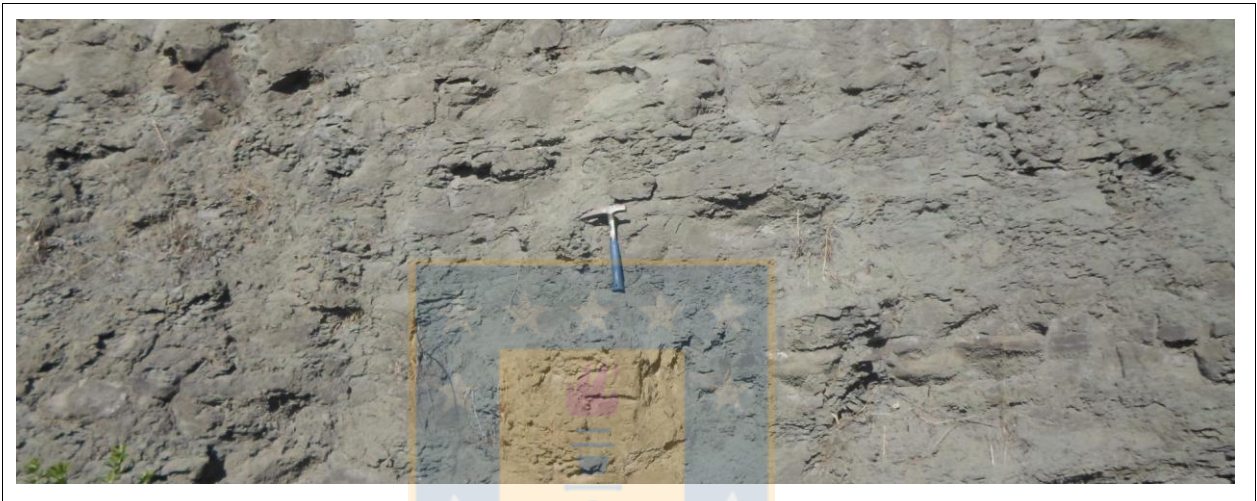


Figura 3.4. Columna estratigráfica del Pique N°2 de la empresa CockerCar.

Dentro de la zona de estudio en el sector de Cerro Merquín (Fotografía 3.2.) los afloramientos están mejor conservados con menor grado de alteración reconociendo niveles de areniscas gris verdosas, lutitas carbonosas y conglomerados de bajo espesor. Aflora también en los cerros que rodean la población Villa Mora y en las cercanías del estadio Federico Schwager. Las rocas en este sector tienen un alto grado de alteración y alternan areniscas finas a medias pardas anaranjadas, con niveles arcillosos con restos carbonosos



Fotografía 3.2. Arriba. Afloramiento de areniscas del Miembro Lota de la Formación Curanilahue en corte de camino de Ruta 160, al oeste del Centro Cívico de Coronel.

Un episodio de transgresión marina da por terminado la sedimentación continental depositándose el Miembro Intercalación de la Formación Curanilahue. Este separa los miembros continentales Lota y Colico con un espesor de aproximadamente 70 m, y está constituido exclusivamente por areniscas marinas, aunque de un carácter relativamente costanero como queda de manifiesto por la escasez de foraminíferos (Muñoz-Cristi, 1968).

Las areniscas de este miembro tienen en general buena clasificación con tamaño de grano de 0,1 a 0,2 mm y excepcionalmente llega a 1,0 mm, su forma es en general con esfericidad 0,7 y redondeamiento 0,3. En tanto los constituyentes más frecuentes son cuarzo, a veces con extinción lisa y otras ligeramente ondulosa, feldespatos pótasicos de variedades ortoclasa, micropertita y microclina, a esto se agregan, plagioclasa, biotita y muscovita en láminas (Muñoz-Cristi, 1968).

Los fósiles más representativos son el gastrópodo *Turritella augusta* y el bivalvo *Tellina subfalcata*. También se han reconocido los bivalvos *Leda oryrrinchia*, *Lutraria araucana*, *Tellina carbonaria*, *Maetra carbonaria*, *Mytilus striatus*, *Cyclas carbonaria*, *Corbula chilensis* y el gastropodo *Fusus foncky* (Muñoz-Cristi, 1946).

En la zona de Lo Rojas al noroeste del Centro Cívico de Coronel (Fotografía 3.3.), se mide una secuencia de 3 m de espesor donde se interdigitan areniscas medias y finas, gris verdosas en roca fresca, compuestas mayoritariamente de cuarzo y líticas andesíticas, en menor cantidad feldespatos y mica muscovita. Poseen buena selección y tanto líticas como monominerales son subprismáticos y subangulosos. Estas rocas tienen rumbo N15°E y manteo 18° NW.



Fotografía 3.3. Afloramientos de areniscas pertenecientes al Miembro Intercalación dentro del área de estudio. Arriba, estratos basculados de rumbo N15°E y manteo 18°W. Abajo, estratificación cruzada en areniscas verdosas en sector costero de Maule.

En la localidad de Maule también estos paquetes sedimentarios se conservan en buen estado con un menor grado de alteración. Las rocas de este sector son de color gris verdoso claro en roca fresca, tienen buena selección, están compuestos por monominerales y líticos subprismáticos y subredondeados de cuarzo y líticos andesíticos, y en cantidades subordinadas plagioclasas, feldespatos k y muscovita con cristales de tamaño hasta los 2 mm. La muscovita se visualiza en mayor proporción, pero no llega a superar el 5% de la roca total.

En Schwager existen los paquetes más grandes de rocas correspondientes al Miembro Intercalación, alcanzando 15 m correspondientes a areniscas gris verdosas, de buena selección, compuestas en su mayoría de líticos andesíticos y cuarzo, con clastos subangulosos y subesféricos. Se registran feldespatos en cantidades menores y no se identifican minerales micáceos ni fósiles.

A pesar de no tener interés económico debido a la ausencia de mantos carboníferos, posee excelentes características mecánicas que han sido aprovechadas por la Industria Carbonera para construir las galerías de desarrollo de las diversas faenas subterráneas, razón por la cual resulta ser una excelente capa guía (Wenzel, 1982). Entre las características, que se repiten en todos los afloramientos estudiados, destaca la excelente resistencia a la meteorización química y física que presentan estas rocas que da soporte a pequeñas construcciones en los cerros de Coronel, y que puede ser atribuido a la composición principalmente de cuarzo y líticos con poca cantidad de feldespatos. Otras características son el color gris con tonos verdosos, tamaño de grano de areniscas finas a medias y ausencia de niveles arcillosos. No se encontraron fósiles marinos.

El Miembro Colico es muy similar litológicamente al Miembro Lota y está compuesto por una sucesión de areniscas gruesas, areniscas finas, niveles arcillosos y mantos de carbón de poco espesor. Tiene una potencia algo variable que oscila entre 90 y 110 m, debido a la erosión provocada por la transición marina correspondiente a la formación Boca-Lebu, pues en algunos perfiles se observa que el mar ha erodado los sedimentos correspondientes a la parte más alta, mientras que en otros existe una transición gradual entre los sedimentos continentales y los marinos (Muñoz-Cristi, 1968). Este miembro ofrece en la zona de Lota 3 mantos de carbón, no obstante, estos carecen de todo atractivo económico (Wenzel, 1982).

Tavera (1946) le asigna a la Formación Curanilahue una edad perteneciente al Eoceno Inferior a partir de contenido fósil del Miembro Intercalación. Complementando estos dichos, Muñoz-Cristi (1968) cita una investigación realizada por R. Martínez (comunicación epistolar), en la cual, se descubre *Fronicularia capitana*, Cushman y Stone y *Nodosaria affinis*, Reuss. La primera de estas se restringe a la parte inferior de la Formación Chacra del Perú atribuida al Eoceno medio, sin embargo, algunos la colocan en la parte media del Eoceno Inferior, coincidiendo de este modo con lo dicho por Tavera. Céspedes (1977) propone una edad Paleoceno Superior a los carbones del Miembro Lota con edades límites entre 60 y 58,5 ma (Martínez-Pardo y otros, 1997).

El ambiente de sedimentación en el cual se deposita el Miembro Lota se trataría de planicies aluviales de ríos con varios meandros que corrían sobre una planicie antepuesta a la costa la cual ha sido afectada por movimientos epirogénicos descendentes (Muñoz-Cristi, 1968). En tanto el carbón se originó en ambientes subsidentes, dentro de extensos pantanos turbosos, próximos al mar (Wenzel, 1982). La generalización del horizonte de arcillas en este miembro indicaría el predominio de un régimen lagunar en toda la cuenca en las épocas iniciales, provocada por alguna barrera que dificulta el desagüe de los ríos y esteros de la región (Muñoz-Cristi, 1968).

El Miembro Intercalación es formado durante la transgresión marina que sucede al Miembro Lota y corresponde exclusivamente a ambiente marino, aunque de un carácter relativamente costanero como queda de manifiesto por la escasez de foraminíferos (Muñoz-Cristi, 1968).

El ambiente de sedimentación del Miembro Colico es muy similar al Miembro Lota, es decir, periodos regresivos donde el ambiente imperante era de tipo parálico, es decir, constituido por un sistema lagunar y pantanoso localizado entre una superficie peniplanizada y una barra arenosa que detiene el avance del mar (Stach y otros, 1975 en Grez, 1979).

3.3.2. Arenas Silíceas

En Chile constituyen depósitos sedimentarios, integrados por materiales provenientes de la desintegración por meteorización de rocas graníticas del Basamento Metamórfico (González Bonorino, 1970 en Mendoza, 2001), transportados por agentes fluviales y eólicos.

Las arenas silíceas se reconocen en un único sector dentro del área de estudio (Figura 3.5.) y cubren la parte superior de dos cerros ubicados a 200 m de la desembocadura del río Maule, al oeste de Coronel. Estas se apoyan en discordancia sobre las rocas eocenas del Miembro Intercalación de la Formación Curanilahue.

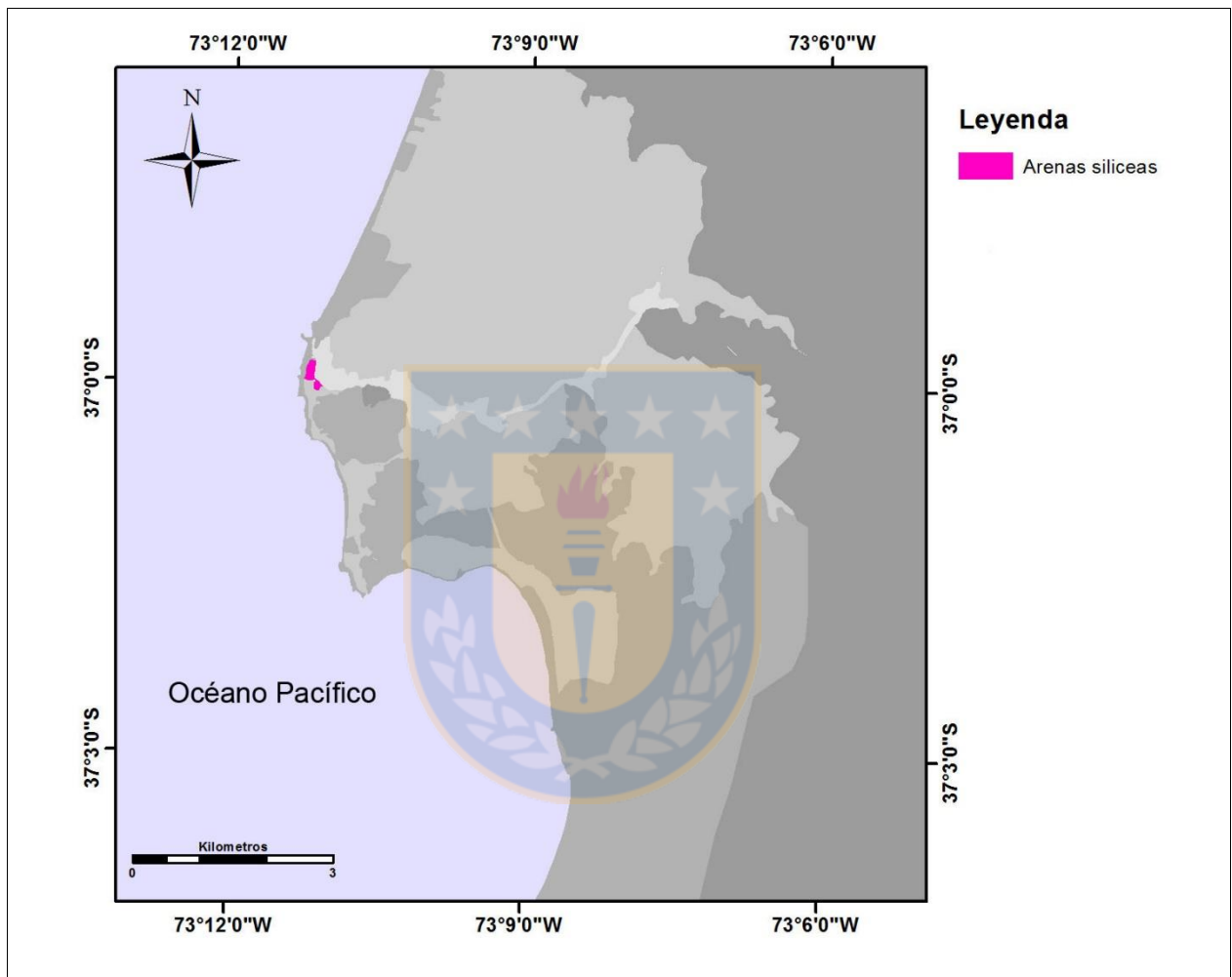


Figura 3.5. Distribución de Arenas Silíceas en el área de estudio. Los afloramientos se ubican en unos antiguos yacimientos al norte de Maule.

Están formados por arenas semi-consolidadas formadas por fragmentos de cristales de cuarzo hasta en un 90% del total, con proporciones variables de feldespato, mica, fragmentos líticos, arcillosos y materia orgánica (Mendoza, 2001). Su granulometría varía en general 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. La forma de los granos es en general sub-angular y en algunos casos, angular (Gajardo, 1985).

En el sector Maule (Fotografía 3.4.) estas arenas se describen como blancas amarillentas de grano fino, semiconsolidadas, de buena selección, con granos subesféricos y subangulosos, compuesto principalmente de cuarzo en un 90% y cantidades subordinadas de muscovita y feldespatos. Este sitio corresponde a un antiguo yacimiento, actualmente cerrado, de depósitos de arenas silíceas, donde según un perfil llevado a cabo por Mendoza (2001) el espesor de estas capas alcanza entre 14 y 17 m.



Fotografía 3.4. Afloramiento de Arenas Silíceas depositadas sobre rocas del Miembro Intercalación en el sector Maule en Coronel.

Las características estratigráficas de los depósitos permiten señalar que estos se habrían sedimentado en una edad contemporánea al desarrollo de una terraza de abrasión marina a fines del Terciario o comienzos del Cuaternario, labrada sobre rocas graníticas y metamórficas paleozoicas, y sobre secuencias estratificadas del Terciario Inferior (Gajardo, 1985). La altitud de los depósitos de Arenas Silíceas, fluctúa entre los 10-440 m s.n.m., la que se puede explicar principalmente por la tectónica de alzamiento de la denominada Fase Geográfica de edad Plio-Pleistocena (Vicente, 1972; Auboin et al., 1972; Audebaud et al., 1973; Megard et al., 1984; en Martínez Pardo, 1990), y permitiría confirmar que la edad de estas arenas pertenece al Mioceno Superior-Plioceno Inferior (Mendoza, 2001).

El ambiente de depositación donde se habrían emplazado corresponde a ambientes marinos y continentales fluviales, durante el Terciario Superior, coincidiendo con un evento climático cálido y una etapa de transgresión marina, ocurrida preferentemente, en el Mioceno Medio. Se presentan como depósitos sedimentarios, dispuestos en peniplanicies litorales a alturas entre 10 y 320 m s.n.m., localización que estaría relacionada con fenómenos tectónicos (CORFO-INTEC, 1989; Gallardo, 1995 en Mendoza, 2001). Las condiciones necesarias para la generación o acumulación de estos depósitos, son la existencia de periodos climáticos cálidos que favorezcan la meteorización de rocas graníticas y/o clásticas cuarzosas, seguidos de etapas de importante erosión y transporte fluvial, ligados a terrenos donde afloran exclusivamente esta litología, a objeto de que no se contamine el material (Mendoza, 2001).

3.3.6. Arenas Litorales del Biobío

Son arenas con bajo o nulo grado de consolidación, predominantemente basálticas, transportadas desde el lecho del río Biobío hasta su desembocadura, para luego ser distribuidas en plataformas costeras por la acción del mar.

Dentro del área de estudio estas arenas se disponen en forma discordante con las areniscas de la Formación Curanilahue y en inconformidad con el Basamento Metamórfico en zonas cercanas a Maule. Se alojan en las zonas topográficamente bajas del área de estudio (Figura 3.6.), desde la zona de playa hasta los 15 m s.n.m., donde comienza las rocas metamórficas de la Cordillera de Nahuelbuta.

Aunque composicionalmente son similares y se agrupan en la misma unidad, estas se subdividen en arenas litorales activas y arenas litorales inactivas:

Las arenas litorales activas se refieren a las actuales formas de acumulación de playas, donde los sedimentos se extienden entre el punto superior alcanzado por las olas y el sector donde el movimiento de las olas puede erosionar los sedimentos del fondo. En la zona de estudio se extienden a lo largo de todo el margen occidental (Fotografía 3.5.), ya que no existen acantilados costeros en las costas de Coronel y solo en la zona de Schwager existe uno que debido al

solevantamiento del litoral fue abandonado formando una línea de paleocosta regresiva. En la zona de Maule y el Parque Industrial estas playas alcanzan un mayor desarrollo, donde los sedimentos alcanzan hasta los 100 m mar afuera en el continente.

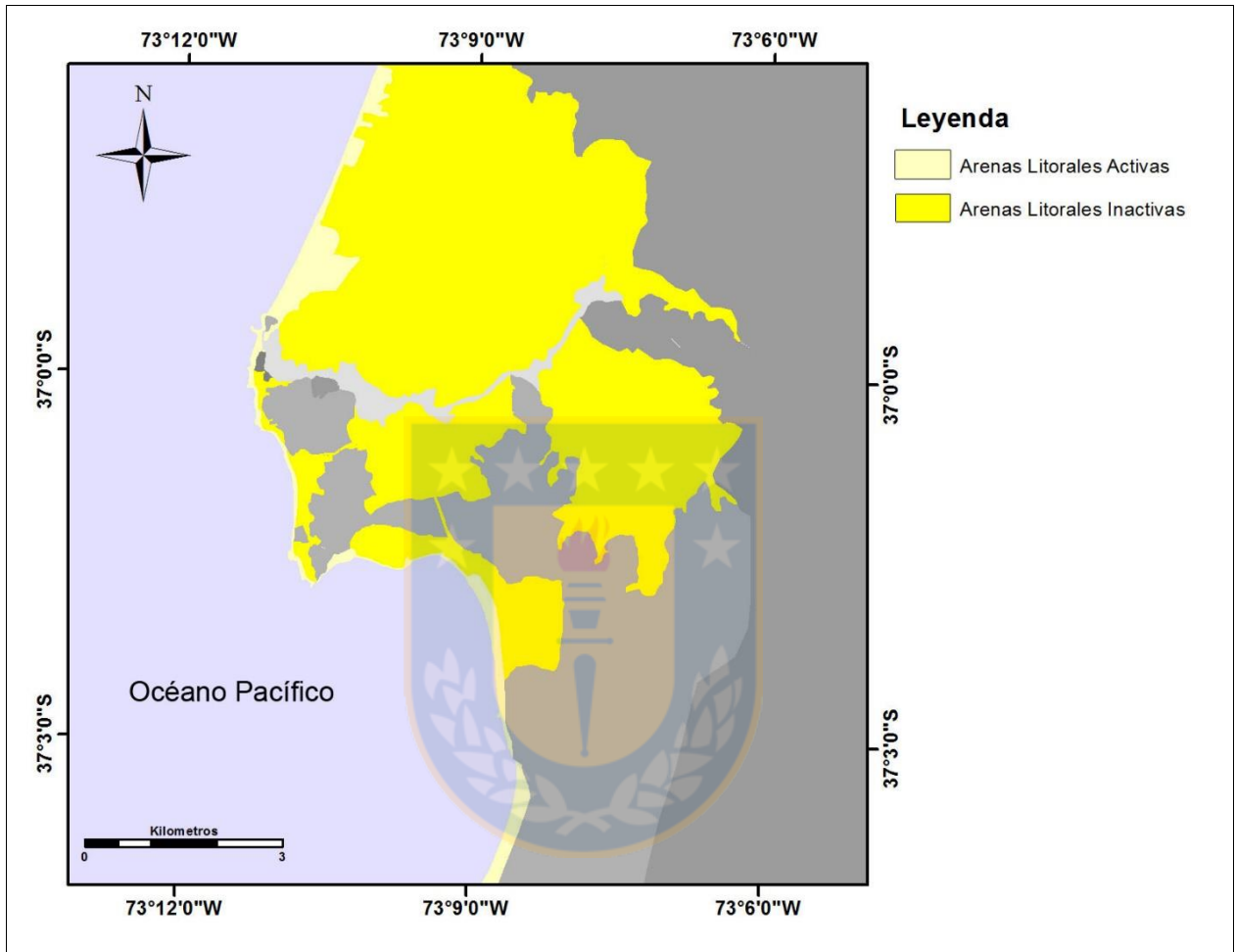
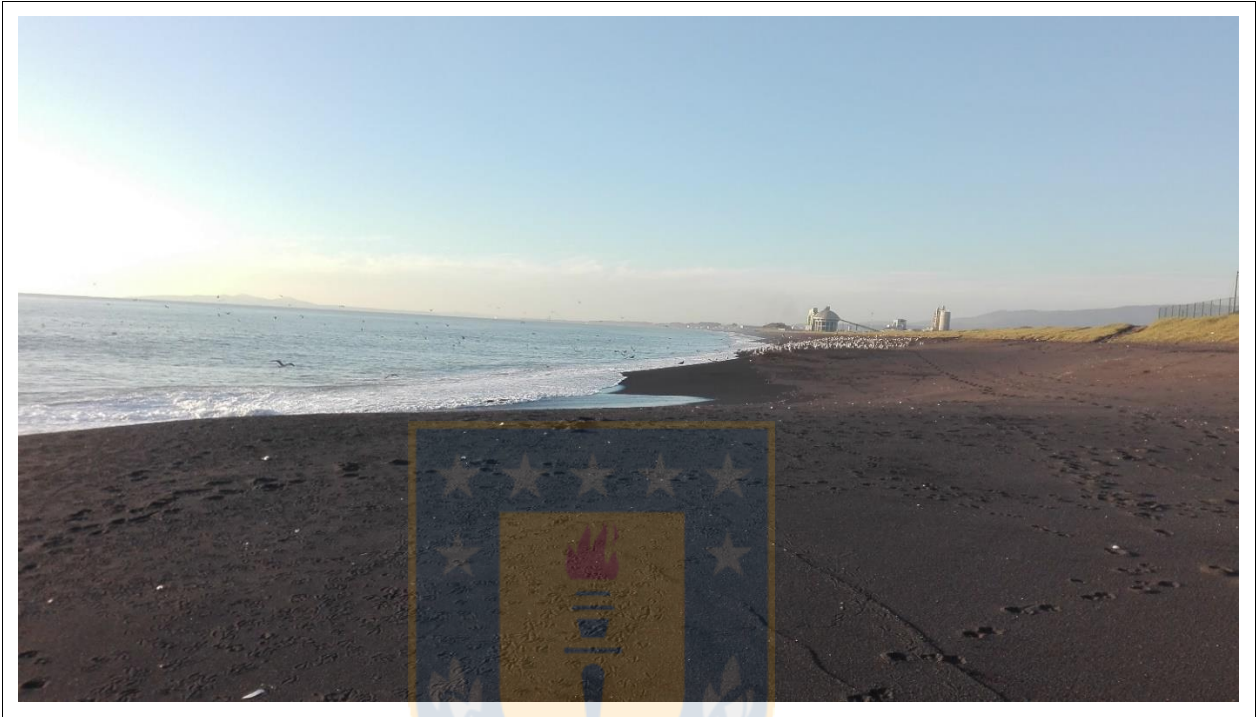


Figura 3.6. Distribución de las Arenas del Biobío en la zona de estudio. Se subdividen en Arenas Biobío inactivas en color amarillo y Arenas Biobío activas en color amarillo claro.

Las arenas litorales inactivas cubren las zonas donde se emplazaban las antiguas paleocostas y plataformas de abrasión marinas anterior al levantamiento del continente, y su límite oriental lo marcan las rocas metamórficas de la Cordillera de la Costa. Tienen vital importancia, ya que actualmente sobre ellas yacen la mayoría de las construcciones y centros poblados de la comuna de Coronel, entre las que se encuentran: Vila La Posada, Villa Escuadrón, Lagunillas, Jorge Alessandri, Camilo Olavarría, Pablo Neruda, La Peña, Villa Bicentenario, Maule, Schwager, Lo Rojas y el Centro Cívico de Coronel. También forman un acuífero libre de una profundidad variable

de 18 a 30 m, con un nivel freático que oscila entre 1 a 10 m y donde las menores profundidades del nivel del agua subterránea se presentan hacia la costa, según datos del Ministerio de Obras Públicas.



Fotografía 3.5. Arenas del Biobío en playa de sector Buen Retiro en Coronel.

El sedimento del curso inferior y estuario del río Biobío se compone por detritos de lavas basálticas de los volcanes cordilleranos (Biro, 1979 en Bertrán, 2001). Este agrega que el tipo de sedimento de este estuario se compone principalmente por arenas, a diferencia de otros estuarios, donde se observan facies texturales mixtas entre arena y fango con abundante materia orgánica.

Stuardo (1988), Stuardo y Valdovinos (1989) y Stuardo y otros, (1993) han propuesto que la condición estuarial existiría fuera de la desembocadura del río Biobío, es decir, en todo el Golfo de Arauco (Bertrán y otros, 2001). Por lo cual, las arenas de las costas de Concepción tendrían una fuente común con las arenas de las costas de Coronel, Lota y Arauco.

Galli (1973) describe los depósitos de playa del área de Concepción, los cuales pueden ser correlacionados con las arenas de Coronel por el origen común, como arenas limpias, uniforme, mediana a muy gruesa, negra castaña a gris oscura, con clastos desde angulosos a muy

redondeados, mineralógicamente inmaduros, de magnetita (35-50% de magnetita y de fragmentos basálticos de magnetita), fragmentos de basalto, plagioclasas y restos de conchas marinas. En partes existen concentraciones de minerales pesados de olivino y magnetita, trozos de roca, escoria y materiales depositados por la resaca.

Litológicamente dentro de la zona de estudio los sedimentos inactivos como los activos son similares y se describen como arenas grises oscuras de grano grueso a muy grueso, con clastos de hasta 2 mm, redondeados a muy redondeados, esféricos, con muy buena selección, y con muy poco material fino. Su composición en su mayoría la conforman magnetita y fragmentos basálticos con magnetismo y en cantidades subordinadas olivino y cuarzo.

Se forman a expensas de la progradación de bermas sucesivas de playas asociadas a procesos de transgresión marina ocurridos durante el Holoceno. La mayor transgresión marina es conocida como Transgresión Flandrense, cuyo nivel más alto habría ocurrido entre 8.000 y 6.400 años (Martínez y otros, 2016). Existen evidencias de alzamiento tectónico Pleistoceno y Holoceno evidenciado mediante plataformas de abrasión marina emergidas y líneas de paleocostas regresivas paralelas al litoral (Quezada y otros, 2009).

El ambiente de sedimentación corresponde a depósitos de ambiente marino costero y depósitos litorales aterrizados y actuales. Quezada (2009) describe que el litoral a los 7.000 años en el sector de Escuadrón, alcanza valores de 0-2 m sobre el nivel de mar actual. Además, un informe de mecánica de suelos realizado por EFE (2013), indica que posteriormente por efecto de movimientos tectónicos, el continente y la plataforma se alzan lentamente, permitiendo que el mar se retirara paulatinamente hasta la posición actual, dando origen a una depositación del tipo “playa-duna” con arenas de características muy similares a las encontradas en la desembocadura actual del río y en toda la línea de costa del sector.

4. GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

4.1. MARCO TECTÓNICO

La cadena de los Andes que se extiende por más de 9.000 km a lo largo del margen activo pacífico de América del Sur y resulta de la subducción de la Placa Nazca bajo la Placa Sudamericana (Lavenu, 2006). En un principio considerada como un simple modelo de cordón montañoso, pero los análisis detallados de su evolución geológica muestran una compleja historia (Mpodozis y Ramos, 1989).

El tipo de subducción andina se caracteriza por una placa oceánica subductada con un ángulo bajo y con un régimen tectónico predominantemente compresivo (Lavenu, 2006). Sin embargo, este ángulo no es continuo a lo largo de toda la franja oeste de Sudamérica. Jordan (1983) mediante datos sísmológico y geológicos relaciona la segmentación tectónica de los andes con el ángulo de subducción de la Placa Nazca, presentando dos tipos principales de segmentos: uno casi horizontal (flat slab) y otro donde es cercano a los 30°. En territorio chileno la subducción plana o flat slab ocurre en la zona central (27°S-33°S), y en el resto del territorio (con excepción de una zona asísmica entre los 24°S-27°S) la placa oceánica subducta con un ángulo de 30°, por lo cual, la zona de estudio quedo enmarcada en este último tramo.

Mpodozis y Ramos (1989) proponen una segmentación (Figura 4.1.) caracterizada por diferencias en la evolución geológica, cambios en la naturaleza de las cuencas de tras-arco, diferencias en los estilos estructurales y comportamiento de arcos magmáticos en varios segmentos. Reconociendo los siguientes segmentos:

Segmento A (lat.21°-27°S): tuvo un arco magmático Jurásico-Cretácico Temprano, preservado en la actual Cordillera de la Costa del norte de Chile.

Segmento B (lat.27°-35°S): también tuvo un arco magmático Jurásico a lo largo de la Cordillera de la Costa. En el Cretácico Temprano la cuenca de tras-arco evolucionó a una cuenca marginal “abortada” donde erupcionaron grandes volúmenes de rocas volcánicas andesíticas y basálticas y

las cuales se interdigitaron al E con sedimentos carbonáticos y clásticos de una plataforma (Plataforma de Aconcagua) a lo largo de un margen continental estable.

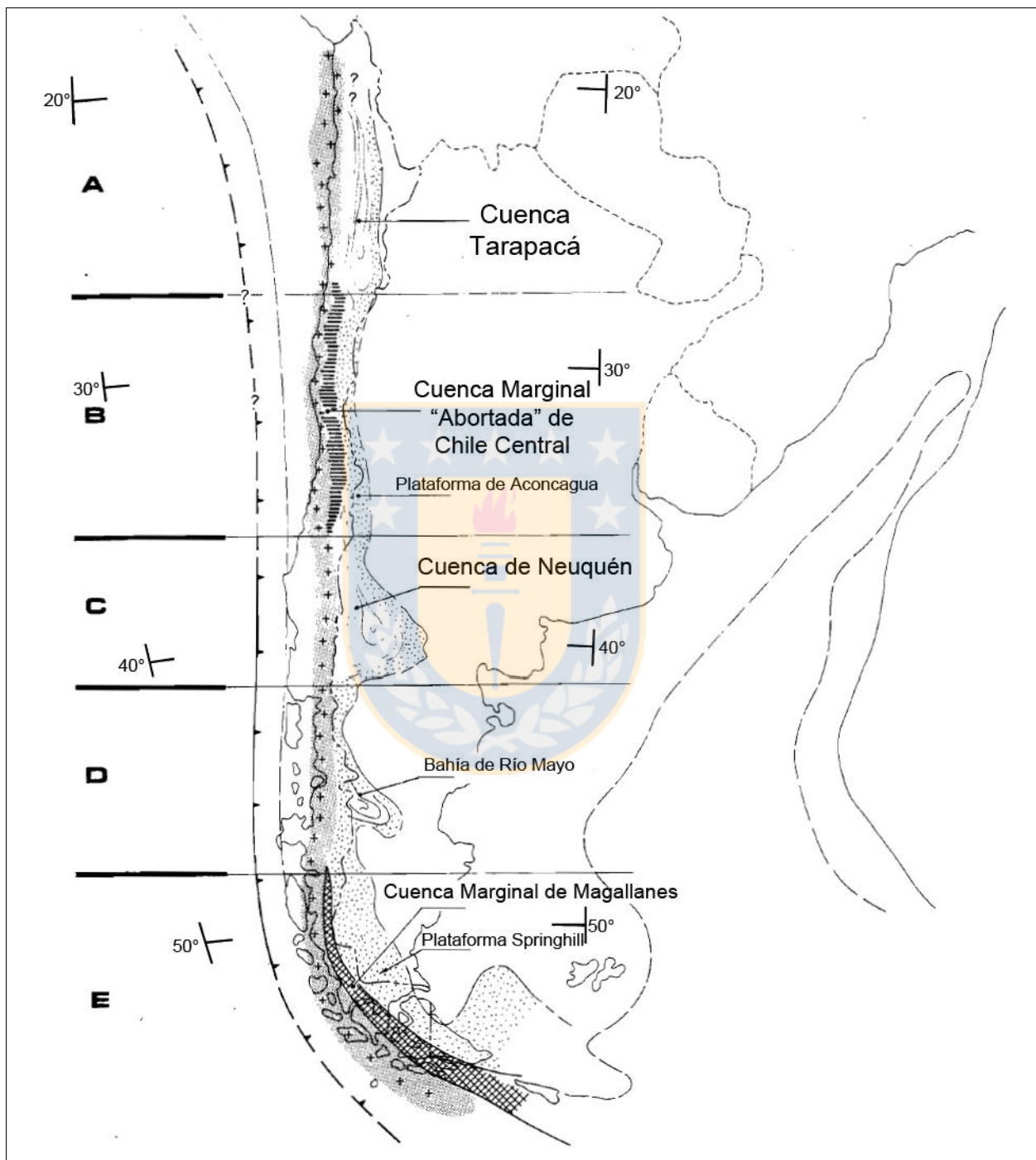


Figura 4.1. Segmentación de los Andes Chileno-Argentino (Modificado de Mpodozis y Ramos, 1989).

Segmento C (lat.35°-40°S): Tuvo un arco magmático, el cual permanece estacionario desde el Jurásico al presente, a lo largo del eje principal de la Cordillera Principal; al este estuvo la Cuenca de Neuquén Jurásico-Cretácico, una extensa y profunda cuenca de antepaís ensiálica.

Segmento D (lat.41°-49°S): fue caracterizada por un arco magmático oscilatorio y solo extensión menor detrás del arco durante el Jurásico y Cretácico Temprano.

Segmento E (lat.49°-56°S) tuvo una cuenca de tras-arco con piso oceánico (cuenca marginal de Magallanes) desarrollada al este de un arco magmático en el Cretácico Temprano. Luego el cierre en el Cretácico Medio causó la formación de un complejo metamórfico a lo largo del borde de la cuenca.

En relación a la formación y evolución, el sistema andino ha estado dominado por complejos procesos de sedimentación, magmatismo y deformación tectónica, sobreimpuesta en un Basamento Metamórfico Paleozoico. Esto implicó que la dinámica de cada segmento esté ampliamente influenciada por las estructuras y discontinuidades continentales heredadas (Echtler et al, 2003). Este basamento sobre el cual se construyó la cadena andina corresponde principalmente a un prisma de acreción formado durante el Paleozoico Superior a Triásico Inferior (Mpodozis y Ramos, 1990).

Charrier (2007) propone que existe un cambio en la historia del margen occidental de Sudamérica a finales del Paleozoico de una “historia colisional” desde el Proterozoico Tardío al Paleozoico Tardío, caracterizada por la acreción de terranes y migración del arco hacia el oeste a una “historia erosional” post Triásico. De esta última destaca el retroceso hacia el este del margen continental y la migración del arco hacia el este, atribuido a erosión por subducción.

El periodo intermedio que comprende desde el Pérmico Tardío al Triásico, corresponde a un periodo de no, o muy lenta, actividad de subducción a lo largo del margen continental. Entonces, es posible diferenciar las principales etapas en la evolución tectonoestratigráfica de los Andes Chilenos, el cual puede estar relacionado a los siguientes episodios de la evolución del supercontinente: etapa post quiebre del Pangea, ensamble del continente Gondwana y quiebre del Gondwana.

Formalmente el ciclo tectónico Andino se desarrolla entre el Jurásico Temprano y el Presente (Figura 4.2.), y es el último de la evolución geológica a lo largo del margen continental de Chile y Argentina (Charrier y otros, 2009). En la parte norte y central de Chile, el arco se constituyó sobre el prisma de acreción formado durante el Paleozoico Superior.

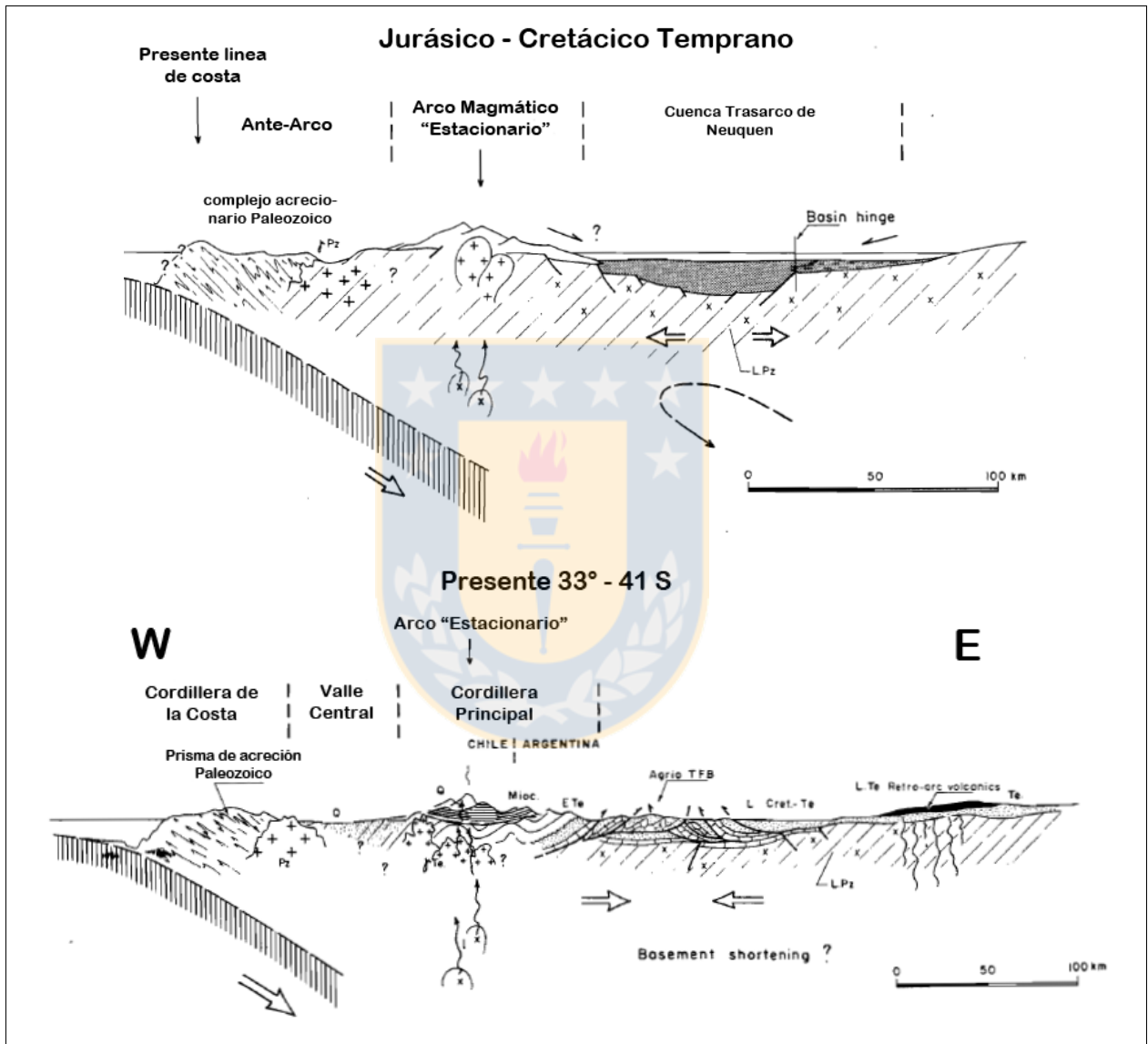


Figura 4.2. Esquema general de la evolución desde el Jurásico Inferior al presente del arco magmático y cuenca de trasarco entre las coordenadas 33°-41° del margen occidental de Sudamérica (Modificado de Mpodozis y Ramos, 1990).

Al oriente del arco se desarrollaron una serie de cuencas extensionales marinas, ensiásicas, interconectadas, que se formaron a partir del Jurásico Inferior y evolucionaron durante el Jurásico y el Cretácico Inferior. El ambiente tectónico imperante en este periodo es de tipo “Mariana” de

acuerdo a la clasificación de Uyeda y Kanamori (1979), que se caracteriza por una subducción de alto ángulo, con bajos niveles de contaminación cortical de los magmas (Camus, 2003).

Una severa deformación durante el “Cretácico Medio” a Superior introdujo cambios mayores en la paleogeografía, donde transforma en áreas positivas el sector de las cuencas previas, y se desarrollan arcos magmáticos sin cuencas de trasarco, pero con deformación local en el retroarco (Mpodozis y Ramos, 1990). Este arco evoluciona en el tiempo, migrando hacia el este, en respuesta a cambios mayores en el régimen de convergencia entre las placas Farallón (Nazca) y Sudamericana. Todo lo anterior en el marco de un ambiente tectónico contraccional tipo “Chileno” debido a la separación progresiva de Sudamérica y África, que dio origen al actual Océano Atlántico y al inicio de la deriva activa de la Placa Sudamericana hacia el oeste (Camus, 2003).

Durante el Cretácico Superior y el Terciario hubo periodos compresivos episódicos, como respuesta a cambios en la velocidad y dirección de convergencia entre las placas de Sudamérica y Nazca (Farallón). Sin embargo, entre estos periodos puede haberse producido un cierto grado de desacople entre estas placas, dando paso a condiciones extensionales (Camus, 2003). Melnick (2007) mediante modelos realizados para la exploración de hidrocarburos en el antearco de Chile entre los 34° y 45°S y respaldado por archivos estructurales medidos en minas de la Cuenca de Arauco, también sugiere varias fases de subsidencia y extensión ocurrido entre el Cretácico Tardío y el Plioceno Temprano (Mordojovich, 1981; Gonzalez, 1989; Melnick y Echtler, 2006^a).

Hacia inicio del Eoceno, en el área de estudio, y después de un periodo de exhumación evidenciados por una importante discordancia erosiva, ocurrió un nuevo evento de reactivación extensional, asociado a la depositación del grupo Lebu (Wenzel, 1972 en Alvarez y otros, 2006), compuesto por las formaciones: Curanilahue, Boca Lebu, Trihueco, Millongue. Este evento extensivo del Eoceno, se asociaría al roll back de la placa por disminución de la velocidad de convergencia (Pardo Casas y Molnar, 1997 en Álvarez y otros, 2006).

Entre el Paleoceno Temprano y el Oligoceno no se registran eventos tectónicos de importancia en la zona entre los 27° y 47°S, debido a la falta de discordancias angulares en los depósitos

sedimentarios depositados en la costa de la Octava Región (Tavera, 1942; Muñoz Cristi, 1946; Pineda, 1983), como tampoco en el lado argentino (Bertels, 1969).

En tanto Radic (2005) sugiere que las estructuras extensionales de la cuenca fueron tectónicamente invertidas durante el Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano, e indica que el acortamiento en el segmento sur de la cuenca de Arauco comenzó como mínimo a los 33,9 ma, edad correspondiente al límite inferior del gap temporal del Oligoceno (Becerra y otros, 2012). El inicio de este acortamiento es coincidente con el reajuste mayor en las placas tectónicas que comenzó a los ~34 ma (Pardo-Casas y Molnar 1987; Somoza, 1998), que gatillo la fase tectónica Incaica, la que ocasiona un alzamiento e inversión mayor del relleno sedimentario de la Cuenca de Arauco, el cual, al quedar expuesto a condiciones continentales tuvo que ser erosionado, explicando así el marcado truncamiento de las capas eocenas y cretácicas (Kuhn y otros, 2010 en Becerra y otros, 2012).

Por último, entre el Mioceno Medio Tardío y el Plioceno se identifica un periodo de subsidencia regional, la cual coexiste con la actividad de estructuras compresivas. Este relleno forma la Formación Tubul que es la secuencia más joven de la Cuenca de Arauco. Este sincronismo entre la sedimentación y deformación compresiva está indicado por estratos de crecimiento, observados en las cercanías de las estructuras de inversión en la zona de Isla Mocha, Itata y en la Península de Arauco (Álvarez y otros, 2006).

Aunque Melnick y Echtler (2006) proponen el comienzo de este evento a los 3,6 y 2,5 ma, Álvarez (2006) estima que la inversión de la cuenca habría comenzado a los 10 ma, el cual coincide con un importante periodo de deformación compresiva detectado en la Cordillera Principal a la latitud de Concepción (Radic y otros, 2002).

4.2. ANALISIS DE LINEAMIENTO

4.2.1. Generalidades

Un lineamiento geológico se define como una figura lineal a gran escala y topográficamente es una expresión de los rasgos estructurales subyacentes. Estas estructuras pueden ser alineaciones volcánicas, intrusiones, diques, fracturas, elevaciones o depresiones topográficas y límites de cuencas (Pérez y Muñoz, 2006).

La detección de fracturas y fallas se puede inferir por el desplazamiento de capas, alineación de valles rectilíneos y/o zonas húmedas, presencia anómala de vegetación como consecuencia de mayor humedad (Pérez y Muñoz, 2006). Sin olvidar que antes de afirmar que un lineamiento es falla, primero debe cerciorarse en terreno que tal lineamiento es un escarpe y después que ese escarpe lo sea de falla.

El mapeo de los lineamientos se hizo a través de un modelo de elevación digital (DEM) sobre mapas de relieve de sombras. Entendiendo como DEM una representación digital de la topografía, típicamente la superficie de la tierra, pero puede ser elaborado en cualquier superficie geológica que pueda ser mapeada en tres dimensiones (Fossen, 2010).

Las ventajas que concede esta técnica por sobre otras, como imágenes Landsat o mapas topográficos regionales para el área de estudio fueron: la facilidad de trabajar a diferentes escalas ya sea 1:75.000 hasta 1:250.000 para la correcta visualización de los rasgos lineales, controlar la dirección de la luz incidente sobre la topografía, ausencia de factores antropogénicos principalmente en las zonas más urbanas del área de estudio, ausencia de vegetación en las zonas más elevadas como por ejemplo Cerro Obligado, Cerro Merquín y sector de “La Bomba”, y por último, el costo gratuito de todo el material utilizado.

4.2.2. Lineamientos mayores

La zona de estudio se enmarca dentro del llamado Bloque Arauco, segmento de ante-arco entre la desembocadura de los ríos Imperial y Biobío (Moreno, 2004). Este bloque está delimitado por dos lineamientos mayores (Figura 4.3.), que controlan la tectónica de antearco a estas latitudes: la Zona de Falla Lanalhue por el sur y el Lineamiento Biobío o Falla Biobío-Aluminé por el norte.

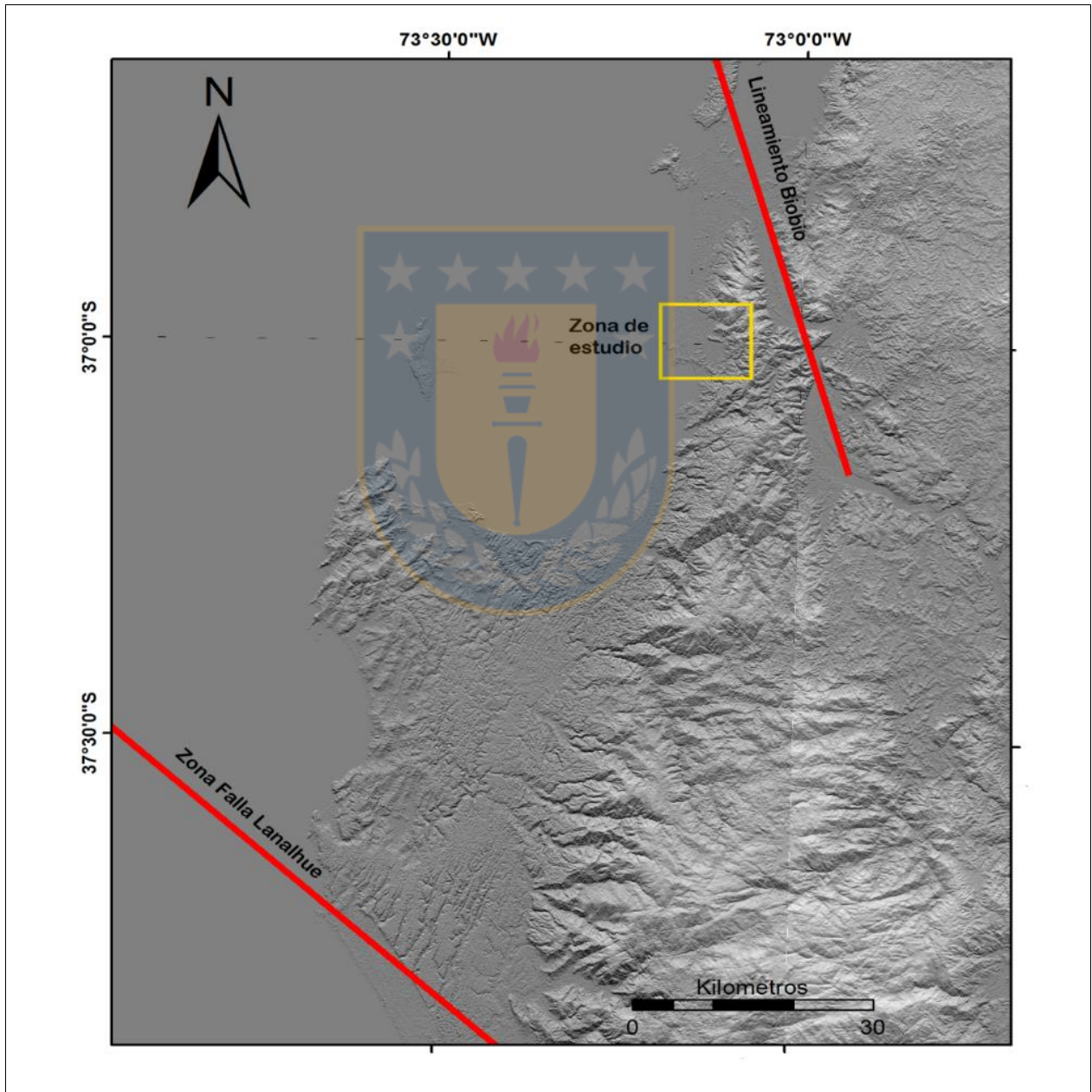


Figura 4.3. Lineamientos mayores de alcance regional cercanos a la zona de estudio. Arriba Lineamiento Biobío y en la parte inferior la Zona de Falla Lanalhue.

La Zona de Falla Lanalhue es una falla transcurrente sinistral definida como un desgarre de la corteza terrestre a gran escala durante el Pérmico Inferior (290 ma) y representada hoy en día como zonas miloníticas (Canales y otros, 2015). Esta puede estar correlacionada con la actividad reciente de la Falla Gastre que cruza a lo largo del Lago Lanalhue (Melnick, 2003). En el área de estudio controla el alzamiento de la Cordillera de Nahuelbuta y también en el periodo Pérmico Inferior la zona de falla provocó desplazamientos de bloques continentales en más de 100 km (Canales y otros, 2015).

La Zona de Falla Biobío o Lineamiento Biobío es una megazona de cizalle cortical, de rumbo NW-SE e iniciada durante el Pérmico (Echtler, 2003). Esta junto a otras estructuras controlaron la depositación de las secuencias Senoniano-Terciario (Mordojovich, 1981 y Echtler y otros, 2003 en Melnick y otros, 2003). Un análisis de paleoesfuerzos revela la naturaleza transcurrente sinistral de la falla debido a una contracción antigua E-W (Reuther y otros, 2003).

4.2.3. Lineamientos menores

Los rasgos lineales dentro de la zona de estudio fueron llamados lineamientos menores, ya que la diferencia en longitud con los rasgos lineales de tamaño regional es significativa.

En el desarrollo del análisis se mapearon los lineamientos de las capas cenozoicas del área de estudio sobre mapas de relieve sombreados producidos con el software para trabajos de imágenes satelitales ArcGIS 10.1, específicamente con la herramienta Hillshade, a partir de modelos globales de elevación digital (Aster GDEM).

Con el propósito de obtener un resultado más preciso y que la Cordillera de Nahuelbuta, no sea un obstáculo para la visualización completa de todos los rasgos lineales, se crean 3 mapas de relieve sombreados con luz incidente a 45° de la horizontal y azimuts de 120°, 240° y 360°.

De estos se extrajo la dirección azimutal de cada uno con la herramienta COGO de ArcGIS. Se ingresan estas al programa Stereonet 9.9.3, con el que se construye un diagrama de roseta para graficar las direcciones preferenciales de cada conjunto de lineamientos.

4.2.3.1. Lineamientos con 120° de azimut de luz incidente

Se mapearon 19 rasgos lineales (Figura 4.4.) con dirección azimutal de 120° distribuidos en su mayoría en la zona sur de la zona estudio. La roseta de rumbos muestra que claramente los lineamientos en este mapa poseen una dirección preferencial hacia el NNW-SSE afectando las rocas sedimentarias eocenas de la Formación Curanilahue.

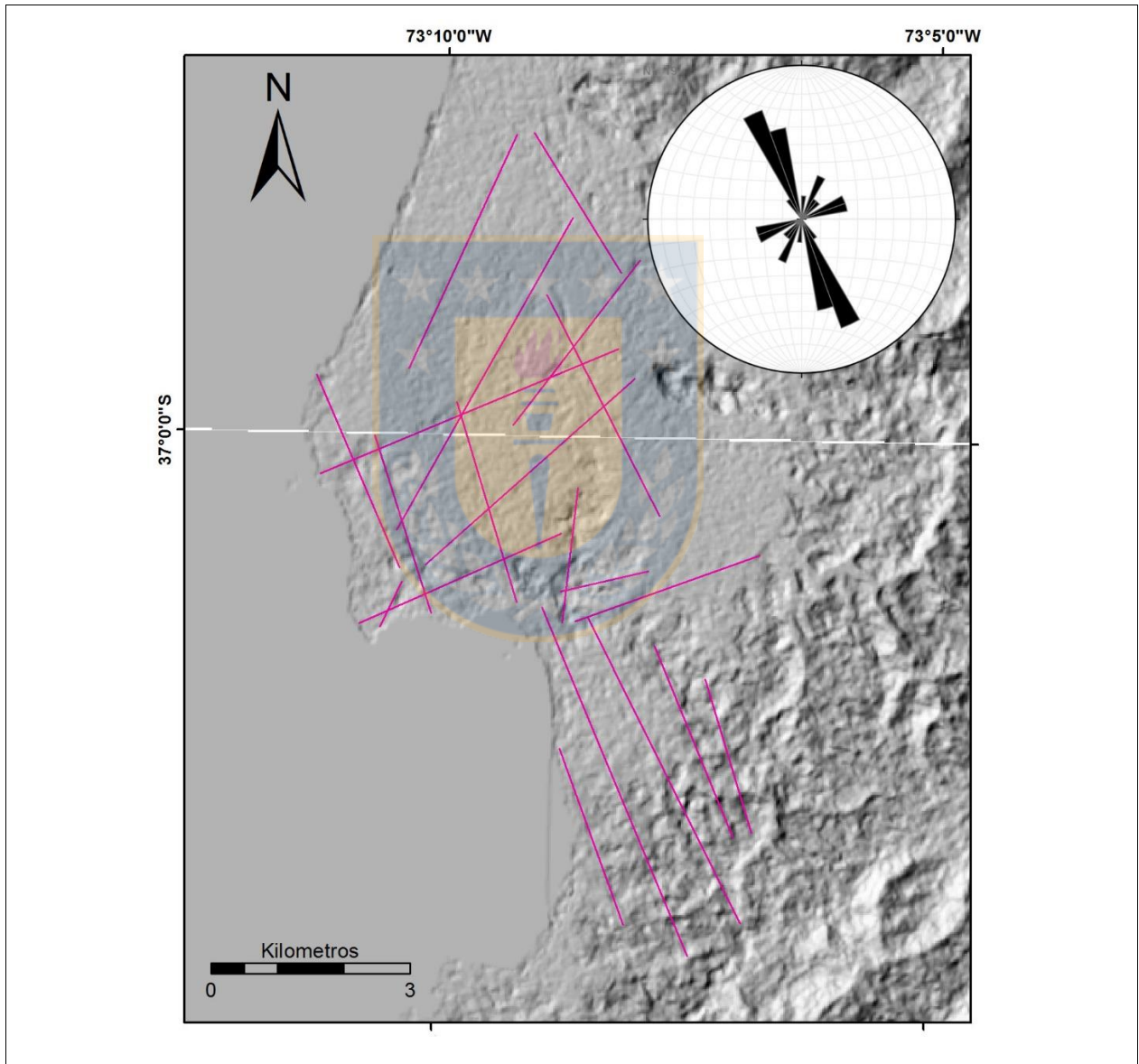


Figura 4.4. Lineamientos mapeados con luz incidente con dirección azimut de 120° y roseta de rumbos de direcciones preferenciales de estos rasgos lineales.

Destacan el grupo de 5 lineamientos subparalelos ubicados en el área del Centro Cívico de Coronel. También se reconocen, con menor importancia que los anteriores, rasgos lineales alineados en la dirección ENE-WSW.

4.2.3.2. Lineamientos con 240° de azimut de luz incidente

Fueron mapeados 23 lineamientos (Figura 4.5.) con dirección de luz incidente de 240° de azimut de longitudes que varían entre los 1.200 a 6.500 m, y se distribuyen uniformemente por toda el área de estudio.

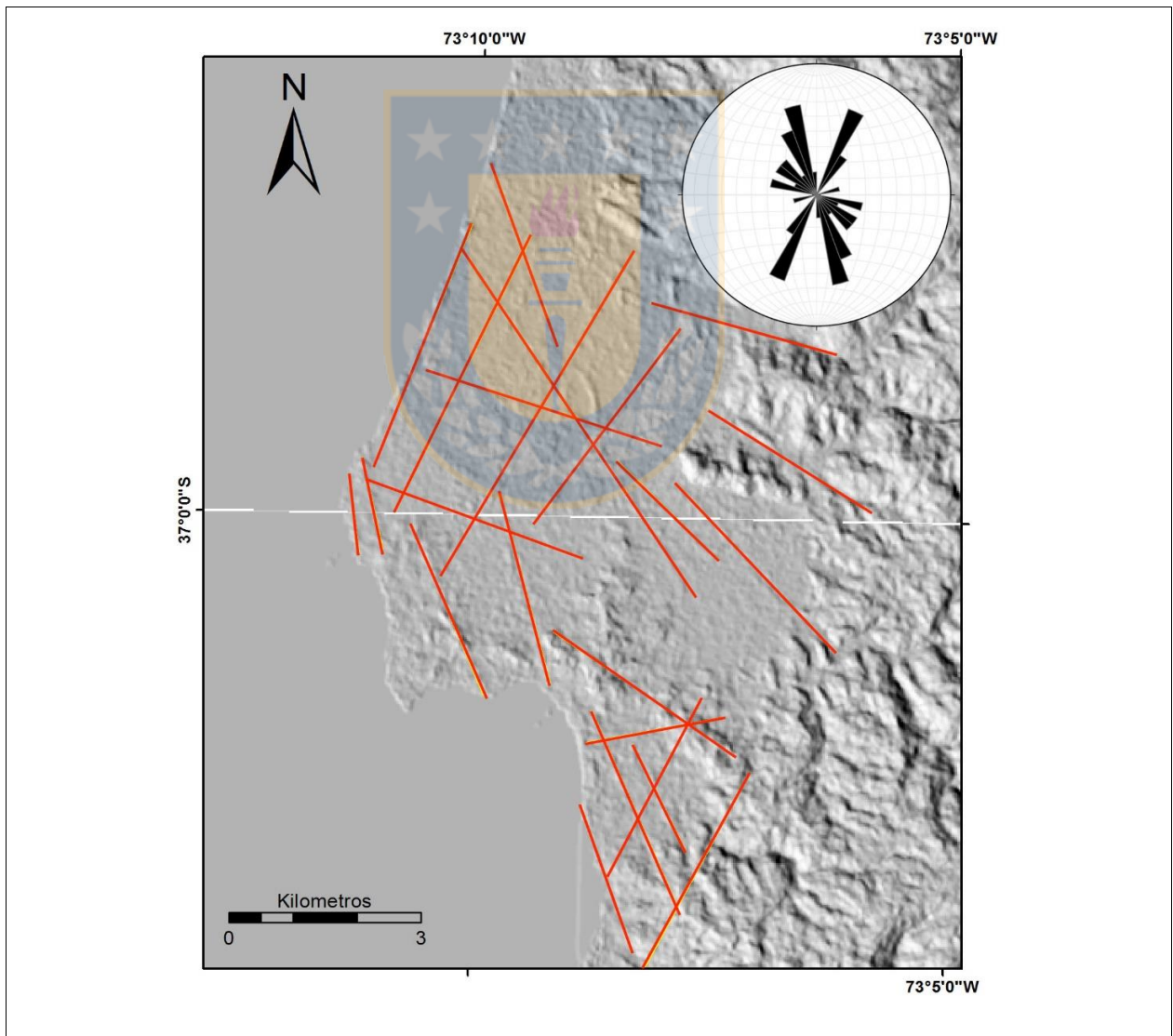


Figura 4.5. A la izquierda, lineamientos mapeados con luz incidente de 240° de azimut. A la derecha, roseta de rumbos de estos rasgos lineales.

La roseta de rumbos muestra que existen dos direcciones preferenciales de lineamientos, el primer grupo de estos se alinean entre el NNW-SSE y el NW-SE y el segundo grupo posee rumbo NNE-SSE. Esto resultados difieren de los otros mapas de lineamientos que señalan una clara tendencia preferentemente hacia el oeste.

4.2.3.3. Lineamientos con 360° de azimut de luz incidente

Se reconocieron 23 lineamientos (Figura 4.6.) con dirección de luz incidente de 360° de azimut, siendo estos los de mayor longitud dentro del área de estudio, alcanzando los 8.600 m de extensión máxima.

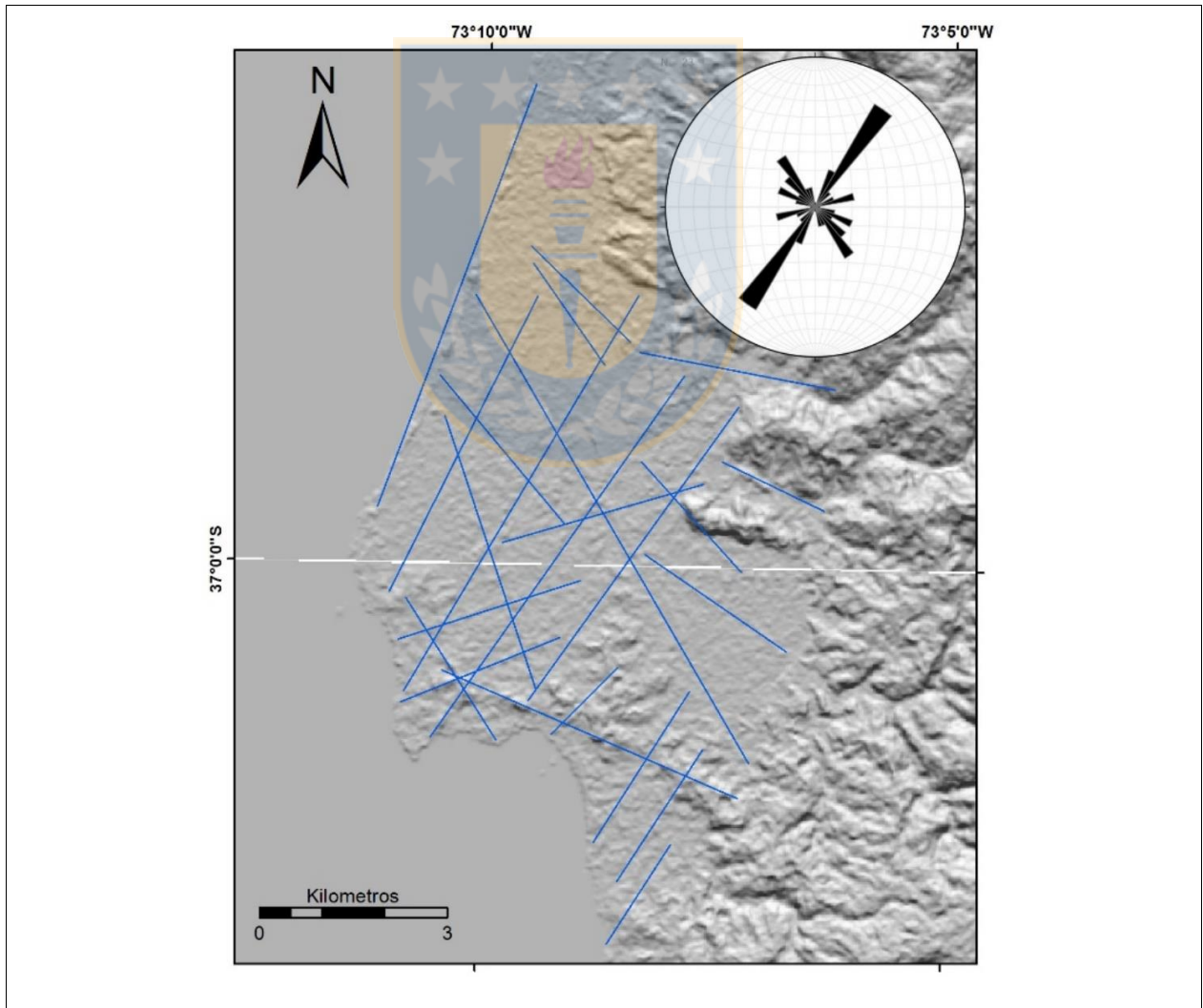


Figura 4.6. A la izquierda, lineamientos mapeados con luz incidente de 360° de azimut. A la derecha, roseta de rumbos de estos rasgos lineales.

La roseta de rumbos muestra una tendencia clara de los rasgos lineales orientados en la dirección NE-SW, siendo la mayoría subparalelos, tanto en las Arenas del Biobío como las rocas sedimentarias de la Formación Curanilahue. En menor cantidad se identifican lineamientos con orientación NW-SE, de menor distancia que los anteriores, situados en el margen oriental de la zona de estudio marcando estos el límite de las rocas cenozoicas con las rocas paleozoicas del Basamento Metamórfico.

4.2.3.4. Orientación general de lineamientos en zona de estudio

Se determina a partir de los 3 mapas de lineamientos anteriores (Figura 4.7.), y para lograrlo se superponen todos los mapas fusionando los lineamientos menores que sean parte de un rasgo lineal mayor.

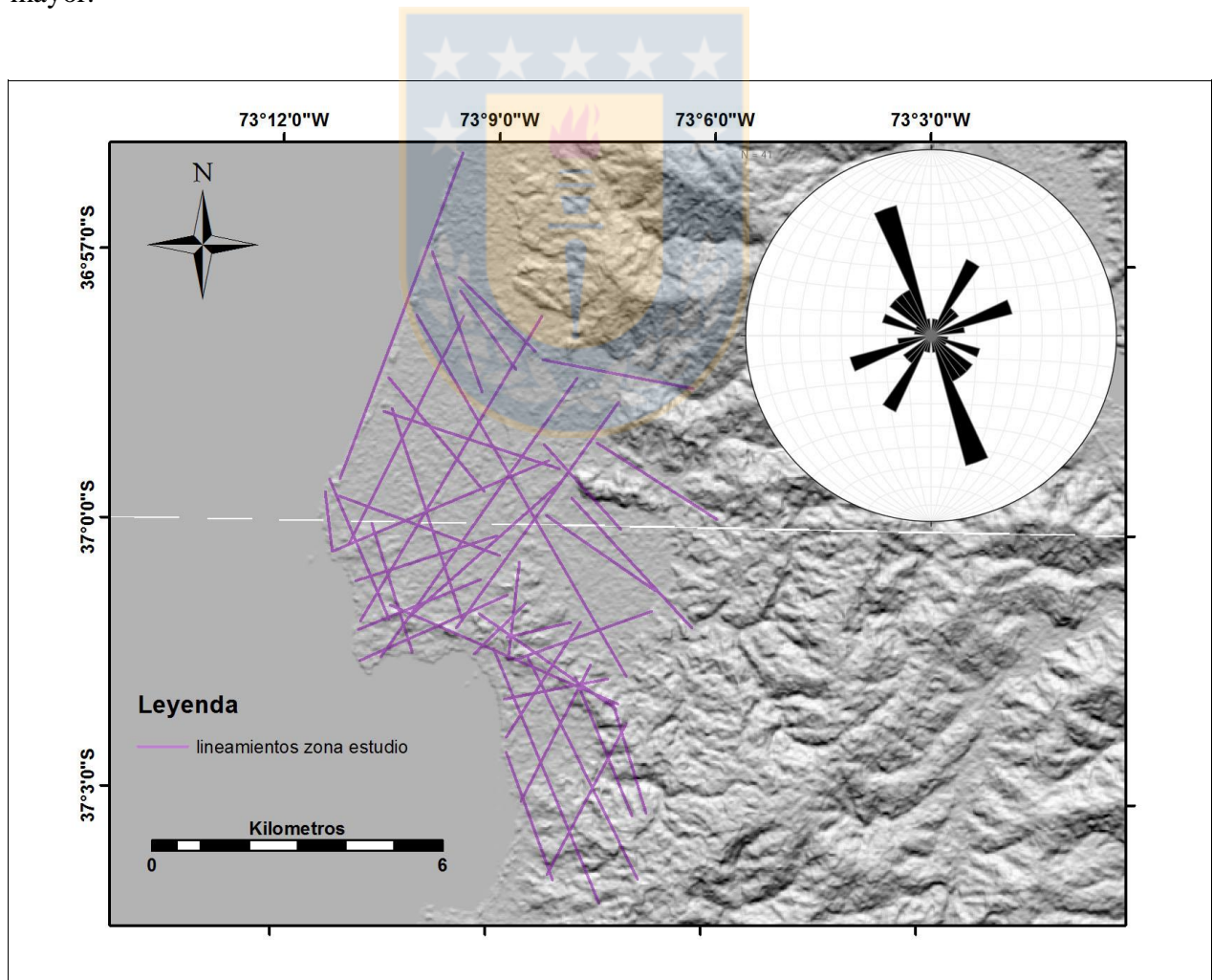


Figura 4.7. Mapa general de lineamientos de la zona de estudio. A la derecha, roseta de rumbos de las direcciones preferenciales de los rasgos lineales mapeados en el mapa.

Como resultado son 41 los lineamientos que se ocupan para realizar el análisis de orientaciones preferenciales mediante la roseta de rumbos. Todos los lineamientos mapeados superan los 1.000 m de longitud, llegando hasta un valor máximo de 8.600 m.

Esta roseta nos muestra que existe una clara orientación preferencial en la posición NW-SE a NNW-SSE abarcando toda el área de estudio, tanto las rocas de la Formación Curanilahue como las Arenas del Biobío. Esta dirección coincide con la dirección de las principales bahías cercanas, como son la Bahía de Concepción, San Vicente y el Golfo de Arauco.

Los rasgos lineales NW-SE situados en la parte nororiental de la zona de estudio, delimitan las rocas cenozoicas con las del basamento metamórfico Paleozoico, formando estructuras elongadas con esta dirección y que alojan pequeñas cuencas hidrográficas como la Laguna Quiñenco.

Una segunda orientación preferencial se determina con dirección NE-SW y como muestra la roseta de rumbos existen dos direcciones que sobresalen de este grupo: uno con lineamientos orientados hacia el N30°E y otro hacia el N70°E. Estos lineamientos se sitúan en su mayoría en la zona norte de la zona de estudio, afectando las arenas del Biobío. Hacia el sur estos rasgos lineales influyen significativamente en la conformación de la topografía actual, ya que cortan los cerros de Maule, Schwager y en los alrededores de la Bahía de Coronel.

4.3. ANÁLISIS DE MAPAS ESTRUCTURALES DE ÁREA DE ESTUDIO

4.3.1. Generalidades

Debido a la imposibilidad de obtener una gran cantidad de datos de fallas en terreno se analizan mapas y planos de minas de carbón dentro del área de estudio, con la finalidad de extraer datos estructurales que pudieran ser valiosos para este estudio.

Los mapas utilizados fueron de las antiguas minas subterráneas de carbón llamada Carbonífera Schwager y confeccionados por los geólogos Juan Tavera y Johannes Brügggen, como también, por planos de la carbonífera Cocke Car, actualmente en funcionamiento en el sector de Buen Retiro.

Para lograr extraer la dirección y sentido de las fallas, cada mapa se georreferencia con el software ArcGIS 10.1 y se trazan polilíneas para cada una de estas. Luego con la herramienta Split into COGO lines en ArcGIS 10.1 se puede extraer en una tabla de atributos las direcciones de cada falla dentro del mapa.

4.3.2. Plano estructural de Juan Tavera

Es un plano estructural a escala 1:10.000 realizado por Luis Tavera, con la ayuda en la topografía de Germán Garate de la Dirección General de Minas y Combustibles. De este fue posible extraer 46 fallas, definiendo para cada una de ellas el rumbo, la ubicación del punto medio de cada estructura y el movimiento del bloque colgante (Tabla 4.1.).

Tabla 4.1. Medidas de 46 fallas extraídas del plano de Juan Tavera.

	Rumbo	Azimut	Coordenadas UTM (WGS 84)		Movimiento Bloque Colgante	Rumbo	Azimut	Coordenadas UTM (WGS 84)		Movimiento Bloque Colgante	
			X	Y				X	Y		
1	N35°E	35	664980	5899717	SE	24	N58°E	58	666054	5897489	SE
2	N33°E	213	666309	5900786	NW	25	N27°E	27	665596	5897545	SE
3	N29°E	209	665951	5900280	NW	26	N18°E	18	665502	5897421	SE
4	N64°E	64	665100	5900675	SE	27	N59°E	239	665285	5897144	NW
5	N47°E	47	664854	5900825	SE	28	N78°E	78	665262	5897713	SE
6	N61°E	61	664956	5900883	SE	29	N72°E	72	665462	5898047	SE
7	N68°E	68	665019	5900912	SE	30	N49°E	49	664875	5897863	SE
8	N51°E	51	664893	5900786	SE	31	N50°E	50	664665	5898055	SE
9	N54°E	54	664953	5900831	SE	32	N50°E	230	664711	5898015	NW
10	N36°W	144	664789	5900996	SW	33	N42°E	222	664594	5898237	NW
11	N80°E	80	665213	5901520	SE	34	N54°E	234	665296	5898680	NW
12	N38°E	218	665717	5901641	NW	35	N16°E	16	665457	5898582	SE
13	N37°W	143	665243	5901202	SW	36	N23°E	23	665621	5899034	SE
14	N39°E	39	666029	5901722	SE	37	N52°W	308	665659	5898696	NE
15	N74°E	74	665443	5902105	SE	38	N65°W	295	665462	5898286	NE
16	N73°E	73	665062	5902163	SE	39	N13°E	193	665301	5898247	NW
17	N13°E	13	667459	5899830	SE	40	N13°E	13	666904	5896768	SE
18	N36°E	36	667365	5898909	SE	41	N33°E	147	665415	5896854	SW
19	N44°E	44	667266	5899156	SE	42	N11°E	11	665289	5896826	SE
20	N34°E	34	666720	5898967	SE	43	N34°E	34	666214	5900334	SE
21	N15°E	15	667618	5898806	SE	44	N72°W	108	665286	5895288	SW
22	N29°E	29	667762	5898636	SE	45	N70°W	110	665894	5901502	SW
23	N34°E	214	666008	5897665	NW	46	NS	360	664672	5901159	E

Las estructuras medidas poseen una extensión media de 629 m con un máximo de 4.862 m y un mínimo de 36 m. Esta información se recopilará con datos posteriores para obtener las direcciones preferenciales de fallas en la zona de estudio.

La totalidad de las fallas se localizan en las minas de carbón de la zona sur de Coronel, emplazadas en las areniscas del Miembro Lota e Intercalación de la Formación Curanilahue. Destaca la Falla Coronel, de rumbo N35°E, 5 km de longitud de aproximada y que atraviesa el actual centro cívico

de la ciudad. Muchas de las fallas de menor tamaño con direcciones similares a la anteriormente mencionada, podrían ser fallas subsidiarias secundarias heredadas de esta estructura mayor.

En cuanto a la orientación de las fallas se puede ver claramente una preferencia de las estructuras en esta zona según la dirección NE-SW (Figura 4.8.).

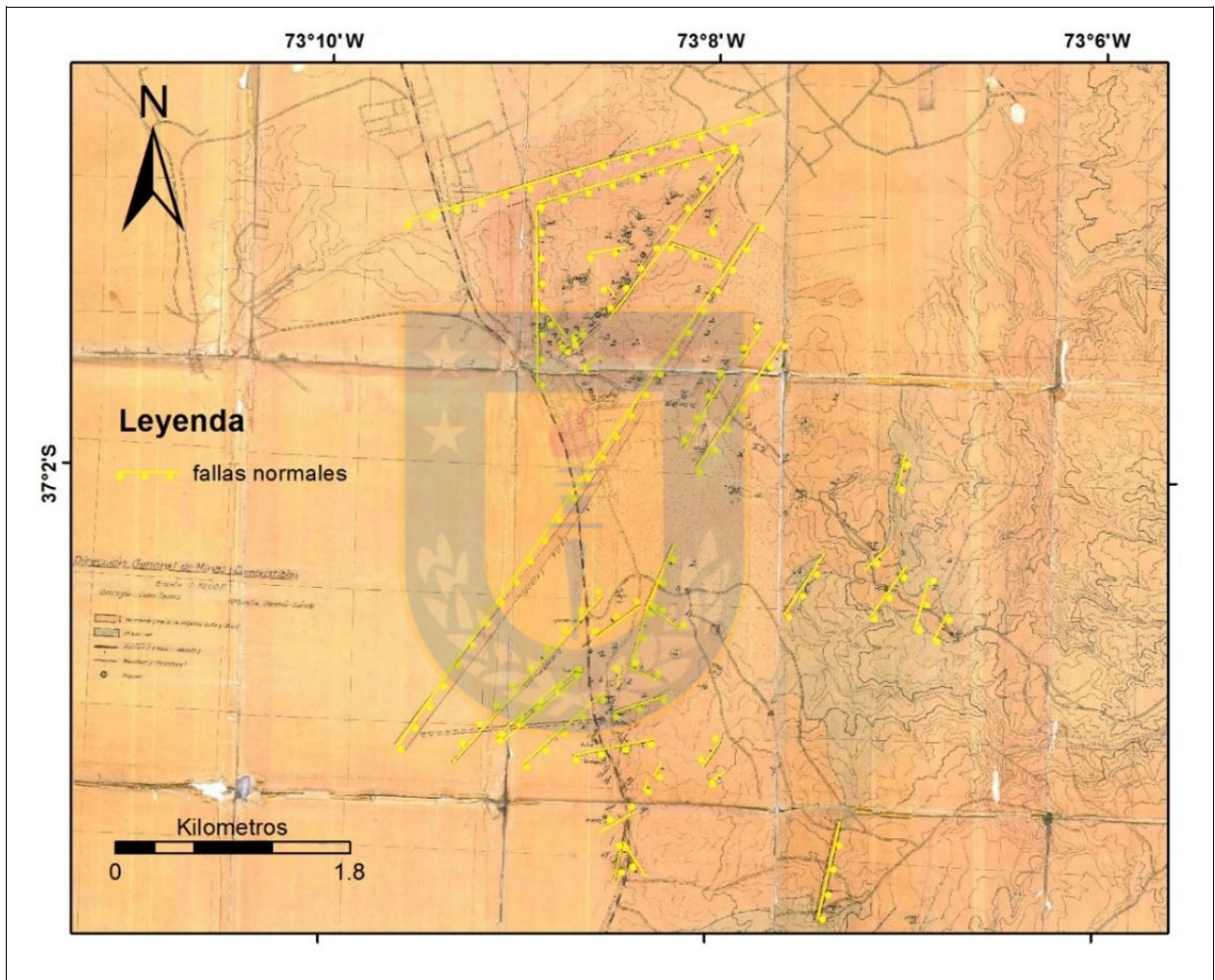


Figura 4.8. Plano estructural realizado por el geólogo Juan Tavera a escala 1:10.000. Topografía llevada a cabo por Germán Gárate.

4.3.3. Plano estructural de Johannes Brügger

Uno de los planos estructurales analizados que se enmarca dentro de los límites de la zona de estudio, es una copia de Eduardo Urbina desarrollado en el marco de un informe de las zonas carboníferas de Chile por Johannes Brügger en 1913 (Figura 4.9.).

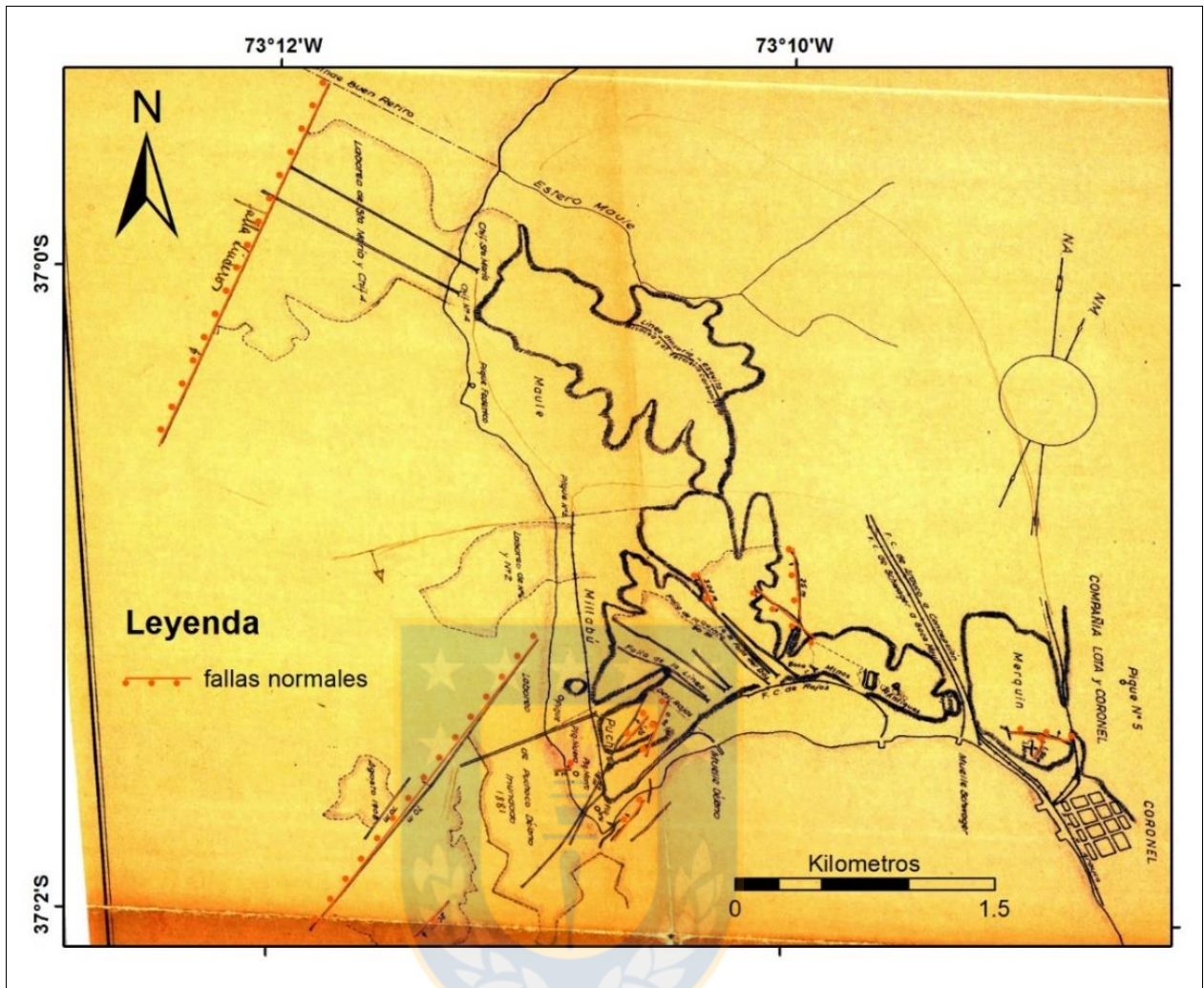


Figura 4.9. Copia del plano estructural de Coronel realizada por Eduardo Urbina en 1976, el original fue construido por el geólogo Johannes Brüggén en 1913. Con líneas naranjas fueron marcadas las fallas normales y los círculos indican el sentido de movimiento de bloque colgante.

De este mapa destaca la falla Linderos de rumbo N25°E, 2,3 km de longitud y paralela a la costa de Maule. Esta afecta a las areniscas y mantos de carbón de la Formación Curanilahue y según consta en los planos estructurales de las antiguas minas de Schwager, es una falla normal de manteo hacia el NW y con un desplazamiento vertical de 230 m.

En total se miden 12 fallas (Tabla 4.2.) dentro de este mapa en los miembros Lota e Intercalación de la Formación Curanilahue. Las estructuras tienen una longitud media de 605 m, donde la longitud máxima es de 2.309 m y la mínima de 106 m. La orientación preferencial de las estructuras en este mapa es NE-SW.

Tabla 4.2. Medidas de 12 fallas extraídas del mapa de Johannes Brüggem.

	Rumbo	Azimut	Coordenadas (UTM) (WGS 84)		Movimiento bloque colgante
			X	Y	
1	N25°E	205	659960	5903634	NW
2	N38°E	218	661005	5900637	NW
3	N46°E	46	661041	5899859	SE
4	N37°E	217	662180	5900423	NW
5	N22°E	202	662339	5900957	NW
6	N40°E	220	662215	5900943	NW
7	N49°W	131	663087	5901620	SW
8	N06°W	174	663150	5901794	SW
9	N84°E	264	661801	5900726	NW
10	N82°W	278	664548	5900910	NE
11	N30°E	210	664546	5900838	NW
12	N26°W	154	662631	5901745	SW

4.3.4. Plano General de Propiedades Mineras

El Plano General de Propiedades Mineras de escala 1:4.000 nos muestra una serie de piques y chiflones de los sectores de Cerro Merquín, Cerro Obligado, La Colonia y Villa Mora.

Destacan un conjunto de estructuras de rumbo NW/SW subparalelas llamadas Fallas de La Línea, Falla de La Quinta y la Falla del Este. Estas poseen longitudes entre 1 y 1,5 km, y con manteos hacia el SW para la primera y NE para las dos siguientes. En total fueron 11 las fallas que se obtienen de este plano (Tabla 4.3.) en los miembros Intercalación y Lota.

Tabla 4.3. Medidas de 11 fallas extraídas del Plano General de Propiedades Mineras.

	Rumbo	Azimut	Coordenadas (UTM) (WGS 84)		Movimiento bloque colgante
			X	Y	
1	N35°E	215	663493	5901363	NW
2	N60°W	300	663526	5901411	NE
3	N25°W	335	662593	5901800	NE
4	N53°W	307	662720	5901512	NE
5	N14°W	346	663169	5901832	NE
6	N84°E	264	663187	5902178	NW
7	N65°W	295	664549	5901056	NE
8	N89°W	271	662989	5902100	N
9	N70°E	250	662212	5901982	NW
10	N53°W	127	662045	5901398	SW
11	N61°W	119	662533	5901076	SW

Las fallas tienen longitudes entre un rango de 1.145 m y 809 m con un promedio de 711 m para el total de las estructuras mapeadas. La dirección preferencial de estas estructuras es de NW-SE (Figura 4.10.) observando una diferencia con los mapas anteriormente vistos.

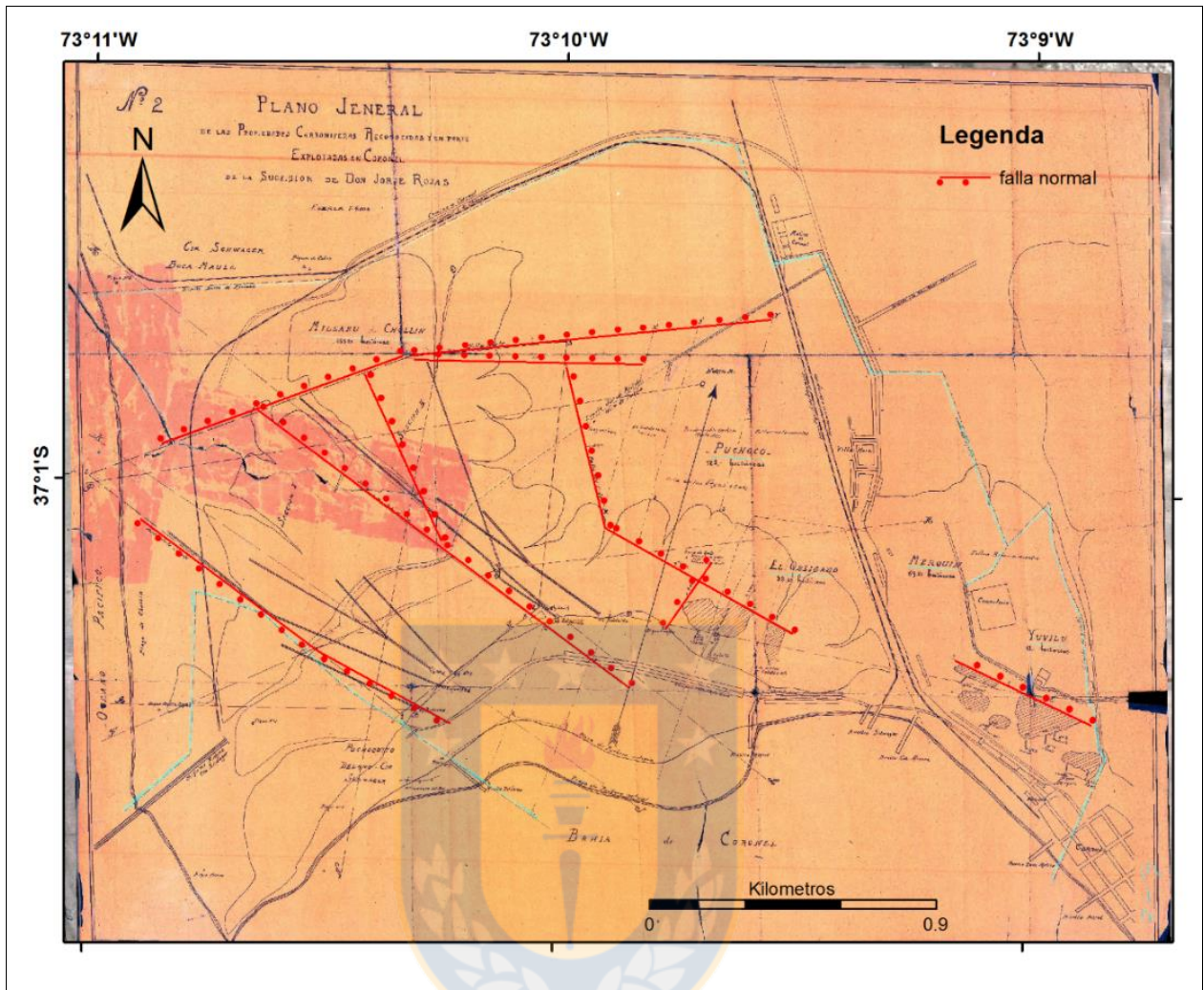


Figura 4.10. Plano General de Propiedades Mineras. Se marcan las fallas normales con líneas de color rojo y pequeños círculos que indican el sentido de movimiento.

4.3.5. Mapa Estructural de Carbonífera Cocker

Del plano de reservas de carbón de la minera Cocker (Figura 4.11.), al este del área de estudio, se reconocieron una serie de fallas con rumbo NE-SW subparalelas a la actual línea de costa. Estas llegan a tener un rechazo vertical medido de hasta 106 m en el caso de la Falla D, y 40 m para la Falla E, ambas manteniendo hacia el NW.

Cabe mencionar que la ubicación de la Falla Linderos coincide con el mapa de Bruggen y también es concordante con los lineamientos trazados cerca de la línea de costa en los mapas con dirección de luz incidente de 240° y 360° de azimut. Estas fallas podrían ser fallas secundarias de la Falla

Linderos, localizada en el plano con un rechazo vertical de 260 m manteniendo hacia el NW y a unos 500 m al oeste de las fallas antes mencionadas.

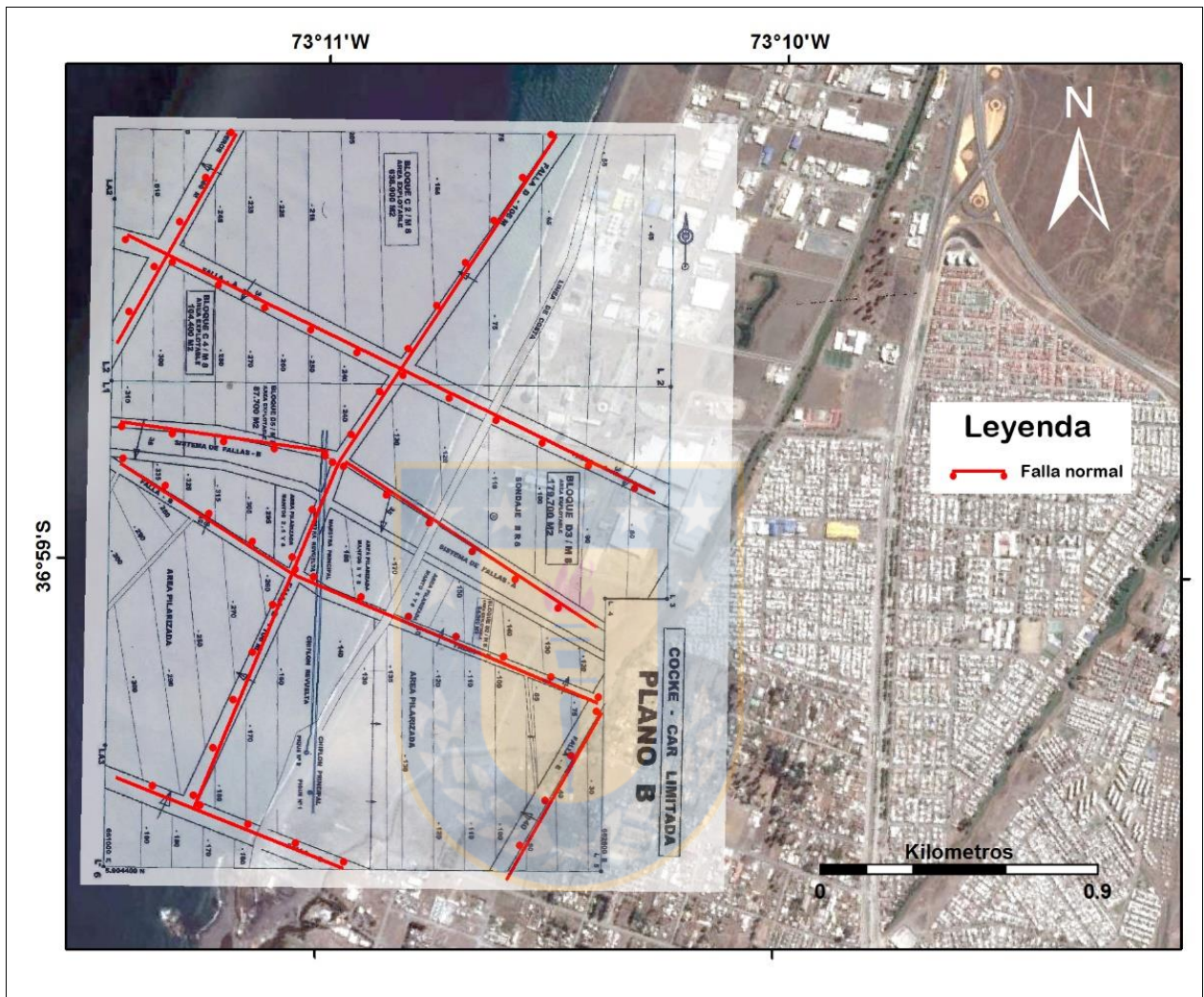


Figura 4.11. Plano de reservas de carbón, proporcionado por carbonífera CockerCar. Con rojo fueron marcadas las fallas dentro de la mina.

No es el único grupo identificado, se reconoce otro sistema de fallas con rumbo NW-SE, las cuales son nombradas como fallas A, B y C. Para la Falla A el rechazo vertical es de 35 m con manto hacia el SW, para la Falla B el rechazo vertical alcanza los 40 m con sentido hacia el NE y la Falla C posee un rechazo vertical de 10 m con movimiento del bloque colgante hacia el NE. La dirección y emplazamiento de la Falla A como de la Falla C es coherente con los lineamientos trazados en la imagen DEM con luz incidente de 240° de dirección azimutal.

En total se contabilizan 10 fallas (Tabla 4.4.) dentro de la mina Cocke Car, en los miembros Intercalación y Lota de la Formación Curanilahue.

Tabla 4.4. Medidas de 10 fallas extraídas del Plano General de Propiedades Mineras.

	Rumbo	Azimut	Coordenadas (UTM) (WGS 84)		Movimiento bloque colgante
			X	Y	
1	N68°W	292	661379	5904590	NE
2	N67°W	293	662081	5905185	NE
3	N57°W	303	661307	5905574	NE
4	N82°W	98	661361	5905841	SW
5	N57°W	123	662160	5905492	SW
6	N64°W	116	661903	5906075	SW
7	N30°E	210	661208	5906482	NE
8	N34°E	214	662085	5906285	NE
9	N23°E	203	661497	5905196	NE
10	N30°E	210	662430	5904676	NW

4.3.6. Orientación general de las fallas extraídas de los mapas estructurales

En total fueron 79 las fallas analizadas de las minas y pirquenes que afectan las areniscas de los miembros Intercalación y Lota de la Formación Curanilahue.

Grez (1979) menciona que todo el campo carbonífero se encuentra cortado por fallas normales asociadas a un sistema principal de rumbo NE y manteo 60°E con saltos de hasta 400 m, lo que influye notablemente en la explotación de los yacimientos. Complementando lo anterior Fenner y Wenzel (1942), agregan que los antecedentes de los distritos mineros de la zona de Arauco permiten deducir que el elemento tectónico dominante lo constituyen las fallas normales, aun cuando se conocen en algunos puntos, como en Punta El Litre al SO del Golfo de Arauco, donde se encuentran fallas inversas de pequeño salto (1 a 2 m). Según lo publicado por diversos autores en publicaciones dentro del área de estudio, se concluye que la totalidad de las fallas reconocidas en los mapas son clasificadas como normales.

Se confecciona una roseta de rumbos y no un análisis de paleoesfuerzos ya que fue imposible por el mal estado de los afloramientos medir el rake del bloque colgante. El resultado de la roseta de rumbos (Figura 4.12.) muestra una marcada dirección preferencial de rumbo NE-SW con un rango

entre $N30^{\circ}E$ a $N40^{\circ}E$ aproximadamente, estos resultados son consistentes con la dirección de los lineamientos más extensos marcados en el área de estudio.

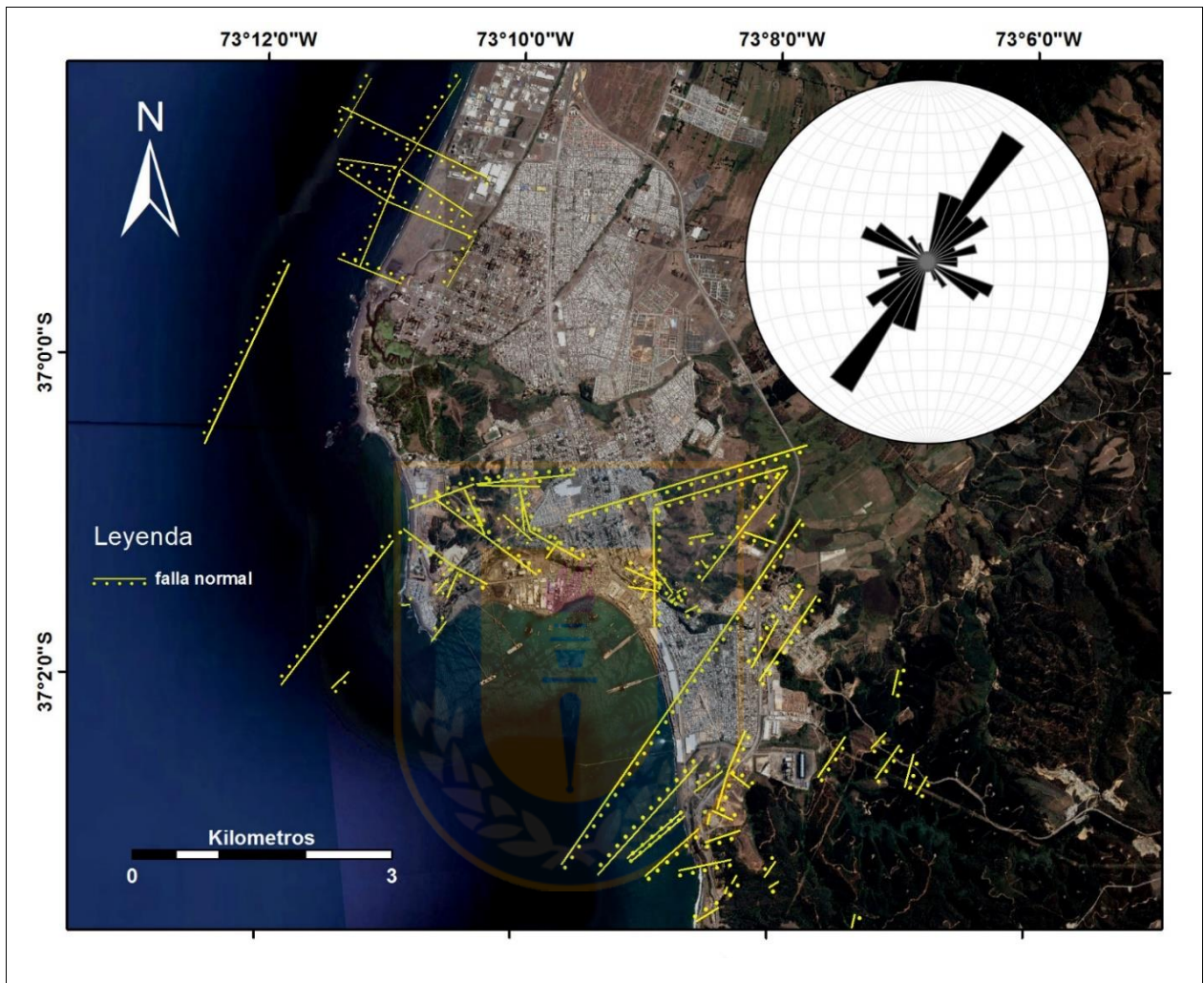


Figura 4.12. Mapa de ubicación de fallas extraídas de los mapas y planos de las minas de carbón. A la derecha roseta de rumbos que muestra la tendencia general de estas fallas dentro del área de estudio.

Una segunda dirección preferencial de discontinuidades fue revelada por la roseta de rumbos, esta posee una dirección NW-SE, específicamente, con direcciones entre $N60^{\circ}W$ y $N70^{\circ}W$. Estos rumbos preferenciales se pueden relacionar con los lineamientos vistos en el mapa de lineamientos con azimut de 240° de luz incidente.

4.4. ESTRUCTURAS LOCALES

4.4.1. Generalidades

Desarrollar un estudio geológico en sitios urbanizados con climas mediterráneos posee dificultades agregadas en comparación a localidades menos pobladas y con climas más secos. Entre ellas una de las más notorias, fue el crecimiento de vegetación, que cubre gran parte de los afloramientos de roca donde poder observar y medir estructuras geológicas, y a la vez, en algunos sitios la humedad atraída por la flora provoca una gran alteración en la roca sumando otro obstáculo para el estudio geológico en el lugar.

Otra de las dificultades inherentes a este tipo de estudio es el factor antropogénico, debido a que muchas zonas donde pueden existir buenos afloramientos quedan cubiertas por calles o edificaciones, principalmente las áreas más densamente pobladas. También en las zonas de la periferia más alejadas del centro de la ciudad, se encontraron algunos cortes de camino recubiertos con capas de cemento (para dar estabilidad al talud), o en otros casos simplemente delimitando el perímetro de este, dificultando el ingreso para el estudio del lugar.

Las estructuras reconocidas en las rocas Terciarias del área de estudio fueron diaclasas y fallas, ambas de dominio frágil. No se registraron pliegues, lineaciones o foliaciones ni estructuras que pudieran dar indicios de deformación dúctil por sí sola en estas rocas, sin embargo, se reconocen pliegues de arrastre en algunas estructuras lo que podría ser indicio de que las estructuras formadas en estas rocas, no solamente pudieron haber estado en la zona frágil, sino que también se pudieron formar a mayor profundidad en la zona frágil-dúctil. Dentro de las estructuras frágiles identificadas, por motivos de alcance y de objetivos de este trabajo, se les dará mayor importancia a las fallas que a las fracturas.

Por último, para confeccionar este análisis se complementaron mediciones estructurales de terreno con documentos y mapas realizados en las antiguas minas de carbón, como las minas de Schwager o en labores más pequeñas de la comuna de Coronel.

4.4.2. Conceptos Teóricos

4.4.2.1. Fuerza y Stress

El causante de la deformación en las rocas es el stress, que se define como un tipo de fuerza que depende de la extensión de la superficie sobre la cual actúa y su fórmula es:

$$\text{STRESS} = \text{FUERZA} / \text{SUPERFICIE}$$

Este concepto es análogo al de presión. Como la fuerza es una cantidad vectorial, el stress también lo es, por lo cual, debe especificarse su magnitud, dirección y sentido. Para medir el conjunto de stress que actúa en un cuerpo, no es necesario que la superficie exista materialmente, sino que puede ser cualquier superficie arbitrariamente definida al interior de un cuerpo (Figura 4.13.). Por lo tanto, no debe obligatoriamente efectuarse sobre superficies materiales tales como la cara ABCD del cubo. Efectivamente, la misma fuerza F puede imaginarse actuando sobre los planos potenciales AEFD o GHIJ (Niemeyer, 1999).

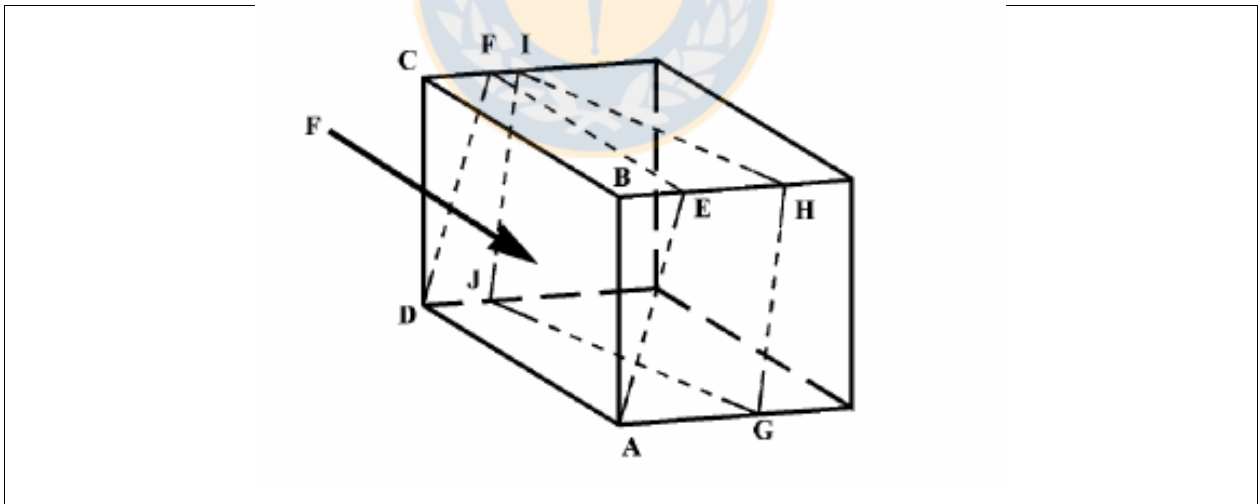


Figura 4.13. Stress actuando en diferentes planos como ABCD, AEFD, GHIJ, en un mismo cubo (Modificado de Niemeyer, 1999).

El stress puede descomponerse en un stress normal (σ_n) perpendicular a la superficie, y un stress tangencial o de cizalle (τ) paralelo con respecto a la superficie (Figura 4.14).

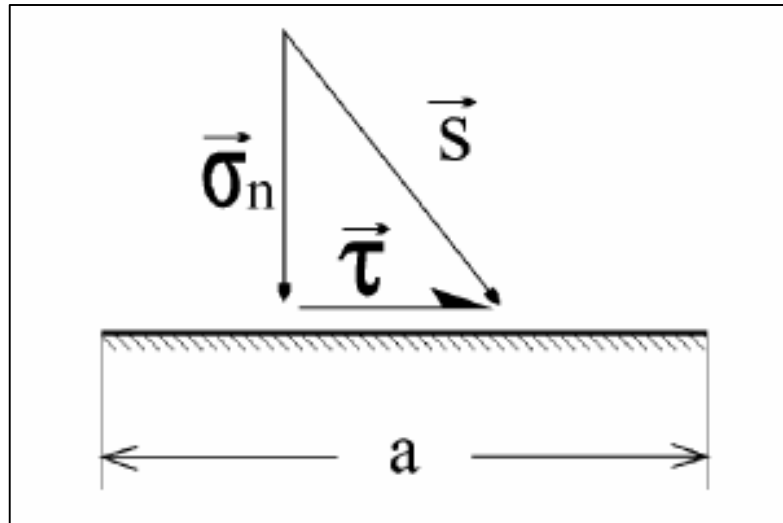


Figura 4.14. Stress normal y tangencial actuando en un cuerpo.

En la cual la fuerza F actúa sobre una superficie a de un cuerpo, provocando un stress $S=F/a$, entonces esta fuerza puede descomponerse en F_n = fuerza normal y F_t =fuerza tangencial o de *cizalle*, cada una generando respectivamente un stress normal $\theta=F_n/a$ y $\tau=F_t/a$.

Un stress normal θ_n es positivo (+) cuando se dirige hacia el cuerpo, y negativo (-) cuando se aleja del cuerpo (Figura 4.15).

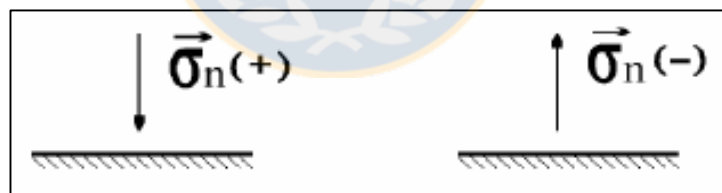


Figura 4.15. Convención de signos para un stress normal.

El stress de cizalle τ es positivo (+) cuando se dirige hacia la izquierda y negativo (-) cuando es orientado hacia la derecha (Figura 4.16).

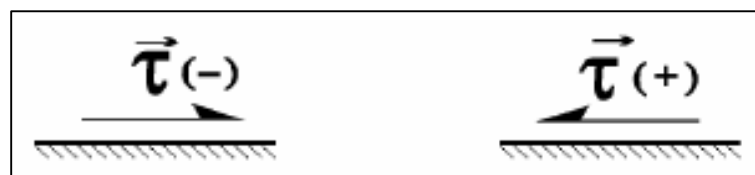


Figura 4.16. Convención de signos para un stress tangencial.

Teniendo en cuenta que el estado tensional de un punto está definido por todos los esfuerzos actuando en todos los planos que pasan por dicho punto, es posible encontrar tres planos ortogonales entre sí en los que los esfuerzos tangenciales son inexistentes. A dichos esfuerzos normales a esos planos se les conoce como tensiones o esfuerzos principales θ_1 , θ_2 , y θ_3 en ese punto y definen el elipsoide de esfuerzos (Figura 4.17.), el cual representa el estado de esfuerzos tridimensional en un punto del macizo rocoso (Hobbs y otros, 1976; Weijermars, 1997 en Lillo y Oyarzún, 2013). Los esfuerzos principales θ_1 , θ_2 , y θ_3 corresponden al esfuerzo máximo, intermedio y mínimo respectivamente, es decir, no existe en ese punto un esfuerzo mayor a θ_1 ni inferior a θ_3 (Lillo y Oyarzún, 2013).

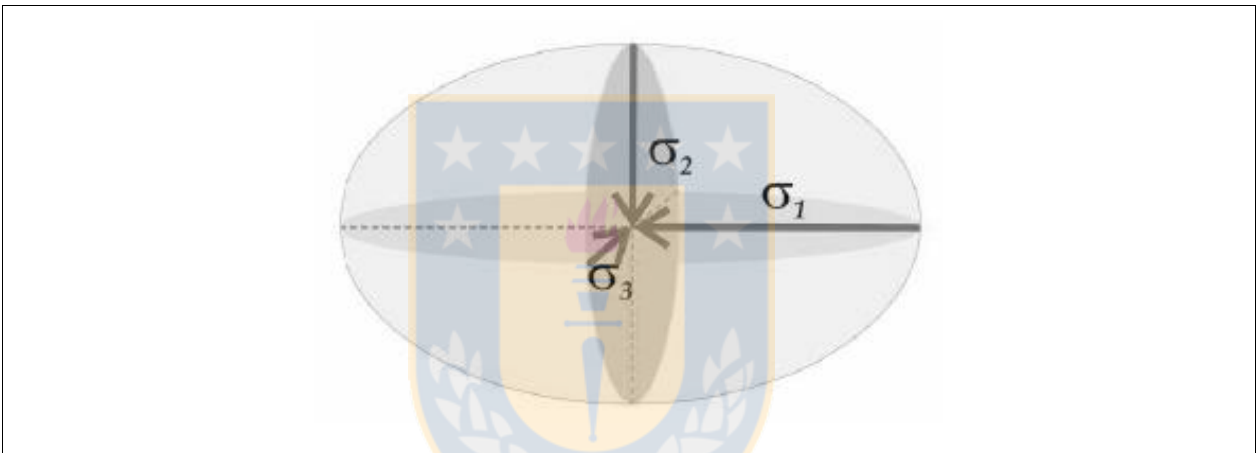


Figura 4.17. Elipsoide general de esfuerzos principales θ_1 , θ_2 , y θ_3 y los planos ortogonales en los cuales actúan (Modificado de Lillo y Oyarzun, 2013).

El stress tectónico resulta de la aplicación de fuerzas tectónicas, como las que se originan cuando dos placas litosféricas colisionan. Dado que en la superficie de la corteza terrestre no se desarrollan esfuerzos de cizalle (debido al contacto entre un material sólido y uno fluido como la atmósfera e hidrosfera) se considera esta como un plano de stress principal. Entonces una de las direcciones principales de los esfuerzos actúa perpendicular a la corteza.

De este modo la Ley de Anderson (Figura 4.18.) propone que existen tres posibles geometrías de fallas: fallas normales donde ocurre stress tensional con θ_1 vertical y θ_3 horizontal, fallas inversas donde actúa un stress compresivo con θ_1 horizontal y θ_3 vertical y fallas de desplazamiento en el rumbo o transcurrente donde ambos esfuerzos θ_1 y θ_3 son horizontales.

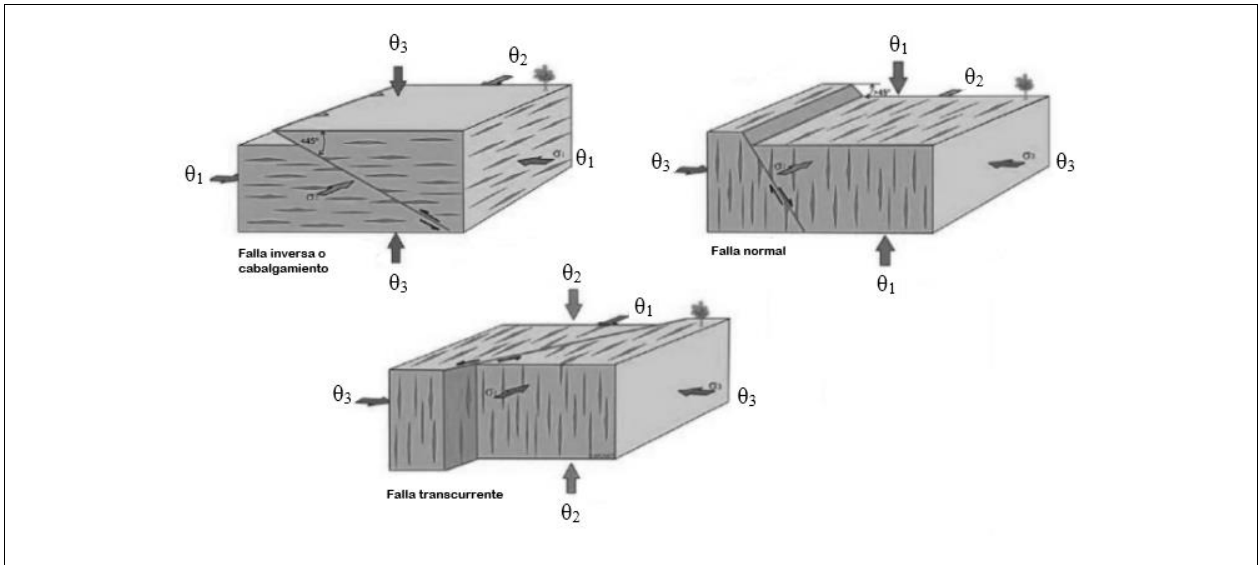


Figura 4.18. Esquema simplificado de formación de fallas debido a esfuerzos principales de acuerdo con la Ley de Anderson (Modificado de Rosello, 2009).

4.4.2.2. Sistemas de fallas extensionales

La estructura de Horst y Graben es una de las más importantes provocadas por un sistema de fallas normales en ambiente extensivo, dando como resultado un sistema de bloques levantados y hundidos (Figura 4.19). Los bloques levantados se forman por fallas manteniendo en sentido contrario alejándose una de la otra, estos son denominados Horst. En tanto los bloques hundidos son formados por dos fallas normales paralelas con inclinación opuesta, los cuales son llamados Graben (Fossen, 2010).

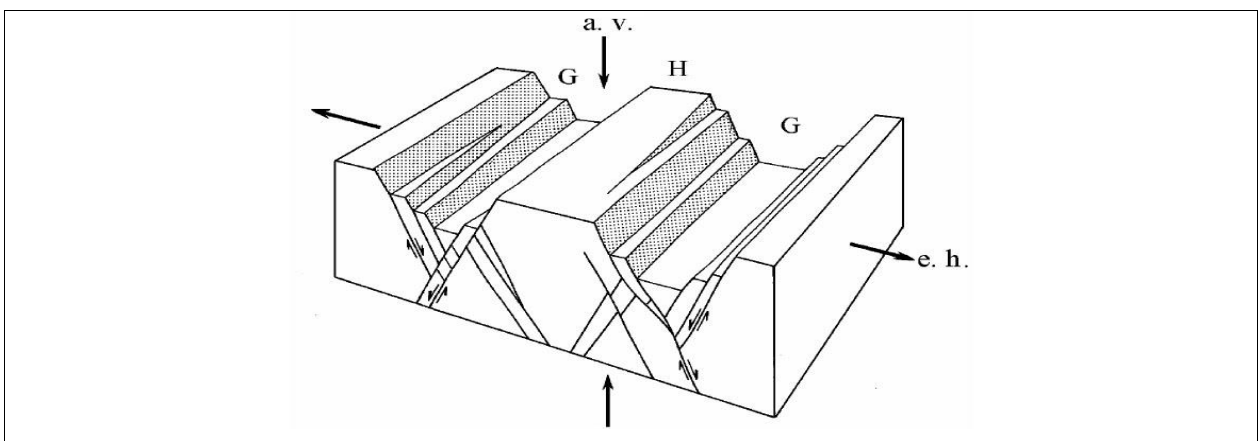


Figura 4.19. Esquema de horst (H) y graben (G) debido a fallas extensionales en un ambiente tectónico extensivo. Se identifica como (a.v.) al acortamiento vertical y (e.h.) a la extensión horizontal (Modificado de Niemeyer, 1999).

En este tipo de estructuras ni los estratos ni las fallas rotan y además el perfil de las fallas es recto y de un valor de manteo alto, el cual se mantiene constante. Se asocian a una extensión de poca monta (Niemeyer, 1999). En los bordes de los graben o fosas tectónicas, las fallas pueden estar acompañadas por flexuras monoclinales o bien por mesofallas, es decir fallas más pequeñas, ya sea sintéticas o antitéticas con respecto a la actitud y movimiento de una falla principal o falla maestra (Niemeyer, 1999). Una falla antitética mantee hacia la falla maestra mientras una falla sintética mantee en la misma dirección que la falla principal (Fossen, 2010). Un excelente ejemplo de esta topografía de montañas limitadas por fallas se reconoce en la provincia de Basin and Range, una región que abarca Nevada y zonas de los estados circundantes.

Un caso particular derivado de las estructuras anteriores son los denominados Hemigraben (Figura 4.20.). Se definen como una depresión estructural controlada por una falla maestra, y generalmente también por fallas normales menores antitéticas y sintéticas en el bloque colgante (Fossen, 2010).

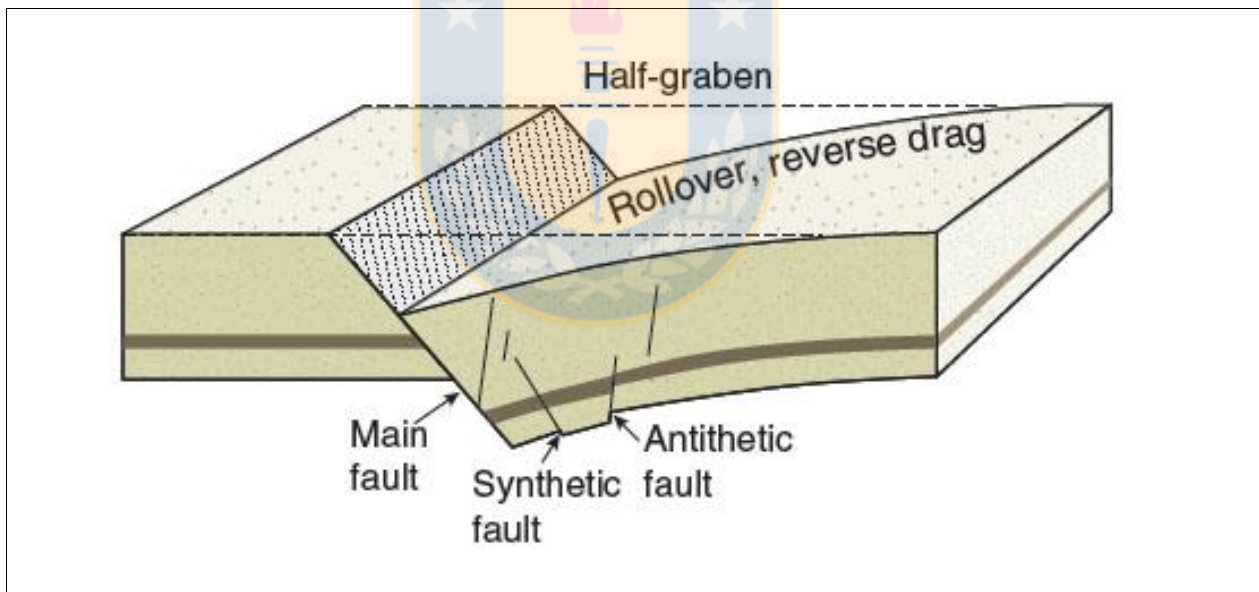


Figura 4.20. Esquema general de un hemigraben. En la imagen se puede ver la falla maestra, como las fallas menores antitéticas y sintéticas en el bloque colgante (Modificado de Fossen, 2010).

Otro modelo asociado a extensión en la corteza es un modelo simple de fallas rotacionales conocido como Modelo Tipo Domino (Figura 4.21.). Este modelo es descrito como una serie de bloques rígidos fallados que rotan simultáneamente en un sentido uniforme por falta de soporte frontal (Fossen, 2010). Algunas características propias de este tipo de estructura es que todas las fallas son

subparalelas, tienen el mismo manto e igual desplazamiento. Tanto los estratos como las fallas son planares (Fossen, 2010).

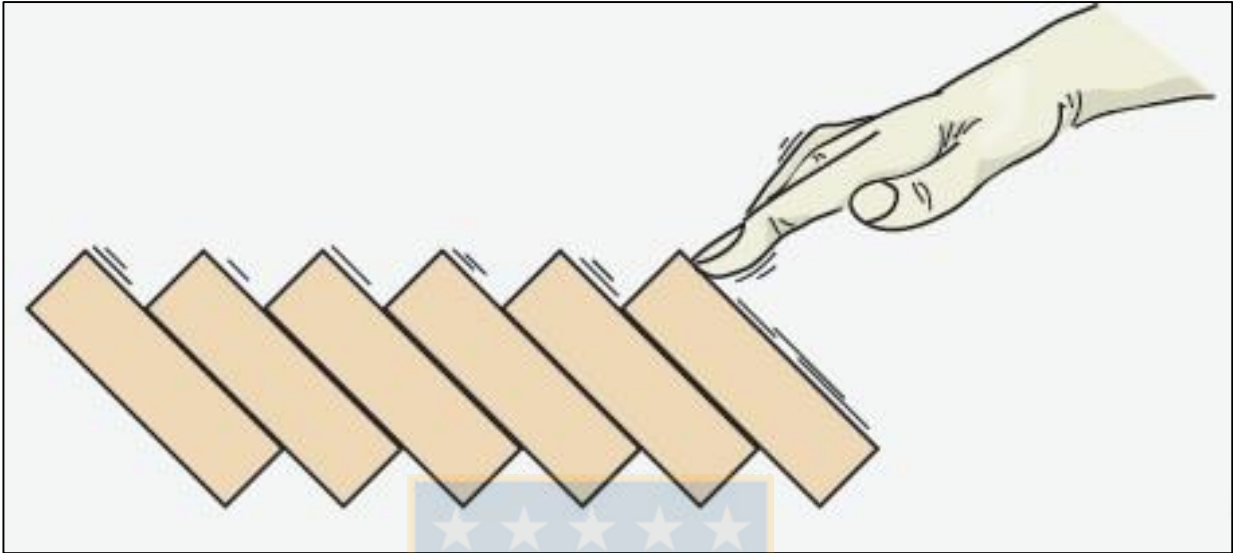


Figura 4.21. Modelo tipo domino por pérdida de soporte frontal, donde los bloques fallados rotan simultáneamente en el mismo sentido.

El campo petrolífero Gullfaks en el sector noruego del Mar del Norte (Figura 4.22.) es un sistema tipo domino limitado al este por un complejo de horst. Este sistema consiste de cuatro a seis bloques, cada uno subdividido por fallas pequeñas. Un modelo de domino perfecto es casi imposible de encontrar y en el modelo de Gullfaks se ve un sistemático decrecimiento en la inclinación hacia el oeste de los estratos en cada bloque.

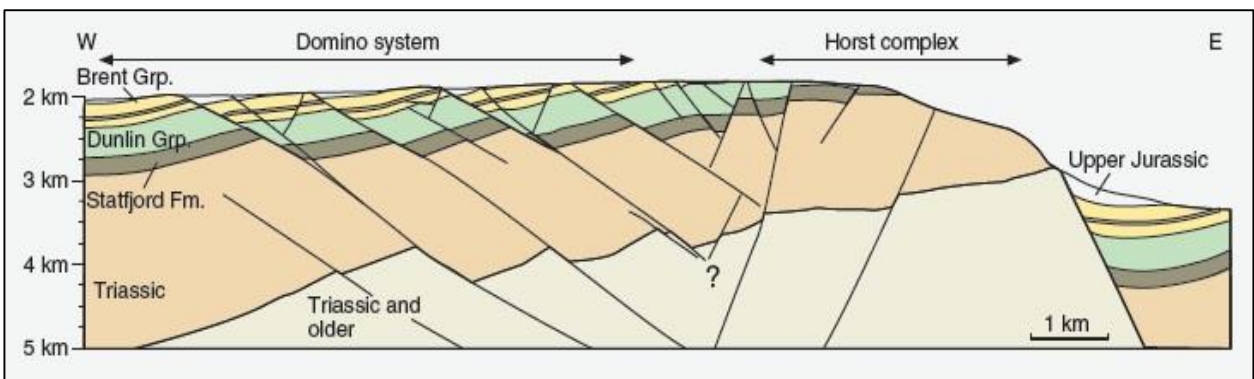


Figura 4.22. Ejemplo de un modelo tipo domino en el campo petrolífero Gullfaks (Modificado de Fossen, 2010).

4.4.3. Fallas reconocidas en terreno

La primera es un grupo de fallas en el sector de Playa Blanca, en las coordenadas geográficas $37^{\circ}2'72''\text{S}/73^{\circ}8'27''\text{W}$ (datum wgs84), específicamente en un corte de ladera al este del camino que une las comunas de Coronel y Lota. Posee rumbo $\text{N}72^{\circ}\text{E}$ y manteo 48° SE. Esta medida corresponde a la falla del centro de las tres fallas identificadas (Figura 4.23.), ya que el avanzado estado de alteración de la roca en el plano de falla no permite la correcta toma de datos de todas las estructuras.

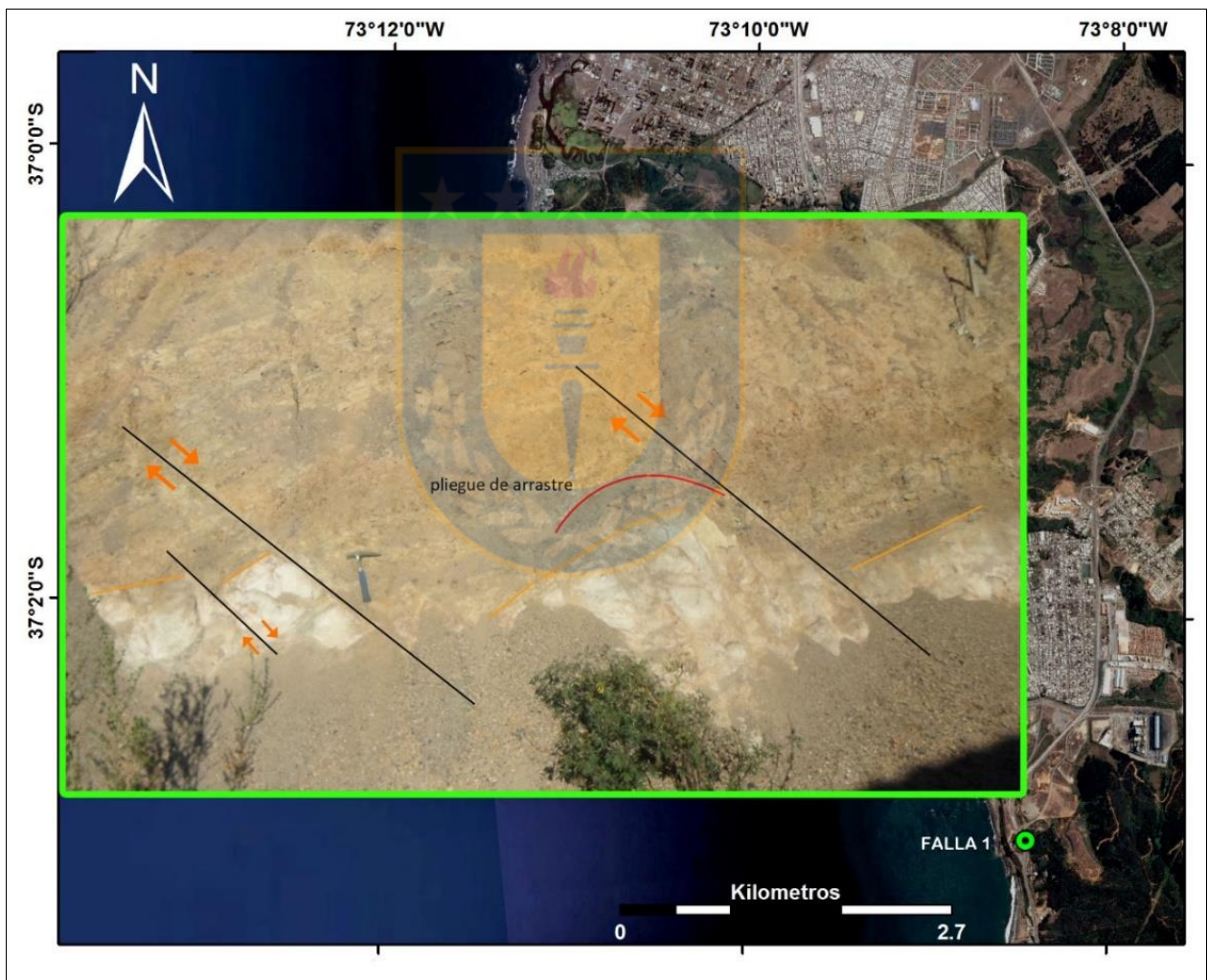


Figura 4.23. Grupo de fallas encontradas en el sector de Playa Negra. Se reconocen pliegues de arrastre en el plano de falla.

El set de fallas afecta una arenisca fina parda en la parte superior con unas areniscas medias gris claras en la zona inferior. Se observan lentes de carbón en el estrato más claro, pertenecientes al

Miembro Lota de la Formación Curanilahue. No se advierten estrías en el plano de falla ni índices cinemáticos apreciables. Analizando la cinemática de las fallas es claro que el bloque colgante descende sobre el bloque yacente, además, se reconocen pliegues de arrastre curvados hacia abajo en el plano de falla del bloque yacente. Esto reafirmaría lo propuesto anteriormente con respecto al movimiento del bloque, y la mecánica del fallamiento se clasifica como tipo normal.

Estas fallas forman parte de una estructura en hemigraben (Figura 4.24.) el cual provoca una rotación de bloques y el basculamiento hacia el NW de los estratos eocenos. Las fallas medidas corresponden a las fallas secundarias sintéticas de una falla mayor, que posiblemente por erosión o por interacción con otras fallas no pudo ser hallada.

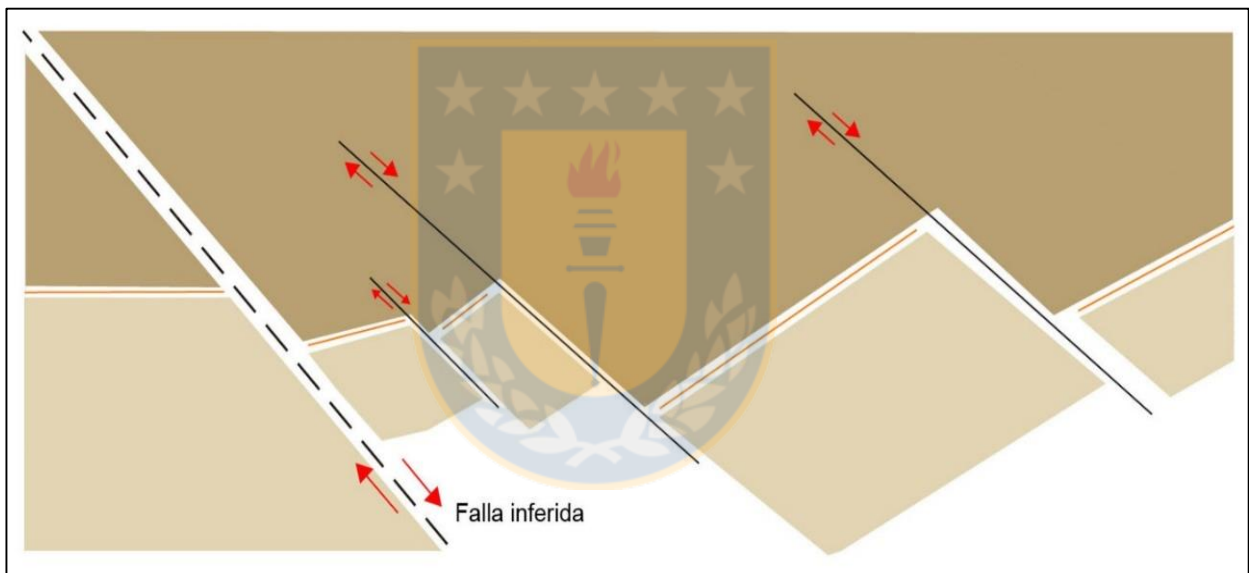


Figura 4.24. Modelo explicativo de hemigraben situado frente a las costas de Playa Negra. Se puede reconocer la rotación de bloques y el cambio de manteo de los estratos por el cambio de pendientes de los trazos anaranjados.

En el mismo corte de camino que la estructura anterior se identifica la segunda falla (Figura 4.25.). Se localiza en las coordenadas geográficas $37^{\circ}3'0''S$, $73^{\circ}8'27''W$ unos 20 m al sur de la primera estructura. El rumbo es $N75^{\circ}E$ y el manteo $79^{\circ}SE$, agregando que al igual que la primera el plano de falla no es sencillo de medir por el avanzado estado de alteración en la que se encuentra la roca. A la vez, debido a que el bloque colgante permanece en el lugar, no se produce un escarpe de falla visible.

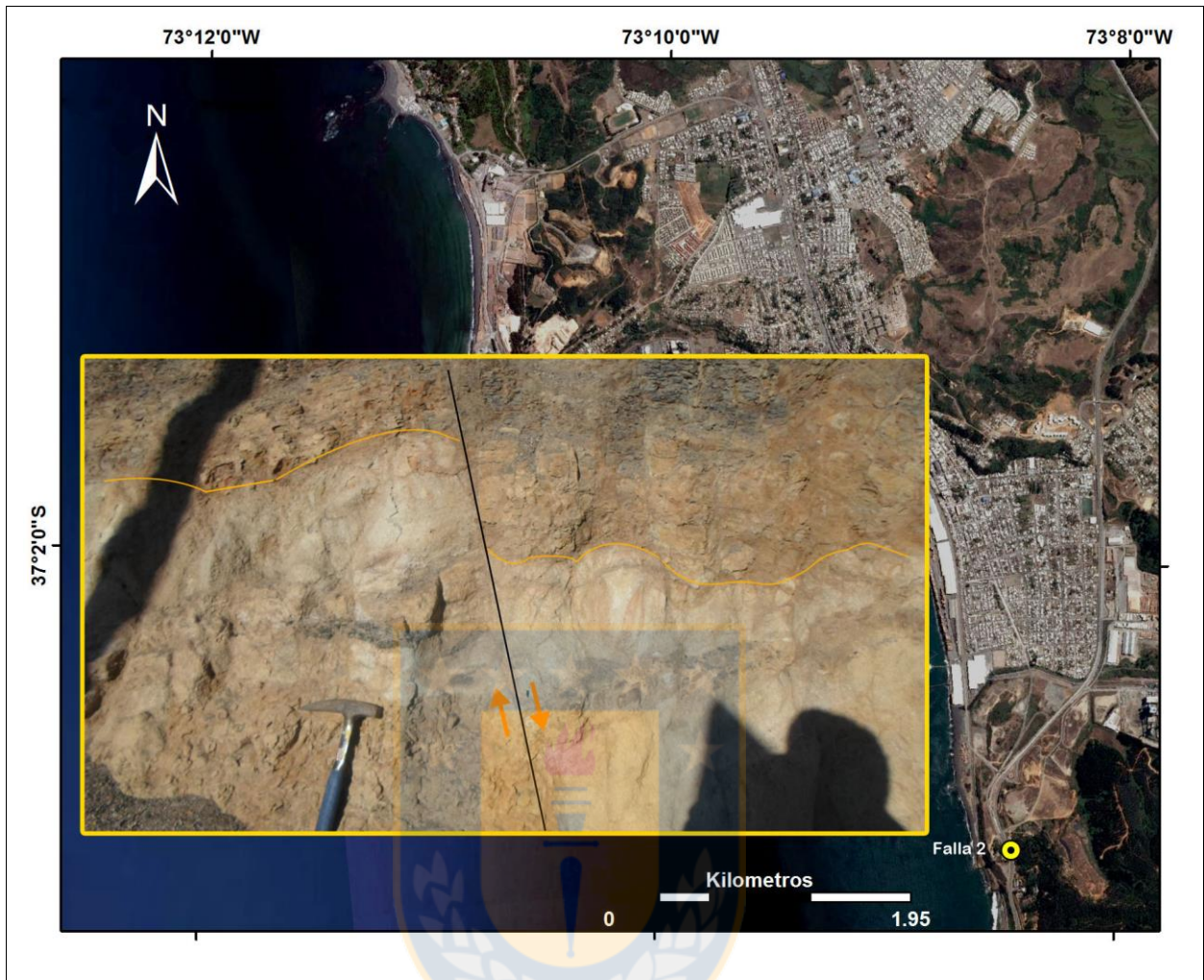


Figura 4.25. Falla normal afectando a rocas pertenecientes a la Formación Curanilahue en la zona de Playa Negra.

La forma muy irregular que se ve en el contacto entre la base de la arenisca parda y el techo de la arenisca gris parda, es causada por fallas de menor tamaño que la mapeada, estas poseen un rumbo y manteo similar a la falla principal, provocando pequeños descensos en el bloque superior lo que resulta en una fracturación mayor de este. Dentro de la arenisca grisácea se observa en forma discontinua, por el intenso fracturamiento de la roca, un manto de carbón de unos 3 cm de espesor el cual reafirma que son rocas pertenecientes a la Formación Curanilahue. No se visualizan estrías e índices cinemáticos en el plano de falla.

Se clasifica como una falla de tipo normal, ya que se puede ver el bloque colgante descendiendo sobre el bloque yacente y a la vez el alto ángulo de manteo aporta otro antecedente para la conclusión anterior.

En las mismas coordenadas y a 4 m sobre la falla anterior en el mismo corte de camino se identifica la tercera falla (Figura 4.26.). Esta actúa sobre un estrato de areniscas pardo verdoso bien consolidado que cae sobre el estrato de areniscas pardas mencionado anteriormente. Por la altura no fue posible realizar medidas de rumbo y manteo, sin embargo, se estima como subvertical. Por el movimiento relativo de bloques esta se clasifica como falla normal.

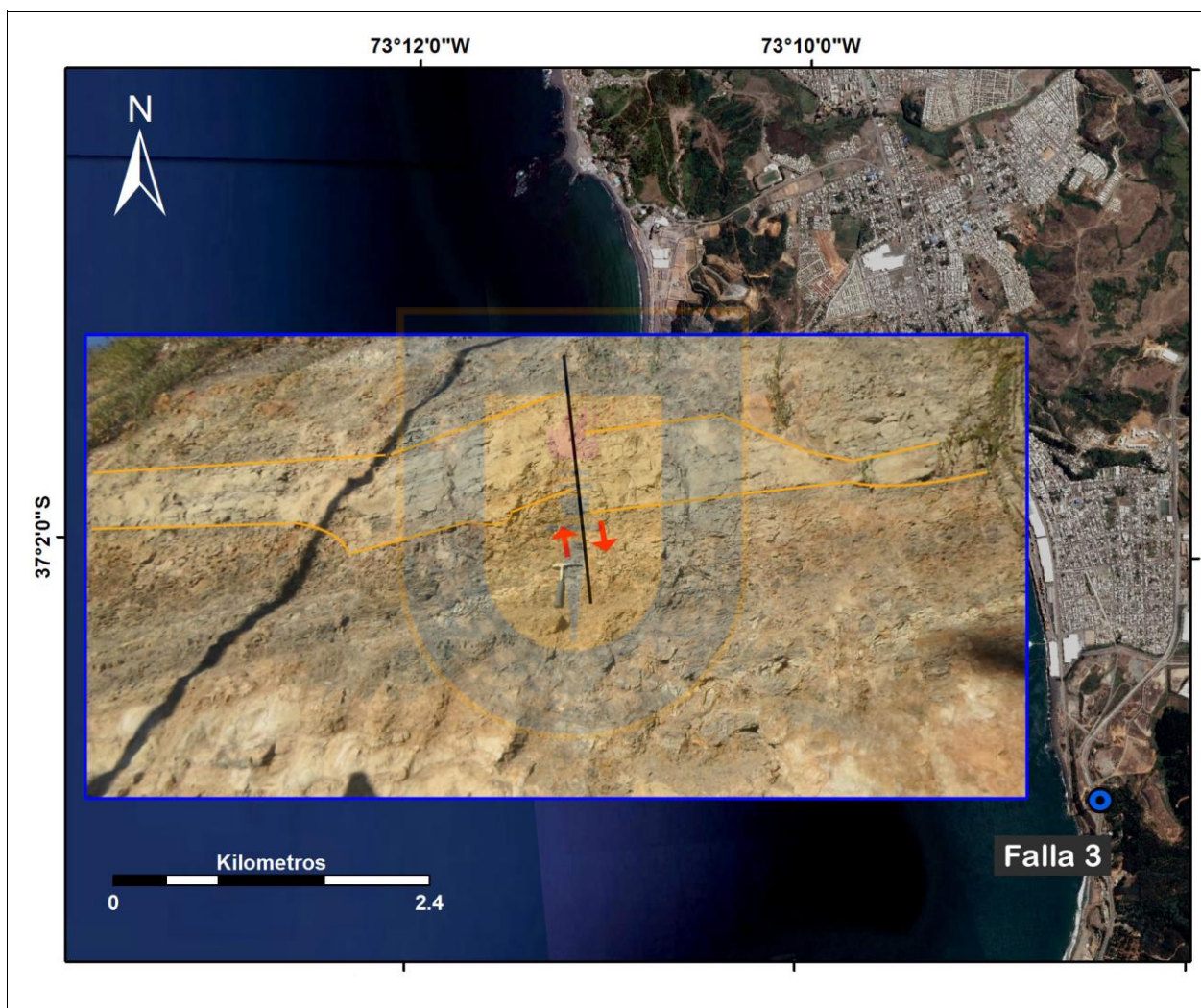


Figura 4.26. Falla normal en rocas del Miembro Lota de la Formación Curanilahue.

En las coordenadas $37^{\circ}1'46''\text{S}$ / $73^{\circ}8'5''\text{W}$ a un costado de la Ruta 160, al este del Centro Cívico de Coronel, se describe la cuarta falla (Figura 4.27.). Esta posee rumbo $\text{N}55^{\circ}\text{E}$, manteo subvertical, notando un leve inclinamiento del bloque hacia el SE. Esta falla afecta una arenisca de grano fino gris verdosa y bajo esta yace un conglomerado clasto soportado, con clastos de hasta 5 mm

subredondeados de feldespato y cuarzo, ambos pertenecientes al Miembro Lota de la Formación Curanilahue.

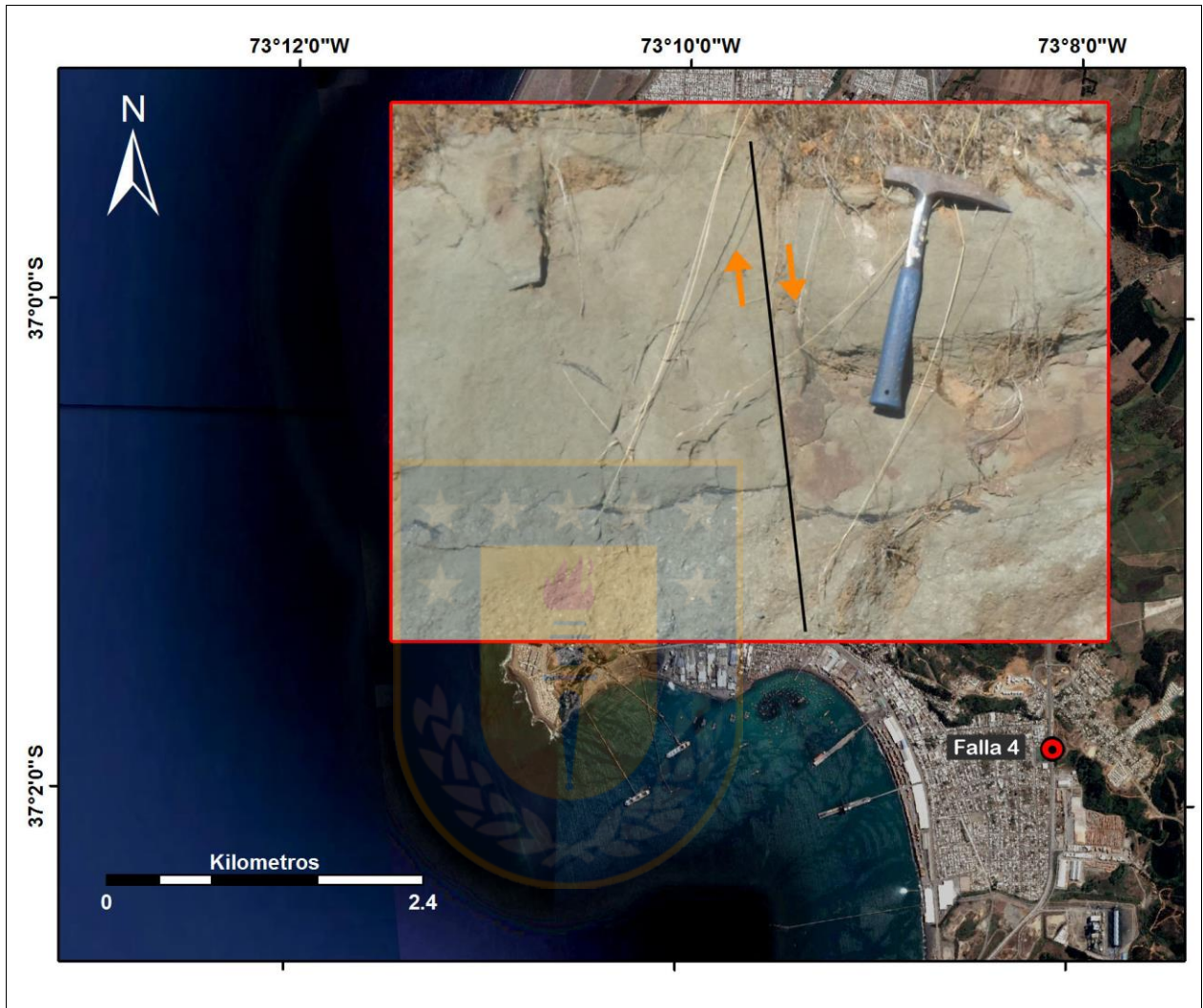


Figura 4.27. Falla normal afectando unas areniscas verdes de la Formación Curanilahue. Se observa en un corte de camino en el Centro Cívico de Coronel.

En el contacto de estas dos litologías se registra un pequeño manto de carbón de entre 1 a 2 mm de espesor. No se observan estrías ni índices cinemáticos en el plano de falla. Y como las anteriores debido al movimiento del bloque colgante descende con respecto al bloque yacente se clasifica como falla normal.

La Falla 5 se reconoce dentro de la mina CockerCar en el sector de Buen Retiro (Falla 4.28.) en las coordenadas $36^{\circ}59'33''S$ / $73^{\circ}10'35''W$. El rumbo y manto de la falla es $N37^{\circ}E$ y $67^{\circ}SE$

respectivamente y se localiza en el manto de carbón número 8 del Miembro Lota a una profundidad de 160 m y con un espesor de 0,8 m.



Figura 4.28. Falla normal en Miembro Lota de la Formación Curanilahue dentro de la mina CockeCar.

Se visualizan en el plano de falla fibras de relleno (Figura 4.29.), los cuales son un tipo de índice cinemáticos el cual consta de escalones formados por rellenos minerales de resaltos tipo pull-apart que ayudan a definir el sentido de movimiento del bloque colgante. En este caso el ángulo más pronunciado del escalón se inclina en sentido descendente, por consiguiente, se concluye que el bloque colgante posee un sentido análogo a este y la falla se clasifica como normal.



Figura 4.29. Índice cinemático de fibras de relleno reconocidos en plano de falla dentro de la mina CockerCar. Las flechas anaranjadas indican sentido de movimiento de bloque colgante.

El salto de falla no pudo ser medido ya que el manto de carbón del bloque que descende no fue encontrado en la galería, como tampoco por un sondaje llevado a cabo en el lugar, por lo cual, se infiere un salto de falla de 50 a 100 m. Esto tomando como referencia el largo del sondaje como los saltos de otras fallas dentro de la mina.

Además de las estructuras vistas personalmente en terreno se agrega una mapeada por Geología de Campo II 2012, de la Universidad de Concepción (Figura 4.30.). Esta se localiza en el sector de Lo Rojas al este del Centro Cívico de Coronel.

La descripción que realizan en este informe detalla que se observan fallas escalonadas o de “tipo dominó” en los estratos del Miembro Intercalación de la Formación Curanilahue, pudiéndose determinar basculamiento en dirección NW, además, el mecanismo focal de la “Falla Lo Rojas” es de tipo normal con componente sinistral de bajo grado. Actualmente este corte de camino está en su mayor parte cubierto por vegetación.

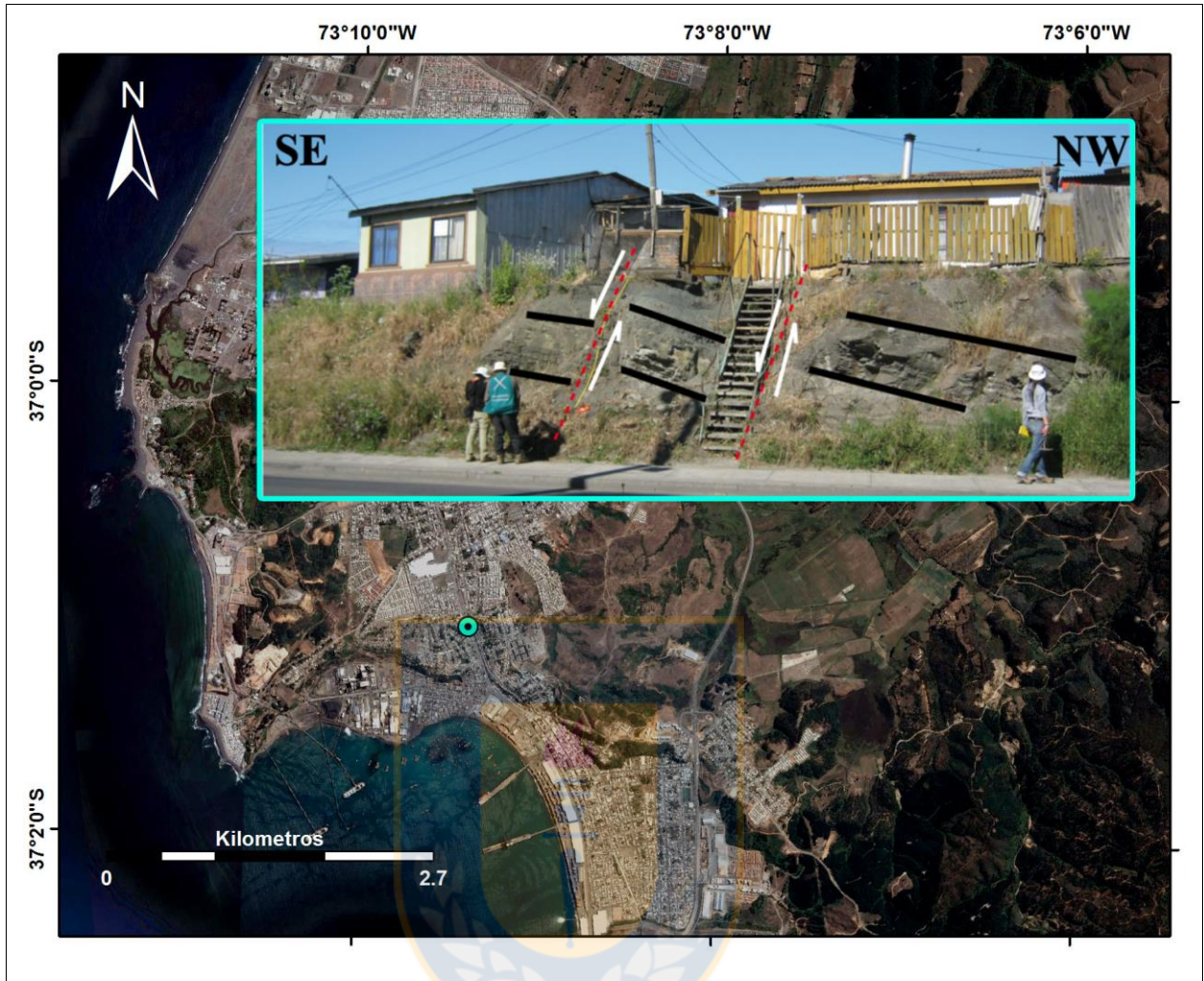


Figura 4.30. Grupo de fallas normales afectando a rocas del Miembro Intercalación. Se reconoce basculamiento con dirección NW (Modificado de Geología de Campo II, 2012).

Esta falla se puede relacionar con las Fallas 1 del presente informe, debido a que son fallas normales de alto ángulo y en ambas se produce basculamiento de bloques, con la diferencia que una afecta los estratos del Miembro Intercalación y la otra al Miembro Lota.

4.5. RELACIÓN DE ESTRUCTURAS Y TECTÓNICA

Muchos autores han propuesto teorías de cómo interpretar y relacionar las estructuras locales encontradas con los diferentes ciclos tectónicos que afectaron el área de estudio. Echtler (2003) propone que el antearco está marcadamente cortado por estructuras NW-SE, muy bien expuestas en la Cordillera de la Costa y en las cercanías de la fosa. Estas estructuras corticales han sido interpretadas como zonas de debilidades de una tectónica pre-andina, las cuales han influenciado la segmentación del ante-arco en estas latitudes. Agrega además que los lineamientos Biobío, la zona de Falla Lanalhue y la Zona de Falla Mocha Villarrica son las principales estructuras que controlan la dinámica del Bloque de Arauco. Mpodozis y Ramos (1990) relaciona estas estructuras NW-SE con el hecho que entre los 33° y 41° S el arco se mantuviese estacionario, dando a estas una edad de Paleozoico a Triásico.

En relación a las fuerzas tectónicas que influyen en la zona del Golfo de Arauco, Wenzel (1982) sostiene que el proceso sedimentario mantenido con tanta persistencia durante todo el Terciario Inferior, fue interrumpido por el ciclo tectónico pre-plioceno, el cual se plasma, al parecer, en dos fases sucesivas: post-eocena y post-miocena, desdoblado ambas subcuencas en una serie de bloques elongados con disposición sinclinal-anticlinal. Añade que dichos bloques se hallan limitados por un sistema principal de fallas normales de rumbo ENE-NNE, con importantes desplazamientos verticales que en ocasiones alcanzan hasta 1.000 m, y otro más localizado, de dirección EW-WNW, conocido actualmente en la zona de Lebu y al norte de la ciudad de Coronel.

Grez (1979) reconoce estas estructuras y propone que las rocas poseen estructura homoclinal de rumbo NNE y manteo al W y agrega que todo el campo carbonífero se encuentra cortado por fallas normales asociadas a un sistema principal de rumbo NE-SW y manteo 60°E con saltos de hasta 400 m. Ambos análisis concuerdan con lo visto en terreno, donde se miden fallas normales con direcciones ENE-WSW y NE-SW en el corte de camino frente a las Costas de Playa Blanca, Playa Negra y en el Centro Cívico de Coronel. Estas fallas normales pueden verse en el perfil W-E elaborado por Oxinus en 1875, que abarca la zona de Puchoco hasta el Cerro Corcovado (Figura 4.31.).

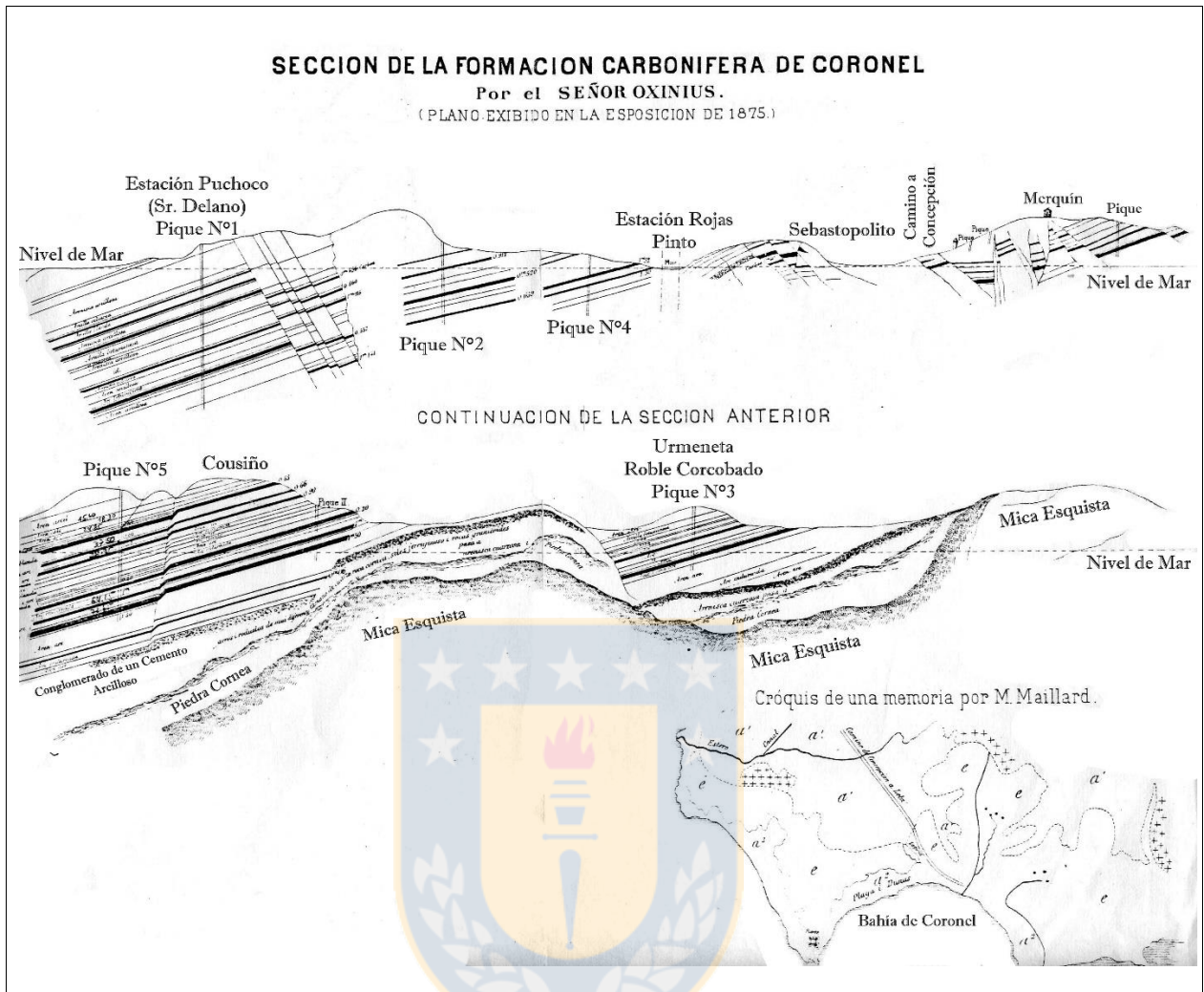


Figura 4.31. Perfil geológico realizado por Oxinius en 1875 y cubre de oeste a este toda la zona carbonífera de Coronel, desde Schwager hasta Cerro Corcovado.

En cuanto al tipo de régimen tectónico que provoca el fallamiento antes mencionado Folguera (2002) plantea que entre los 36° y 39°S se presenta una transición caracterizada por un imbricamiento neógeno moderado en el retro-arco y episodios de trastensión en los últimos 30 ma.

Galli (1968) sugiere que durante el Plioceno y el Pleistoceno se produjo una expansión de la región debido a fuerzas tensionales que dieron origen a fallas o discontinuidades en el terreno, causadas por fracturas con desplazamiento relativo de bloques adyacentes. Entonces en el neógeno luego de depositadas las rocas de la Formación Curanilahue, y aunque muy probablemente se debieron alternar periodos sucesivos de compresión y extensión, los esfuerzos transtensivos tuvieron un rol

mucho más significativo, formando estructuras extensionales con rotación de bloques, en algunos casos, dentro del área de estudio.

En Chile los movimientos extensionales son conocidos desde el comienzo de la actividad geológica, con el ejemplo del Valle Central identificada como una fosa tectónica limitada por fallas normales. La Península de Mejillones y el talud continental sumergido del borde continental del norte de Chile constituyen también un ejemplo de un campo de fallas extensionales, que configuran un característico paisaje de horst y graben, cuyo funcionamiento comienza en el Terciario Superior (Niemeyer, 1999). En la precordillera de Copiapó también se han demostrado la existencia de estructuras de extensión en gran escala, donde se han reconocido verdaderas napas extensionales de edad cretácica (Niemeyer, 1999).

Las fallas generalmente por si solas no son suficientes para definir estos rasgos tectónicos, de gran alcance, en un área donde sea difícil encontrar una población lo suficientemente grande para estimar los esfuerzos principales. Sin embargo, cuando estas se asocian a un modelo definido pueden aportar antecedentes para lograr entender el contexto de la naturaleza de los esfuerzos en un ambiente en particular. Según el material recopilado y de acuerdo a lo visto en terreno el modelo que más se adecua al contexto geológico es un modelo de bloques delimitado por fallas con desarrollo de hemigraben en un contexto predominantemente extensional.

Para comprender bien como es el funcionamiento de una cuenca hemigraben, cabe recordar que al activarse la falla principal el 90% del desplazamiento se traduce en hundimiento del bloque colgante, mientras que el 10% restante se convierte en elevamiento del bloque piso (Jackson y McKenzie, 1983, Leeder y otros, 1988 en Milana y Alcober, 1994). En el área de estudio esta falla principal debería encontrarse al oeste del área de estudio, provocando el hundimiento en el área de las planicies costeras, conformadas principalmente por rocas sedimentarias de la Formación Curanilahue, y levantamiento en la zona de la Cordillera de Nahuelbuta conformada por rocas del Basamento Metamórfico. También sería la responsable de la rotación en domino y el posterior manteo hacia el NW de todos los estratos dentro del área de estudio.

Las causas que provocan el fracturamiento no están del todo claras y podrían aclararse con estudios futuros, sin embargo, algunos autores postulan a que este estaría asociado a la componente vertical del empuje desarrollado por la Placa de Nazca, en su avance lateral bajo la plataforma submarina del pacífico (Wenzel, 1982) provocando el quiebre y la posterior ausencia de un soporte vertical al oeste, desencadenando el ya mencionado desplome en domino de los estratos del área de estudio. Según lo visto en terreno la razón por la cual el fracturamiento pudo ocurrir preferentemente en la parte basal es que, comparando los dos miembros de la Formación Curanilahue, existe una diferencia marcada en términos de resistencia mecánica entre ellos. Las rocas del Miembro Intercalación poseen una excelente resistencia a la meteorización química y física, contrastando esto, con lo visto en sondajes y en superficie en las rocas del Miembro Lota que tiene una tendencia mayor a alterarse y disgregarse principalmente en los horizontes arcillosos.

Las fallas vistas en terreno corresponden entonces a una serie de fallas sintéticas y antitéticas de rumbo NE-SW asociadas a una estructura mayor, provocadas por el fracturamiento de los bloques rotados, como también por la persistente tectónica extensiva ocurrida en el periodo neógeno. Este sistema de fallas sintéticas y antitéticas pueden verse reflejados en el sector de Buen Retiro con una serie de fallas normales que cortan los mantos de carbón número 2, 5 y 8 mostrados en la Figura 4.32.

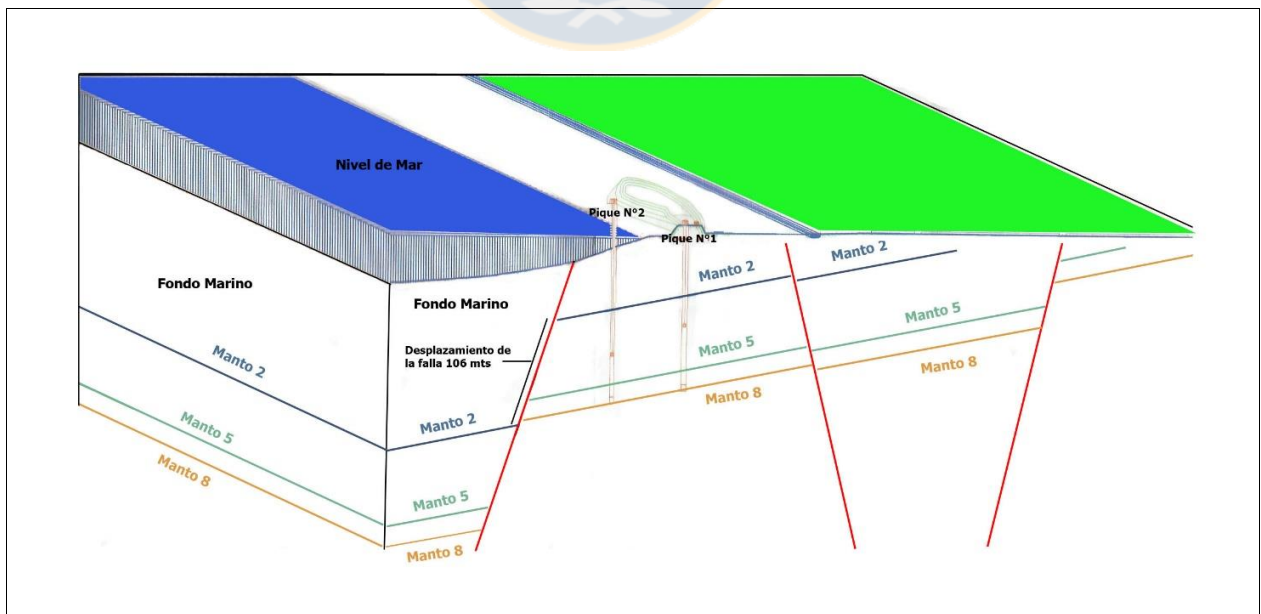


Figura 4.32. Modelo estructural realizado por empresa CockerCar de mantos explotables en la zona de Buen Retiro.

5. CONCLUSIONES

1. El análisis de lineamientos muestra que existen dos orientaciones preferenciales de lineamiento. El primero y más importante es una orientación NW-SE a NNW-SSE tanto en las rocas de la Formación Curanilahue como las Arenas del Biobío. Esta dirección coincide con la dirección de las principales bahías cercanas, como son la Bahía de Concepción, San Vicente y el Golfo de Arauco. La segunda orientación preferencial tiene dirección general NE-SW donde destacan rasgos lineales agrupados en la dirección N30°E y N70°E. Al sur de Coronel y en la zona de Maule los lineamientos NE-SW concuerdan con las fallas registradas en mapas y en terreno. Estas son coincidentes en la ubicación y dirección por lo que se podría afirmar que en su mayoría son fallas. No se puede afirmar lo mismo con los rasgos lineales de orientación NW-SE, aunque tampoco descartar, ya que en la zona norte de la comuna donde se emplazan en su mayoría no existen la cantidad de datos estructurales suficientes para llegar a una conclusión confiable.
2. Según las 79 fallas extraídas de los mapas de minas y pirquenes carboníferos, el resultado muestra una marcada dirección preferencial de estas estructuras alineadas con un rumbo NE-SW con una marcada concentración entre los N30°E a N40°E. Una segunda dirección preferencial de discontinuidades posee una dirección NW-SE y estas estructuras se concentran entre los N60°W y N70°W. En mapas analizados se identifican que los lineamientos NW-SE son cortados por los lineamientos NE-SW por lo que se concluye que este último grupo de fallas ocurren en un tiempo posterior.
3. La totalidad de las fallas medidas en las campañas de terreno se clasifican como normales de alto ángulo, con un plano de falla que supera los 70° de inclinación en todas las estructuras. Esto es consistente con los mapas estructurales analizados donde los mantos de carbón son usualmente cortados por este tipo de estructuras. Complementando lo anterior, Grez, Fenner y Wenzel agregan que los antecedentes de los distritos mineros de la zona de Arauco permiten deducir que el elemento tectónico dominante lo constituyen las fallas normales.

4. Se reconocen dos estructuras extensionales de tipo hemigraben dentro del área de estudio, frente a Playa Negra y en el sector de Lo Rojas. Estas se forman por un conjunto de fallas normales las cuales provocan rotación de bloques y basculamiento hacia el NW de los estratos eocenos.

5. En el neógeno luego de depositadas las rocas de la Formación Curanilahue, y aunque muy probablemente se debieron alternar periodos sucesivos de compresión y extensión, los esfuerzos transtensivos tuvieron un rol mucho más significativo, formando estructuras extensionales con rotación de bloques en el área de estudio. Según el material recopilado y de acuerdo a lo visto en terreno el modelo que más se adecua al contexto geológico es un modelo de bloques delimitado por fallas con desarrollo de hemigraben en un contexto predominantemente extensional.



6. REFERENCIAS

AGUILAR, G., RIQUELME, R., MARTINOD, J. Y DARROZES, J. 2013. Rol del clima y la tectónica en la evolución geomorfológica de los Andes Semiáridos chilenos entre los 27-32°S. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 40, N° 1: 79-101. Santiago.

AGUIRRE, L., HERVÉ, F. Y GODOY, E. 1972. Distribution of metamorphic facies in Chile, an outline. *Kristalinikum*, Vol. 9: 7-19.

ALVARADO, F. 2016. Evolución tectonoestratigráfica de la Cordillera Principal Occidental, entre 34°20'S y 34°40'S, Chile Central. Tesis para optar al grado de magister en ciencia mención Geología. Memoria para optar al Título de Geólogo, Depto. de Geología, Universidad de Chile (inédito): 114 pp. Santiago.

ÁLVAREZ, O. 1970. Estudio geológico de los yacimientos de hierro de la Cordillera de Nahuelbuta. Memoria para optar al Título de Geólogo, Depto. de Geología, Universidad de Chile (Inédito): 122 pp. Santiago.

ÁLVAREZ, P., RADIC, J. Y ROJAS, L. 2006. Evolución tectonosedimentaria de la cuenca de antearco Arauco Itata, Chile Central. XI Congreso Geológico Chileno, Actas Vol. 2: 21-24. Antofagasta.

ARUMÍ, J., RIVERA, D., MUÑOZ, E. Y BILLIB, M. 2012. Interacciones entre el agua superficial y subterránea en la región del Biobío de Chile. *Obras y Proyectos N° 12*: 4-13. Concepción.

AUBOIN, J.A., BORRELLO, A.V., CECIONI, G., CHARRIER, R., CHOTIN, P., FRUTOS, J., THIELE, R. Y VICENTE, J.C. 1973. Esquisse paleogeographique et structurale des Andes Meridionales. *Revue de Géographie Physique et de Geologie Dynamique*, Vol. 15, N° 1-2: 11-71. Paris.

AUDEBAUD, E., CAPDEVILA, R., DALMAYRAC, B., LAUBAUCHER, G., MAROCCO, R., MATTAUER, M., MEGARD, F. Y PAREDES, J. 1973. Les traits géologiques essentiels des Andes Centrales (Perou-Bolivie). *Revue Géographie Physique, Géologique et Dynamique*, Vol. 15, N° 1-2: 73-114.

BECERRA, J., CONTRERAS, E., MARTÍNEZ, F., PEÑA, M., HENRÍQUEZ, S. Y ARRIAGADA, C. 2012. Evidencias de inversión tectónica Eocena-Oligocena en la Cuenca de Arauco. XIII Congreso Geológico Chileno: 244-246. Antofagasta.

BERTELS, A. 1969. Estratigrafía del límite Cretácico-Terciario en Patagonia septentrional. *Revista Asociación Geológica Argentina*, Vol. 24: 41-54. Buenos Aires.

BERTRAN, C., ARENAS, J. Y PARRA, O. 2001. Macrofauna del curso inferior y estuario del río Biobío (Chile): cambios asociados a variabilidad estacional del caudal hídrico. *Revista Chilena de Historia Natural*, Vol. 74, N° 2: 331-340. Santiago.

BRUGGEN, J. 1913. Informe sobre las exploraciones geológicas de la región carbonífera del sur de Chile. *Sociedad Nacional de Minería, Estado Minero de Chile*, Vol. 5: 301-466.

CAMUS, F. 2003. Geología de los sistemas porfíricos en los Andes de Chile. *Servicio Nacional de Geología y Minería*: 267 pp. Santiago.

CANALES, F., FUENTES, M. Y JAMMET, E. 2015. Zona de Falla geológica de Lanahue, Región de la Araucanía. Departamento de Ingeniería en Obras Civiles, Universidad de Santiago (Inédito): 11 pp. Santiago.

CHARRIER, R., FARÍAS, M. Y 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*, Vol. 65, N° 1: 5-35. Buenos Aires.

CHARRIER, R., PINTO, L. Y RODRÍGUEZ, M.P. 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean orogen in Chile. The Geological Society, Special Publication: 21-116. Londres.

COLLAO, S. Y ALFARO, G. 1982. Mineralización sulfurada de hierro, cobre y zinc en la Cordillera de la Costa, sur de Chile. Revista Geológica de Chile, N° 15: 41-47. Santiago.

COLLAO, S., MONTECINOS, P., OVIEDO, L. Y OYARZÚN, R. 1979. Nuevos antecedentes estructurales en la serie metamórfica occidental de la cordillera de Nahuelbuta, Chile. II Congreso Geológico Chileno: B99-B110. Arica.

DIAZ-NAVEAS, J. Y FRUTOS, J. 2010. Geología Marina de Chile. Comité Oceanográfico Nacional de Chile, Pontificia Universidad Católica de Valparaíso, Servicio Nacional de Geología y Minería de Chile: 115 pp.

ECHTLER, H., GLODNY, J., GRAFE, K., ROSENAU, M., MELDICK, D., SEIFERT, W. Y WIGGER, P. 2003. Active tectonics controlled by inherited structures in the long term stationary and non plateau South Central Andes. EGU/AGU Joint Assembly, Nice, EAE03-A-10902.

FENNER, R. Y WENZEL, O. 1942. El Terciario Carbonífero de Arauco. I Congreso Panamericano de Ingeniería de Mina y Geología, Actas N° 3: 1000-1029. Santiago.

FOLGUERA, A., RAMOS, V. Y MELNICK, D. 2002. Partición de la deformación en la zona del arco volcánico de los Andes Neuquinos (36-39°S) en los últimos 30 ma. Revista Geológica de Chile, Vol. 29, N° 2: 227-240. Santiago.

FOSSEN, H. 2010. Structural Geology. Cambridge University Press: 463. Cambridge.

FRUTOS, J. Y TOBAR, A. 1973 Evolution of the South Western Continental Margin of South America. II International Gondwana Symposium. Camberra.

GAJARDO, A. 1985. Geología y distribución de recursos silíceos 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. Informe final del proyecto de investigación N° 75 de la Comisión de Investigación Científica de la Universidad de Concepción (Inédito): 236 pp. Concepción.

GALLI, C. 1968. Algunos aspectos de la Geología del área de Concepción. Revista del Idiem, Vol. 7, N° 2: 57-61. Concepción.

GANNA, P. Y HERVE, F. 1983. Geología del basamento cristalino en la Cordillera de la Costa entre los ríos Mataquito y Maule, VIII Región. Revista Geológica de Chile, N° 19-20: 37-56. Santiago.

GARCÍA, F. 1968. Estratigrafía del Terciario de Chile Central. Sociedad Geológica de Chile. El Terciario de Chile, Zona Central. CECIONI, G (Editor). Andrés Bello: 280 pp. Santiago.

GODOY, E. 1970. Estudio petrológico del granito de Constitución y su aureola metamórfica. Memoria para optar al Título de Geólogo, Depto. de Geología, Universidad de Chile (Inédito): 144 pp. Santiago.

GONZALEZ, E. 1989. Hydrocarbon resources in the coastal zone of Chile. Geology of the Andes and Its Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources: 383-404. Houston.

GONZÁLEZ-BONORINO, F. 1970. Series Metamórficas del Basamento Cristalino de la Cordillera de la Costa, Chile Central. Depto. de Geología, Universidad de Chile, N° 37: 80 pp. Santiago.

GONZALEZ-BONORINO, F. 1971. Metamorphism of the crystalline basement of Central Chile. Journal of Petrology, Vol. 12: 149-175.

GONZALEZ, L., MARDONES, M., SILVA, A. Y CAMPOS, E. 1999. Hidrogeoquímica y comportamiento del agua subterránea en la cuenca del río Claro, Región del Biobío, Chile. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 26, N° 2: 145-157. Santiago.

GREZ, E. 1979. Estratigrafía, peleogeografía y estructura del yacimiento carbonífero submarino de Lota-Schwager. II Congreso Geológico Chileno: J1-J18. Arica.

HERVÉ, F. 1977. Petrology of the Crystalline Basement of the Nahuelbuta Mountains, Southcentral Chile. Comparative studies on the geology of the Circum Pacific Orogenic Belt in Japan and Chile. Japan Society for the Promotion of Science, Japan Society for the Advancement of Science. Ishikawa, T. y Aguirre, L. (Editores): 1-51. Tokyo.

ILABACA, G. 1994. Geomorfología y riesgos naturales en la llanura de San Pedro. *Revista Geográfica de Chile Terra Australis*, N° 39: 7-17.

LAVENU, A. 2006. Neotectónica de los Andes entre 1°N y 47°S (Ecuador, Bolivia y Chile): Una revisión. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol.61, N° 4: 504-524. Buenos Aires.

LE ROUX, J. Y ELGUETA, S. 1997. Paralic parasequences associated with Eocene sea-level oscillations in an active margin setting: Trihuco Formation of the Arauco Basin, Chile. *Sedimentary Geology*, N° 110: 257-276.

LILLO, J. Y OYARZUN, R. 2013. *Geología Estructural Aplicada a la Minería y Exploración Minera*. Ediciones GEMM: 206 pp.

MARTÍNEZ, C., ROJAS, C., ROJAS, O., QUEZADA, J., LÓPEZ, P. Y RUIZ, V. 2016. Crecimiento urbano sobre geformas costeras de la llanura de San Pedro, Área Metropolitana de Concepción. *Naturaleza, urbanización y producción inmobiliaria: experiencias en Chile y Argentina*. Serie Geolibros, Pontificia Universidad Católica de Chile: 212-287. Santiago.

MARTÍNEZ, R. 1968. Edad y paleoecología del Piso Millongue. Sociedad Geológica de Chile. El Terciario de Chile, Zona Central: 125-137. Santiago.

MARTÍNEZ-PARDO, R. 1990. Major Neogene events of the Southeastern Pacific: the Chilean and Peruvian record. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, Vol. 77: 263-278.

MARTÍNEZ-PARDO, R. y FRUTOS, J. 1968. Resultados palinológicos preliminares sobre el Terciario Lignitifero de Arauco-Concepción. Sociedad Geológica de Chile. El Terciario de Chile, Zona Central. CECIONI, G (Editor). Andrés Bello: 105-124. Santiago.

MARTÍNEZ-PARDO, R. Y MARTÍNEZ-GUZMAN, R. 1997. El límite Paleoceno-Eoceno en la cuenca carbonífera de Arauco-Concepción, Chile Central. VIII Congreso Geológico Chileno, Actas Vol. 1, Sesión Temática 3: 530-533. Antofagasta.

MELNICK, D. 2007. Neogene seismotectonics of the south-central Chile margin. Instituto de Ciencias de la Tierra, Facultad de Matemáticas y Ciencias Naturales. Universidad de Postdam: 108 pp.

MELNICK, D. Y ECHTLER, H. 2006. Inversión of forearc basins in southcentral Chile caused by rapid glacial age trench fill. *Geology*, Vol. 34, N° 9: 709-712.

MELNICK, D., SÁNCHEZ, M., ECHTLER, H. Y PINEDA, V. 2003. Structural geology of Mocha Island, south -central Chile (38°30'S, 74°W): Regional tectonic implicances. X Congreso Geológico Chileno, Universidad de Concepción. Concepción.

MELNICK, D., ECHTLER, H., PINEDA, V., BOHM, M., MANZANARES, A. Y VIETOR, T. 2003. Active Faulting and Northward Growing of the Arauco Peninsula, South-Central Chile (37°30'S). X Congreso Geológico Chileno, Universidad de Concepción. Concepción.

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.

MILANA, J.P. Y ALCOBER, O. 1994. Modelo tectosedimentario de la cuenca triásica de Ischigualasto (San Juan, Argentina). Revista de la Asociación Geológica Argentina, Vol. 49, N° 3-4: 217-235. Buenos Aires.

MORENO, M. 2004. Dinamica de Antearco Externo en la zona del Bloque Arauco, 37°-38°S, VIII Región, Chile. Memoria para optar al título de Geólogo, Depto. de Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción (Inédito): 121 pp. Concepción.

MPODOZIS, C. Y RAMOS, V. A. 1989. The Andes of Chile and Argentina. Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and mineral resources. Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Sciences Series 11. ERICKSEN, G., CAÑAS, M. Y REINEMUD, J. (Editores): 59-90.

MPODOZIS, C Y RAMOS, V. A. 1990. The Andes of Chile and Argentina. Geology of the Andes and it's Relation to Hydrocarbon and Mineral Resources, Circumpacific Council for Energy and Mineral Resources, Earth Science Series: 59-90.

MUNIZAGA, F., AGUIRRE, L. Y HERVE, F. 1972. Rb/Sr ages of rocks from the chilean Metamorphic Basement. Earth and planetary Science letters 18: 87-92.

MUNOZ-CRISTI, J. 1946. Estado actual del conocimiento sobre la geología de la provincia de Arauco. Anales Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, N° 3: 30-63. Santiago.

MUÑOZ-CRISTI, J. 1954. Rasgos geológicos generales de las provincias de Concepción y Arauco. Anales de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Concepción, Vol. 2: 22-36. Concepción.

MUÑOZ-CRISTI, J. 1956. Handbook of South American Geology. 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. Sociedad Geológica de Chile. El Terciario de Chile, Zona Central. CECIONI, G (Editor). Andrés Bello: 280 pp. Santiago.

NIEMEYER, R. 1999. Apuntes de Geología estructural. Primera parte: Estructuras Frágiles (Inedito): 138 pp. Antofagasta.

OWEN, E., MORALES, X. Y RIVAS, T. 2007. Una evaluación rápida de la biodiversidad de dos predios integrados a la Red Conservacionista del Patrimonio Natural de Contulmo. Conservación de la biodiversidad de Nahuelbuta: Manejo sustentable y creación de áreas protegidas privadas en Contulmo (Inédito): 58 pp.

PAUCHARD, A., SMITH, C. Y ORTIZ, J. C. 2006. Estudio de diagnóstico del potencial de conservación de la biodiversidad de la empresa Forestal Mininco en la Cordillera de Nahuelbuta. Fundación Senda Darwin, Universidad de Concepción: 72 pp. Concepción.

PÉREZ, C. Y MUÑOZ, A. 2006. Teledetección Nociones y Aplicaciones. Universidad de Salamanca: 356 pp. Salamanca.

PINEDA, V. 1983. Evolución paleogeográfica de la Cuenca Sedimentaria Cretácico-Terciaria de Arauco. Geología y recursos Minerales de Chile, Universidad de Concepción: 375-390. Concepción.

PISANO, E. 1954. F. Fitogeografía. La vegetación de las distintas zonas geográficas de Chile. Revista Geográfica de Chile, Terra Australis, Vol. 2: 95-108. Santiago.

QUEZADA, J. 1996. Geología urbana y ambiental de la ciudad de Concepción. Memoria para optar al Título de Geólogo. Depto. de Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción (Inédito): 143 pp. Concepción.

QUEZADA, J., FERNANDEZ, A., MARTINEZ, C., PINEDA, V., JAQUE, E. Y ISLA, F. 2009. Alzamiento holoceno en el litoral del Golfo de Arauco (37°S) y su relación con los terremotos de subducción. XII Congreso Geológico Chileno, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile. Santiago.

RADIC, J. P. 2010. Las cuencas cenozoicas y su control en el volcanismo de los Complejos Nevados de Chillan y Copahue-Callaqui (Andes del Sur, 36-39°S). *Andean Geology*, Vol. 37, N° 1: 220-246.

RADIC, J. P., ALVAREZ, P. Y ROJAS, L. 2005. Tectonostratigraphic evolution of the Arauco-Itata forearc basin, Central Chile. 6th International Symposium on Andean Geodynamics, Extended Abstracts: 586-587.

RADIC, J., ROJAS, L., CARPINELLI, A. Y ZURITA, E. 2002. Evolución tectónica de la cuenca terciaria de Cura-Mallin, región cordillerana chileno argentina (36°30'-39°00'S). XV Congreso Geológico Argentino, Actas N° 3: 233-237. Calafate.

REUTHER, C. D., POTENT, S., Y BONILLA, R. 2003. Crustal stress history and geodynamic processes of a segmented active plate margin: South-Central Chile: the Arauco Biobío trench arc system. X Congreso Geológico Chileno, Universidad de Concepción. Concepción.

ROJAS, O. 2006. Tectónica del territorio Chileno. Instituto Geográfico Militar. Colección geográfica de Chile, Tomo 4, Geomorfología. Editado por Instituto geográfico militar, primera edición 1989.

SOMOZA, R. 1998. Updated Nazca (Farallón) South America relative motions during the last 40 My: implications for mountain building in the central Andean region. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 11, N° 3: 211-215.

SUAZO, H. 2005. Estudio Petrográfico, Mineralógico y Geoquímico de los Intrusivos Jurásicos de la Cordillera de la Costa VII Región del Maule y VIII Región del Biobío, Chile. Memoria para optar al Título de Geólogo. Depto. de Ciencias de la Tierra, Universidad de Concepción (Inédito): 150 pp. Concepción.

TAVERA, J. 1942. Contribución al estudio de la estratigrafía y Paleontología del Terciario de Arauco. I Congreso Panam. Ing. Min. Geol., Tomo 2: 580-632. Santiago.

WENZEL, O. 1982. Estratigrafía de las series carboníferas de Arauco. III Congreso Geológico Chileno: F256-F279. Concepción.

ZAMBRANO, P., ENCINAS, A. Y NIELSEN, S. 2012. Sedimentología e icnología de eventos transgresivos durante el Paleógeno de Chile Central (Península de Arauco). Antecedentes para la aplicación de estratigrafía secuencial en parasecuencias. XIII Congreso Geológico Chileno, Universidad de Antofagasta: 640-642. Antofagasta.

ZEVALLOS, P. Y MATTHEI, O. 1994. Caracterización del bosque nativo del Fundo Escuadrón, Concepción, Chile. *Bosque*, Vol.15, N° 1: 3-13. Concepción.