



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



**ANÁLISIS DE SUSCEPTIBILIDAD A REMOCIONES  
EN MASA EN LA COMUNA DE CORRAL, AL  
NORTE DE LOS 39°54'S, REGIÓN DE LOS RÍOS,  
CHILE**

**Memoria para optar al Título de Geólogo**

**Emilio Alejandro Henríquez Messing**

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

**Concepción, 2019**

# ÍNDICE

## RESUMEN

<b>1 INTRODUCCIÓN</b> .....	1
1.1 GENERALIDADES.....	1
1.2 OBJETIVOS.....	2
<b>1.2.1 Objetivo general</b> .....	2
<b>1.2.2 Objetivos específicos</b> .....	2
1.3 UBICACIÓN Y ACCESOS .....	3
1.4 METODOLOGÍA DE TRABAJO .....	4
1.5 CLIMA, FLORA Y FAUNA .....	5
1.6 TRABAJOS ANTERIORES .....	6
<b>2 GEOMORFOLOGÍA</b> .....	7
2.1 GENERALIDADES .....	7
2.2 ELEVACIONES .....	8
2.3 PENDIENTES .....	9
2.4 RED DE DRENAJE.....	10
2.5 UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO .....	12
<b>2.5.1 Terrazas</b> .....	12
<b>2.5.2 Laderas</b> .....	12
<b>2.5.3 Acantilados marinos</b> .....	13
<b>2.5.4 Llanuras aluviales</b> .....	13
<b>3 MARCO GEOLÓGICO</b> .....	14
3.1 GENERALIDADES .....	14
3.2 ROCAS METAMÓRFICAS .....	15
<b>3.2.1 Complejo Metamórfico Bahía Mansa</b> .....	15
3.3 ROCAS INTRUSIVAS .....	18
<b>3.3.1 Cretácico superior</b> .....	18
3.3.1.1 Pórfido Dacítico Oncol .....	18
3.3.1.2 Granodiorita Chaihuín .....	19
3.3.1.3 Dacita Laurel .....	20
<b>3.3.2 Eoceno</b> .....	20
3.3.2.1 Dacita Ramón .....	20
3.4 ROCAS ESTRATIFICADAS .....	21
<b>3.4.1 Estratos de Pupunahue</b> .....	21
<b>3.4.2 Formación Santo Domingo</b> .....	22
<b>3.4.3 Depósitos de la Glaciación Santa María</b> .....	25
<b>3.4.4 Depósitos Interglaciales</b> .....	26
<b>3.4.5 Depósitos de la Glaciación Llanquihue</b> .....	27
<b>3.4.6 Depósitos Holocenos no consolidados</b> .....	27
3.4.6.1 Depósitos fluviales .....	27
3.4.6.2 Depósitos litorales .....	27
3.4.6.3 Depósitos de remoción en masa .....	28
3.5 TECTÓNICA REGIONAL .....	28
3.6 GEOLOGÍA LOCAL .....	30

<b>3.6.1 Complejo Metamórfico Bahía Mansa</b> .....	31
<b>3.6.2 Granodiorita Chaihuín</b> .....	32
<b>3.6.3 Formación Santo Domingo</b> .....	32
<b>3.6.4 Depósitos fluvioestuarinos</b> .....	34
<b>3.6.5 Estructuras</b> .....	34
<b>4. MARCO TEÓRICO</b> .....	37
4.1 CONCEPTOS .....	37
4.2 CLASIFICACIÓN DE REMOCIONES EN MASA .....	39
<b>4.2.1 Caída o desprendimiento</b> .....	40
<b>4.2.2 Volcamiento o derribo</b> .....	40
<b>4.2.3 Deslizamiento rotacional</b> .....	40
<b>4.2.4 Deslizamiento traslacional</b> .....	41
<b>4.2.5 Flujos</b> .....	42
<b>4.2.6 Reptación</b> .....	42
<b>4.2.7 Extensión lateral</b> .....	42
4.3 FACTORES CONDICIONANTES .....	43
<b>4.3.1 Geomorfología</b> .....	44
<b>4.3.2 Geología</b> .....	45
<b>4.3.3 Hidrología y clima</b> .....	46
<b>4.3.4 Vegetación</b> .....	47
4.4 FACTORES DETONANTES .....	48
<b>4.4.1 Precipitaciones</b> .....	48
<b>4.4.2 Sismos</b> .....	49
<b>4.4.3 Acciones antrópicas</b> .....	49
4.5 MAPAS DE SUSCEPTIBILIDAD A REMOCIONES EN MASA .....	49
<b>4.5.1 Escalas de trabajo</b> .....	50
4.5.1.1 Escala nacional .....	50
4.5.1.2 Escala regional .....	51
4.5.1.3 Escala local .....	51
4.5.1.4 Escala de sitio .....	51
4.6 MÉTODOS DE ZONACIÓN Y MAPEO .....	52
<b>4.6.1 Inventarios de eventos</b> .....	52
<b>4.6.2 Análisis heurístico</b> .....	52
<b>4.6.3 Análisis estadístico</b> .....	53
<b>4.6.4 Análisis determinísticos</b> .....	53
<b>5 RESULTADOS</b> .....	55
5.1 RECLASIFICACIÓN DE FACTORES CONDICIONANTES .....	55
<b>5.1.1 Litología</b> .....	55
<b>5.1.2 Estructuras</b> .....	57
<b>5.1.3 Uso del suelo</b> .....	58
<b>5.1.4 Pendiente</b> .....	59
<b>5.1.5 Curvatura de perfil</b> .....	60
<b>5.1.6 Curvatura de plano</b> .....	61
<b>5.1.7 Orientación de laderas</b> .....	63
<b>5.1.8 Densidad de drenaje</b> .....	64

<b>5.1.9 Índice hipsométrico</b> .....	65
<b>5.1.10 Índice de relieve relativo</b> .....	66
<b>5.2 MAPA DE SUSCEPTIBILIDAD A REMOCIONES EN MASA</b> .....	67
<b>6 DISCUSIONES Y RECOMENDACIONES</b> .....	71
6.1 CÁLCULO DEL PESO DE LOS FACTORES CONDICIONANTES ...	71
6.2 RELACIÓN ENTRE ACTITUD DE PLANOS DE DEBILIDAD Y ORIENTACIÓN DE TALUDES .....	72
6.3 CARACTERIZACIÓN DE MACIZOS ROCOSOS.....	73
<b>7 CONCLUSIONES</b> .....	76
<b>REFERENCIAS</b> .....	77
<b>ANEXOS</b> .....	79

## ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 Ubicación del área de estudio .....	3
Figura 2.1 Unidades geomorfológicas de la Región de Los Ríos .....	8
Figura 2.2 Modelo de elevaciones del área de estudio .....	9
Figura 2.3 Modelo de pendientes del área de estudio .....	10
Figura 2.4 Trazado de la red de drenaje y límites de subcuencas .....	11
Figura 3.1 Unidades geológicas presentes en el área Valdivia – Corral.....	14
Figura 3.2 Ubicación de los intrusivos del Cretácico superior entre los 39° y 40°S...	19
Figura 3.3 Evolución Paleogeográfica de la Cuenca del Río Cruces.....	23
Figura 3.4 Columna estratigráfica generalizada de la Cuenca del Río Cruces...	24
Figura 3.5 Unidades morfoestructurales y estructuras frágiles del centro sur de Chile ...	29
Figura 3.6 Distribución de unidades geológicas, mediciones de foliación principal y traza de fallas .....	30
Figura 3.7 Mapa de lineamientos del área de estudio sobre modelo de sombras ...	36
Figura 4.1 Mapa conceptual de términos relacionados al análisis de riesgos .....	39
Figura 4.2 Componentes de una remoción en masa .....	39
Figura 4.3 Tipos de remoción en masa según mecanismo .....	41
Figura 4.4 Esquema de circulación del agua en una ladera .....	46
Figura 5.1 Reclasificación de las unidades geológicas según nivel de susceptibilidad ...	56
Figura 5.2 Reclasificación del factor estructural .....	57
Figura 5.3 Usos de suelo en el área de estudio .....	58
Figura 5.4 Reclasificación del factor uso del suelo .....	59
Figura 5.5 Reclasificación del factor pendiente .....	60
Figura 5.6 Esquema de los tipos de curvatura de perfil .....	60
Figura 5.7 Curvatura de perfil y reclasificación del factor .....	61
Figura 5.8 Esquema de los tipos de curvatura de plano .....	62
Figura 5.9 Curvatura de plano y reclasificación del factor .....	62
Figura 5.10 Orientación de laderas y reclasificación del factor .....	63
Figura 5.11 Densidad de drenaje y reclasificación del factor .....	64
Figura 5.12 Tipos de drenaje según la curva hipsométrica del área de captación ...	65
Figura 5.13 Índice hipsométrico y reclasificación del factor .....	66

Figura 5.14 Índice de relieve relativo y reclasificación del factor .....	67
Figura 5.15 Mapa de susceptibilidad a remociones en masa obtenido mediante el método de las comparaciones pareadas .....	69
Figura 5.16 Mapa de susceptibilidad a remociones en masa obtenido mediante el método estadístico bivariado .....	70
Figura 6.1 Criterios de relación entre actitud de planos de debilidad, actitud de talud o ladera y susceptibilidad a remociones en masa .....	72

### ÍNDICE DE FOTOGRAFÍAS

Fotografía 2.1 Niveles aterrazados en el sector costero del área de estudio ...	12
Fotografía 2.2 Llanura aluvial en el Estero Las Vigas .....	13
Fotografía 3.1 Esquistos pelíticos del CMBM .....	31
Fotografía 3.2 Granodiorita Chaihuín .....	32
Fotografía 3.3 Conglomerado de la Fm. Santo Domingo sobre esquistos del CMBM .....	33
Fotografía 3.4 Intercalación de limolitas y areniscas de la Fm. Santo Domingo ...	33
Fotografía 3.5 Depósitos fluvioestuarinos no consolidados .....	34
Fotografía 3.6 Contacto por falla entre esquistos pelíticos y Fm. Santo Domingo...	35
Fotografía 3.7 Plano de falla en esquistos pelíticos .....	35
Fotografía 6.1 Pernos y malla de protección sobre superficie de deslizamiento traslacional en esquistos pelíticos, sector La Aguada .....	73

### ÍNDICE DE TABLAS

Tabla 4.1 Clasificación de remociones en masa según velocidad de desplazamiento ...	43
Tabla 5.1 Fuentes de información y unidades fundamentales de trabajo para la confección de capas por factor condicionante .....	55
Tabla 5.2 Peso de los factores calculado por el método estadístico bivariado ...	68
Tabla 5.3 Peso de los factores por el método de las comparaciones pareadas ...	68
Tabla 5.4 Escala verbal de preferencias entre factores .....	68
Tabla 6.1 Concentración de remociones en masa por nivel de susceptibilidad obtenido por el método de las comparaciones pareadas .....	71
Tabla 6.2 Concentración de remociones en masa por nivel de susceptibilidad obtenido por el método estadístico bivariado .....	71
Tabla 6.3 Parámetros de clasificación del sistema RMR y sus puntajes.....	74
Tabla 6.4 Relación de Laubscherr entre el valor del RMR y el ángulo máximo de inclinación recomendado para un talud .....	74

## RESUMEN

En la presente memoria de título se realiza un análisis de susceptibilidad a remociones en masa en el sector norte de la Comuna de Corral, que frecuentemente experimenta problemas asociados a éste tipo de peligros naturales. Se lleva a cabo un análisis basado en observaciones en terreno, imágenes satelitales, información bibliográfica y geoprocesamiento de un modelo digital de elevaciones, para determinar la influencia relativa de los principales factores condicionantes de remociones en masa: litología, pendiente, distancia a fallas, uso del suelo, orientación de laderas, densidad de drenaje, índice hipsométrico e índice de relieve relativo de subcuencas, y curvatura del terreno. Finalmente, los factores son superpuestos en base a los pesos relativos calculados mediante un método estadístico bivariado y también mediante una matriz de comparaciones pareadas, para posteriormente determinar el método más adecuado. El producto final es un mapa a escala 1:20.000 de susceptibilidad a remociones en masa para el sector norte de la Comuna de Corral incluyendo al puerto del mismo nombre, clasificado en tres niveles: alta, intermedia y baja, que constituye una de las principales etapas que debieran ser consideradas en proyectos de planificación territorial, especialmente en zonas que se encuentran en expansión urbana como es el caso de este trabajo.



## 1 INTRODUCCION

### 1.1 GENERALIDADES

Chile es un país que posee una topografía altamente accidentada, condiciones meteorológicas muy variables y una intensa actividad sísmica y volcánica debida al contexto geológico en el que se encuentra. Estas condiciones dan lugar a eventos de origen geológico y meteorológico como remociones en masa, sismos, maremotos, erupciones volcánicas, aluviones, inundaciones y anegamientos, que ponen en peligro a las personas y bienes que se encuentran dentro de una determinada área de influencia dependiendo del tipo y magnitud del fenómeno, generando una enorme cantidad de pérdidas humanas, sociales y económicas cada año. El Catastro Nacional de Desastres Naturales 2017 del SERNAGEOMIN detalla que desde 1980 a la fecha se registran 5 aluviones mayores en Santiago (1980, 1987 y 1993), Antofagasta (1991) y Atacama (2015), que suman un costo total de las pérdidas en bienes materiales de US\$ 1.600.000.000; al agregar las pérdidas materiales asociadas a los terremotos de Tocopilla en 2007 y Constitución en 2010, el monto total de pérdidas por desastres naturales en el mismo lapso de tiempo alcanza cerca de US\$ 32.000.000.000. Sólo el terremoto del 27 de febrero de 2010 ocasionó la muerte de 535 personas y pérdidas materiales avaluadas en US\$ 30.000.000.000. Por eso es de vital importancia la determinación de estas áreas de influencia, susceptibles a experimentar las consecuencias de un fenómeno natural, mediante estudios geológicos acabados enfocados en determinadas características del territorio, y que estos trabajos sean tomados en cuenta para la planificación territorial con el fin de reducir o evitar el impacto humano y material mediante restricciones adecuadas en el uso del terreno y obras de mitigación.

Dentro de todos los fenómenos naturales, las remociones en masa ocupan el quinto lugar en cantidad de fallecimientos a nivel mundial, ubicándose debajo de los terremotos y sobre las erupciones volcánicas (Ayala-Carcedo y Olcina, 2002 en Concha 2017). Los deslizamientos y caídas de roca asociadas al terremoto del 1 de abril de 2014 (8,2° Richter) causaron la muerte de 6 personas y la destrucción de 2.500 viviendas en las regiones de Arica y Parinacota, Tarapacá y Atacama; con respecto al sismo de Aysén de 2007 en la Zona de Falla Liquiñe – Ofqui (6,2° Richter), se generó una remoción en masa que a su vez causó un tsunami en el fiordo de Aysén y la muerte de 10 personas.

El presente trabajo se trata de un estudio para determinar la distribución espacial de la susceptibilidad a ocurrencia de remociones en masa considerando las características litológicas (tipo de roca y grado de meteorización), estructurales (presencia de fallas activas y foliación en rocas) y morfológicas (pendiente, orientación de laderas, curvatura, morfometría de cuencas) del terreno en distintos sectores de la Comuna de Corral, que frecuentemente se ve enfrentada a deslizamientos, desprendimientos y flujos de roca y suelo con afectación a la comunidad, a fin de confeccionar un mapa de susceptibilidad a remociones en masa que abarque tanto centros poblados como Corral, Caleta San Juan y La Aguada, como sectores que posiblemente van a ser urbanizados en el futuro.

## 1.2 OBJETIVOS

### 1.2.1 Objetivo general

Observar, analizar y procesar propiedades intrínsecas del terreno que constituyan factores condicionantes para la generación de los distintos procesos de remoción en masa, y confeccionar en base a ellos un mapa que grafique la distribución geográfica de los diferentes grados de susceptibilidad a dichos eventos, agregando recomendaciones especialmente para los sectores más susceptibles.

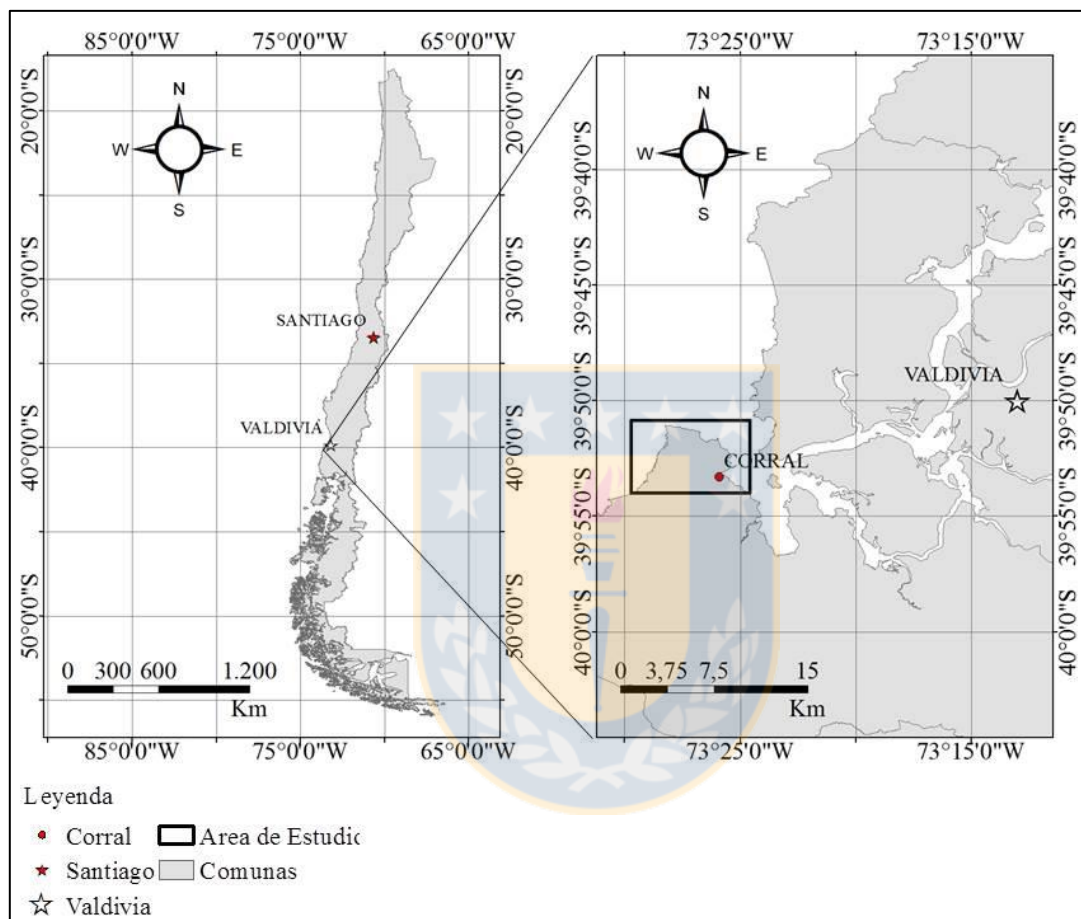
### 1.2.2 Objetivos específicos

- Determinar, analizar y distribuir espacialmente las características geológicas, estructurales y geomorfológicas como posibles factores condicionantes de remociones en masa en el sector, por medio de la utilización de una base topográfica, fotointerpretación y visitas a terreno.
- Representar en un mapa escala 1:20.000 la distribución de la susceptibilidad a remociones en masa.
- Recomendar medidas de mitigación del peligro para los distintos niveles de susceptibilidad a remociones en masa.



### 1.3 UBICACIÓN Y ACCESOS

El área de estudio (fig. 1.1) corresponde al sector N de la Comuna de Corral, limitando al N y E con la desembocadura del Río Valdivia y la Bahía de Corral, al S en el paralelo  $39^{\circ}54'$  y al W con el Océano Pacífico, formando un polígono de un área total de 44 Km<sup>2</sup>.



**Figura 1.1:** Ubicación del área de estudio

La Comuna de Corral tiene una población de 5.084 habitantes distribuidos en una superficie de 766,7 Km<sup>2</sup>, aunque 3.670 de ellos se concentran en las zonas urbanas, que ocupan aproximadamente 100 hectáreas, y los 1.414 restantes se encuentran en zonas rurales, resultando una densidad demográfica de 7,52 habitantes por Km<sup>2</sup>. La comuna se ubica en la Provincia de Valdivia, Región de Los Ríos, a 18 Km al W de la capital regional Valdivia por la Ruta T-350. El camino se encuentra pavimentado y de una vía hasta la localidad de Niebla, punto donde se debe cruzar en transbordador sobre el Río Valdivia hasta Corral. Alternativamente, se puede acceder por tierra desde el Km 16 de la Ruta 206 desde Valdivia hacia Paillaco y luego utilizando la Ruta

T-450 durante 48 Km de camino de ripio hasta Corral. Entre Corral y la localidad de Chaihuín, por lo tanto, dentro del área de estudio, la Ruta T-450 se encuentra pavimentada y bordea el Río Valdivia, la Bahía de Corral y el Océano Pacífico; pero la red interna de caminos consiste en vías más estrechas y generalmente en mal estado, lo que dificulta el acceso a muchos puntos del sector.

#### 1.4 METODOLOGÍA DE TRABAJO

La primera etapa consiste en la recopilación y revisión de la información bibliográfica, geológica y topográfica disponible para el área de estudio, además de informes técnicos, imágenes satelitales y antecedentes periodísticos de remociones en masa en la comuna. La base topográfica utilizada corresponde a un modelo digital de elevaciones de la plataforma satelital ASTER, con una resolución espacial de 12,5 m por celda, descargado gratuitamente desde la plataforma digital *Earthdata* de la NASA. Estos datos son incorporados en el sistema de información georreferenciada ArcGIS 10.3 y geoprocesados para generar modelos morfológicos del terreno y un inventario de remociones en masa ocurridas en la ventana de tiempo correspondiente al registro existente.

En base a la información anterior se realiza una inspección en terreno de las zonas propensas a experimentar remociones, es decir lugares con altas pendientes y/o donde haya ocurrido remociones anteriormente, para analizar en detalle la litología y geomorfología del lugar, el nivel de actividad de las laderas y la estabilidad de los taludes. Específicamente en esta etapa se determina el tipo de roca donde ocurre la remoción en masa y su grado de meteorización, además de la actitud de los planos de debilidad en caso de presentarse. También se observa en detalle la geología del área de estudio y la posible relación de rasgos geomorfológicos, hidrológicos, y climáticos con la presencia de factores condicionantes.

La información de terreno se acopla a la procesada en la primera etapa para confeccionar mapas geológicos, geomorfológicos y estructurales en formato *raster* mediante el *software* ArcGIS 10.3. Cada una de estas capas representa un factor condicionante que contribuye con una ponderación numérica específica a la susceptibilidad global a remociones en masa. Dicha ponderación es calculada mediante dos métodos: el método estadístico bivariado, que relaciona la ocurrencia de remociones en masa con los factores condicionantes; y una matriz de comparaciones pareadas,

que compara en una tabla dos factores a la vez, en función de su importancia relativa según el criterio del autor. Se confecciona por lo tanto dos mapas de susceptibilidad a remociones en masa, uno para cada ponderación de factores obtenida.

Finalmente, para corroborar la capacidad de predicción de cada método, se superpone el inventario de remociones en masa a cada mapa de susceptibilidad y se determina la correlación entre ambos en base a la razón de remociones por unidad de área para cada nivel de susceptibilidad.

## 1.5 CLIMA, FLORA Y FAUNA

Según la clasificación climática de Köppen, basada en la temperatura del aire y cantidad de precipitaciones, el clima de la Región de los Ríos está clasificado como templado lluvioso con influencia mediterránea, que abarca desde la Región de la Araucanía hasta la latitud 42°20'S en la Isla Grande de Chiloé. La amplitud térmica anual y diaria alcanza valores relativamente bajos (8,8° C y 11° C respectivamente), mostrando similitud entre las distintas comunas debido a la abundancia de grandes cuerpos de agua y a que las diferencias en el relieve no son suficientes para generar una gran variabilidad en este aspecto. Por otro lado, estas diferencias si producen variaciones en las precipitaciones anuales, alcanzando 2000 mm en Corral y Niebla. La región tiene una humedad media elevada de 80%, debido a la ausencia de meses secos con humedad media inferior a 75% y a la alta frecuencia de sistemas frontales.

Con respecto a su cobertura y estructura, el bosque nativo de la Comuna de Corral cubre una superficie de 45.601,6 hectáreas, que corresponden principalmente a bosque nativo adulto semidenso con un 41,7% del área, seguido por el renoval semidenso (24,4%) y luego el bosque adulto renoval semidenso (5%). Según el tipo forestal, en la Comuna de Corral predomina el bosque siempreverde, caracterizado por un conjunto de comunidades constituidas por especies perennofilias adaptadas a condiciones de alta pluviosidad y humedad. Dentro de ellas, principalmente bosques de Coihue – Raulí – Tepa y Roble – Raulí – Coihue pueden encontrarse y han sido sustituidos parcialmente por plantaciones.

La fauna referente a anfibios, aves, mamíferos, reptiles y peces en la zona costera de la región suma alrededor de 77 especies, entre las que destaca la importante presencia de especies

endémicas y con problemas de conservación, por ejemplo, los mamíferos acuáticos, el pudú, la nutria de río, la huiña, el sapito de Darwin y el sapito valdiviano. Dentro de las aves se destaca el carpintero magallánico, el concón, el chucao, la torcaza y el zorzal. Además, se puede observar predios pequeños destinados a la crianza del ganado bovino.

#### 1.6 TRABAJOS ANTERIORES

- Duhart *et al.* (2001) estudian la mineralogía, condiciones de metamorfismo y evolución del Complejo Metamórfico Bahía Mansa
- Mella *et al.* (2012) desarrollan la carta geológica del SERNAGEOMIN para el área Valdivia – Corral
- De La Fuente *et al.* (2012) realizan un estudio sobre los intrusivos del Cretácico superior de la Cordillera de la Costa entre los 39° y 40° S
- Quiroz *et al.* (2006) analizan las implicancias paleogeográficas del magmatismo del Cretácico superior y Eoceno en la Cordillera de la Costa del centro – sur de Chile.
- Encinas *et al.* (2008) realizan un estudio paleoecológico y paleoambiental en base a depósitos de talud de la Formación Santo Domingo.
- Elgueta y Mpodozis (2012) describen la evolución de la cuenca del Río Cruces en base a estudios estratigráficos y paleogeográficos.

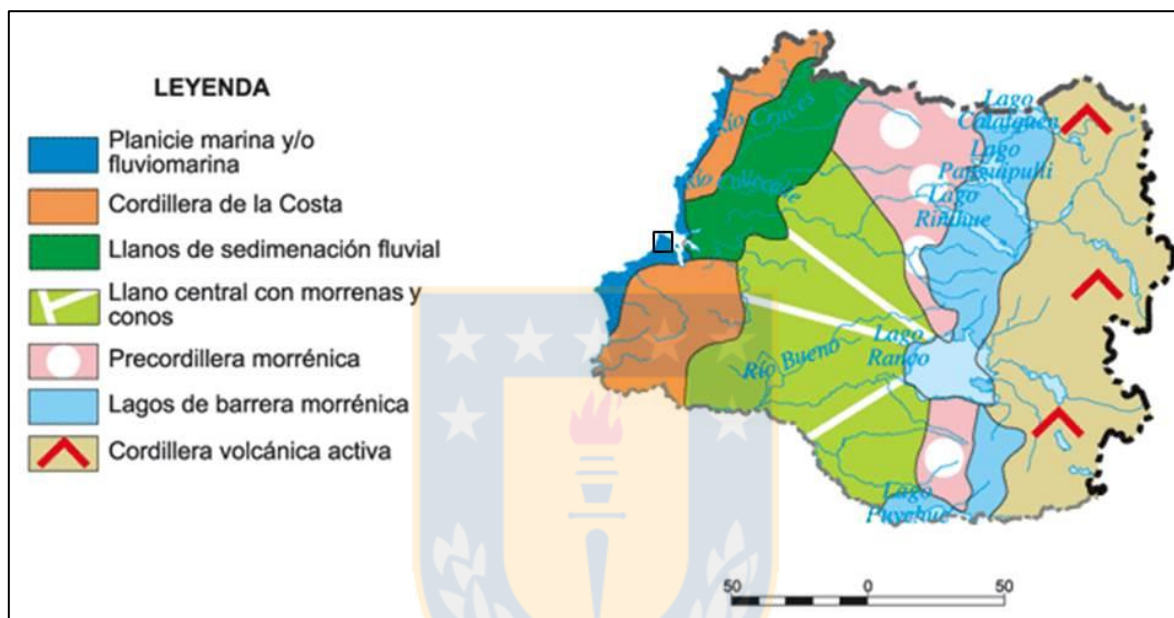
## 2 GEOMORFOLOGÍA

### 2.1 GENERALIDADES

Según las divisiones del mapa geomorfológico de Chile (Börgel, 1983) la Región de Los Ríos se encuentra en la cuarta agrupación regional que corresponde a la Región Central Lacustre y del Llano Glacio-volcánico, que abarca desde el Río Biobío por el N hasta el Canal de Chacao por el S. Se diferencia de las demás agrupaciones por cuatro rasgos geomorfológicos mayores: un descenso generalizado de las altitudes del continente y desplazamiento del llano central hacia el W, confundiendo en algunos tramos con el litoral; cuencas lacustres de origen tectónico y glacial; una cadena volcánica activa de alineación N-S al igual que las cuencas lacustres; y un clima más húmedo, sin estación seca, generando por acción de la erosión una topografía más ondulada, ríos encajados y valles amplios y de paredes rectas.

Las principales subregiones morfológicas presentes en la Región de los Ríos se grafican en la fig. 2.1. La cordillera volcánica activa se caracteriza por cumbres que se elevan hasta generalmente cerca de los 1.600 m s.n.m. a pesar de estar intensamente rebajada por la erosión de glaciares, ríos y precipitaciones. En casos aislados, estas altitudes son superadas por conos volcánicos como es el caso del Volcán Choshuenco (2.415 m s.n.m.). El sistema lacustre de barrera morrénica corresponde a un conjunto alineado N-S de depresiones y pequeñas cuencas unidas por ríos receptores y emisarios, de origen principalmente glacial evidenciado por los depósitos de morrenas en el extremo occidental de las cuencas. La Precordillera corresponde a relieves de acumulación de sedimentos fluvio-glacio-volcánicos en forma de lomas intensamente afectadas por la erosión principalmente de ríos, lagos y precipitaciones; sin embargo, hacia el N de la región presenta cordones transversales que alcanzan el litoral, cortando al llano central. El llano central se caracteriza por una topografía ondulada y por la profundización de los ríos, que da lugar a sistemas aluviales. La Cordillera de la Costa corresponde a un relieve de erosión en una zona templada húmeda (Börgel, 1983) en el sentido que actúa como dispersor de aguas, con un drenaje de trama radial que contribuye a formar los afluentes más occidentales de ríos de la región. Además, tiene un efecto climático debido a que aísla y entrega condiciones térmicas típicamente más interiores al llano central. Los llanos de sedimentación fluvial se componen desde el Río Biobío al S principalmente de arenas, limos y arcillas (a diferencia de los bloques y rodados de mayor tamaño que las caracterizan más al N), debido al nivel de base local que

constituye el sistema lacustre precordillerano, que atenúa la energía de flujo y carga sedimentaria de los ríos. Por último, la planicie litoral de sedimentación marina y/o fluvio marina se presenta muy estrecha en la zona, y es interrumpida por altos topográficos correspondientes a la Cordillera de la Costa, lo que cobra importancia en el sector costero de la Comuna de La Unión atenuando el efecto del viento húmedo del W y otorgando predominio al viento seco desde el S, dando origen al relieve costero denominado Cordillera Pelada.

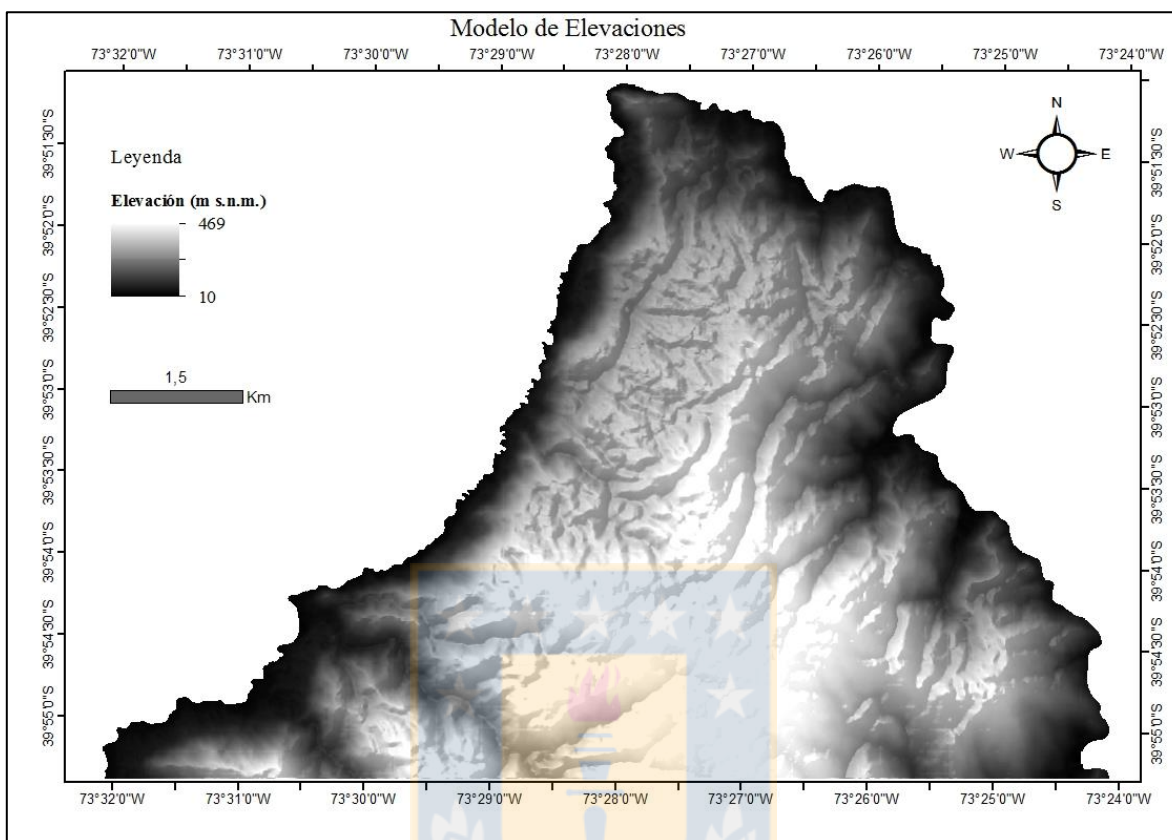


**Figura 2.1** Unidades geomorfológicas de la Región de Los Ríos (modificado de Börgel, 1983). El cuadrado negro indica el área de estudio

## 2.2 ELEVACIONES

En el modelo de elevaciones para el área de estudio (fig. 2.2) se observa que la mayor altitud se ubica a los 469 m s.n.m. y la menor corresponde al nivel del mar. Las zonas más deprimidas se encuentran adyacentes a la línea de costa y en los bordes de algunos esteros, que no superan los 5 m s.n.m. Hacia el interior se distinguen algunos niveles aterrazados, aunque la intensa erosión del viento y la lluvia en la zona dificulta su clara delimitación. Las áreas relativamente planas en algunos sectores cercanos a la línea de costa, principalmente al SW del área de estudio, se agrupan en altitudes aproximadas de entre 25 y 35 m s.n.m. Más hacia el interior y al N del área de estudio existe una zona más amplia que agrupa altitudes de alrededor de 240 a 250 m s.n.m. separada del grupo anterior por pendientes muy abruptas. Finalmente, al S de la zona se reconocen las mayores altitudes, representadas por sectores ubicados a 400 – 450 m s.n.m. siendo

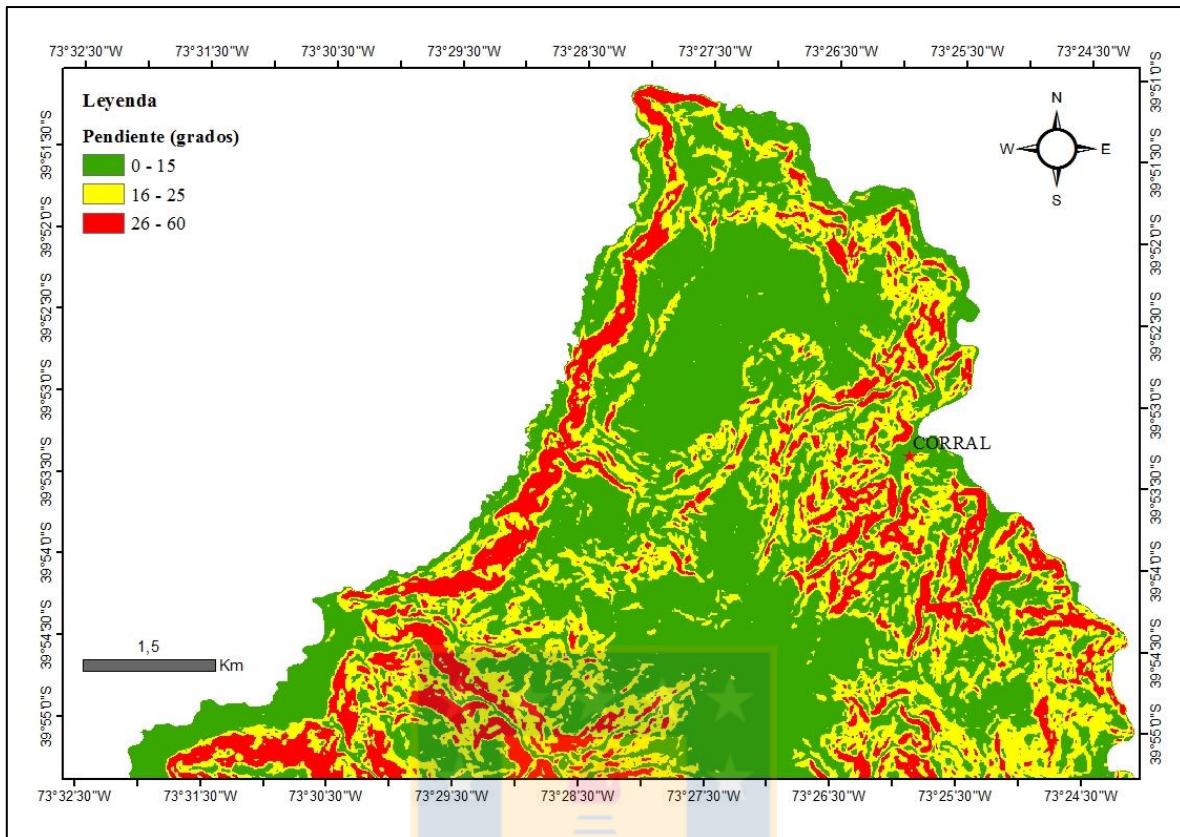
superados en sectores más individuales.



**Figura 2.2** Modelo de elevaciones del área de estudio

### 2.3 PENDIENTES

Con el fin de analizar la distribución de pendientes (fig. 2.3) y asociarlas a distintas unidades geomorfológicas, y debido a la relativamente alta irregularidad del terreno, se clasificó como pendientes suaves las de menos de  $15^\circ$ , intermedias entre  $16^\circ$  y  $25^\circ$  y abruptas entre  $25^\circ$  y  $60^\circ$ . Las pendientes suaves corresponden a las planicies observadas en los sectores N y S del mapa y ocasionalmente adyacentes a la línea de costa. Las pendientes de más de  $15^\circ$  representan a las laderas que delimitan los distintos niveles aterrazados y también se observan en las paredes de valles generados por la acción del drenaje y la gravedad. En el caso de las pendientes más abruptas de más de  $25^\circ$ , se concentran en el borde occidental del terreno, asociadas a la erosión producida por la acción del mar, y también en la ribera de los esteros Palo Muerto en el SW del mapa y Las Vigas en el E, debido a la mayor incisión de dicho curso de agua.

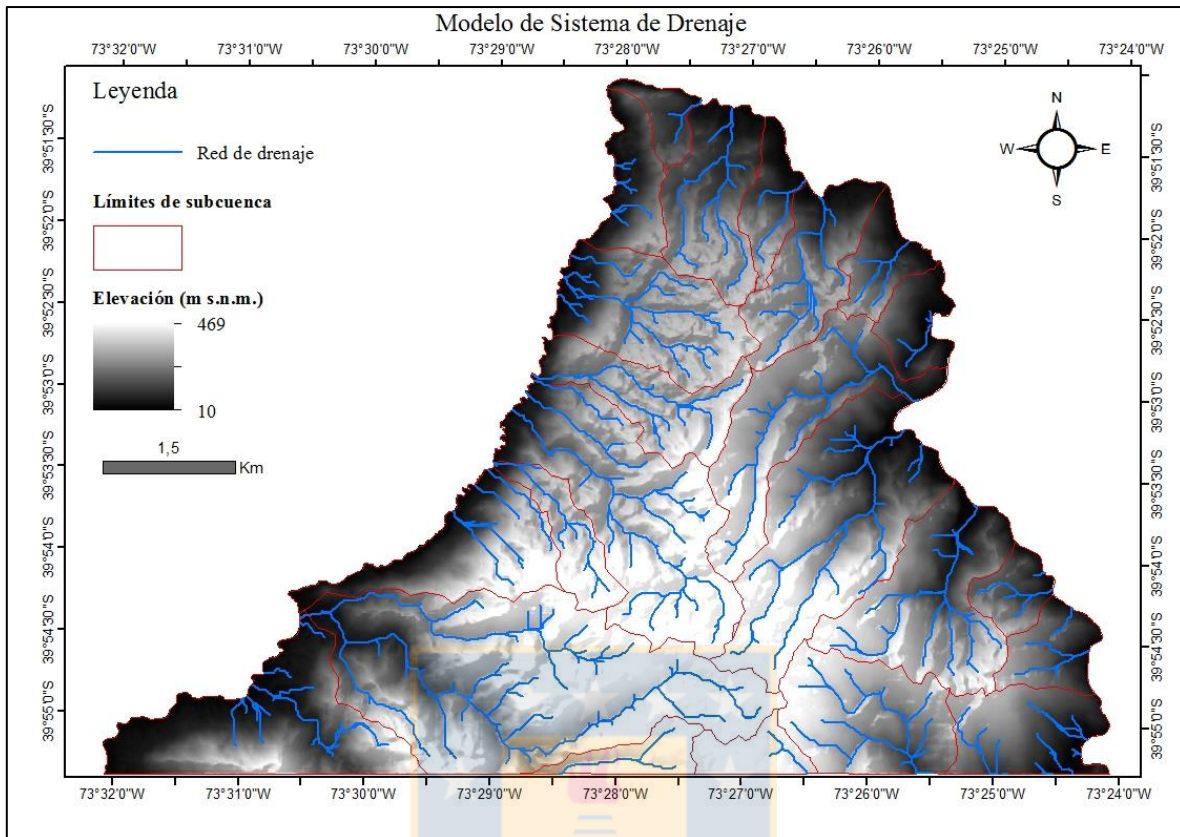


**Figura 2.3** Modelo de pendientes para el área de estudio

## 2.4 RED DE DRENAJE

La red de drenaje se genera en el programa ArcGIS 10.3 a partir del DEM (la forma del terreno determina el camino que el agua puede ocupar para fluir a través de él), utilizando las herramientas de determinación de la dirección del flujo, basada en la orientación del máximo cambio de elevación en el DEM, y flujo acumulado, que indica la cantidad de celdas que convergen hacia cada punto. La red generada por este método es corroborada visualmente y corregida manualmente superponiéndola a las imágenes satelitales y a modelos de sombras con azimut de  $0^\circ$ ,  $90^\circ$ ,  $180^\circ$  y  $270^\circ$ . Finalmente se divide la zona de estudio en subcuencas o sistemas de drenaje, correspondientes a áreas de contribución sobre las que el agua fluye a través de la red hacia un sector común, para la posterior cuantificación de sus características morfométricas, detalladas en el capítulo 5 y Anexo 2.





**Figura 2.4** Trazado de la red de drenaje y límites de subcuencas para el área de estudio

El sector posee una densa red de drenaje dentro de la que se distinguen cuatro esteros mayores de alimentación permanente: Estero Las Vigas, Estero El Boldo, Estero Palo Muerto y Estero Guapi. Además, existen otros cuatro arroyos permanentes que, al igual que los mencionados, fluyen desde las zonas centrales más elevadas del mapa hacia el Río Valdivia o hacia el mar, respectivamente. Estos arroyos son utilizados como fuente de agua para la población, hecho que se pudo constatar por la presencia de una planta en funcionamiento de agua potable rural (APR).

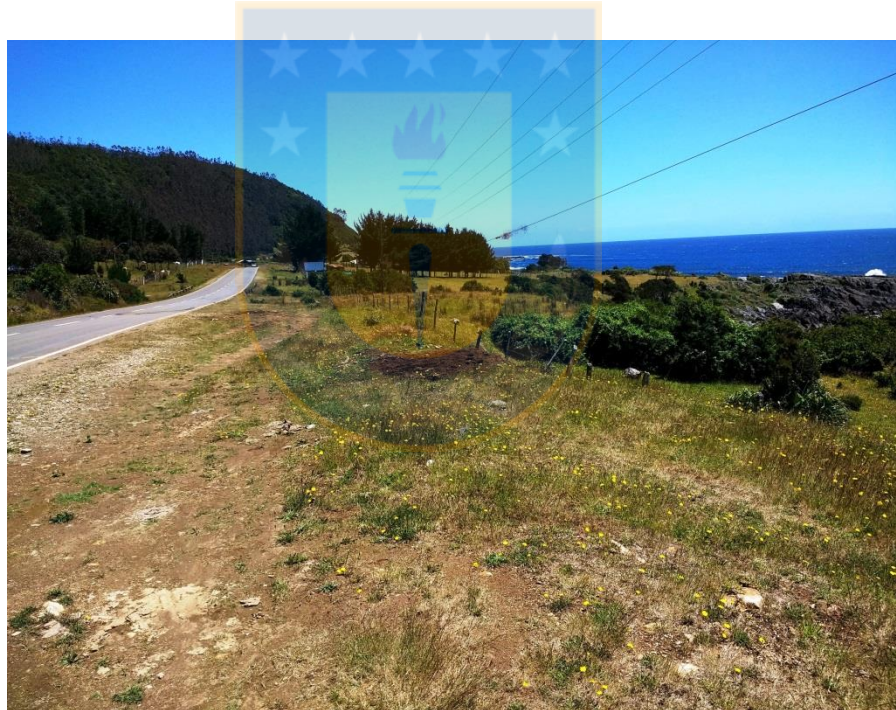
Desde el punto de vista geométrico, la red de drenaje del sector se puede clasificar como radial centrífuga a dendrítica, con canales ramificados de forma arborescente que comienzan en las zonas más elevadas del terreno dirigiéndose en diversas direcciones hacia las áreas bajas, lo que indica un control predominantemente topográfico. Localmente se puede observar una disminución de la densidad del drenaje en el sector SW del área de estudio, asociada al escurrimiento sobre rocas graníticas de menor permeabilidad y mayor resistencia que los esquistos, areniscas y depósitos de baja consolidación. Por otro lado, localmente la red presenta tramos relativamente rectos y ángulos marcados, como es el caso del Estero Las Vigas en su

desembocadura. Esto puede indicar la presencia de una falla, sin embargo, en terreno no se detectan planos en ese lugar.

## 2.5 UNIDADES GEOMORFOLÓGICAS DEL ÁREA DE ESTUDIO

### 2.5.1 Terrazas

Dentro del área de estudio se puede observar tres niveles de terrazas marinas, correspondientes a relieves relativamente planos ubicados a altitudes cercanas a los 30, 200 y 400 m s.n.m. conformados principalmente por rocas metamórficas del CMBM y delimitados por pendientes que alcanzan los 60°. Su origen se atribuye a la acción de esfuerzos extensionales en un período de alta velocidad de convergencia sobre las zonas más costeras de la Cuenca del Río Valdivia (Mella *et al*, 2012), y a los movimientos verticales co-sísmicos más recientes en la región.



**Fotografía 2.1** Niveles aterrizados en el sector costero. Coordenadas 39°54'7''S 73°30'1'' W

### 2.5.2 Laderas

Corresponden a superficies que naturalmente presentan una inclinación, que en el sector alcanza localmente hasta los 60°. Se encuentran cubiertas generalmente por material coluvial y suelo, y se originan debido a la acción del drenaje y de los movimientos gravitacionales, delimitando a los niveles aterrizados.

### 2.5.3 Acantilados marinos

Se trata de relieves de erosión adyacentes a la línea de costa, con pendientes abruptas originadas por la acción del oleaje sobre rocas metamórficas, por lo que ocasionalmente se asocian a caídas de bloques en puntos aislados.

### 2.5.4 Llanuras aluviales

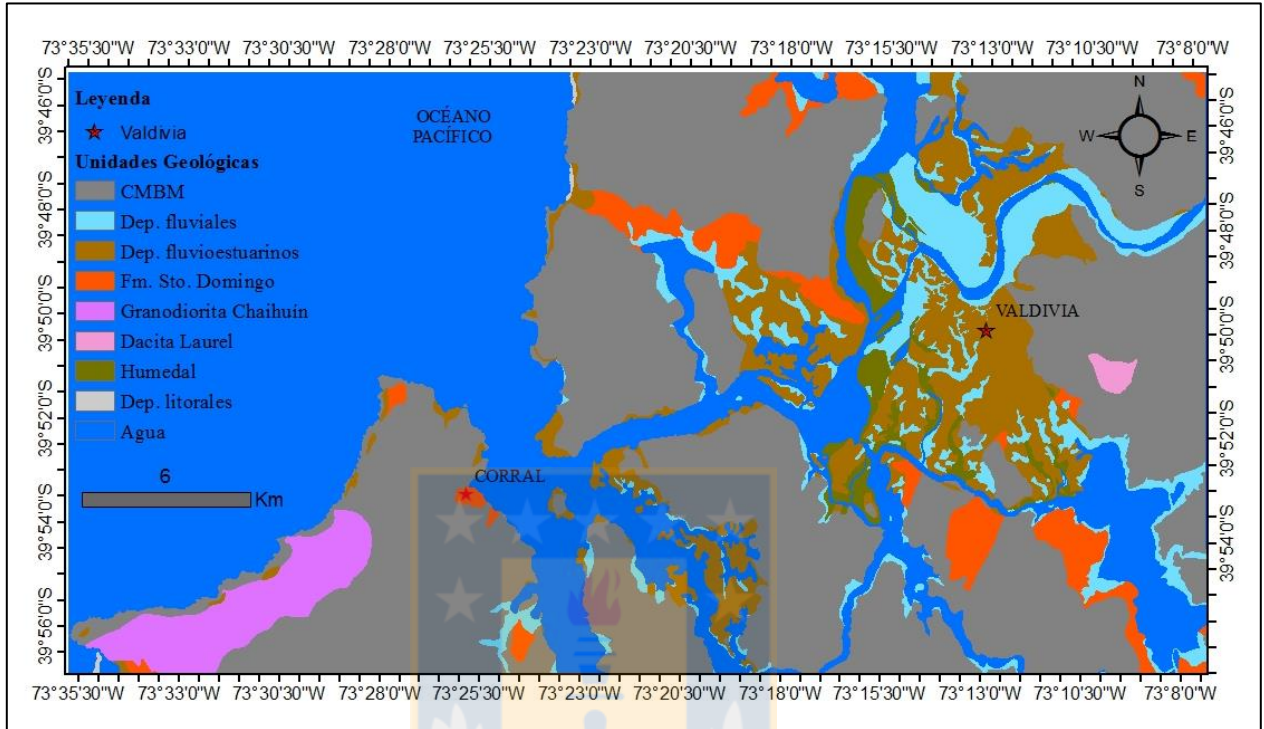
Corresponden a relieves de acumulación de sedimentos finos transportados por los cursos fluviales hasta las zonas de menor altitud (fotografía 2.2), donde forman planicies y humedales que se caracterizan por presentar un nivel freático muy superficial, generando anegamientos en los sitios urbanizados en períodos de lluvia intensa.



**Fotografía 2.2** Llanura aluvial (a la distancia) en el Estero Las Vigas. Coordenadas 39°54'7''S 73°25'28'' W

### 3 MARCO GEOLÓGICO

#### 3.1 GENERALIDADES



**Figura 3.1** Unidades geológicas presentes en el área Valdivia - Corral

El desarrollo geológico de la Región de los Ríos tiene su representación más antigua en el Complejo Metamórfico Bahía Mansa (fig. 3.1), que constituye gran parte de la Cordillera de la Costa y corresponde a un prisma de acreción con metamorfismo de edad Devónico – Triásico agrupado dentro de la Serie Occidental del Complejo Metamórfico Costero (Hervé, 1998 y Duhart *et al.*, 2001 en Mella *et al.*, 2012). Durante el Cretácico superior el magmatismo está caracterizado por un conjunto de cuerpos intrusivos emplazados en la Cordillera de la Costa, constituyendo las expresiones más occidentales del arco magmático del período. El Paleógeno y Neógeno de la zona occidente de la región están representados por los Estratos de Pupunahue y la Formación Santo Domingo. Los Estratos de Pupunahue son depósitos de cuencas de antearco bajo condiciones extensionales de origen clástico continental con inicio de la sedimentación en el Oligoceno; la Formación Santo Domingo representa una transgresión marina que rellenó las cuencas preexistentes en el Mioceno medio – superior (Mella *et al.*, 2012). Los depósitos del Pleistoceno en el área están asociados a las descargas fluviales de las glaciaciones Llanquihue y

Santa María y corresponden principalmente a areniscas con facies que evidencian ambientes fluviales, deltaicos, estuarinos y eólicos. El Holoceno de la región se caracteriza por depósitos fluviales en los valles de los ríos Cruces, Valdivia, Calle Calle y Chaihuín, y por depósitos de remoción en masa localizados principalmente en los acantilados costeros y en los entornos del poblado de Corral.

## 3.2 ROCAS METAMÓRFICAS

### 3.2.1 Complejo Metamórfico Bahía Mansa

Corresponde a rocas metamórficas pertenecientes a la Serie Occidental del Complejo Metamórfico Costero, entre los 39°30' y 42° S (Duhart *et al.*, 1997, 2001 en Mella *et al.*, 2012). En la Región de los Ríos aflora como una franja N-S correspondiente a las serranías y acantilados costeros de la Cordillera de la Costa, y como una franja NE-SO dentro del Macizo Central (Anexo 6). Las asociaciones minerales presentes indican una fase de deformación y metamorfismo principal en facies de esquistos verdes con una fábrica caracterizada por el desarrollo de foliación S2, sin embargo, la presencia local de asociaciones correspondientes a facies de esquistos azules sugiere un evento metamórfico previo de alta razón P/T evidenciado en texturas relictas de la foliación S1 (Duhart *et al.*, 2001). Las razones isotópicas de Ar40/Ar39, Rb/Ar y K/Ar indican para la fase metamórfica principal en facies de esquistos verdes una edad Pérmico – Triásico, mientras que para el metamorfismo en facies de esquistos azules indican una edad Carbonífero superior. Mediante dataciones de U/Pb en circones detríticos se determina que los componentes sedimentarios afectados por el metamorfismo de facies esquistos verdes tienen una edad de deposición en el Pérmico inferior, sugiriendo que el metamorfismo en facies de esquistos azules afectó principalmente a rocas depositadas en un episodio anterior, asignadas por el mismo método al Devónico. Se infiere por lo tanto que el CMBM registra dos etapas de sedimentación en el Devónico y en el Pérmico, y dos fases de metamorfismo: una en el Carbonífero superior de alto P/T; y una en el Pérmico – Triásico de bajo P/T. (Duhart *et al.*, 2001).

Mineralógicamente el CMBM se divide en cuatro asociaciones litológicas dominantes: esquistos pelíticos a semipelíticos, esquistos máficos, cuerpos ultramáficos y milonitas - ultramilonitas (Duhart *et al.*, 2001).

Los esquistos pelíticos son la asociación litológica predominante en el complejo y afloran principalmente en los acantilados costeros. Son de un color gris y poseen aspecto lustroso y una foliación S2 bien desarrollada en bandas de cuarzo y micas. Microscópicamente se observan bandas policristalinas compuestas principalmente de cuarzo, mica blanca, albita y clorita, y también porfidoblastos de albita con deformación interna según S2 (Duhart *et al.*, 2001).

Los esquistos máficos afloran en general como bandas de orientación NO y son de color verde, variando a pardo cuando se encuentran meteorizados, con una foliación S2 bien desarrollada según bandas de clorita – actinolita y epidota – plagioclasa en textura nematoblástica a granonematoblástica (Mella *et al.*, 2012) y porfidoblastos de albita. Localmente, en las localidades de San Carlos, Curiñanco y camino a Pucatrihue se han observado estructuras relictas de lavas almohadilladas. Dentro de esta asociación litológica se observan también anfíoblas azules con mantos de clorita y actinolita, y glaucófano correspondientes a bloques de esquistos azules (Duhart *et al.*, 2001).

Los cuerpos metamórficos ultramáficos se presentan como cuerpos pequeños a medianos de esquistos serpentinizados y subordinadamente cuerpos metagabrodioríticos emplazados dentro de franjas de esquistos máficos según la foliación S2 (Duhart *et al.*, 2001; Mella *et al.*, 2012). Característicamente, la intensa serpentización ha obliterado la mineralogía y texturas primarias. En sus márgenes, las rocas de los cuerpos ultramáficos se encuentran fuertemente foliadas y recrystalizadas, indicando un emplazamiento tectónico (Duhart *et al.*, 2001). Microscópicamente se aprecia una textura acicular en cristales de crisotilo – antigorita con abundante magnetita. Esta última, dispuesta en forma paralela a la foliación principal, es probablemente la fuente de anomalías magnéticas dipolares de orientación NO – SE observadas en mapas magnéticos de campo total en el Morro Bonifacio (Godoy y Kato, 1990 en Duhart *et al.*, 2001; Godoy y Kato, 1996 en Mella *et al.*, 2012). Las metagabrodioritas se han reconocido como cuerpos menores aislados de textura granular de grano fino a medio con abundante plagioclasa y hornblenda actinolotizada producto del metamorfismo (Duhart *et al.*, 2001).

En el sector de playa Tril Tril afloran milonitas y ultramilonitas con pliegues isoclinales de plano axial paralelo a la foliación principal, cuyo protolito corresponde a una franja de esquistos máficos. Por otro lado, en Punta Quillagua se reconocen milonitas y ultramilonitas con bandas milimétricas cuarzo – feldespáticas cuyo protolito lo constituyen esquistos pelíticos.

Microscópicamente, las últimas presentan bandas de micas blancas y porfidoclastos deformados de cuarzo y albita, además de cristales de biotita, granate y epidota, y microvetillas de cuarzo – epidota – calcita post-tectónicos (Duhart *et al.*, 2001).

Durante el metamorfismo del CMBM se generaron estructuras de deformación en estado ductil a frágil – ductil que se observan principalmente asociadas a la foliación S2, que presenta regionalmente un rumbo en dirección NO y manteos de 10° a 30° hacia el NE y SO en los limbos de pliegues simétricos generalmente abiertos. Localmente se aprecia una foliación menos desarrollada de orientación NE – SO que indica un replegamiento en una dirección ortogonal a S2. En adición, se registra localmente la presencia de pliegues de crenulación que afectan a la foliación S2, cuyos planos axiales se asocian a una foliación S3, en concordancia con el buzamiento de los ejes de los pliegues de S2 (Duhart *et al.*, 2001).

Sobre la base de las asociaciones mineralógicas presentes en esquistos pelíticos y máficos en el área de Bahía Mansa se estima que el evento metamórfico en facies de esquistos verdes alcanzó temperaturas de 300 a 400° C y presiones de 3 a 4 Kbar (Godoy y Kato, 1995 en Duhart *et al.*, 2001). El reemplazo de muscovita y biotita por clorita indica que posteriormente el complejo experimentó metamorfismo retrógrado (Duhart *et al.*, 2001). Por otro lado, la presencia de anfíbolos azules y glaucófano en bloques de esquistos azules, en conjunto con la aplicación del geobarómetro de fengita en metapelitas, indican presiones de 7 a 8 Kbar y temperaturas de 300 a 400°C correspondientes a la facies de esquistos azules para el evento metamórfico previo de alta razón P/T.

El conjunto de rocas de protolito sedimentario indica una fuente proximal de detritos continentales (Duhart *et al.*, 2001) y su asociación con esquistos máficos cuyo protolito corresponde a rocas de fondo oceánico, sugieren que el CMBM representa un sistema de acreción y subducción (Hervé, 1988; Kato *et al.*, 1997; Duhart *et al.*, 2001; Kato *et al.*, 2009 en Mella *et al.*, 2012). Además, la presencia de lavas almohadilladas en esquistos máficos afines a fondo oceánico, depósitos de hierro bandeados (Oyarzún y Clemmey, 1986 en Mella *et al.*, 2012), sulfuros masivos de Fe-Cu-Zn de origen volcánico exhalativo (Collao *et al.*, 1980 y Collao y Alfaro, 1982 en Mella *et al.*, 2012) y minerales metamórficos indicadores de alto P/T (Kato y Godoy, 1995; Duhart *et al.*, 2001; Kato *et al.*, 2009 en Mella *et al.*, 2012) sugieren que las rocas del CMBM corresponden a un sistema de acreción frontal y basal por subducción entre el

Devónico superior y el Triásico inferior en el margen occidental de Gondwana (Hervé, 1988; Kato *et al.*, 1997; Duhart *et al.*, 2001; Glodny *et al.*, 2006; Glodny *et al.*, 2008 en Mella *et al.*, 2012).

### 3.3 ROCAS INTRUSIVAS

El magmatismo del Cretácico superior y Eoceno en la Región de los Ríos está representado por cuerpos intrusivos menores y aislados emplazados dentro del Complejo Metamórfico Bahía Mansa (fig. 3.2), y se atribuye a una manifestación más occidental del arco magmático, que en esa época se encontraba aproximadamente 100 Km al E (Quiroz *et al.*, 2006). Debido a que las zonas de antearco generalmente son amagmáticas y de bajo flujo termal (Gill, 1981 en De La Fuente *et al.*, 2012), este magmatismo es considerado anómalo y suele asociarse a la subducción de una dorsal mesoocéanica (Müller *et al.*, 2008 en Mella *et al.*, 2012; De La Fuente *et al.*, 2012), que entrega al antearco un flujo termal adicional, generando el aumento de calor necesario para la fusión de fuentes magmáticas. Además, en la Región de la Araucanía, De La Fuente *et al.* registran en el Granitoide Los Boldos y en el Pórfido Dacítico Loncoche un bajo contenido de tierras raras y razones altas de La/Yb y de Sr/Y sobre Y, lo que corresponde según los autores a una señal adakítica asociada al mismo proceso genético. En la Región de los Ríos afloran tres cuerpos hipabisales asignados mediante datación radiométrica al Cretácico superior, y uno correspondiente al Eoceno inferior.

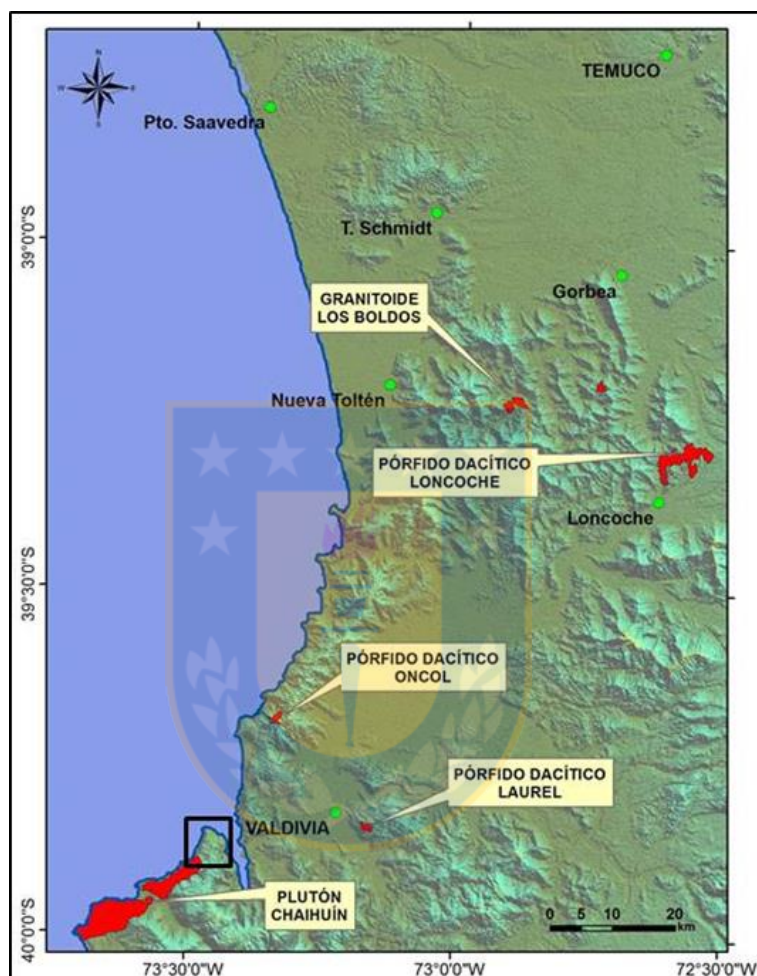
#### 3.3.1 Cretácico superior

##### 3.3.1.1 Pórfido Dacítico Oncol

Originalmente fue denominado Pórfido Oncol por el SERNAGEOMIN (1998) y luego Granodiorita Oncol por Arenas *et al.*, (2005) (Mella *et al.*, 2012) aunque finalmente De La Fuente *et al.*, 2012 se refieren a la unidad como Pórfido Dacítico Oncol. Corresponde a un cuerpo ovalado de 4 Km de largo y 1 a 3 Km de ancho que intruye al CMBM generando aureolas de contacto silicificadas, y aflora en el Cerro Oncol (Mella *et al.*, 2012) en la Comuna de Valdivia. Presenta textura porfídica y composición granodiorítica con fenocristales de plagioclasa frecuentemente zonada, cuarzo, biotita y anfíbol; la masa fundamental está compuesta de los mismos minerales mostrando una textura hipidiomórfica granular de grano fino. Localmente,



puede observarse textura glomeroporfídica y embahiamiento de cuarzo, además de pequeños enclaves pelíticos y pórfidos andesíticos. Se encuentra generalmente alterado con argilización de feldspatos y reemplazo parcial de minerales ferromagnesianos por clorita y minerales opacos (De La Fuente *et al.*, 2012).



**Figura 3.2** Ubicación de los intrusivos del Cretácico superior entre los 39° y 40° S. El rectángulo negro muestra el área de estudio (Modificado de De La Fuente *et al.*, 2012).

### 3.3.1.2 Granodiorita Chaihuín

Es el intrusivo de mayor tamaño en la región con 22 Km de largo y 6 Km de ancho y corresponde a un plutón de orientación NE – SO emplazado en el CMBM generando metamorfismo de contacto, aunque localmente también se encuentra en contacto por falla con la misma unidad; cerca de la localidad de Chaihuín es cubierto por los estratos marinos de la Formación Santo Domingo del Mioceno y por depósitos fluviales y fluvioestuarinos del Pleistoceno (Mella *et al.*,

2012). En base a estudios geobarométricos mediante Al en hornblenda, se estima que cristalizó a un nivel somero de aproximadamente 3 Km de profundidad (Seifert *et al.*, 2005 en De La Fuente *et al.*, 2012). Está constituido por microgranodiorita de textura porfídica con plagioclasa normalmente zonada, ortoclasa perítica, cuarzo, anfíbol y biotita, y en menor proporción opaco, circón y minerales opacos. Contiene también enclaves máficos de composición diorítica y textura poiquilítica, y está localmente cortado por diques aplíticos y andesíticos (De La Fuente *et al.*, 2012). Además, en la localidad de Chaihuín y en el Cerro Azúcar presenta intrusiones menores de geometría ovalada de granitos a leucogranitos, que Mella *et al.*, (2012) consideran como una unidad independiente, cogenética y coetánea, que denominan Granito Cerro Azúcar.

### 3.3.1.3 Dacita Laurel

Denominado de esa manera debido a que aflora y fue definido en el sector del mismo nombre, aunque De La Fuente *et al.*, (2012) se refieren a la unidad como pórfido dacítico. Morfológicamente corresponde a un stock de pequeñas dimensiones y se encuentra emplazado en esquistos pelíticos del CMBM (Mella *et al.*, 2012). Mineralógica y texturalmente se asemeja al Pórfido Dacítico Oncol, sin embargo, no se informan pórfidos andesíticos en esta unidad (De La Fuente *et al.*, 2012).

## 3.3.2 Eoceno

Las edades radiométricas de Quiroz *et al.*, sugieren dos pulsos magmáticos en el Eoceno de la Cordillera de la Costa entre los 39° y 43° S: el primero, obtenido por la razón K/Ar en sericitas de alteración hidrotermal de Pórfido Dacítico Ramón, arroja una edad de 52 Ma correspondiente al Eoceno inferior; el segundo es datado por la razón U/Pb en circones de 39 Ma, es decir en el Eoceno superior, de la Granodiorita Metalqui ubicada en la Región de los Lagos al sur del área de estudio.

### 3.3.2.1 Dacita Ramón

Fue definida en el sector de Ramón inicialmente como Prospecto Ramón por Peri y Rivera en 1991, luego como Pórfido Ramón por el SERNAGEOMIN en 1998 y finalmente denominado Dacita Ramón por Arenas *et al.*, en 2005 (Mella *et al.*, 2012) y se trata de un cuerpo de morfología tabular de espesor variable entre 10 y 30 m emplazado según una falla de rumbo N y

manteo de bajo ángulo al W en esquistos pelíticos del CMBM (Peri y Rivera, 1991 en Mella *et al.*, 2012).

Corresponde a una roca porfídica con fenocristales de plagioclasa intensamente sericitizados y argilizados, alteración caracterizada por una asociación de sericita, pirofilita y cuarzo. Además, contiene una mineralización de oro restringida a una zonación vertical constituida por brechas de estibnita – arsenopirita – pirita en la parte superior y arsenopirita – pirita en la parte inferior (Peri y Rivera, 1991 en Mella *et al.*, 2012). Cabe destacar que la datación K/Ar en esta unidad corresponde a la edad de formación de la sericita y por lo tanto de la alteración hidrotermal, pero al no existir registros de pulsos magmáticos posteriores al emplazamiento de la Dacita Ramón, se asigna dicha alteración al mismo evento que la intrusión del pórfido en sí (Mella *et al.*, 2012).

### 3.4 ROCAS ESTRATIFICADAS

En la Región de los Ríos, cerca del área de estudio y de la ciudad de Valdivia afloran rocas sedimentarias cenozoicas de distintas edades y ambientes de sedimentación, depositadas en las cuencas del Río Cruces y del Río Valdivia. Ambas corresponden a cuencas de antearco limitadas por fallas extensionales de rumbo NNO en un periodo de alta velocidad de convergencia (Radic *et al.*, 2009, Elgueta y Mpodozis, 2012, Muñoz *et al.*, 2000, Stern *et al.*, 2000, Jordan *et al.*, 2001 y Burns *et al.*, 2006 en Mella *et al.*, 2012), encontrándose separadas por una cadena topográficamente elevada de rocas del basamento (Elgueta y Mpodozis, 2012). La Cuenca del Río Cruces se asocia a otras cuencas de antearco en la Depresión Intermedia, con evolución entre el Oligoceno y el Mioceno, mientras que la Cuenca del Río Valdivia se asocia a cuencas más costeras como por ejemplo la Cuenca de Arauco, desarrollada entre el Cretácico superior y el Plioceno (García, 1965, 1968 y 1975; Marino y Céspedes 1976; Céspedes, 1987, 1989; Elgueta *et al.*, 2000; Le Roux y Elgueta, 2000; Encinas *et al.*, 2006; Finger y Encinas, 2009; Mella y Quiroz, 2010; Encinas *et al.*, 2012 y Radic *et al.*, 2009 en Mella *et al.*, 2012).

#### 3.4.1 Estratos de Pupunahue

La unidad fue definida por Illies en 1970 en el sector de las minas de carbón de Pupunahue y Mulpún dentro de la Cuenca del Río Cruces (Mella *et al.*, 2012), aflorando en varios puntos de la Región de Los Ríos, aunque ninguno de ellos se encuentra dentro del área de estudio.

La secuencia es generalmente granodecreciente (Fig. 3.3), con un conglomerado basal constituido por clastos de cuarzo y esquistos moderadamente redondeados en una matriz de arena media de la misma composición, intercalado con areniscas gruesas que hacia la parte superior gradan a areniscas medias a finas y limolitas ricas en materia orgánica con mantos de carbón (Mella *et al.*, 2012).

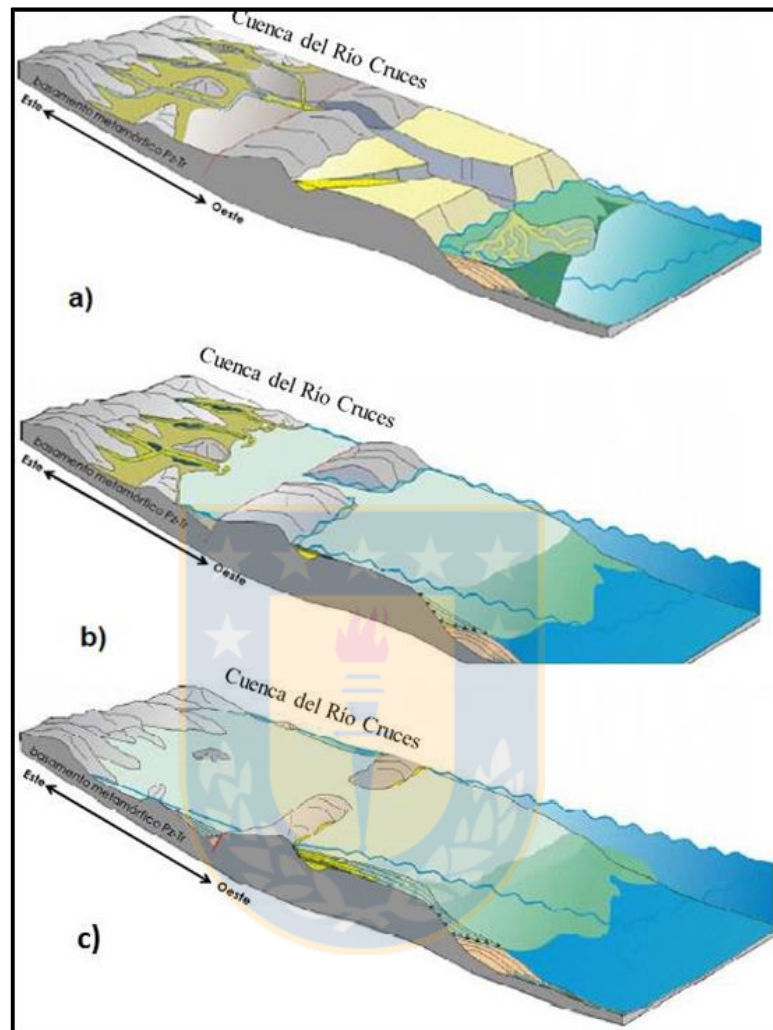
En base al contenido fosilífero de bivalvos (Fenner y Sylvester, 1936 en Mella *et al.*, 2012) y palinomorfos en mantos de carbón (Palma – Heldt y Alfaro, 1982 en Mella *et al.*, 2012), y a correlaciones con otras unidades ricas en mantos de carbón (Quiroz y Mella, 2012 en Mella *et al.*, 2012) se asigna una edad máxima Oligoceno superior para la sedimentación en la Cuenca del Río Cruces en un ambiente parálico a límnic, es decir, una zona de interacción topográficamente protegida entre un medio marino marginal y el sector continental, formando por ejemplo lagunas o cuencas litorales (Figura 3.3). Una datación U/Pb en circones de un nivel de tobas finas intercaladas con los mantos de carbón atribuye a la parte superior de la formación una edad de  $21,8 \pm 0,5$  Ma (Elgueta y Mpodozis, 2012), correspondiente al Mioceno inferior.

### 3.4.2 Formación Santo Domingo

Fue definida formalmente en el sector homónimo de la ruta entre Valdivia y Paillaco por Martínez – Pardo y Pino en 1979, aunque las rocas habían sido ya estudiadas y correlacionadas con la Formación Navidad por Brüggén en 1950 (Encinas *et al.*, 2008). También aflora en los acantilados costeros en el sector N de la Comuna de Corral, en la ruta que une los poblados de Corral y Chaihuín, únicos afloramientos donde se puede apreciar su base. Sobreyace en inconformidad al CMBM y a los granitoides del Cretácico superior; en paraconformidad a los Estratos de Pupunahue; e infrayace en paraconformidad a depósitos fluviales, fluvioestuarinos y de remoción en masa del Pleistoceno y Holoceno (Mella *et al.*, 2012), autor que también reporta contactos transicionales por interdigitación con los Estratos de Pupunahue.

La base está compuesta por conglomerados con clastos de cuarzo y esquistos del CMBM subredondeados y de mala esfericidad (Mella *et al.*, 2012; Encinas *et al.*, 2008), en una matriz de arena media a fina compuesta por cuarzo, micas, feldespatos y líticos de esquistos (Mella *et al.*, 2012). Sobre el conglomerado se ubica una intercalación de limolitas arenosas masivas, localmente con laminación paralela horizontal, de color gris oscuro que constituyen la facies más

característica de la formación, y en menor proporción areniscas de grano medio a grueso (Encinas *et al.*, 2008) (Fig. 3.4).



**Figura 3.3** Evolución Paleogeográfica de la Cuenca del Río Cruces. A) Oligoceno superior: excavación de valles fluviales en el basamento e inicio de la sedimentación de conglomerados y areniscas fluviales en los valles. B) Mioceno inferior: subsidencia, avance de la transgresión y desarrollo de complejos fluvioestuarinos y lagunas protegidas. C) Avance hacia ambientes marinos (modificado de Elgueta y Mpodozis, 2012)

Las limolitas poseen un abundante contenido fosilífero que incluye bivalvos, gastrópodos, braquiópodos, briozoos, crustáceos, equinoideos, peces, foraminíferos, ostrácodos, radiolarios y hojas (Chirino – Gálvez, 1985, Pino y Beltrán, 1979, Martínez – Pardo y Pino, 1979 y Covacevich *et al.*, 1992 en Encinas *et al.*, 2008). La asociación presente de foraminíferos bentónicos incluye indicadores tanto de ambiente marino superficial como profundo (2000 a 4000 m), lo que sugiere un desplazamiento de los sedimentos hacia abajo en el talud (Encinas *et*

al., 2008). Sumado a ésto, la extrema abundancia de trazas fósiles del icnogénero Chondrites, las capas de limolitas oscuras y la presencia de pirita en la secuencia (Chirino – Gálvez, 1985 en

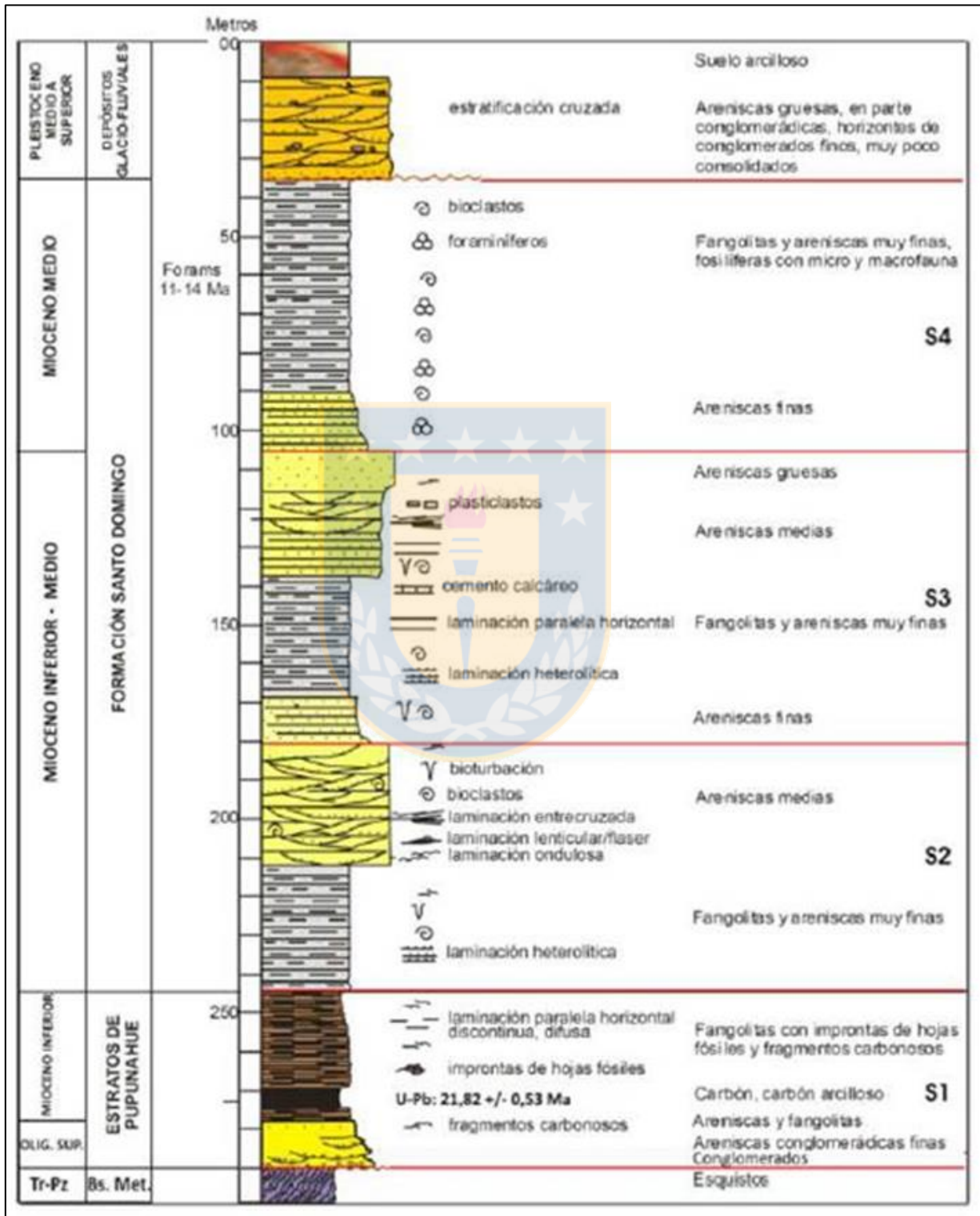


Figura 3.4 Columna estratigráfica generalizada de la Cuenca del Río Cruces (Elgueta y Mpodozis, 2012)

Encinas *et al.*, 2008) indican condiciones de fondo oceánico, con poca circulación y deprimidas en oxígeno, atribuidas a una sedimentación en cuencas restringidas imitadas por fallas extensionales dentro del talud profundo, en el contexto de una importante y rápida subsidencia del antearco. Por otro lado, las facies sedimentarias de grano más grueso en la base de la formación sugieren una depositación en un ambiente litoral cercano a la fuente de los detritos (Mella *et al.*, 2012), y la ausencia de discordancia entre esta facies superficial y las de mayor profundidad apoya la teoría de la sedimentación durante una rápida subsidencia.

Marchant y Pineda (1988 en Encinas *et al.*, 2008) en base al registro fósil de foraminíferos bentónicos y planktónicos en rocas estratigráficamente equivalentes a la Formación Santo Domingo asignan a la misma una edad Mioceno superior, en correlación con las formaciones Navidad, Ranquil y Lacui ubicadas respectivamente en torno a los sectores de Navidad, Arauco y Chiloé.

### **3.4.3 Depósitos de la Glaciación Santa María**

Corresponden a depósitos de tipo glaciofluvial moderadamente consolidados de tamaño grava y arena que afloran al N del Río Cruces en las terrazas más elevadas del sector, aproximadamente 20 m sobre los depósitos fluviales actuales, subyaciendo y engranando lateralmente con depósitos interglaciales (Mella *et al.*, 2012). Las gravas son de color gris a rojizo, clastosportadas, con gradación normal y selección moderada a buena. Los clastos son de origen predominantemente volcánico de pómez y líticos y subordinadamente metamórfico e intrusivo, angulosos a subredondeados, en una matriz de arena de grano grueso a medio; las arenas se disponen en lentes intercalados granodecrecientes con estratificación planar horizontal y cruzada (Mella *et al.*, 2012). Varios autores (Illies, 1970; Mercer, 1976; Porter, 1981; Laugenie, 1982; Duhart *et al.*, 2003; Quiroz *et al.*, 2007 en Mella *et al.*, 2012) interpretan estos depósitos como descargas de sistemas fluviales de tipo trenzado con importante aporte volcánico desde las cuencas de los lagos Villarrica, Calafquén, Panguipulli y Riñihue. En base a observaciones en depósitos análogos en el área de Los Lagos – Malalhue al E de Valdivia, referentes al alto grado de meteorización, erosión profunda y espesor de suelos, se asigna a los depósitos de la Glaciación Santa María una edad Pleistoceno inferior a medio (Mella *et al.*, 2012).

### 3.4.4 Depósitos Interglaciales

Afloran en el sector de Las Ánimas en la ciudad de Valdivia y en el borde costero de la región de manera discontinua, donde alcanzan altitudes de hasta 40 m s.n.m. (SERNAGEOMIN, 1998 en Mella *et al.*, 2012), sobre y localmente en engranaje lateral con los depósitos de la Glaciación Santa María (Duhart *et al.*, 2003 y Arenas *et al.*, 2005 en Mella *et al.*, 2012).

Se dividen en tres subunidades en base a distintas facies asociadas a ambientes particulares de sedimentación, observadas en torno a la ciudad de Valdivia y en los valles de los ríos Calle Calle y Cruces (Mella *et al.*, 2012). En la base de las secuencias se ubican gravas y arenas gruesas a finas, granodecrecientes, de regular a buena selección con estratificación planar de alto ángulo y cruzada, y estructuras en artesa, compuesta por clastos polimícticos principalmente volcánicos retrabajados. Esta facies se atribuye a un ambiente fluvial con ríos trenzados y/o anastomosados y deltas (Mella *et al.*, 2012). Sobre ella se observa una secuencia rítmica de limos finamente laminados y arenas finas con estratificación planar, ondulitas y marcas de fondo que se repite al menos ocho veces, delimitadas por paleosuelos, con restos de flora y fósiles de bivalvos y gastrópodos conformando una facies que indica un ambiente estuarino caracterizado por planicies de inundación e interacción con mareas, lo que sumado a la facies fluviodeltaica anteriormente descrita sugiere una modificación en el nivel de base de los canales debida probablemente a subsidencia (Mella *et al.*, 2012). Finalmente, en sectores costeros de la región se han identificado depósitos de arenas de grano medio texturalmente maduras, bien seleccionadas, principalmente compuestas por líticos volcánicos y cuarzo, y abundantes trozos de bivalvos, dispuestas en forma paralela a la costa, asociadas a depósitos eólicos costeros (Brüggen, 1950 en Mella *et al.*, 2012) cuya fuente corresponde a los depósitos fluvioestuarinos y fluviodeltáicos (Mella *et al.*, 2012).

La concordancia entre las tres subunidades sugiere que las diferencias entre ellas se deben a cambios laterales de facies sedimentarias, y sus relaciones estratigráficas con depósitos glaciofluviales permiten afirmar que los depósitos fluviodeltáicos corresponden a la etapa principal de desglaciación al final de la Glaciación Santa María, ubicando a los depósitos en el Pleistoceno medio (Mella *et al.*, 2012).



### 3.4.5 Depósitos de la Glaciación Llanquihue

Consisten en depósitos glaciofluviales localizados en las terrazas medias y bajas de los ríos Calle Calle y Cruces, entre 10 y 15 m sobre los cauces actuales, al E de la ciudad de Valdivia, estratigráficamente sobre los depósitos de la Glaciación Santa María y los depósitos interglaciales. Están compuestos por gravas imbricadas clasto soportadas, granodecrecientes, con selección moderada a buena y clastos subredondeados a redondeados en una matriz de arena gruesa con escasa alteración y retrabajo. También se observan lentes de arena gruesa a media y localmente limos laminados (Mella *et al.*, 2012). Se interpretan como facies de canal e inunación de ríos trenzados distales provenientes de los glaciares en las cuencas de los actuales lagos Panguipulli y Riñihue (Mella *et al.*, 2012). La edad máxima de los depósitos es de aproximadamente 73.000 años (Mercer, 1983 y Clapperton, 1993 en Mella *et al.*, 2012), y la edad mínima es de unos 14.550 años (Lowell *et al.*, 1995 y Denton *et al.*, 1999 en Mella *et al.*, 2012), correspondiente al Pleistoceno superior.

### 3.4.6 Depósitos Holocenos no Consolidados

#### 3.4.6.1 Depósitos Fluviales

Se trata de sedimentos no consolidados fluviales y fluvioestuarinos que yacen sobre las rocas metamórficas e ígneas y sobre depósitos glaciofluviales e interglaciales, compuestos por gravas imbricadas medias a finas, de clastos redondeados y moderadamente a bien seleccionados y matriz de arena gruesa a media, con intercalaciones de arenas medias a finas con estratificación planar y en artesa, y frecuentemente limos laminados (Mella *et al.*, 2012). Se subdividen según edad de la sedimentación en: depósitos antiguos (Pleistoceno superior – Holoceno), ubicados en terrazas de una altura máxima de 5 m sobre los cauces actuales, encontrándose incluso en partes inundados debido a la deformación cosísmica experimentada durante el terremoto de 1960, y localmente en engranaje lateral con depósitos de la Glaciación Llanquihue (Duhart *et al.*, 2003 en Mella *et al.*, 2012); y depósitos modernos (Holoceno) que corresponden a los canales, barras y planicies de inundación de los actuales cauces activos y abandonados (Mella *et al.*, 2012).

#### 3.4.6.2 Depósitos Litorales

Corresponde a los sedimentos de playas actuales y antiguas, distribuidos de manera intermitente a

lo largo del borde costero y formados por granos de tamaño arena y grava, bien seleccionados, subredondeados a redondeados con estratificación planar y ondulitas (Mella *et al.*, 2012). En algunos sectores de la costa actual se registran planicies litorales a altitudes de 1 m s.n.m. asociadas al último máximo climático del Holoceno del Océano Pacífico, datado en  $6.240 \pm 60$  años (Astorga y Pino, 2011 en Mella *et al.*, 2012).

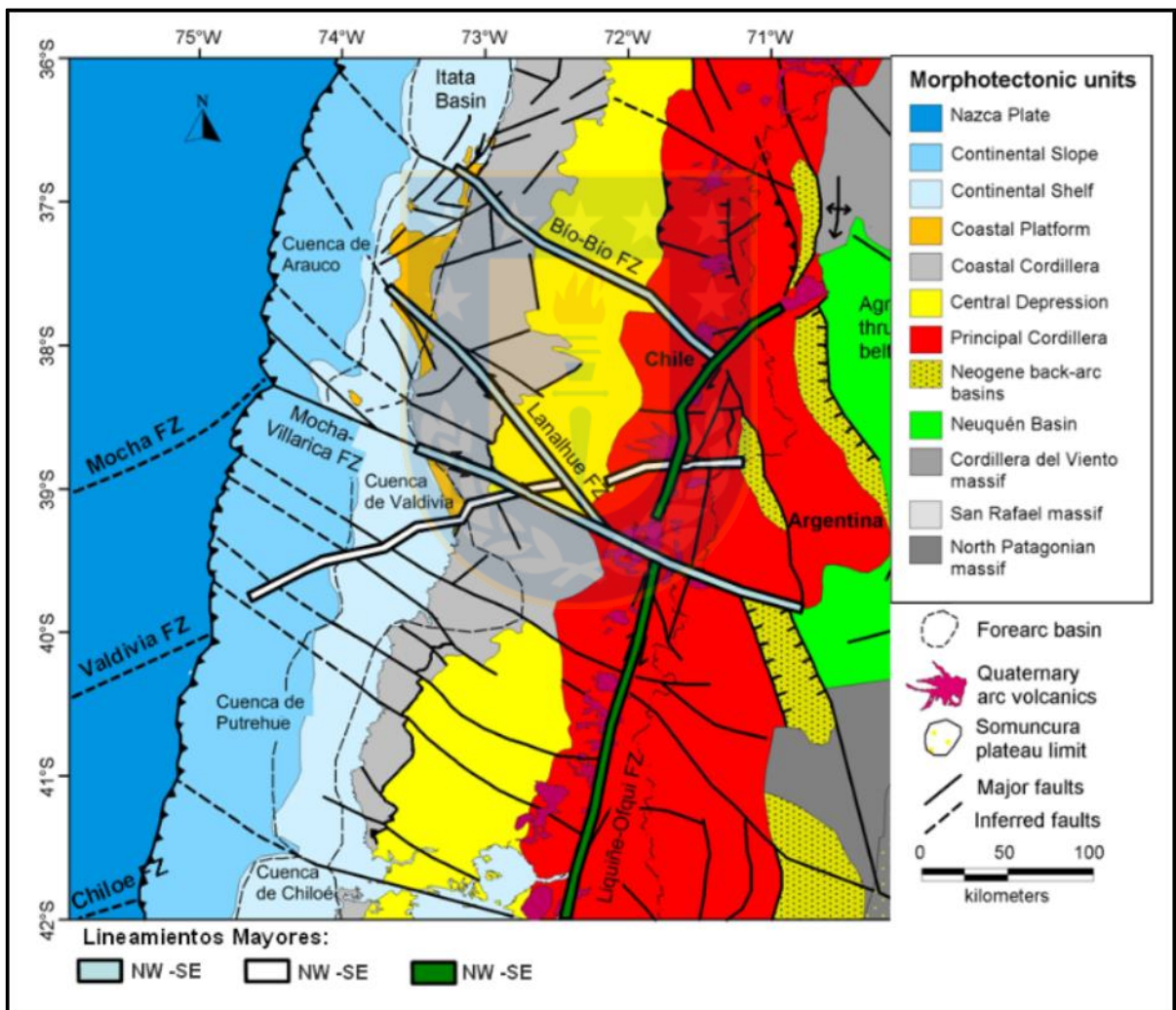
#### 3.4.6.3 Depósitos de Remoción en Masa

Se distribuyen como abanicos coluviales asociados principalmente a los escarpes costeros al N de Corral en el camino hacia Chaihuín que afectan generalmente a rocas del CMBM y están conformados por fragmentos macizos, matriz soportados, mal seleccionados, angulosos a subangulosos, asociados a deslizamientos multirrotacionales y flujos de detritos, interpretados como producto de intervenciones antrópicas de laderas, lluvias intensas y actividad sísmica (Mella *et al.*, 2012).

### 3.5 TECTÓNICA REGIONAL

Los Andes del S de Chile son un segmento de un orógeno paralelo al margen convergente occidental de Sudamérica, asociado a la subducción de la corteza oceánica que se expande desde la Dorsal del Pacífico formando la Placa de Nazca, bajo la corteza continental que forma la Placa Sudamericana. En este margen activo, la intersección de la Dorsal de Chile, que separa la Placa de Nazca de la Placa Antártica, con la Fosa Chilena, constituye el Punto Triple ubicado a los  $46^{\circ}30' S$  (Adriasola *et al.*, 2004). La convergencia entre la Placa de Nazca y la Placa Sudamericana, entre el Punto Triple por el S y el margen divergente entre las placas de Nazca y Cocos ubicado a los  $4^{\circ} N$  (Lange *et al.*, 2007), ocurre principalmente debido a la migración de la primera hacia el NEE formando un ángulo de aproximadamente  $18^{\circ}$  entre su dirección de desplazamiento y la normal a la fosa (Lange *et al.*, 2008). En estos casos, en que el vector de convergencia es oblicuo al límite interplaca, existe una deformación transpresional que generalmente es acomodada heterogéneamente a lo largo del margen. La naturaleza y grado de la deformación dependen tanto del ángulo de convergencia como de la existencia de zonas de cizalle intra – arco tectónicamente débiles que pueden acomodar gran parte de la deformación transpresional e influir en el desarrollo de las distintas unidades morfoestructurales presentes (Fig. 3.5).

En los Andes del S de Chile, la Zona de Falla Liquiñe – Ofqui (Fig. 3.5), que conforma una megaestructura de aproximadamente 1000 Km de longitud desde los 38° a los 48° S, ha acomodado desde el Plioceno una parte importante de la deformación transpresional, la que puede ser descompuesta en una componente normal al margen, acomodada por el megathrust, y una componente paralela al margen, correspondiente al deslizamiento en la ZFLO (Rosenau *et al.*, 2006 en Lange *et al.*, 2008). De hecho, Wang *et al.* (2007) basados en datos de GPS proponen que la ZFLO constituye el límite oriental de un bloque continental que migra al N en relación al resto del continente.



**Figura 3.5** Unidades morfoestructurales y estructuras frágiles del centro – sur de Chile (modificado de Echtler y Melnick, 2007).

En la Provincia de Valdivia, la deformación dúctil y frágil afecta tanto a las rocas del CMBM como a las unidades sedimentarias. La deformación dúctil se observa principalmente en las rocas



En el área de estudio se encuentra representada gran parte de las unidades geológicas presentes en la región, aflorando esquistos pelíticos y máficos del CMBM, rocas intrusivas de la Granodiorita Chaihuín, areniscas de la Formación Santo Domingo y diversos depósitos sedimentarios modernos (fig. 3.6).

### 3.6.1 Complejo Metamórfico Bahía Mansa

Es la unidad litológica más antigua que aflora en el área de estudio, y también la que ocupa la mayor superficie dentro de ella. Conformada en su totalidad por esquistos máficos y pelíticos, se caracteriza por presentar una foliación S2 penetrativa y, en muchos afloramientos, una alta densidad de fracturas. En la figura 3.6 se muestra los puntos de mediciones de rumbo y manto de la foliación principal en esta unidad, que en general muestran una tendencia en su inclinación hacia el SE. Los esquistos se encuentran además intensamente meteorizados debido a la intensa pluviometría en la región, que junto al aumento de permeabilidad producido por el alto grado de fracturamiento, favorece la oxidación de los minerales ferromagnesianos, particularmente en esquistos máficos.



**Fotografía 3.1** Esquistos pelíticos del CMBM.  
Coordenadas 39°54'10''S 73°25'27'' W

### 3.6.2 Granodiorita Chaihuín

En el área de estudio la unidad se encuentra ampliamente cubierta por vegetación densa, observándose sólo afloramientos menores y rodados de gran tamaño, de composición granítica y se encuentran levemente alterados a maicillo. Se emplaza al W del sector en contacto principalmente por intrusión con en CMBM, aunque Mella *et al.* (2012) reportan una zona de contacto por falla entre ambas unidades.



**Fotografía 3.2** Granodiorita Chaihuín. Coordenadas 39°54'39''S  
73°28'46''W

### 3.6.3 Formación Santo Domingo

En el sector se observa en contacto erosivo y por inconformidad sobre el CMBM formando un conglomerado matriz soportado con abundantes clastos correspondientes a dicha unidad en su

base. En otros sectores (fotografía 3.4) aflora una intercalación compuesta por limolitas de color pardo claro, areniscas conglomerádicas de color gris oscuro con clastos de cuarzo y líticos de esquistos del CMBM.



**Fotografía 3.3** Bloques y gravas en depósitos no consolidados sobre esquistos del CMBM. Coordenadas 39°51'20''S 73°27'29'' W



**Fotografía 3.4** Intercalación de limolitas y areniscas de la Fm. Santo Domingo. Coordenadas 39°53'13''S 73°28'49'' W

### 3.6.4 Depósitos Fluvioestuarinos

Corresponden a depósitos no consolidados ubicados en afloramientos de poca superficie distribuidos cerca de la costa del área de estudio. Se trata de sedimentos conglomerádicos matriz soportados con clastos de líticos metamórficos de tamaño grava y matriz de arena media a gruesa rojiza (fotografía 3.5).



**Fotografía 3.5** Depósitos fluvioestuarinos no consolidados.  
Coordenadas 39°53'13''S 73°28'49''W

### 3.6.5 Estructuras

El mapa de lineamientos del área de estudio (fig. 3.7) muestra una clara tendencia de la deformación frágil a generar rasgos con rumbo NE, sin embargo, también existen lineamientos de gran extensión orientados al NNW. Una de las estructuras más importantes observadas en el



sector corresponde a una falla interpretada como normal, debido a que pone en contacto la Fm. Santo Domingo en el bloque superior con esquistos pelíticos en el bloque inferior (fotografía 3.6). Un plano de falla (fotografía 3.7) muestra bastante material triturado y una actitud  $N 45^{\circ} E / 70^{\circ} NW$ .

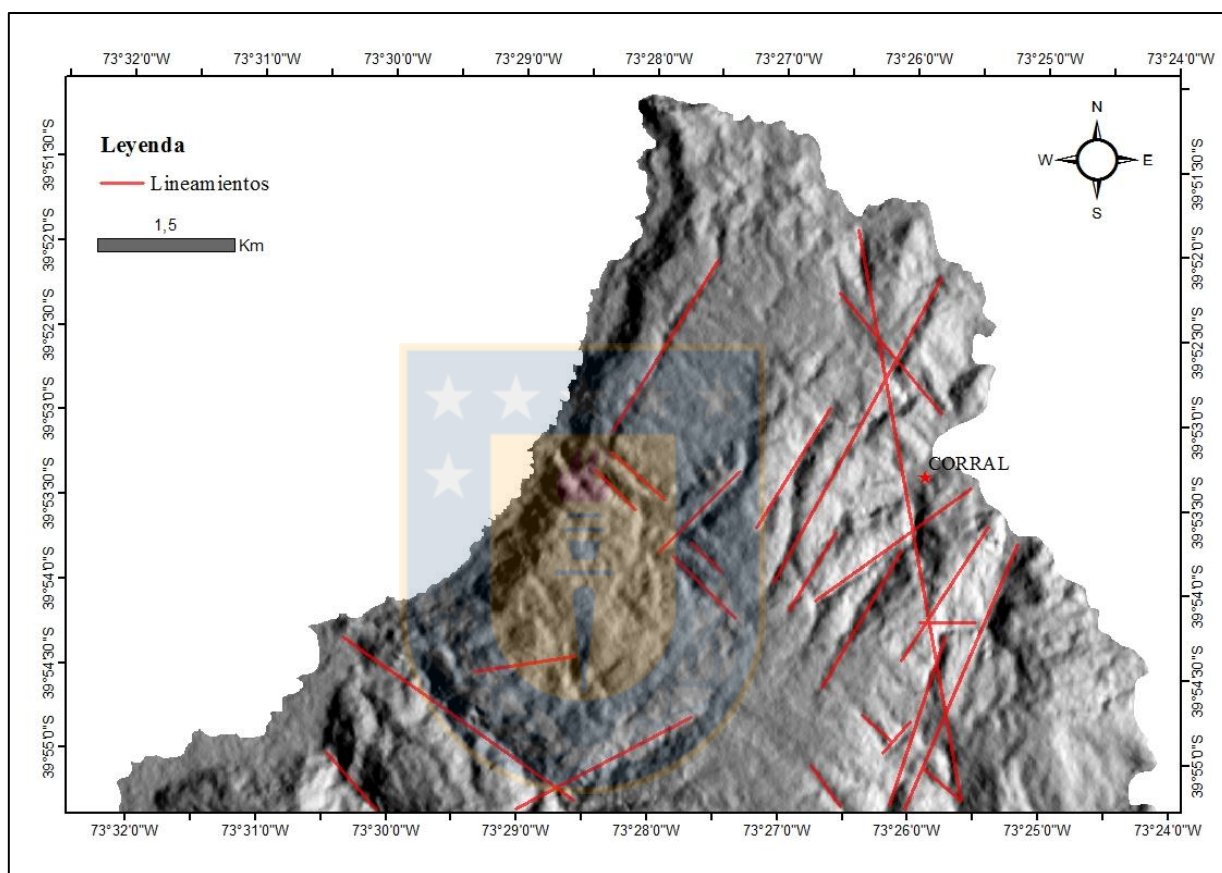


**Fotografía 3.6** Contacto por falla entre esquistos pelíticos y Fm. Santo Domingo



**Fotografía 3.7** Plano de la falla en esquistos pelíticos

La alta inclinación del manto apoya la interpretación de la falla como normal. El en sector N se observa otro plano con abundante material triturado y aumento de la permeabilidad de las rocas afectando a la Fm. Santo Domingo, sin embargo, en ausencia de planos claros e indicadores cinemáticos no se tiene registro de su actitud. Cabe señalar que esta última observación coincide con un lineamiento de orientación NNW.



**Figura 3.7** Mapa de lineamientos en el área de estudio, sobre modelo de sombras con azimut 90°.

## 4 MARCO TEÓRICO

### 4.1 CONCEPTOS

A continuación, se entrega la definición de algunos términos comúnmente utilizados en los estudios de riesgos naturales y las relaciones entre ellos (fig. 4.1), con el fin de unificar el lenguaje dentro del trabajo y evitar confusiones frecuentemente generadas debido al distinto uso según diversos autores.

**Peligro, peligrosidad o amenaza (H):** probabilidad de ocurrencia de un evento potencialmente dañino dentro de un área y período de tiempo dado (Varnes, 1984; Van Westen *et al.*, 1993; Quezada, 2017).

**Vulnerabilidad (V):** grado de pérdida en un elemento o conjunto de elementos en riesgo resultado de la ocurrencia de un fenómeno natural con una determinada magnitud, expresado en una escala de 0 (sin daño) a 1 (pérdida total) (Varnes, 1984; Van Westen *et al.*, 1993)

**Riesgo específico (Rs):** grado de pérdida esperado debido a un fenómeno natural particular. Se expresa como el producto de peligro y vulnerabilidad ( $H * V$ ) (Varnes, 1984; Van Westen *et al.*, 1993).

**Elemento en riesgo (E):** la población, propiedades, actividades económicas, servicios públicos, etc., que se encuentran riesgo en un área determinada (Varnes, 1984; Van Westen *et al.*, 1993).

**Riesgo total (Rt):** número esperado de pérdidas humanas, personas heridas, propiedad dañada e interrupción de actividades económicas resultado de un fenómeno natural en particular y por consiguiente, el producto de riesgos específicos y elementos de riesgo (Varnes, 1948; Van Westen *et al.*, 1993; Quezada, 2017). También puede ser representado como el producto de vulnerabilidad, elementos en riesgo y peligro (Varnes, 1984).

$$R_t = R_s * E = H * V * E$$

**Ladera:** masa de tierra que no es uniformemente plana, sino que tiene pendiente o ciertos cambios de altura significativos, cuyo origen es un proceso natural (Quezada, 2017).

**Talud:** corresponde a una ladera, con la diferencia en que su origen es artificial, originada por la

acción del hombre (Quezada, 2017).

**Remoción en masa:** desplazamiento de grandes volúmenes de material superficial pendiente abajo por acción directa de la fuerza de la gravedad, hasta volver a encontrar un nuevo punto de reposo (Quezada, 2017). Otra definición es el movimiento de una masa de roca, suelo o derrubios, de una ladera en sentido descendente (Varnes, 1978 en Navarro, 2012).

**Susceptibilidad:** favorabilidad del ambiente físico y de los elementos inherentes de las masas de terreno y superficie como la geología, pendiente, geomorfología, usos del suelo, etc. a la ocurrencia de deslizamientos. Indica la predisposición del terreno a deslizarse, pero no implica el aspecto temporal del fenómeno (Navarro, 2012). Capacidad o potencialidad de una unidad geológica o geomorfológica a ser afectada por un proceso geológico determinado (Sepúlveda, 1998 en Lara y Sepúlveda, 2008).

**Zonación:** división de la superficie del terreno en áreas, y la jerarquización de las áreas según grados de peligro de remociones en masa u otro fenómeno (Varnes, 1984).

**Factores condicionantes o pasivos:** características intrínsecas que dependen de la naturaleza, estructura y forma del terreno (González de Vallejo *et al.*, 2002) en una posición geográfica determinada que controlan la susceptibilidad de un sector a generar fenómenos de remoción en masa, fomentando la capacidad de perder su estado de equilibrio generando procesos que lo vuelven potencialmente inestable (Lara y Sepúlveda, 2008; Hauser, 1993 en Concha, 2017).

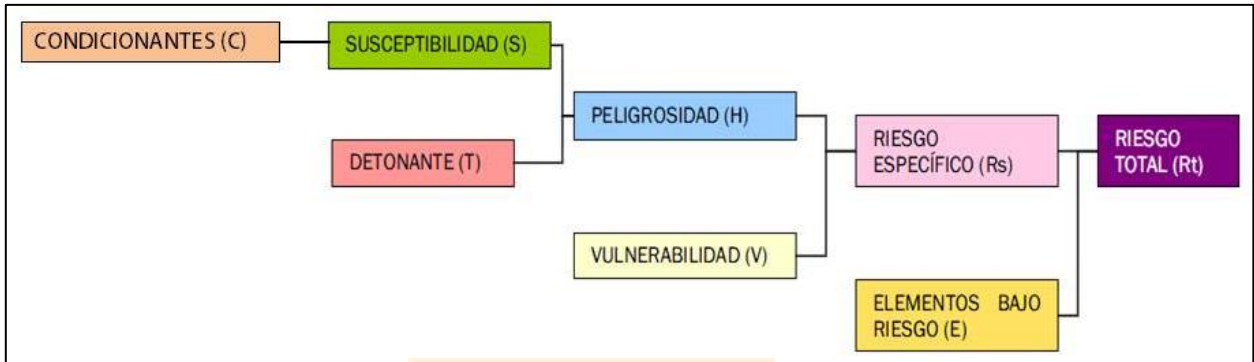
**Factores detonantes o activos:** condiciones externas que generan una respuesta traducida en una remoción en masa mediante el rápido incremento de esfuerzos o la reducción de la resistencia del material de una ladera, caracterizados por un corto lapso de tiempo entre causa y efecto (Wieczorek, 1996 en Lara y Sepúlveda, 2008). Por lo general influyen en la magnitud y velocidad de los movimientos (González de Vallejo *et al.*, 2002).

**Resolución espacial:** medida de la mínima separación lineal o angular entre dos objetos que puede ser percibida por un sensor (el objeto más pequeño distinguible sobre una imagen) medido en metros m sobre el terreno por pixel sobre la imagen (Peña, 1997).

**Resolución espectral:** dimensión y número de intervalos de longitudes de onda en el espectro

electromagnético a las que un sensor es sensible (Peña, 1997).

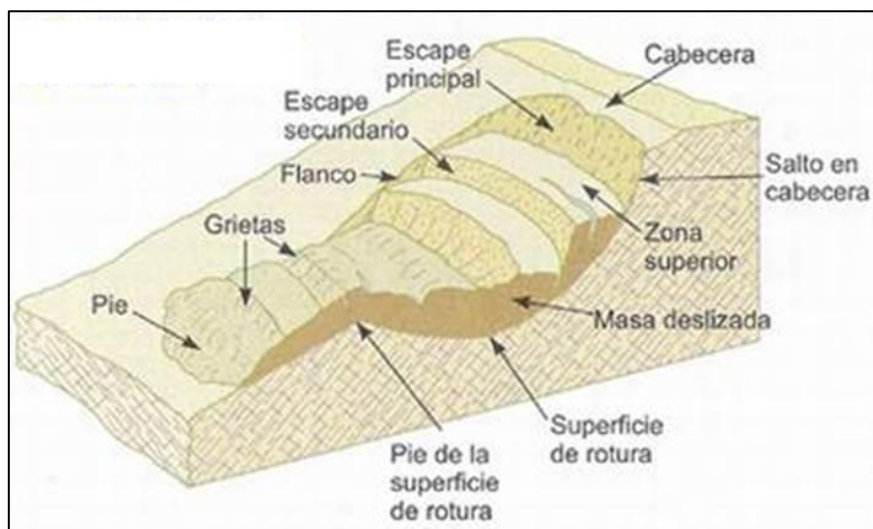
**Resolución temporal:** indica cada cuánto tiempo un sensor dado obtiene imágenes de un área en particular. Depende de las características orbitales de la plataforma (altura, velocidad, inclinación) y del diseño del sensor (ángulo de observación y de apertura) (Peña, 1997).



**Figura 4.1** Mapa conceptual de términos relacionados al análisis de riesgos (modificado de Navarro, 2012)

#### 4.2 CLASIFICACIÓN DE REMOCIONES EN MASA

Uno de los criterios más utilizados universalmente para clasificar las remociones en masa es el mecanismo (fig. 4.3), que se realiza mediante la observación de la deformación de la masa desplazada y de la relación espacial entre los componentes de la remoción (fig. 4.2); también es común el uso de una clasificación basada en la velocidad del movimiento (tabla 4.1), debido a la incidencia de ésta en la previsibilidad y por lo tanto el riesgo asociado.



**Figura 4.2** Componentes de una remoción en masa (González de Vallejo et al., 2002)

#### 4.2.1 Caída o desprendimiento

Son movimientos descendientes bruscos de roca, tierra, o ambos, que se desprenden de laderas empinadas o acantilados, generalmente por pérdida de soporte inferior (Van Westen *et al.*, 1993). El material que cae suele golpear el talud inferior en un ángulo menor que el ángulo de caída, lo que hace que rebote. La masa que cae se puede romper en el impacto, puede empezar a rodar en las pendientes más pronunciadas, y puede continuar hasta que el terreno se aplanan (Highland y Bobrowsky, 2008). Ocurren generalmente en paredes rocosas, siendo frecuentes las roturas en forma de cuña y en bloques formados por conjuntos de discontinuidades preexistentes, aunque también pueden ocurrir desprendimientos de masas de suelo en taludes verticales a favor de grietas de tracción producidas por el estado tensional, o de grietas de retracción por desecación del terreno (González de Vallejo *et al.*, 2002).

#### 4.2.2 Volcamiento o derribo

Es la rotación hacia adelante de una masa de suelo o roca que se desprende de la ladera alrededor de un punto o eje por debajo del centro de gravedad de la masa desplazada. Puede ser impulsado por la gravedad ejercida por el peso del material que se encuentra pendiente arriba de la masa desplazada, o por la acción de agua o hielo en grietas dentro de ella (Highland y Bobrowsky, 2008). Generalmente ocurre asociado a laderas muy empinadas en combinación con desprendimientos, controlados por planos de debilidad subverticales o paralelos a la ladera (Van Westen *et al.*, 1993; González de Vallejo *et al.*, 2002).

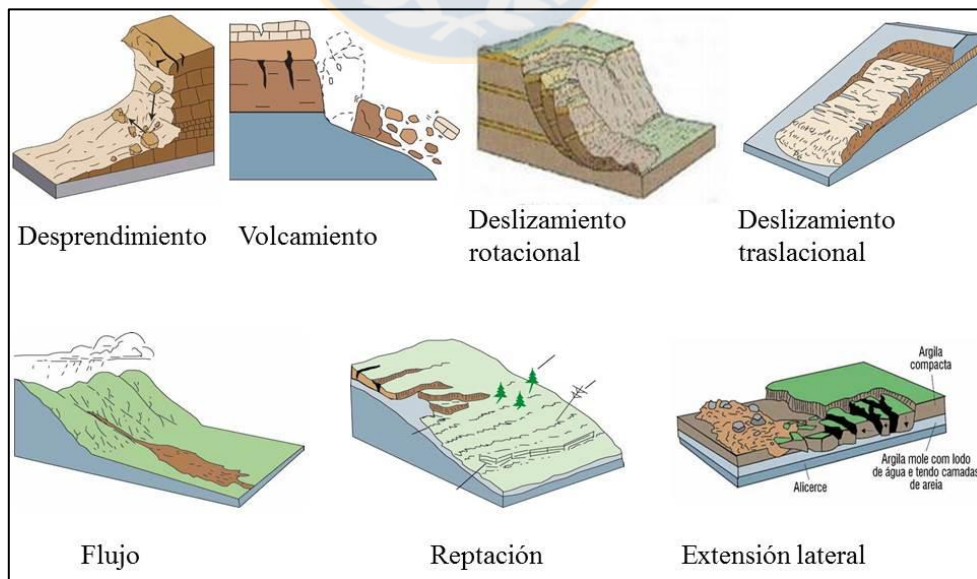
#### 4.2.3 Deslizamiento rotacional

Movimiento de suelo o rocas blandas generalmente por acción de una falla o plano de debilidad en el terreno, a lo largo de una superficie que es cóncava hacia arriba (Quezada, 2017). Se caracteriza por un escarpe principal muy inclinado y una rotación hacia atrás de la zona superior (fig. 4.2). La masa desplazada puede moverse como un cuerpo relativamente cohesionado con poca deformación interna (Highland y Bobrowsky, 2008). El término deslizamiento múltiple (rotacional o traslacional) se usa para describir varias fracturas sucesivas que separan distintos bloques removidos dentro del mismo proceso, por pérdida de soporte lateral del bloque superior (Van Westen *et al.*, 1993). Son más frecuentes en suelos cohesivos homogéneos, y la parte

inferior de la masa deslizada se acumula al pie de la ladera (fig. 4.2) pudiendo formar un lóbulo de depósitos con grietas de tracción transversales (González de Vallejo *et al.*, 2002), o continuar su camino como un flujo debido a la infiltración de agua a lo largo de la superficie de rotura desde la parte superior rotada hacia atrás, y la consiguiente saturación del material en el pie (Van Westen *et al.*, 1993)

#### 4.2.4 Deslizamiento traslacional

Consiste en movimientos de capas delgadas de suelo, detritos o rocas fracturadas a lo largo de superficies planas con poca inclinación (Quezada, 2017). Generalmente las superficies de rotura son planos preexistentes como superficies de estratificación, contactos entre distintas unidades, superficies estructurales, etc. (González de Vallejo *et al.*, 2002). Puede avanzar distancias considerables si la superficie de rotura está lo suficientemente inclinada, a diferencia de los deslizamientos rotacionales, que tienden a restablecer el equilibrio de los deslizamientos. La relación profundidad/longitud es comúnmente del orden de 1/10, menor que para los deslizamientos rotacionales (normalmente del orden de 1/3), y suelen presentar un ancho considerablemente mayor (Van Westen *et al.*, 1993). El material del deslizamiento puede variar de suelos sueltos, no consolidados, a placas extensas de roca, o ambos (Highland y Bobrowsky, 2008).



**Figura 4.3** Tipos de remoción en masa según mecanismo (modificado de Highland y Bobrowsky, 2008)

#### 4.2.5 Flujos

Son movimientos de material disgregado con abundante contenido de agua, por lo que se comporta como un fluido con una continua deformación interna y sin superficies de rotura definidas, caracterizándose por una razón profundidad/longitud muy pequeña del orden de 1/100 y una morfología claramente lobular de sus depósitos (Van Westen *et al.*, 1993). Ocurren preferentemente en suelos arcillosos poco cohesivos que pierden resistencia al ser movilizados (González de Vallejo *et al.*, 2002), aunque también pueden derivar de materiales rocosos, subdividiéndose en tres tipos según el material involucrado y la cantidad de agua que contienen (Lara y Sepúlveda, 2008). Los flujos de barro se generan a partir de materiales finos homogéneos frecuentemente por un aumento de la saturación en agua, pudiendo alcanzar velocidades de varios metros por segundo. Los flujos de tierra también están compuestos de la fracción granulométrica más fina del suelo, pero el material no se encuentra saturado en agua. Los flujos de detritos están constituidos principalmente por material particulado grueso y pueden originarse a partir de deslizamientos que descienden hasta un curso de agua aumentando el volumen y densidad de la descarga, y por lo tanto su capacidad erosiva, generando un efecto “bola de nieve”; también pueden ocurrir por precipitaciones intensas sobre laderas de sedimentos muy erosionables, por ejemplo, depósitos de cenizas volcánicas (Van Westen *et al.*, 1993).

#### 4.2.6 Reptación

Es la deformación de una masa de suelo muy superficial como consecuencia de movimientos extremadamente lentos causados por la gravedad, manifestándose por la inclinación de árboles y postes, aumento de la tensión en las raíces de los árboles, desplazamiento de cercos o caminos y la aparición de grietas (Quezada, 2017). Ocasionalmente, la deformación interna y reorientación de partículas de la masa en movimiento, disminuyendo la resistencia del material y aumentando la velocidad de desplazamiento del mismo, eventualmente hasta evolucionar a un deslizamiento traslacional o a un flujo, lo que se denomina falla progresiva (Van Westen *et al.*, 1993).

#### 4.2.7 Extensión lateral

Ocurre en bloques rocosos o masas de suelo muy coherentes sobre un material blando y deformable, que se desplazan en bloques muy lentamente a lo largo de pendientes bajas, por una pérdida de resistencia del material subyacente por licuefacción (González de Vallejo *et al.*, 2002). La licuefacción puede ser causada por una distorsión en el equilibrio de las cargas, por ejemplo



durante un movimiento sísmico, que genera un aumento en la presión de poros.

Las remociones en masa también pueden ser clasificadas según la velocidad del movimiento de los materiales, lo que resulta de gran utilidad para estimar el riesgo asociado a ellas. En este sentido, Cruden y Varnes (1996 en Lara y Sepúlveda, 2008) asocian valores cuantitativos de velocidad de desplazamiento con términos cualitativos para describirlos, agrupados en siete clases (tabla 4.1).

Clase	Descripción	Velocidad típica
1	Extremadamente lento	< 16 mm / año
2	Muy lento	16 mm / año
3	Lento	1,6 m / año
4	Moderado	13 m / mes
5	Rápido	1,8 m / hr
6	Muy rápido	3 m / min
7	Extremadamente rápido	5 m / s

**Tabla 4.1** Clasificación de remociones en masa según velocidad de desplazamiento (modificado de Cruden y Varnes, 1996 en Lara y Sepúlveda, 2008)

### 4.3 FACTORES CONDICIONANTES

El conocimiento de los factores condicionantes en un sector determinado es de gran importancia para realizar un análisis de remociones en masa, debido a que no sólo controlan la susceptibilidad a la generación de un fenómeno, sino que también influyen en los tipos de movimientos que tienen una mayor probabilidad de ocurrir. Como se definió en los conceptos, corresponden a propiedades intrínsecas del terreno, asociándose principalmente con la geomorfología, la geología, las condiciones climáticas e hidrogeológicas y la vegetación, entre otros.

#### 4.3.1 Geomorfología

Los rasgos geomorfológicos de un sector tienen una importante influencia en la susceptibilidad a remociones en masa, siendo los principales controladores de la forma del terreno, por lo que

facilitan o disminuyen la acción de la gravedad sobre las masas de suelo o roca, incidiendo en la velocidad, distancia de desplazamiento y volumen desplazado. Los principales aspectos relacionados con la geomorfología que deben ser considerados en el análisis de remoción en masa son la topografía, la pendiente de laderas y cauces, orientación y altura de las laderas.

La topografía escarpada, con pendientes de alta inclinación favorece considerablemente la generación de movimientos de laderas. Para el caso de suelos, es altamente probable que se genere un deslizamiento si el ángulo de la pendiente supera el coeficiente de fricción interna del material (Lambe y Whitman, 1972 en Lara y Sepúlveda, 2008). Específicamente, Keefer (1984) (en Lara y Sepúlveda, 2008) estima en presencia de sismos de intensidad superior a IV, los suelos en pendientes mayores que  $15^\circ$  serán susceptibles a producir deslizamientos rotacionales, mientras que en pendientes desde los  $10^\circ$  de inclinación es probable observar deslizamientos traslacionales. El mismo autor señala que en taludes de  $40^\circ$  o más pueden ocurrir desprendimientos de rocas fracturadas, meteorizadas y poco resistentes, o bien desprendimientos de suelos compuestos de material arenoso o gravoso levemente cementado, o arcillas no compactas. Cabe recordar que el tipo de movimiento y la probabilidad de generación varía en función de otros factores condicionantes. La forma de la red de drenaje influye principalmente en la energía de los flujos: tributarios cortos, rectos, estrechos y de alta pendiente concentran material aumentando la energía cinética en su transporte (Jacoby, 2001 en Lara y Sepúlveda, 2008). La pendiente de laderas es generalmente agrupada en rangos cuyos límites numéricos dependen de un análisis detallado del terreno, considerando la competencia de las unidades y la ocurrencia de remociones pasadas. La orientación de las laderas, directamente relacionada con su exposición al sol, influye en la acumulación de humedad en el suelo y por lo tanto en el grado de meteorización y erosión, saturación y presencia de vegetación (Lara y Sepúlveda, 2008). El factor orientación también juega un rol en la susceptibilidad a remociones en masa frente a sismos, por cuanto la topografía constituye un efecto de sitio considerable en la amplificación de ondas sísmicas superficiales.

#### **4.3.2 Geología**

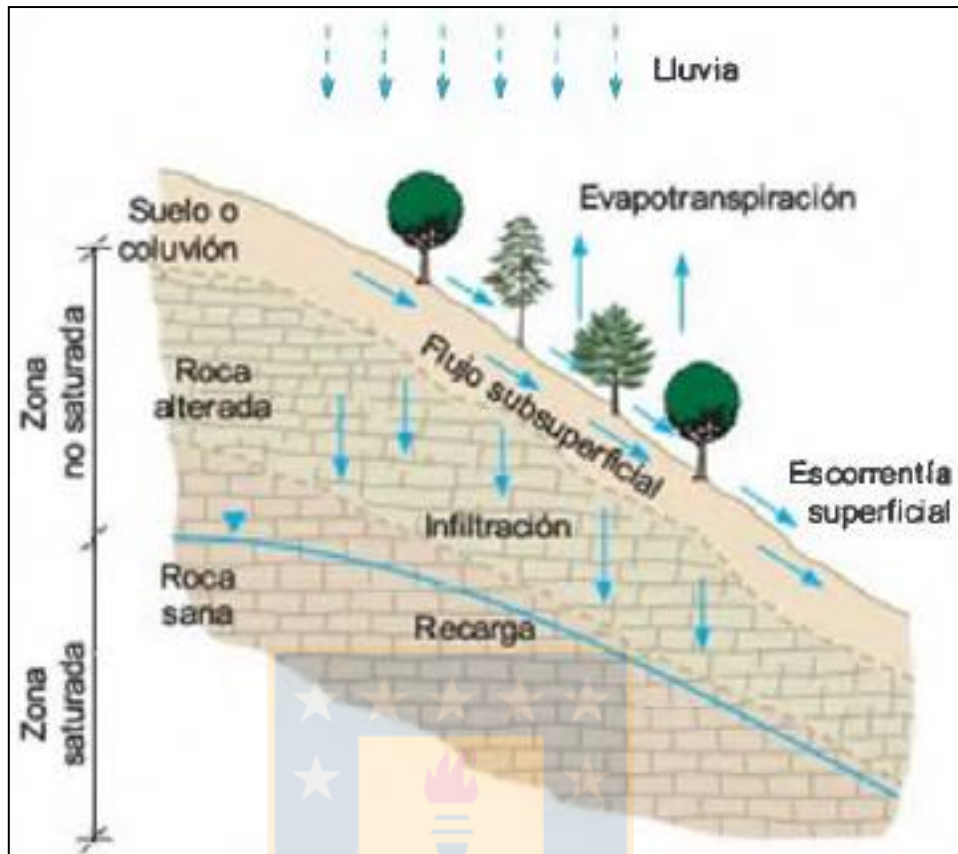
El factor geológico en el estudio de remociones en masa engloba características químicas, físicas, litológicas y estructurales del suelo y de las rocas, existiendo notables diferencias en la estabilidad relativa de distintos tipos de depósitos, por lo que es aconsejable (Varnes, 1984)

agrupar las unidades geológicas según su estabilidad observada o inferida en laderas, y no necesariamente según diferencias litoestratigráficas.

Características litológicas como la composición, fábrica y textura son determinantes en la resistencia al corte, permeabilidad y resistencia a la meteorización física y química, que a su vez afectan a la estabilidad en laderas. La presencia de minerales secundarios de alteración hidrotermal como arcillas, ceolitas, sericita y clorita facilita los procesos de meteorización química y física, aumentando la pérdida de resistencia, capacidad de incorporar agua, expansividad e incremento de la porosidad (Jacoby, 2001 en Lara y Sepúlveda, 2008). En rocas sedimentarias, la granulometría tiene una gran influencia en la cohesión y resistencia al corte, siendo los materiales arcillosos más cohesivos que otros de tamaño de grano más grueso (arenas), aunque algunas arcillas pierden una cantidad considerable de resistencia al corte al aumentar su contenido de agua, llamadas arcillas sensibles o rápidas (Varnes, 1984). Por otro lado, la meteorización afecta más intensamente a limolitas, arcillolitas y esquistos que a areniscas y calizas, que suelen ser más duras y resistentes (Briggs *et al.*, 1975).

La permeabilidad del material influye directamente en la capacidad de infiltración y por lo tanto en la distribución del flujo de agua superficial y subterránea (fig. 4.4), facilitando la saturación del material, que constituye una condición desfavorable para la estabilidad del talud (Lara y Sepúlveda, 2008), ya que aumenta la presión de poros y disminuye la cohesión entre partículas (Briggs *et al.*, 1975). Otra propiedad física importante es la densidad del material, considerando que los materiales más densos presentan también una mayor resistencia al corte (Lambe y Whitman, 1972 en Lara y Sepúlveda, 2008).

La estructura de las rocas que componen una ladera es uno de los factores de mayor importancia en la susceptibilidad a generar movimientos gravitacionales. En este sentido, es de vital importancia observar la actitud de planos de debilidad como discontinuidades, contactos



**Figura 4.4** Esquema de circulación del agua en una ladera (González de Vallejo *et al.*, 2002)

litológicos, foliación de rocas metamórficas, fallas y fracturas, con respecto a la actitud de la ladera. En este aspecto, los planos de debilidad que mantean en una dirección similar a la pendiente de la ladera, pero con un menor ángulo de inclinación constituyen una condición críticamente favorable para originar remociones en masa (Briggs *et al.*, 1975). Si además, dicho plano de debilidad constituye un contacto litológico entre una unidad más permeable que sobreyace a una unidad menos permeable, el agua de infiltración se acumula sobre el contacto y fluye con mayor facilidad hacia la superficie libre de la ladera, comúnmente resultando en múltiples fallas en la misma (Varnes, 1984). A esto se debe que, por ejemplo, una intercalación de lutitas con areniscas manteano en la dirección de la ladera, pero con menor ángulo, es más susceptible que cualquiera de los dos tipos de roca por sí solo (Varnes, 1984).

### 4.3.3 Hidrología y clima

En regiones con clima templado, las fluctuaciones estacionales en el nivel freático y la cantidad y

la presión intersticial de agua subterránea pueden aumentar la susceptibilidad a movimientos de laderas ya que aumenta las fuerzas que tienden a la inestabilidad (Varnes, 1984). Las principales consecuencias del aumento de la cantidad de agua en el sustrato son: reducción de la resistencia al corte en los planos de rotura al disminuir la tensión normal efectiva; aumento de la presión ejercida sobre grietas de tracción; aumento del peso del material saturado; erosión interna por remoción de materiales debido al flujo subterráneo; meteorización química de minerales; y, en latitudes mayores, la apertura de discontinuidades por agua congelada (González de Vallejo *et al.*, 2002). Debido a que generalmente es muy difícil disponer de información sobre presión del agua, profundidad y fluctuaciones anuales del nivel freático, es aconsejable (Varnes, 1984) observar cuando sea posible la profundidad en pozos, presencia de brotes superficiales, registros que correlacionen lluvias intensas con remociones en masa y, si se dispone de ellas, imágenes satelitales en espectro infra rojo que permitan identificar, por ejemplo, zonas donde la vegetación responde a cambios hidrológicos o donde la temperatura superficial indica la presencia de esteros y brotes.

#### **4.3.4 Vegetación**

La vegetación constituye un factor condicionante cuya interpretación suele ser compleja, debido a que puede promover inestabilidad en una ladera como también favorecer la estabilidad, dependiendo de la profundidad del suelo, altura, tipo y densidad de la cobertura vegetal (Varnes, 1984). A grandes rasgos, la vegetación favorece la estabilidad porque protege a la ladera de agentes climáticos erosivos como la lluvia, la luz solar y el viento, retiene una gran cantidad de agua que permanece sobre la superficie de las ramas, hojas y troncos y luego es eliminada como vapor, además del agua eliminada por evapotranspiración; los restos vegetales caídos sobre el suelo también inmovilizan parte del agua y dificultan la escorrentía superficial. Además, las raíces aumentan considerablemente la resistencia al corte de la masa y la cohesión del suelo mediante la disminución de la presión de poros. Por otro lado, los efectos negativos son el aumento de carga sobre la ladera, el movimiento generado por el viento que es transmitido hacia el suelo, la eventual caída de árboles y el efecto de cuña producido por las raíces durante su crecimiento. Se desprende la gran dificultad al sopesar los efectos positivos y negativos de la vegetación, aunque probablemente se puede establecer una correlación entre la cantidad y tipo de vegetación y la ocurrencia de remociones pasadas.

#### 4.4 FACTORES DETONANTES

Los factores detonantes son eventos o condiciones externas que producen un cambio en los esfuerzos sobre la ladera o bien una reducción en la resistencia de los materiales de la misma, que se traducen en un movimiento gravitacional si la zona es suficientemente susceptible. Estos cambios pueden ocurrir muy rápido y la respuesta suele manifestarse en un plazo muy corto, por lo que es importante analizar los factores que puedan actuar sobre una zona determinada. Se desprende de la definición, que generalmente estos cambios pueden estar asociados a una repentina modificación de las condiciones asociadas a los distintos factores condicionantes, cuyo control relativo sobre la susceptibilidad determinará la influencia que tenga un factor detonante u otro, y ambos a su vez poseen un importante control sobre el tipo de remoción que probablemente ocurrirá. Dentro de los agentes que aumentan los esfuerzos de corte están: la pérdida de soporte lateral e inferior, por erosión, remociones previas o modificación de taludes; el aumento de carga, por infiltración de agua, rellenos artificiales, plantaciones o construcciones; y el aumento de presiones laterales, que pueden ser hidráulicas, causadas por raíces, por congelación de agua o por aumento de volumen de arcillas al incorporar agua; esfuerzos transitorios como terremotos o vibraciones producidas por camiones o maquinaria. Agentes que disminuyen la resistencia de los materiales son la meteorización química y cambio de composición mineralógica, los cambios de esfuerzos intersticiales asociados a la presión de poros, y los cambios en la estructura, asociados a la disminución de la resistencia en un plano de debilidad o a la generación de nuevas fracturas (Van Westen *et al.*, 1993).

##### 4.4.1 Precipitaciones

Las precipitaciones producen la saturación de los materiales en agua y por lo tanto aumentan temporalmente la presión de fluidos, disminuyendo la resistencia de los materiales durante un periodo de tiempo (Lara y Sepúlveda, 2008). Las lluvias cortas e intensas tienen una mayor probabilidad de generar remociones superficiales como deslizamientos o flujos (González de Vallejo *et al.*, 2002), mientras que las más extendidas en el tiempo y con menor intensidad tienden a producir movimientos más profundos que se ven favorecidos por una modificación sustancial del nivel freático, por lo que debe considerarse su intensidad, distribución y duración en el análisis (Lara y Sepúlveda, 2008). Además, aumentan la escorrentía superficial y con ello la erosión de rocas y suelo, resultando en la socavación del pie de la ladera o la disolución de la

misma.

#### **4.4.2 Sismos**

La aceleración sísmica modifica temporalmente las condiciones de esfuerzos tanto normales como de corte que experimenta el terreno, afectando su estabilidad (Lara y Sepúlveda, 2008). Además de la magnitud, hay otros factores asociados a un sismo que pueden influir en la probabilidad y tipo de remoción en masa, como son la distancia al foco, efectos de sitio como la amplificación dinámica de ondas sísmicas, que describe un aumento de la aceleración superficial en presencia de ciertos tipos de materiales, o la topografía, generándose una mayor aceleración en laderas por falta de confinamiento lateral, y la directividad, es decir, la presencia de una dirección preferencial de vibración en que la aceleración del movimiento del terreno es mayor que en las demás.

#### **4.4.3 Acciones antrópicas**

El aumento de la pendiente de los taludes, represamiento y modificación de cauces causando posibles socavamientos en el pie de laderas naturales, la construcción de redes de drenaje y alcantarillados que pueden modificar la infiltración, o la deforestación o cambios en el tipo de vegetación, son intervenciones artificiales que suelen modificar uno o más factores condicionantes asociados a dichas intervenciones en un periodo de tiempo extremadamente corto y por lo tanto disminuir la estabilidad de una ladera, según los mecanismos descritos en el apartado 4.3. Por este motivo, el análisis de susceptibilidad y factores condicionantes en un determinado sitio debe ser considerado antes de su intervención, y las medidas correspondientes de mitigación y corrección planificadas.

#### **4.5 MAPAS DE SUSCEPTIBILIDAD A REMOCIONES EN MASA**

Los estudios preliminares en una investigación de remociones en masa siempre deben tomar en cuenta consideraciones referentes a la utilidad del estudio, es decir, que la inestabilidad de laderas de alguna manera ha afectado o perjudicado actividades humanas, y por lo tanto es necesario tomar medidas de prevención, mitigación y corrección, enfocadas en la interacción de la amenaza con los elementos en riesgo. En este sentido, uno de los primeros pasos para estimar el peligro y el riesgo de remociones en masa en un sector dado es determinar la susceptibilidad al fenómeno y

su zonación representada en un mapa a una escala adecuada, que, junto con la metodología de desarrollo y el contenido del producto, dependen de la cantidad y resolución de datos disponibles y del propósito de la investigación, que generalmente involucra la toma de decisiones con respecto a medidas de prevención y corrección, planificación territorial, obras civiles, legislaciones o seguros. Por esto es aconsejable, dentro de lo posible, involucrar al (los) usuario(s) final(es) en distintas fases de la investigación.

Cabe mencionar que, en muchos casos, la zonación es realizada principalmente en base al mapa de susceptibilidad (Van Westen *et al.*, 1993), ocasionalmente acompañada de indicadores relativos del peligro del tipo “bajo, medio o alto”. La dificultad en valorar cuantitativamente el peligro, y por lo tanto el riesgo, se debe en gran parte a que para ello se requiere conocer la tasa de recurrencia de los factores detonantes como las lluvias intensas o los sismos de una cierta intensidad, cuya predicción temporal y asociación certera de causa – efecto con remociones en masa es extremadamente compleja.

#### **4.5.1 Escalas de trabajo**

Si bien la selección de la escala del trabajo y del mapa final de susceptibilidad, peligro o riesgo es una atribución de quien realiza el estudio, sin embargo existen consideraciones que deben ser tomadas en cuenta, que involucran el objetivo de la investigación, el tipo de problema presente en el sector, la disponibilidad de datos, instrumentación y recursos financieros, los conocimientos del usuario final (propietarios, ocupantes, público afectado, autoridades, ingenieros civiles o prevencionistas de riesgos) y la experiencia profesional de las personas involucradas en el estudio. Van Westen *et al.* (1993) y Corominas *et al.* (2014) describen cuatro escalas de trabajo según los parámetros mencionados.

##### 4.5.1.1 Escala nacional

El objetivo de los mapas a escala nacional es generar un inventario de áreas problemáticas para un país completo, realizado mediante la aplicación de reglas generalizadas en base al número de remociones por unidad al año por unidad administrativa, con el fin de informar a autoridades gubernamentales y al público general, y eventualmente diseñar sistemas de alerta a la comunidad. Se asume, por ejemplo, que todas las unidades geológicas presentes son homogéneamente



susceptibles, o bien lo son todas las laderas en un mismo rango de pendiente, y que todas las remociones son de dimensiones similares (Corominas *et al.*, 2014). Las escalas utilizadas en este tipo de mapas son generalmente menores que 1:250.000.

#### 4.5.1.2 Escala Regional

Los mapas regionales utilizan escalas de orden de 1:250.000 a 1:25.000 con el propósito de informar a profesionales del área de planificación en fases iniciales de proyectos rurales, urbanos o infraestructurales de desarrollo regional, sobre posibles limitaciones espaciales debidas a inestabilidad de laderas. También permiten desarrollar alertas y planes urbanos de emergencia a nivel regional. Abarcan áreas del orden de 1000 Km<sup>2</sup>, por lo que requieren un bajo nivel de detalle obtenido mediante métodos simples, como el cálculo de la cantidad de remociones por Km<sup>2</sup> al año, asumiendo una magnitud de valor fijo.

#### 4.5.1.3 Escala local

Generalmente se aplica para mapas cuyo fin es la determinación de la susceptibilidad, peligro y riesgo en áreas que incluyen obras mayores de ingeniería, planos de urbanización u obras viales. Idealmente abarcan áreas de entre 10 y 1000 Km<sup>2</sup> mapeados a escalas de 1:25.000 a 1:5.000, con un nivel de detalle considerablemente mayor, a diferencia de los mapas regionales y nacionales, considerando la combinación de diferentes factores condicionantes en cada unidad del mapa en base a métodos estadísticos, e indicando en el producto final la probabilidad de ocurrencia o periodo de retorno de rangos de magnitud dados.

#### 4.5.1.4 Escala de sitio

Se refiere a los mapas a escalas mayores que 1:5.000 usados en investigaciones a nivel de sitios específicos, previas al diseño de obras de ingeniería. A esta escala es ideal incluir en el trabajo el cálculo de factores de seguridad, como función de variaciones en el ángulo de pendientes o bajo la influencia de factores detonantes específicos, además del análisis de estabilidad de laderas. El área de la superficie a estudiar es comúnmente del orden de decenas de Km<sup>2</sup>, indicando idealmente la cuantificación absoluta de la probabilidad de ocurrencia de remociones en masa de distintas magnitudes e intensidades, utilizando métodos instrumentales y estudios geotécnicos.

## 4.6 MÉTODOS DE ZONACIÓN Y MAPEO

Los mapas de susceptibilidad subdividen el terreno cualitativamente en zonas con diferentes probabilidades relativas de ocurrencia de remociones en masa, y constituyen un paso inicial y fundamental en el análisis del peligro y del riesgo, o también pueden ser en sí un producto final utilizado en planificación de usos de suelo o estudios de impacto ambiental (Corominas *et al.*, 2014). Existen distintos métodos para realizar la zonación de la susceptibilidad en un área determinada que, como se dijo anteriormente, dependen en gran parte de los datos disponibles y del tiempo y recursos para obtenerlos, difiriendo entre sí en la forma de obtener los datos de entrada y por lo tanto en el nivel de detalle, requerimientos y objetividad en el producto final.

### 4.6.1 Inventarios de eventos

La metodología de zonación mediante la delimitación de áreas según su densidad de eventos históricos se basa en el principio de que las condiciones pasadas son indicadores de las condiciones esperables a futuro, porque el terreno tiende a mantener sus condiciones ambientales dentro de los períodos de tiempo aplicables (muy cortos en comparación con la escala geológica de tiempo), y por lo tanto los sectores que han experimentado movimientos gravitacionales en el pasado son más propensos a revivirlos en el futuro también (Corominas *et al.*, 2014). Los datos de entrada consisten únicamente en los puntos que corresponden a ubicaciones de remociones en masa, y se obtienen mediante la interpretación de fotografías aéreas, visitas a terreno y bases de datos y/o informes técnicos, para luego ser expresados cuantitativamente como la cantidad de eventos, o el área ocupada por depósitos de remociones, por unidad de área del mapa (Van Westen *et al.*, 1993). Generalmente constituyen la base para todos los otros métodos de zonación, siendo el dato de entrada más objetivo y el medio de validación del resultado final. Eventualmente pueden “evolucionar” a un mapa de actividad de remociones en masa, en caso de contar con fotografías aéreas multi-temporales, indicando el efecto de las variaciones temporales de uno o más factores.

### 4.6.2 Análisis heurístico

Se basa en la opinión de un especialista en geomorfología, quien realiza un mapeo directo de remociones en masa y su contexto geomorfológico, determinando *in situ* el peligro para cada

lugar. Se trata de una metodología generalmente subjetiva, con criterios difíciles de formular ya que varían de sitio en sitio (Van Westen *et al.*, 1993). Para sopesar esta dificultad, se han desarrollado métodos basados en la combinación cualitativa de mapas de parámetros, divididos en clases según el nivel de peligro que representan, que poseen una ponderación asignada por el experto según su influencia observada en terreno sobre la inestabilidad de laderas. Aun así, la asignación de ponderaciones para los distintos factores condicionantes está asociada a generalizaciones que pueden ser incorrectas.

#### **4.6.3 Análisis estadísticos**

Los factores que han condicionado la ocurrencia de movimientos de ladera en el pasado son determinados estadísticamente, para luego realizar predicciones cuantitativas extrapolando a áreas que no reportan remociones pero presentan similares condiciones (Van Westen *et al.*, 1993). En el método estadístico bivariable, cada mapa que representa un factor condicionante (pendiente, uso de suelo, litología, etc) es combinado con el inventario de eventos, determinando en base a su densidad las distintas unidades del mapa, que corresponden a los diferentes niveles de peligro asociado al factor. El método estadístico multivariable representa todos los factores relevantes en unidades morfométricas o bien en una matriz, que luego es analizada utilizando regresiones múltiples o análisis discriminantes (Van Westen *et al.*, 1993), para asignar porcentajes de influencia a cada factor en la susceptibilidad final. Este último método es recomendado en zonas homogéneas o en áreas con escasa variación con respecto al tipo de remociones en masa que suelen experimentar.

#### **4.6.4 Análisis determinísticos**

Se basan en modelos de estabilidad de laderas que permiten el cálculo de valores cuantitativos de estabilidad y factores de seguridad, cuando las condiciones geológicas y geomorfológicas son relativamente homogéneas. Una desventaja es que se requiere una gran cantidad de datos de compleja obtención, como por ejemplo modelos de simulación de aguas subterráneas, por lo que es poco aplicable para grandes áreas.

En muchos casos la combinación de métodos, por ejemplo, un análisis morfológico basado en el conocimiento con aplicación de ponderaciones a los parámetros condicionantes observados,

aumenta la objetividad y accesibilidad del producto final, particularmente en casos donde el peso de los factores considerados se basa en su grado observado de contribución a la inestabilidad de laderas y es determinado mediante estadísticas simples.



## 5 RESULTADOS

### 5.1 RECLASIFICACIÓN DE FACTORES CONDICIONANTES

En este capítulo se detalla los factores condicionantes considerados en el presente análisis de susceptibilidad a remociones en masa, su influencia relativa en la generación de remociones en masa, y la reclasificación de cada factor en tres clases que representan la susceptibilidad relativa del factor a generar desprendimientos de material, asignando el valor 1 a zonas con baja susceptibilidad asociada al factor, 2 a susceptibilidad intermedia y 3 a alta susceptibilidad, para posteriormente integrarlos mediante álgebra de mapas en ArcMap 10.3 al mapa de susceptibilidad final. Los datos para confeccionar las capas que representan cada factor (tabla 5.1) son obtenidos a partir de observaciones y datos de terreno, geoprocésamiento del DEM y bibliografía correspondiente principalmente a informes técnicos realizados por el SERNAGEOMIN.

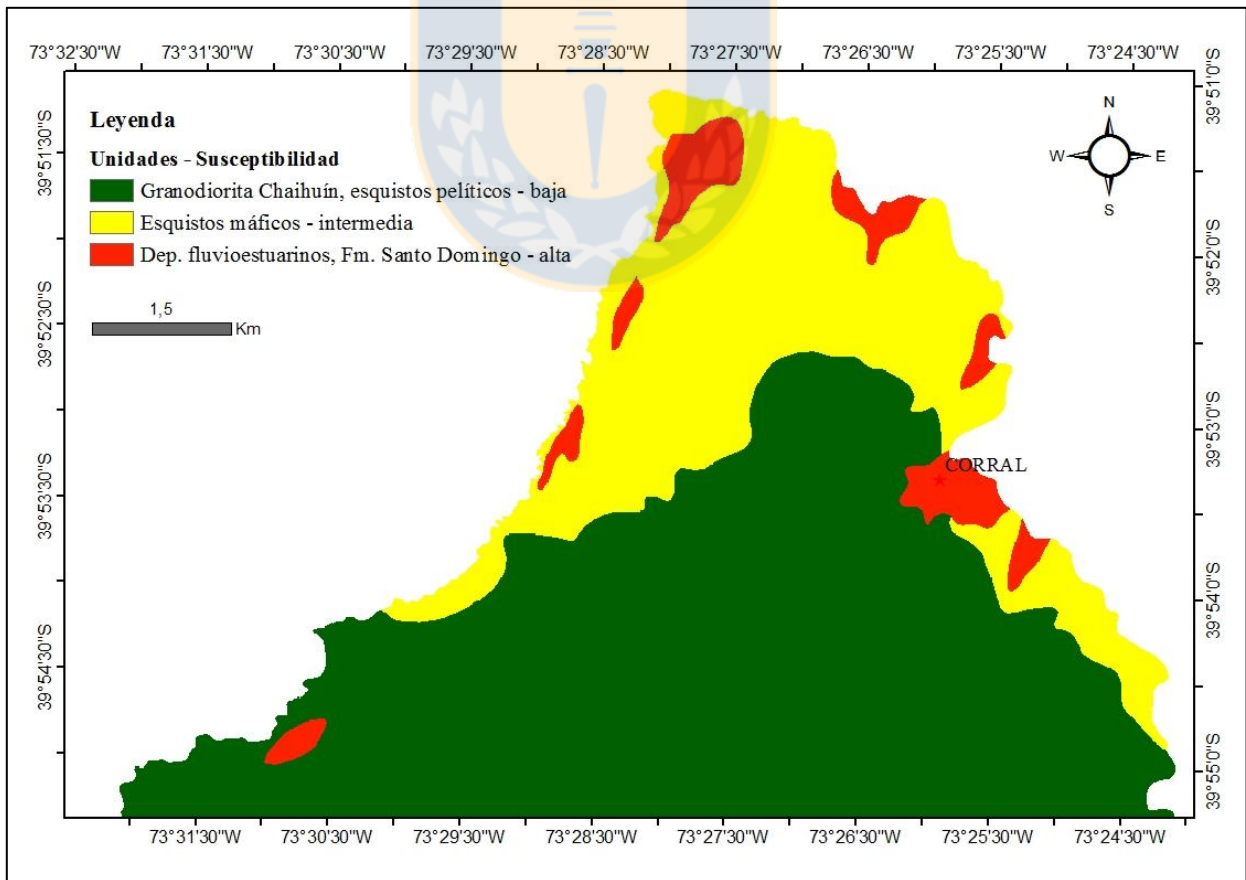
Factor	Fuente	Unidad
Litología	Terreno, bibliografía	Pixel
Uso suelo		
Estructura	Terreno, DEM e imagen satelital	
Pendiente	Geoprocésamiento DEM	
Orientación de laderas		
Curvatura perfil		
Curvatura plano		
Densidad drenaje		
Índice hipsométrico	Subcuenca	
Índice de relieve relativo		

**Tabla 5.1** Fuentes de información y unidades fundamentales de trabajo para la confección de capas por factor condicionante.

#### 5.1.1 Litología

Los diferentes tipos de roca que afloran en el área de estudio (fig. 3.6) son caracterizados y agrupados según sus propiedades relacionadas a su resistencia geomecánica, como son la fragilidad, permeabilidad y grado de consolidación. Además, se considera para la reclasificación del factor litología (fig. 5.1), la ocurrencia de remociones en masa expresada en el catastro. Se asigna una alta susceptibilidad a las rocas de la Fm. Santo Domingo y a los depósitos fluvioestuarinos, debido a su alta permeabilidad y baja competencia y, que sumadas a la alta

pluviosidad del sector conllevan una mayor propensión a experimentar movimientos gravitacionales. Los esquistos máficos del CMBM poseen una susceptibilidad intermedia, asociada a su mayor dureza y resistencia geomecánica en relación con las unidades anteriores, sin embargo, el alto nivel de fracturación y el subsecuente aumento de permeabilidad favorecen la meteorización y por lo tanto la fragilidad y probabilidad de deslizamientos. Los esquistos pelíticos muestran un menor grado de oxidación y mejor estado de conservación que los esquistos máficos, al igual que las rocas graníticas que poseen un grado de alteración comparativamente menor, por lo tanto, son considerados con susceptibilidad baja. Para crear el mapa de niveles de susceptibilidad según el factor litología, se utiliza la herramienta *reclassify* de ArcGIS ingresando el *raster* de las unidades geológicas. Mediante dicha herramienta se asigna valores numéricos del 1 al 3 a todas las unidades geológicas presentes en el área de estudio según el grado de susceptibilidad a remociones en masa que aportan (1 para baja, 2 para intermedia y 3 para alta). De esta manera las unidades de cada factor condicionante son reagrupadas en tres niveles para su posterior superposición ponderada.



**Figura 5.1** Reclasificación de las unidades litológicas según nivel de susceptibilidad.

### 5.1.2 Estructuras

El factor estructural es expresado en este estudio como la cercanía de los puntos de interés a fallas activas, debido a que en los sectores aledaños a la traza de las fallas se observa un gran aumento de la fragilidad y la densidad de fracturas en rocas metamórficas, y también una relativamente alta ocurrencia de remociones en masa en puntos coincidentes o muy cercanos a la traza de la falla. Esta clasificación (fig. 5.2) se realiza mediante la construcción de polígonos *buffer* mediante la herramienta del mismo nombre en ArcGIS, en torno a la traza observada e inferida de las fallas, considerando una distancia de hasta 300 m para la susceptibilidad alta, entre 300 y 600 m para susceptibilidad intermedia y más de 600 m como baja susceptibilidad. Al igual que en el factor litología, los polígonos *buffer* creados se reclasifican asignando valores del 1 al 3 según el nivel de susceptibilidad correspondiente.

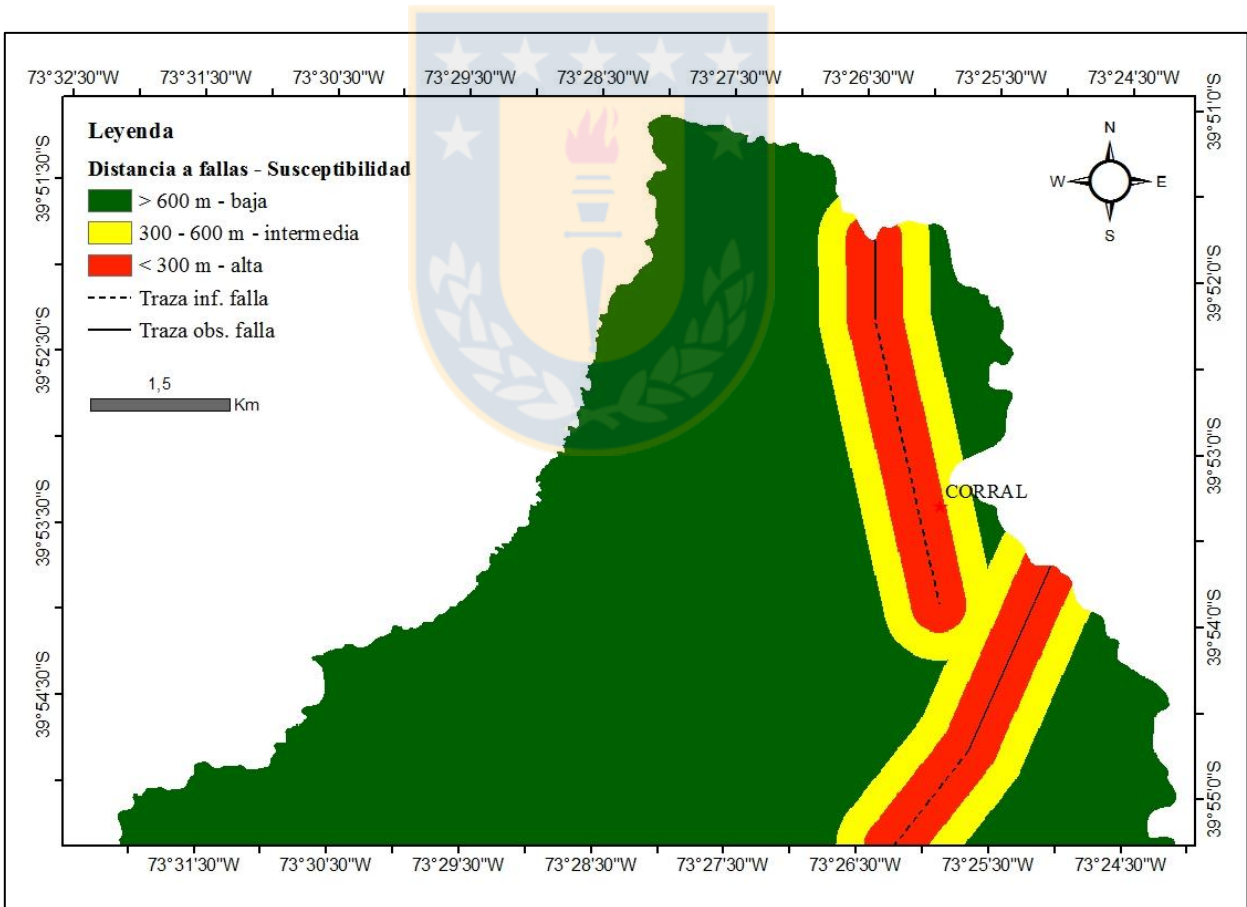
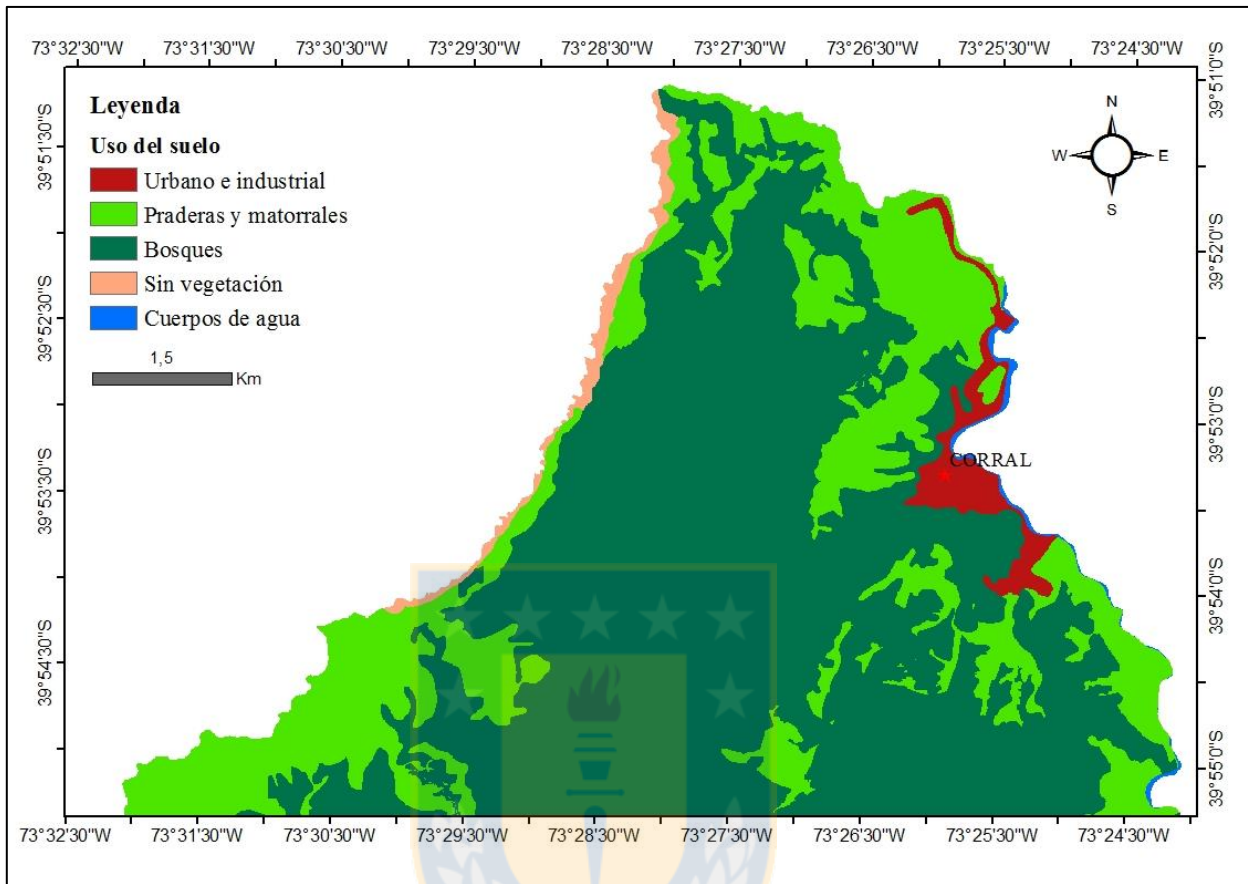


Figura 5.2 Reclasificación del factor estructural según nivel de susceptibilidad.

### 5.1.3 Uso del suelo

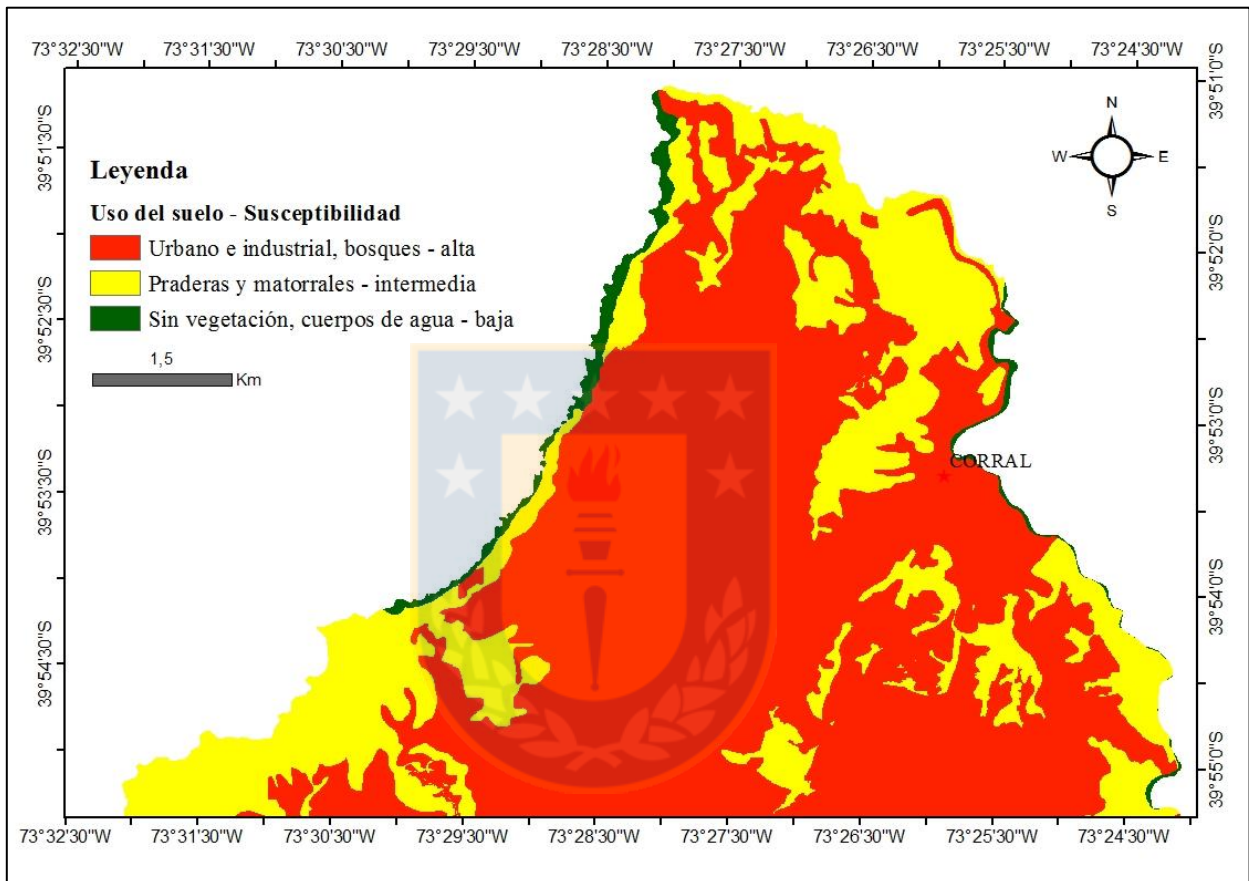


**Figura 5.3** Usos del suelo en el área de estudio.

El uso de suelo en este caso implica la presencia o ausencia de urbanización, y en zonas no urbanizadas se refiere al tipo de vegetación, ausencia de la misma o actividad agrícola o forestal. Cada uso influye en la carga sobre la superficie y por lo tanto en los esfuerzos de corte a los que se somete el material, y también influye en la capacidad de infiltración del agua en el suelo, facilitando o retrasando la saturación. En el área de estudio existen cinco usos de suelo (fig. 5.3), de los que se considera con una alta susceptibilidad al suelo urbanizado e industrial, debido a la alta intervención antrópica en la generación de taludes que en muchos casos superan la capacidad de resistencia y pendiente crítica del material, y a la carga generada por construcciones sobre la corona de las laderas y taludes. Los bosques también son asociados a una alta susceptibilidad, debido al considerable aumento de carga sobre la superficie y el efecto de las raíces, que transmiten el movimiento de los árboles causado por el viento o actividad sísmica hacia la roca, pudiendo aumentar la fracturación y disminuir la competencia. Cabe señalar que en algunas regiones se considera favorable la presencia de mayor vegetación porque absorbe el agua de



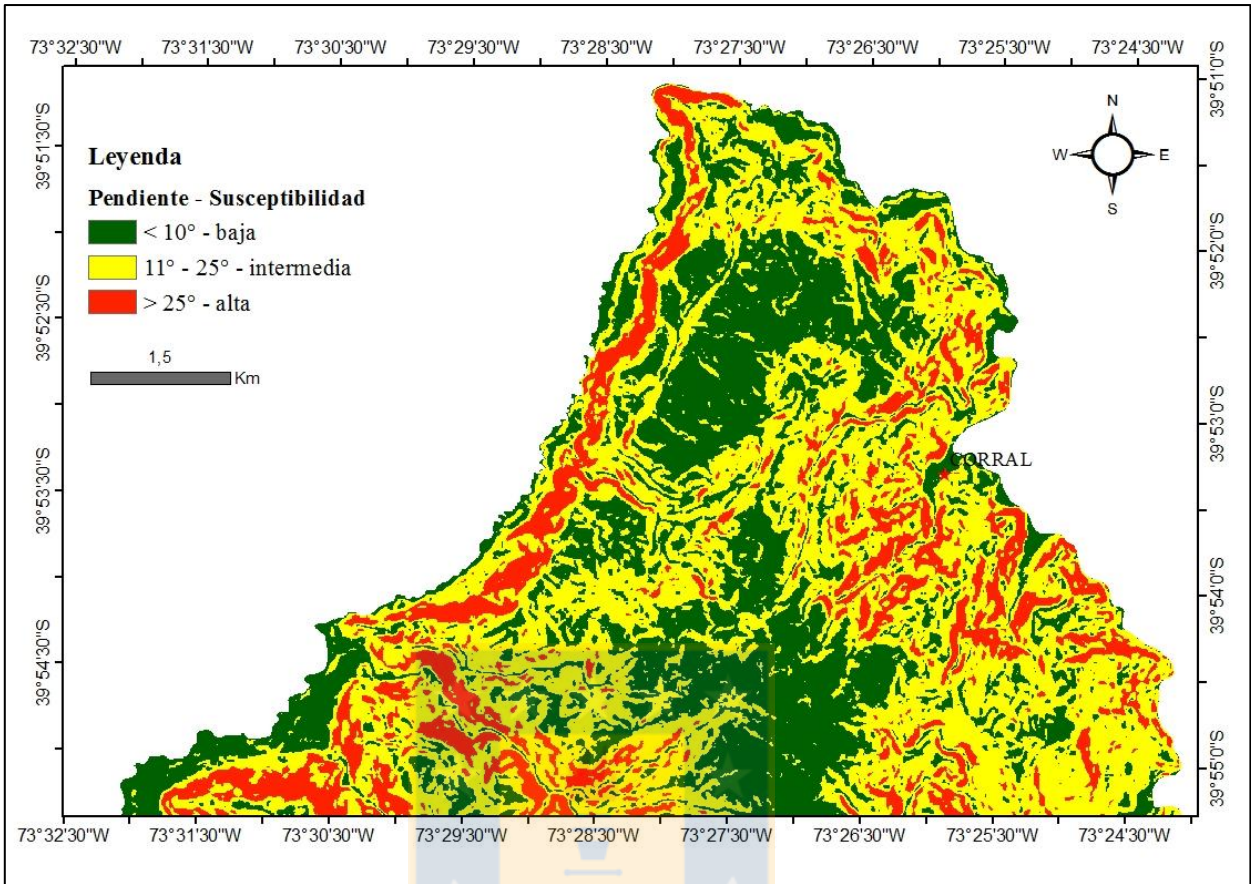
lluvia y retrasa la saturación del terreno, sin embargo, ese efecto no se considera en este caso por la alta pluviosidad de la zona, siendo la vegetación insuficiente para evitar la saturación del suelo en agua. Los suelos ocupados por praderas y matorrales son asignados a un nivel intermedio de susceptibilidad, y finalmente las zonas sin vegetación y los cuerpos de agua corresponden a una susceptibilidad baja (fig. 5.4).



**Figura 5.4** Reclasificación del factor uso del suelo según nivel de susceptibilidad.

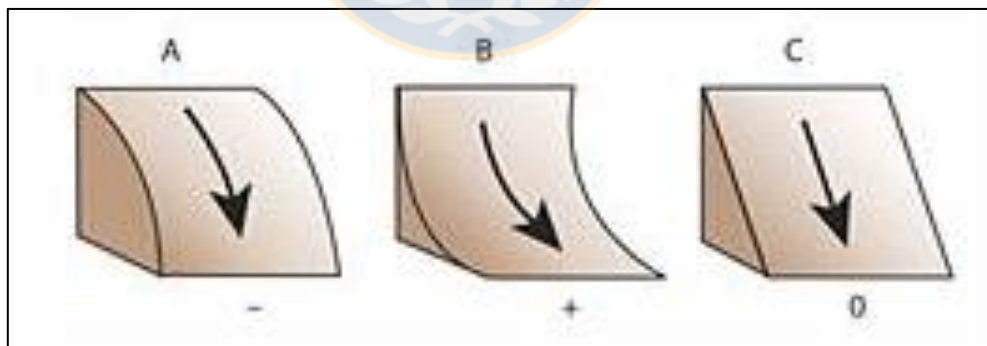
#### 5.1.4 Pendiente

La distribución y grados de pendiente del terreno en la zona de interés fueron analizados en el apartado 2.3 y en la fig. 2.3. La distribución de pendientes es reagrupada (fig. 5.5) en base a su capacidad generadora de movimientos gravitacionales, que se debe a la mayor tensión en los materiales a mayores pendientes. Las pendientes de menos de  $10^\circ$  son consideradas suaves y representan una baja susceptibilidad a remociones en masa; aquellas entre  $10^\circ$  y  $25^\circ$  corresponden a pendientes moderadas con una susceptibilidad intermedia y con más de  $25^\circ$  se consideran abruptas, asignadas a una alta susceptibilidad.



**Figura 5.5** Reclasificación del factor pendiente según nivel de susceptibilidad.

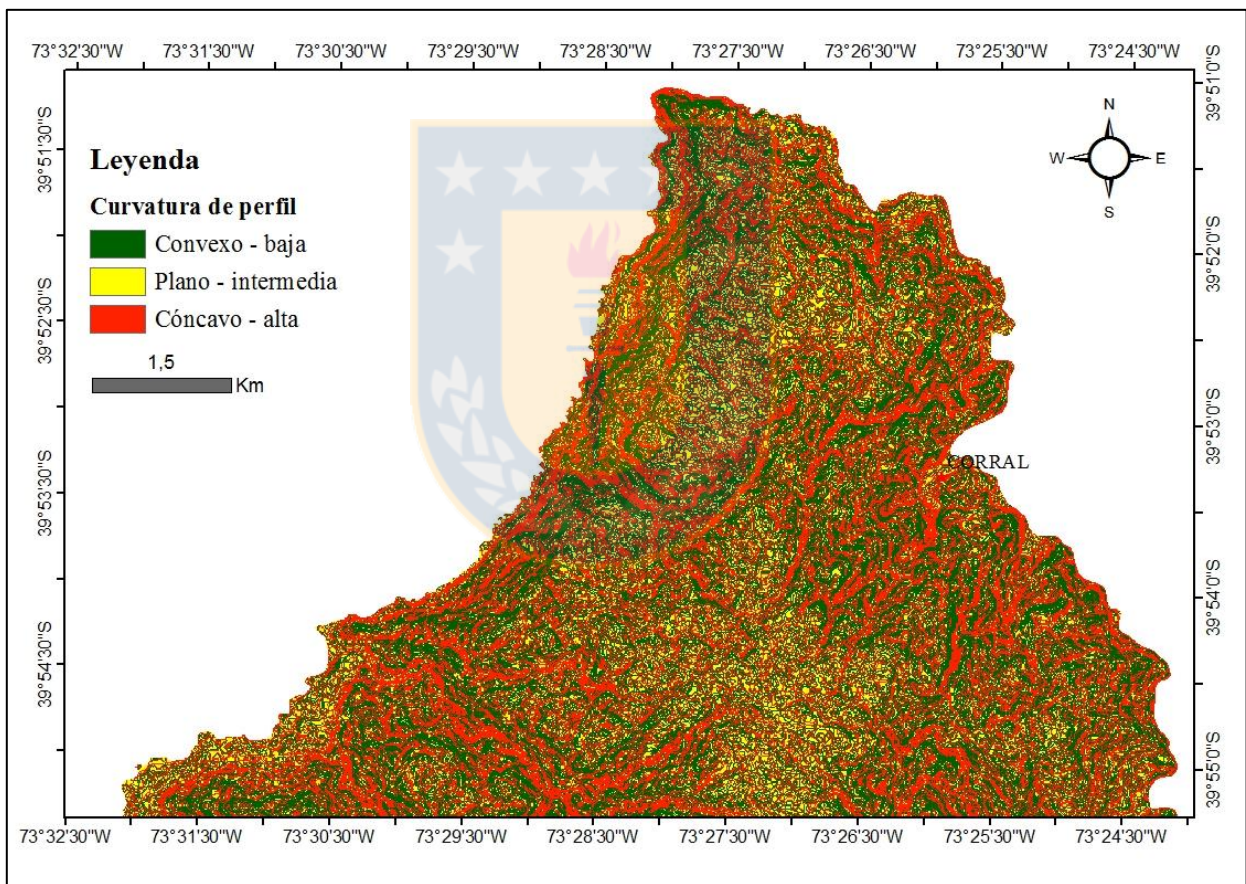
### 5.1.5 Curvatura de perfil



**Figura 5.6** Esquema de los tipos de curvatura de perfil (convexa, cóncava y plano) (modificado de Molina, 2016).

La curvatura del terreno corresponde a la tasa de cambio de la pendiente en una dirección determinada. Específicamente, la curvatura de perfil corresponde a la variación de pendiente en la dirección paralela a la pendiente máxima (fig. 5.6) y tiene efecto en la aceleración y desaceleración del flujo del drenaje, que afectan la capacidad de infiltración y escorrentía del

terreno en un punto dado y a su vez influyen en los procesos de erosión o sedimentación (IDEAM, 2012). Los valores positivos indican que el perfil del terreno es cóncavo hacia arriba, y por lo tanto tiende a desacelerar el flujo y disminuir su energía. Se estima que la consecuente disminución en la capacidad erosiva del flujo favorece los procesos de sedimentación y acumulación de material, además de un aumento en la infiltración y saturación del terreno. Por otro lado, los valores negativos indican un perfil convexo hacia arriba, que tiende a acelerar el flujo del drenaje y los procesos de erosión. Finalmente, se asigna una alta susceptibilidad a los sectores cóncavos, susceptibilidad intermedia para los sectores planos y baja para las zonas convexas (fig. 5.7).

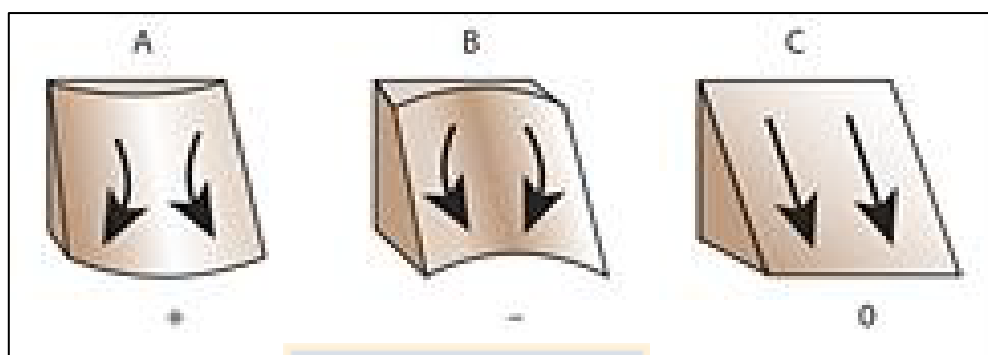


**Figura 5.7** Curvatura de perfil y reclasificación del factor según nivel de susceptibilidad.

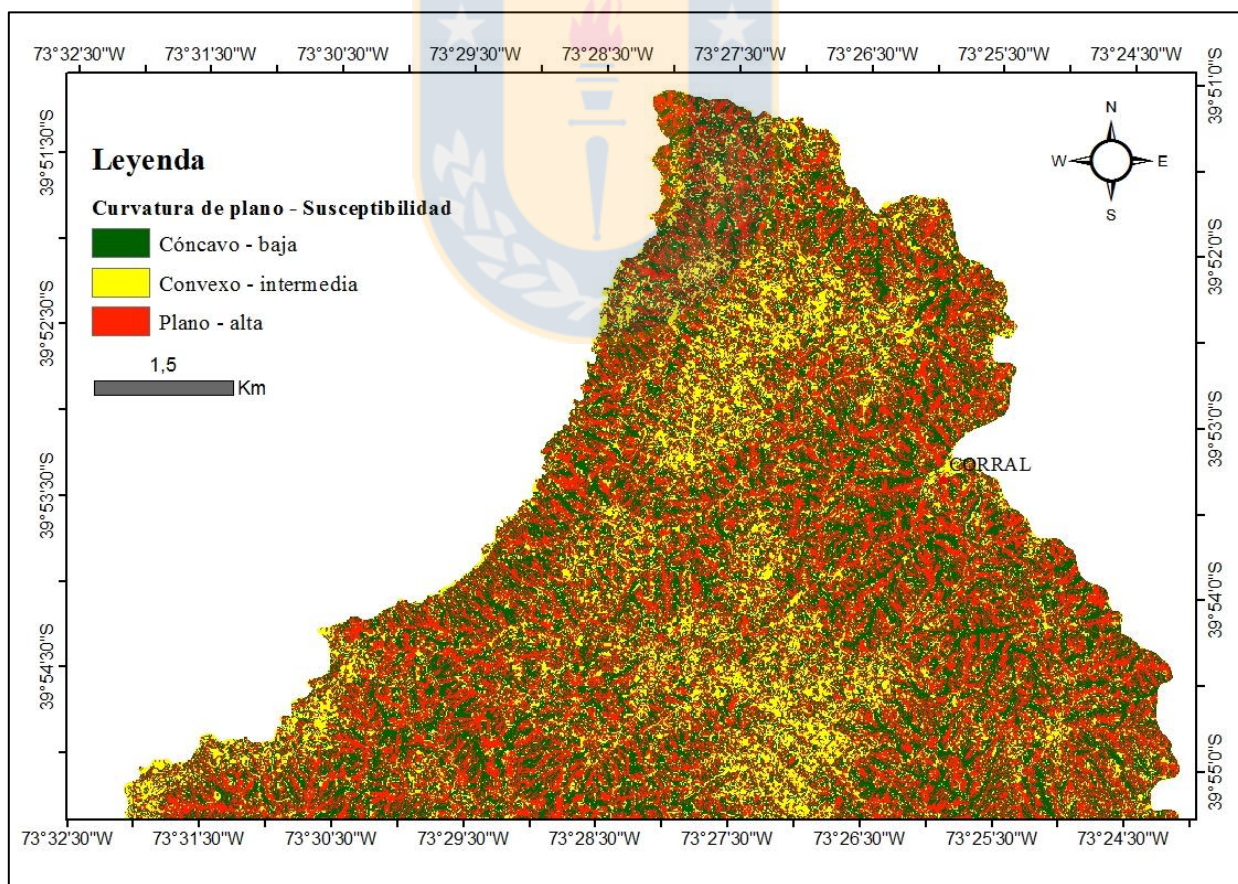
### 5.1.6 Curvatura de plano

Es el valor de la curvatura del terreno en la dirección perpendicular a la pendiente máxima (fig. 5.8). Los valores positivos indican una curvatura convexa, que genera divergencia de las escorrentías, mientras que los valores negativos se asocian a una curvatura cóncava que produce

convergencia de la red de drenaje, aumentando su velocidad y capacidad erosiva. Se determina finalmente que la curvatura cóncava corresponde a una baja susceptibilidad (fig. 5.9), la curvatura convexa se asocia a una susceptibilidad intermedia y los sectores planos a una alta susceptibilidad, ya que esto desfavorece la formación de un drenaje adecuado y aumenta la infiltración de agua y saturación del terreno.



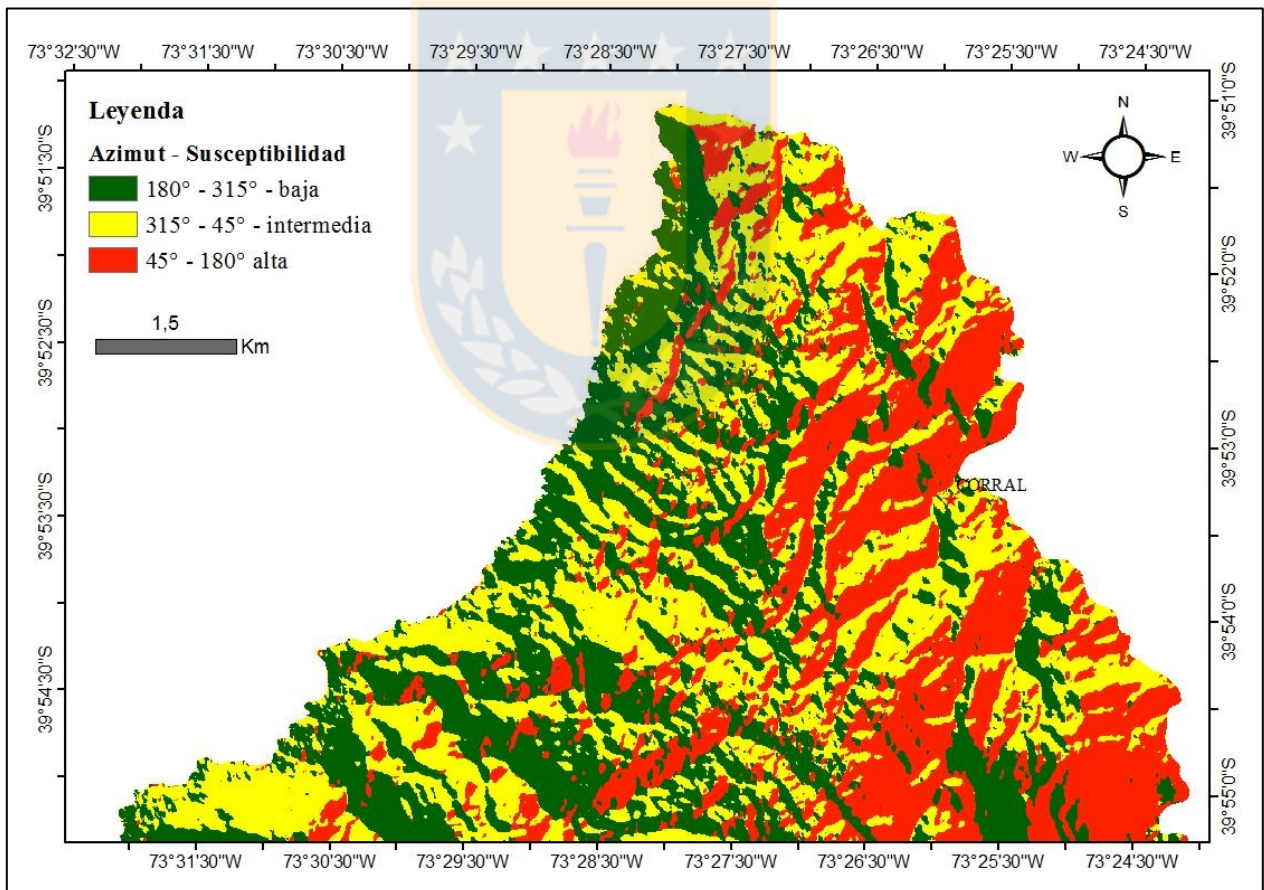
**Figura 5.8** Esquema de los tipos de curvatura de plano (convexa, cóncava y plana) (modificado de Molina, 2016).



**Figura 5.9** Curvatura de plano y reclasificación del factor según nivel de susceptibilidad

### 5.1.7 Orientación de laderas

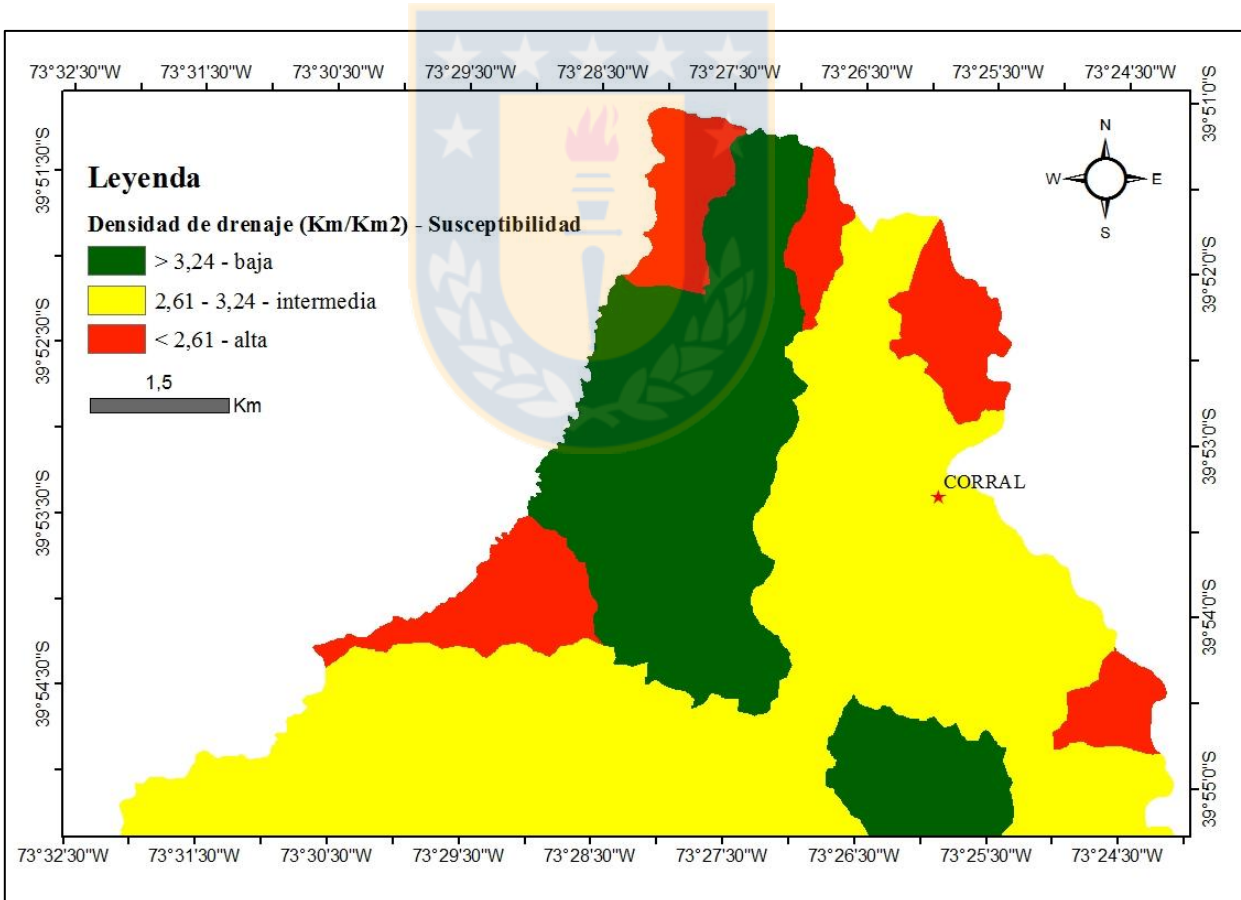
La orientación de las laderas determina la acción de agentes erosivos sobre el terreno y también la captación de luz solar por parte del mismo, sin embargo, también debe considerarse la relación existente entre la actitud de planos de debilidad en las rocas y la orientación de las pendientes del terreno. En este caso, y debido a la tendencia de la foliación principal en esquistos (fig. 3.6), que generalmente constituye un plano principal de debilidad en estas rocas, se considera una alta susceptibilidad para laderas orientadas al SE (fig. 5.10). Las pendientes con orientación al N son consideradas en el nivel intermedio debido a que reciben con mayor intensidad la acción erosiva de las lluvias que provienen desde esa dirección, y finalmente las laderas orientadas al SW se consideran de baja susceptibilidad porque se ven menos expuestas a los agentes anteriormente mencionados.



**Figura 5.10** Orientación de laderas y reclasificación del factor según nivel de susceptibilidad

### 5.1.8 Densidad de drenaje

Corresponde a la longitud total en Km de drenajes dentro de una subcuenca en relación con el área de la misma en Km<sup>2</sup> y depende de factores como la litología, la permeabilidad del suelo, capacidad de infiltración y uso del suelo. Mientras mayor sea la densidad de drenaje en un área de captación, el agua de lluvias es más fácilmente evacuada de la misma y por lo tanto disminuye la saturación del suelo y la probabilidad de ocurrencia de remociones en masa. Observando la dispersión de los datos para este parámetro en las 20 subcuencas delimitadas para el área de estudio (fig. 2.4 y Anexos 2 y 3), se establece un nivel de susceptibilidad bajo para las áreas de captación con densidad de drenaje igual o mayor que 3,25 Km/Km<sup>2</sup>; intermedio para aquellas con densidad de drenaje entre 2,61 y 3,24 Km/Km<sup>2</sup> y alto para aquellas con valores iguales o menores que 2,60 Km/Km<sup>2</sup> (fig. 5.11).



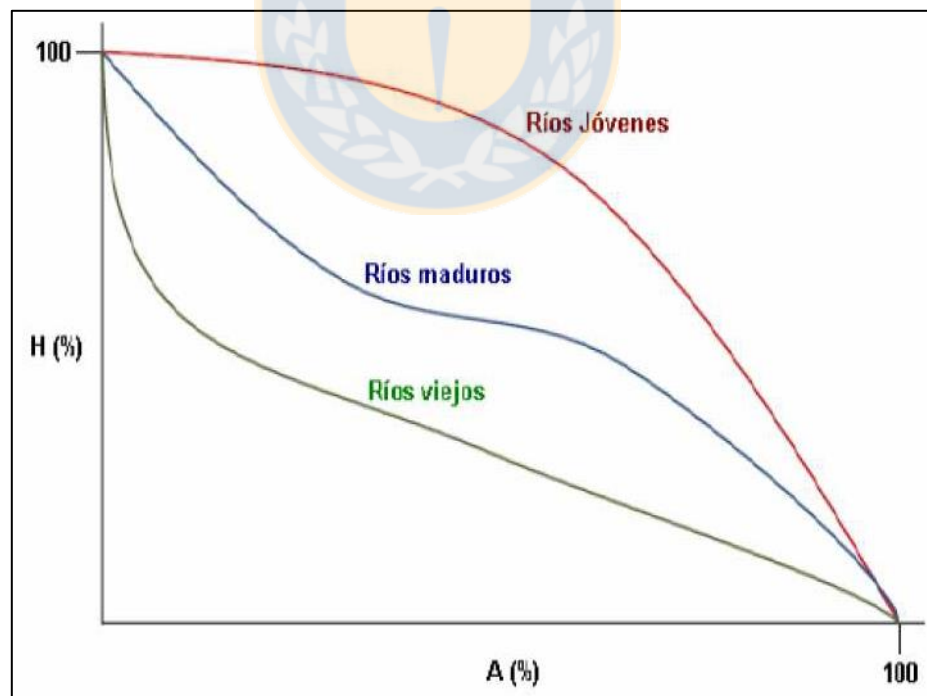
**Figura 5.11** Densidad de drenaje y reclasificación del factor según nivel de susceptibilidad

### 5.1.9 Índice hipsométrico

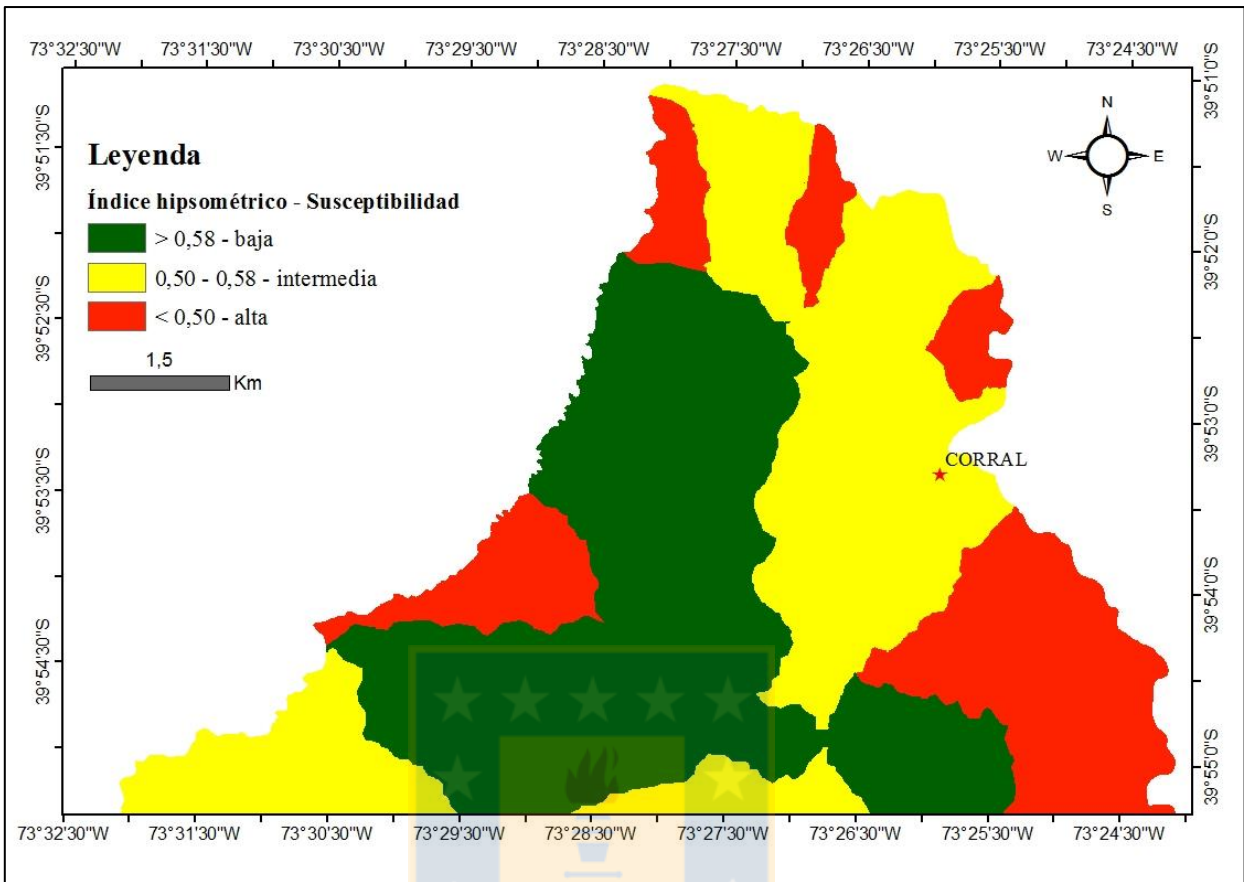
El índice hipsométrico (o integral hipsométrica) corresponde a la expresión cuantitativa de la curva hipsométrica de un área de captación, que a su vez representa gráficamente la distribución de las elevaciones dentro de ella como función del área acumulada (gráficos en Anexo 4). El índice hipsométrico se calcula a partir de la curva mediante la ecuación:

$$IH = \Sigma (\text{altitud} * \text{área parcial}) / (\text{área total} * \text{altitud máxima})$$

En la práctica se relaciona con la actividad erosiva o acumulativa de cada subcuenca predominando en áreas con una curva convexa los procesos erosivos asociados a drenajes jóvenes (fig. 5.12), y en sectores cóncavos los procesos acumulativos asociados a drenajes maduros cercanos a su nivel de base (Racca, 2007). Se atribuye a subcuencas de drenajes con mayor potencial erosivo una susceptibilidad baja debido a la alta intensidad de lluvias en la zona, que permite un transporte gradual en el tiempo de los materiales erosionados, y niveles de susceptibilidad altos para subcuencas donde predomina la acumulación de sedimentos que permanecen propensos a la saturación y a producir sobrecarga en laderas (fig 5.13).



**Figura 5.12** Tipos de drenaje según la curva hipsométrica del área de captación correspondiente (Racca, 2007)



**Figura 5.13** Índice hipsométrico y reclasificación del factor según nivel de susceptibilidad

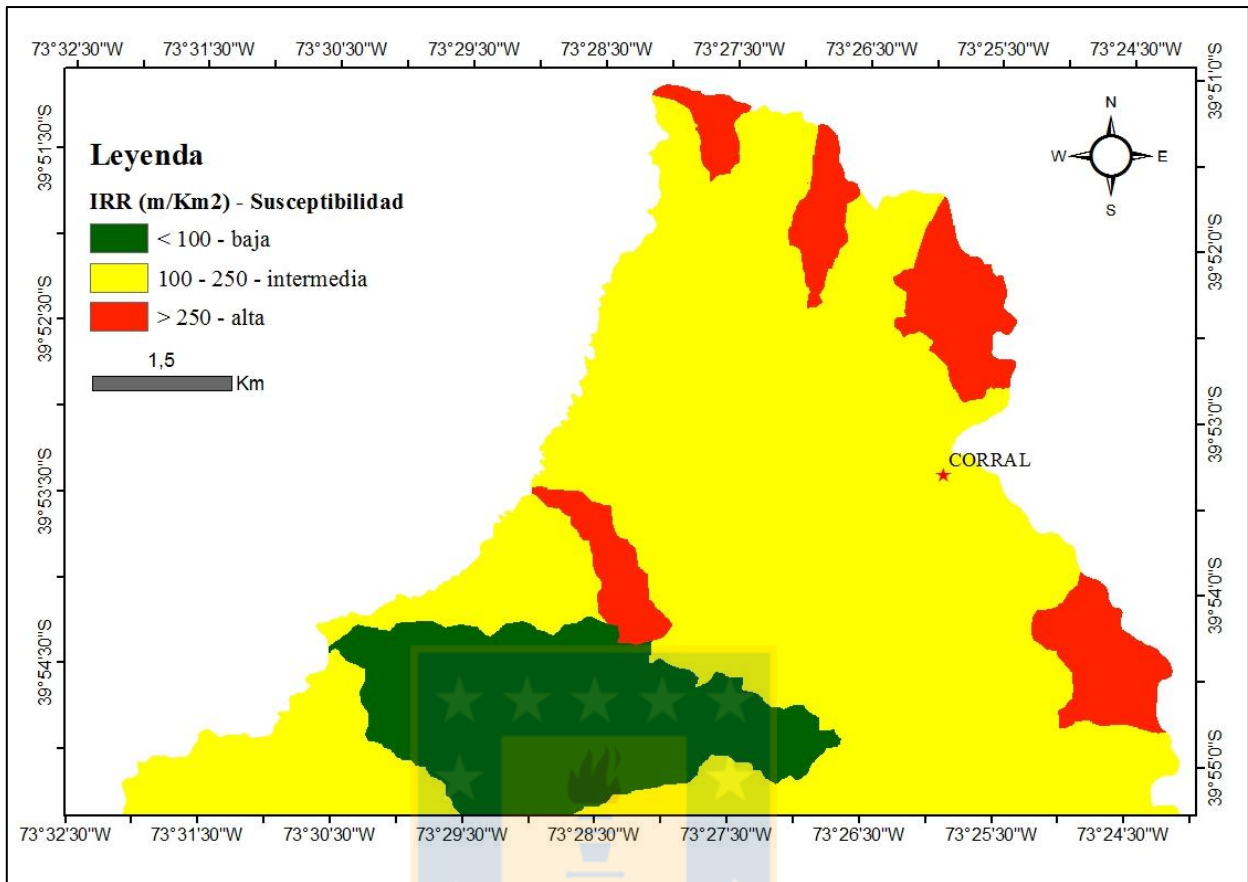
### 5.1.10 Índice de relieve relativo

Es una forma de cuantificar el relieve de un área de captación, relacionando la máxima diferencia de elevación con su área total (IDEAM, 2012):

$$\text{IRR} = (\text{Elev. máxima} - \text{Elev. mínima}) / \text{Área total}$$

Al igual que para el índice hipsométrico y la densidad de drenaje, los datos de cada subcuenca (Anexo 2) son ingresados en la herramienta *reclassify* de ArcGIS recibiendo nuevos valores numéricos del 1 al 3 según el grado de susceptibilidad del rango de valores correspondiente. Las subcuencas de alta susceptibilidad a remociones en masa relacionada a este factor son aquellas con un índice de relieve relativo mayor que 250 m/Km<sup>2</sup>; valores entre 100 y 250 m/Km<sup>2</sup> corresponden a una susceptibilidad intermedia, e índices menores que 100 m/Km<sup>2</sup> corresponden a susceptibilidad baja (fig. 5.14).





**Figura 5.14** Índice de relieve relativo y reclasificación del factor según nivel de susceptibilidad

## 5.2 MAPA DE SUSCEPTIBILIDAD A REMOCIONES EN MASA

De acuerdo con la información disponible para la confección del catastro de remociones en mapa y de las capas por factores condicionantes, en este trabajo se utiliza el método estadístico bivariado para calcular el peso relativo de cada factor al ser incluido en el mapa final de susceptibilidad. Según este método cada mapa – factor es comparado con el catastro de remociones (Brabb, 1972; Van Westen *et al.*, 1994), mediante la extracción del valor que cada *raster* (factor) adopta en cada punto del catastro (Anexo 1). En base a estos datos y al análisis de susceptibilidad de cada factor, se calcula la concentración de remociones en masa para cada nivel (susceptibilidad alta, intermedia y baja) de cada factor condicionante, como la razón entre la cantidad de puntos del catastro y el porcentaje de área ocupada por la clase respectiva (Anexo 5). Finalmente, el peso de cada factor está determinado por el contraste o diferencia entre la concentración de remociones en la zona de alta susceptibilidad y la de baja susceptibilidad para el factor, y luego dicho contraste es normalizado a un porcentaje para ser superpuesto con los demás factores en el mapa de susceptibilidad final. La tabla 5.2 resume el porcentaje de influencia de

cada factor calculado mediante el método estadístico bivariado. Cabe señalar, que los factores de curvatura en plano y en perfil no fueron considerados para la elaboración de los mapas finales de susceptibilidad a remociones en masa, debido a que arrojan porcentajes de influencia muy bajos ( $< 2\%$ ). Además, a modo de análisis, se realiza una tabla de comparaciones pareadas entre los factores condicionantes (tabla 5.3), en la que cada factor es evaluado contra todos los demás según la escala de preferencias de Saaty (1980) (tabla 5.4). De este modo, cada casillero de la tabla corresponde al nivel de preferencia del factor de su fila sobre el factor de su columna. El resultado de las ponderaciones es normalizado a una escala porcentual.

Factor	Concentración en alta susceptibilidad	Concentración en baja susceptibilidad	Diferencia	Ponderación %
Litología	1,64	0,03	1,61	41,22
Uso	0,23	0,00	0,23	5,85
Estructuras	0,77	0,10	0,67	17,20
Pendiente	0,40	0,05	0,34	8,79
Orientación ladera	0,25	0,15	0,10	2,66
Densidad drenaje	0,31	0,06	0,25	6,41
Índice hipsométrico	0,39	0,02	0,37	9,50
Índice relieve relativo	0,33	0,00	0,33	8,36
Suma total			3,91	100,00

**Tabla 5.2** Peso de los factores calculado por el método estadístico bivariado

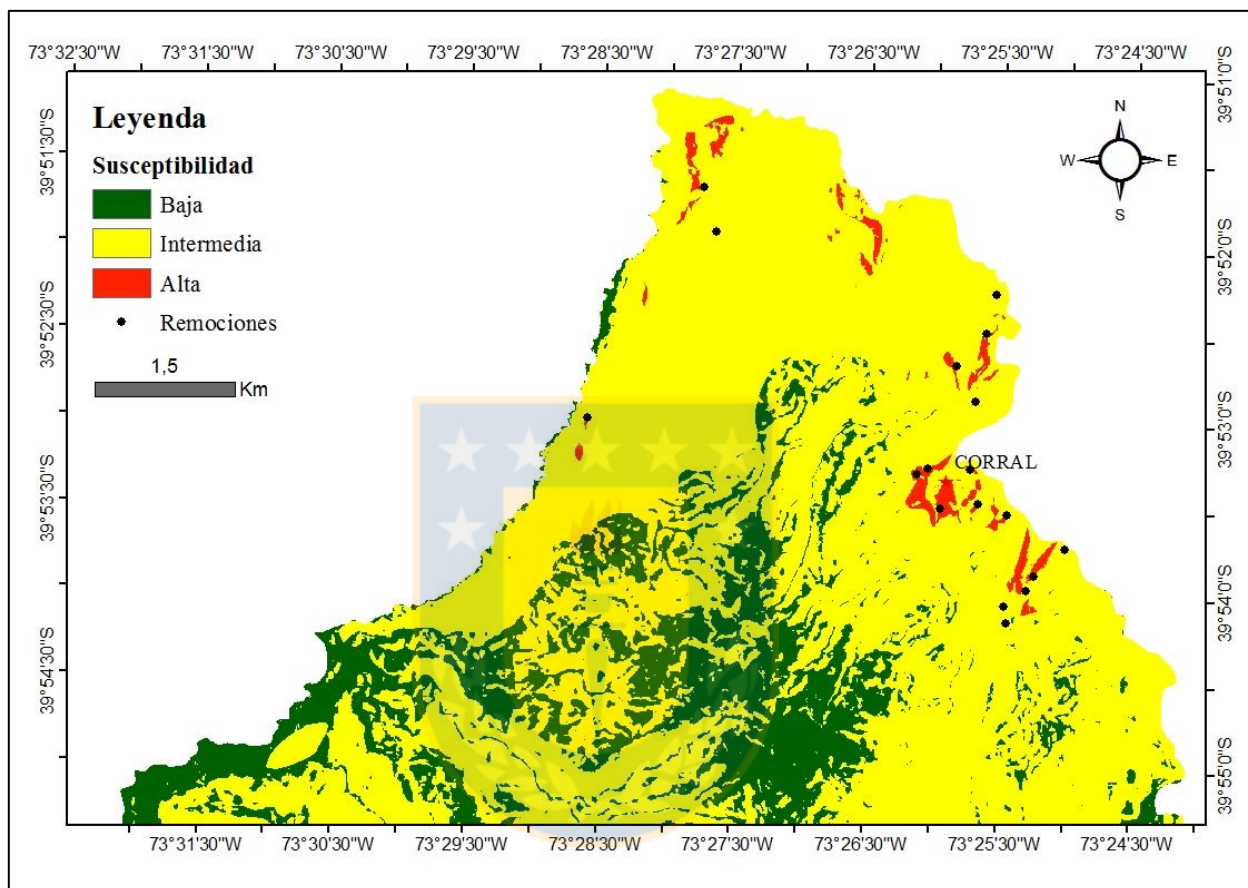
	Litología	Pendiente	Uso	Estructura	Orientación	Dens drenaje	IRR	IH	Total fila	Peso %
Litología	1	4	7	9	9	9	9	9	57	29,13
Pendiente	0,33	1	5	7	8	8	9	9	47,333333	24,19
Uso	0,25	0,33	1	4	5	8	9	9	36,583333	18,70
Estructura	0,20	0,25	0,25	1	4	5	6	6	22,7	11,60
Orientación	0,14	0,17	0,20	0,25	1	5	5	6	17,759524	9,08
Dens drenaje	0,11	0,13	0,13	0,20	0,20	1	3	3	7,7611111	3,97
IRR	0,11	0,11	0,11	0,17	0,20	0,33	1	2	4,0333333	2,06
IH	0,11	0,11	0,11	0,17	0,17	0,33	0,50	1	2,5	1,28
Suma total fila									195,67063	100

**Tabla 5.3** Peso de los factores calculado por el método de las comparaciones pareadas

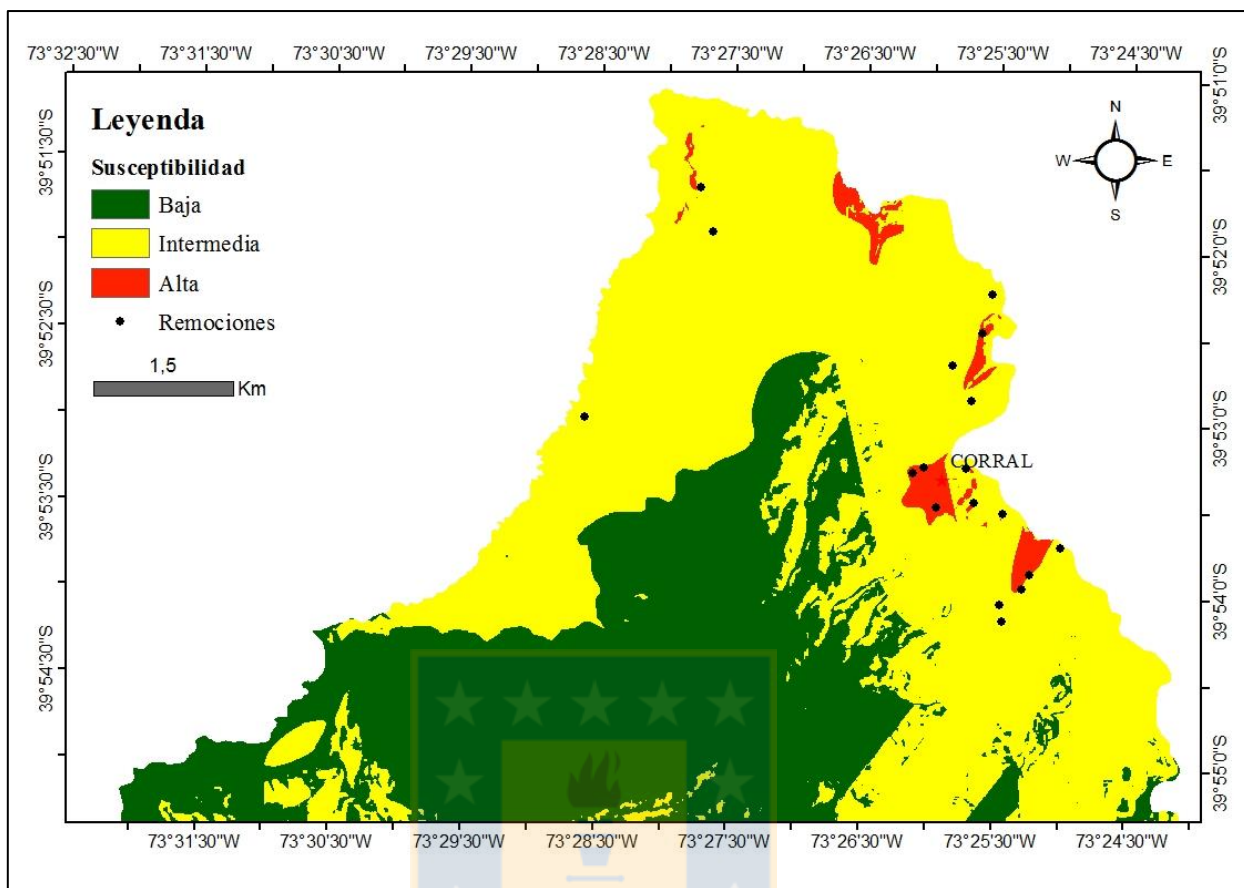
Planteamiento verbal de la preferencia	Calificación Numérica
Extremadamente preferible	9
Entre muy fuertemente y extremadamente preferible	8
Muy fuertemente preferible	7
Entre fuertemente y muy fuertemente preferible	6
Fuertemente preferible	5
Entre moderadamente y fuertemente preferible	4
Moderadamente preferible	3
Entre igualmente y moderadamente preferible	2
Igualmente preferible	1

**Tabla 5.4** Escala verbal de preferencias entre factores (Saaty, 1980)

Finalmente, para la confección de los mapas de susceptibilidad a remociones en masa en el área de estudio, se superponen todas las capas correspondientes a los factores condicionantes mediante la herramienta “superposición ponderada” (*weighted overlay*) de ArcGIS 10.3, ingresando los porcentajes obtenidos mediante ambos métodos señalados en este apartado (fig. 5.15 y fig. 5.16).



**Figura 5.15** Mapa de susceptibilidad a remociones en masa en el área de estudio, obtenido mediante el método de las comparaciones pareadas.



**Figura 5.16** Mapa de susceptibilidad a remociones en masa en el área de estudio, obtenido mediante el método estadístico bivariado.

## 6 DISCUSIONES Y RECOMENDACIONES

### 6.1 CÁLCULO DEL PESO DE LOS FACTORES CONDICIONANTES

En el apartado 5.2 se presenta dos métodos para calcular el peso ponderado de cada factor condicionante en la determinación de la susceptibilidad final del sector. El método estadístico bivariado permite asignar cuantitativamente un porcentaje a cada factor en base al catastro existente de remociones en masa en una zona determinada en relación por el porcentaje del área total ocupada por cada clase de cada factor. Por otro lado, el método de las comparaciones pareadas permite al autor aplicar el criterio académico para comparar pares de factores de una manera simplificada, aumentando la cantidad de decisiones, pero también haciendo cada decisión más simple al contraponer sólo dos factores entre sí a la vez. Para determinar cuál método resulta más preciso en este caso, se determina para cada mapa final (fig. 5.15 y fig. 5.16) la concentración de remociones en masa existente en cada nivel de susceptibilidad en relación al área ocupada por el nivel correspondiente:

Nivel de susceptibilidad	Área (m <sup>2</sup> )	Área %	Remociones	Concentración
Bajo	9.396.562,50	20,81	0	0
Intermedio	35.127.187,50	77,78	12	0,154
Alto	636.562,50	1,41	6	4,257

**Tabla 6.1** Concentración de remociones en masa por nivel de susceptibilidad obtenido por el método de las comparaciones pareadas

Nivel de susceptibilidad	Área (m <sup>2</sup> )	Área %	Remociones	Concentración
Bajo	18.499.843,75	40,96	0	0
Intermedio	25.869.843,75	57,28	12	0,209
Alto	790.625	1,75	6	3,427

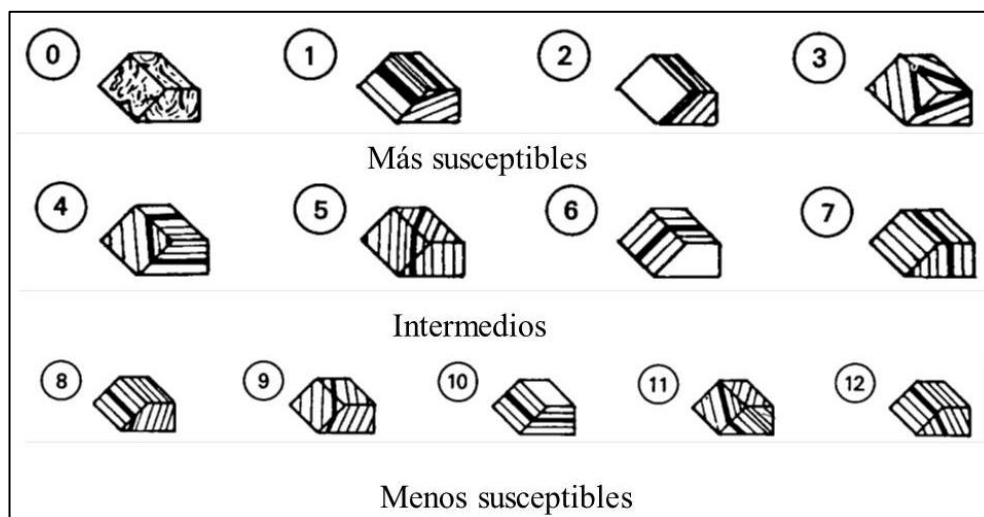
**Tabla 6.2** Concentración de remociones en masa por nivel de susceptibilidad obtenido por el método estadístico bivariado

De las tablas 6.1 y 6.2 se desprende que, en este trabajo, el método de las comparaciones pareadas representa de mejor manera el contraste entre las zonas de susceptibilidad alta, intermedia y baja, mostrando una mayor concentración en la zona de susceptibilidad alta en relación con el método estadístico bivariado. Situaciones como ésta pueden atribuirse a la completitud del catastro, que en caso de no ser óptima puede llevar a la subestimación de algunos factores y sobreestimación de otros al utilizar una metodología estadística basada en el peso de la evidencia. En este caso, la dificultad para contar con una mayor cantidad de puntos para el catastro se debe a la ausencia de fotografías aéreas para el análisis geomorfológico de

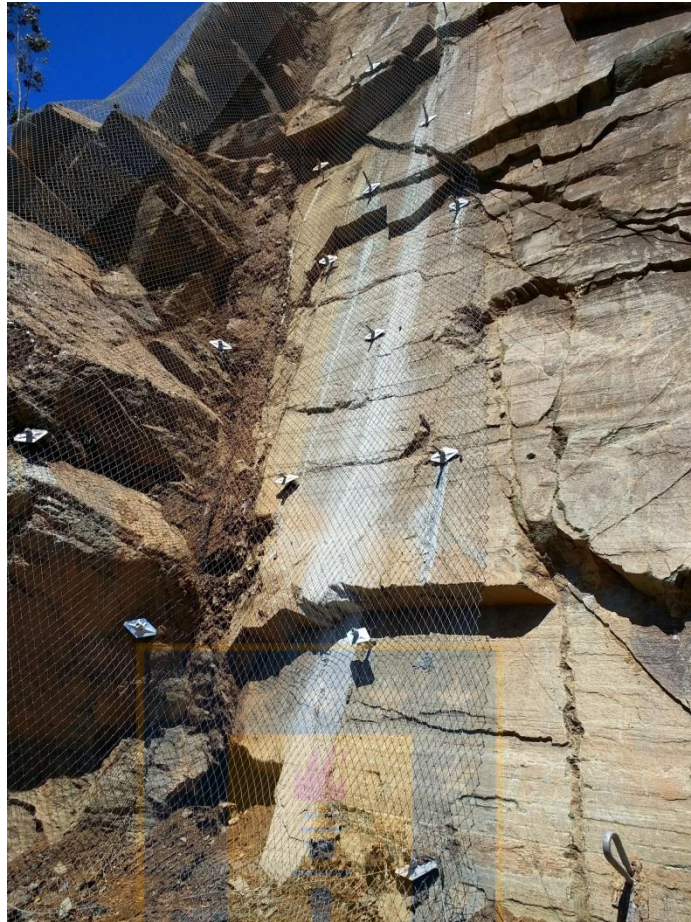
remociones, y también a que gran parte del área de estudio está intensamente cubierta por vegetación y es de muy difícil acceso. Debido a lo anterior, se considera para el mapa final de susceptibilidad a remociones en masa (mapa fuera de texto) los resultados obtenidos mediante comparaciones pareadas.

## 6.2 RELACIÓN ENTRE ACTITUD DE PLANOS DE DEBILIDAD Y ORIENTACIÓN DE TALUDES

Frecuentemente las rocas presentan planos de debilidad, que pueden ser contactos litológicos entre unidades de distinta competencia, planos de foliación o familias de fracturas, cuya orientación es difícil de mapear en un mapa de escala relativamente grande como el de este trabajo. Al trabajar a escala de sitio, por ejemplo, cuando se planea una obra vial o de infraestructura específica, es necesaria una evaluación de los rasgos mencionados en los taludes o laderas puntuales preexistentes o que se planea ejecutar, ya que la orientación de los planos de debilidad en relación con el talud juega un rol importante en la facilidad de desprendimiento del material. Para dicho análisis se recomienda aplicar los criterios establecidos por Varnes (1984), considerando un aumento de la susceptibilidad a remociones en masa en casos en que los planos de debilidad mantengan en similar dirección, pero con igual o menor inclinación que el talud o ladera, y viceversa (fig. 6.1). En caso de situaciones desfavorables en este aspecto, es recomendable tomar medidas de mitigación adecuadas, siendo la más frecuente la instalación de pernos de sujeción y/o mallas de protección (fotografía 6.1).



**Figura 6.1** Criterios de relación entre actitud de planos de debilidad, actitud de talud o ladera y susceptibilidad a desprendimiento de materiales (modificado de Varnes, 1984)



**Fotografía 6.1** Pernos y malla de protección sobre superficie de deslizamiento traslacional en esquistos pelíticos, sector La Aguada. Coordenadas 39°53'44''S 73°25'0''W

### 6.3 CARACTERIZACIÓN DE MACIZOS ROCOSOS

Existen sistemas que permiten cuantificar la resistencia o calidad de las masas rocosas que componen los taludes, distinguiendo entre distintos sitios de manera relativamente rápida y fácil y aportando parámetros para efectos de diseño de protecciones y medidas de mitigación. El sistema más universalmente aceptado y utilizado es el índice RMR (*Rock Mass Rating* o clasificación de masa rocosa) desarrollado por Beniaowski (1989 en Prasetya *et al.* 2015), asignando puntajes a cinco parámetros asociados a las características de la roca en el lugar específico, según la tabla 6.3: resistencia de la roca intacta, a partir de ensayos de compresión uniaxial (simple) o de carga puntual; el índice RQD (*Rock Quality Designation* o designación de calidad de la roca), calculado como la razón entre la suma de la longitud de segmentos de sondaje mayores que 10 cm y la longitud total del testigo (expresado en porcentaje); el

espaciamiento entre discontinuidades; las condiciones de las superficies de discontinuidad; y las condiciones de agua subterránea.

Parámetro		Rangos de valores							
1	Resistencia de roca intacta	Ensayo de carga puntual	>10 Mpa	4 - 10 MPa	2 - 4 MPa	1 - 2 MPa	Usar compresión uniaxial		
		Ensayo de compresión uniaxial	>250 MPa	100 - 250 MPa	50 - 100 MPa	25 - 50 MPa	5 - 25 MPa	1 - 5 MPa	<1 MPa
	Puntaje		15	12	7	4	2	1	0
2	RQD		90% - 100%	75% - 90%	50% - 75%	25% - 50%	<25%		
	Puntaje		20	17	13	8	3		
3	Espaciamiento de discontinuidades		>2 m	0,6 - 2 m	200 - 600 mm	60 - 200 mm	<60 mm		
	Puntaje		20	15	10	8	5		
4	Condición de discontinuidades		Superficie muy rugosa; Interrumpidas; Sin separación; Roca fresca	Superficie rugosa; Separación <1 mm; Roca levemente alterada	Superficie rugosa; Separación <1 mm; Roca meteorizada	Superficie resbaladiza o relleno <5 mm; Separación 1 - 5 mm; Continuas	Relleno o separación > 5 mm; Continuas		
	Puntaje		30	25	20	10	0		
5	Presencia de agua		Seco	Condensación en paredes	Húmedo	Goteras	Flujo continuo		
	Puntaje		15	10	7	4	0		

**Tabla 6.3** Parámetros de clasificación del sistema RMR y sus puntajes (modificado de Prasetya *et al.* 2015).

RMR	Ángulo máximo
81 - 100	75°
61 - 80	65°
41 - 60	55°
21 - 40	45°
0 - 20	35°

**Tabla 6.4** Relación de Laubscherr entre el valor del RMR y el ángulo máximo de inclinación recomendado para un talud (modificado de Prasetya *et al.* 2015).

Alternativamente, el parámetro RQD puede ser calculado sin la necesidad de realizar sondajes, midiendo la cantidad de discontinuidades en 1 m<sup>2</sup> de superficie rocosa del talud (Beniawski, 1989 en Carrillo *et al.* 2002). Además, se considera factores de corrección por relación entre rumbo de discontinuidades y de superficies del talud, inclinación de discontinuidades, relación entre inclinación de discontinuidades y de superficies de talud, y método de excavación. La principal utilidad de calcular el RMR en estabilidad de taludes es poder determinar el ángulo



máximo recomendado de inclinación que debiese tener un talud en el material estudiado, según la tabla 6.4 (Laubscherr, 1975 en Prasetya *et al.* 2015).

Otro sistema de clasificación utilizado es el GSI (*Geological Strength Index* o índice de resistencia geológica) basado en la estructura y en las condiciones de superficies de discontinuidad en la roca (Hoek & Marinos, 2000 en Hack, 2016). El parámetro estructura se relaciona con el tamaño de bloques formados por familias de discontinuidades, y el parámetro condiciones de superficies se refiere a la alteración, persistencia y rugosidad de las mismas. Es más simple y rápido de aplicar que el sistema RMR; por otro lado, sólo entrega una apreciación en escala verbal cualitativa que permite comparar las condiciones en dos sitios distintos.

La aplicación de estos índices requiere de la toma de una gran cantidad de datos y tiene costos económicos asociados (ensayos y sondajes), por lo que es poco viable en zonificaciones a escala local como esta memoria de título. Sin embargo, es necesaria su consideración en taludes específicos a escala de sitio, en puntos de interés donde se planea habitar y/o construir, especialmente si dichos lugares se encuentran en zonas de susceptibilidad intermedia o alta según los factores considerados en este estudio, o si las obras implican la creación de taludes relativamente abruptos o elevados.

## 7 CONCLUSIONES

De acuerdo con los objetivos presentados en la introducción, se pueden obtener del trabajo realizado las siguientes conclusiones:

- Los principales factores condicionantes de remociones en masa en el área de estudio son, en orden decreciente de influencia: litología, pendiente, uso del suelo, cercanía a fallas, orientación de laderas, densidad de drenaje, índice de relieve relativo, índice hipsométrico, curvatura de perfil y curvatura de plano
- Los factores desencadenantes principales que actúan en el sector son las precipitaciones, la excavación de taludes y la actividad sísmica, en orden decreciente de importancia, según correlaciones hechas a partir de información del personal de la Municipalidad de Corral.
- El método más acertado para la confección del mapa de susceptibilidad a remociones en masa es en este caso la utilización de una matriz de comparaciones pareadas para determinar el peso relativo de los factores condicionantes
- La mayor parte del sector posee una susceptibilidad intermedia a generación de remociones en masa (78% del área total), seguida por la zona de baja susceptibilidad (21%) y finalmente la zona de alta susceptibilidad (2%).
- El presente mapa de susceptibilidad a remociones en masa a escala local (1:20.000) entrega información importante en términos de planificación territorial para una comuna, siendo necesario, además, al trabajar a escala de sitio (obras específicas), la evaluación de factores asociados a taludes puntuales, como la presencia de planos de debilidad en las rocas y el cálculo de los índices RMR y/o GSI, especialmente en zonas de alta susceptibilidad.

## REFERENCIAS

- AGLIARDI, F.; CASCINI, L.; CATANI, F.; COROMINAS, J.; FERLISI, S.; FOTOPOULOU, S.; FRATTINI, P.; HERVÁS, J.; MALET, P.; MAVROULI, O.; PASTOR, M.; PITILAKIS, K.; SMITH, T.; TOFANI, V.; VAN DEN EECKHAUT, M.; VAN WESTEN, C. & WINTER, G. 2014.** Recommendations for the quantitative analysis of landslide risk. *Bull. Eng. Geol. Environ.* Vol. 73: 209 – 263.
- ANTINAO, J.; MCDONOUGH, M. & MELLA, M. 2012.** Geología del Área Valdivia – Corral, Región de Los Ríos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica.
- BONILLA, M., BRABB, E. & PAMPEYAN, E. 1972.** Landslide Susceptibility in San Mateo County, California. U.S. Geol. Surv. Misc. Field Studies Map. 60 pp.
- BÖRGEL, R. 1983.** Geografía de Chile, Tomo II: Geomorfología. Instituto Geográfico Militar. 29 pp.
- BRIGGS, R.; DAVIES, W. & POMEROY, J. 1975.** Landsliding in Allegheny County, Pennsylvania. *Geological Survey Circular*. N° 728. United States Department of the Interior. 29 pp.
- BUATOIS, L.; ENCINAS, A. & FINGER, K. 2008.** Paleocological and paleoenvironmental implications of a high-density Chondrites association in slope deposits of the Neogene Santo Domingo Formation, Valdivia, south-central Chile. *Revista Asociación Paleontológica Argentina*. N°45 (1): 225-231. Buenos Aires.
- CARRILLO, M.; LINKIMER, L.; RODRÍGUEZ, A. & ZÚÑIGA, H. 2002.** Clasificación Geomecánica y Análisis de Estabilidad de Taludes del Macizo Rocosos Coris, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*. Vol. 26: 91-96.
- CONCHA, D. 2017.** Susceptibilidad a Remociones en Masa en el Sector de Lota Alto. Memoria para optar al Título de Geólogo. Universidad de Concepción, Departamento de Ciencias de la Tierra (Inédito): 149 pp. Concepción.
- DE LA FUENTE, D.; DEMAIFFE, D.; DUHART, P.; FIGUEROA, O.; MUÑOZ, J.; OLIVEROS, V. & QUIROZ, D. 2012.** Los Intrusivos de Antearco del Cretácico Superior de Chile Centro Sur (39°S – 40°S): Petrografía y Geoquímica.
- DUHART, P.; MARTIN, M.; MCDONOUGH, M.; MUÑOZ, M. & VILLENEUVE, M. 2001.** El Complejo Metamórfico Bahía Mansa en la Cordillera de la Costa del centro-sur de Chile (39°30'-42°00'S): geocronología K-Ar, 40Ar/39Ar y U-Pb e implicancias en la evolución del margen sur-occidental de Gondwana. *Revista geológica de Chile*. Vol. 28 N° 2. Santiago.
- DUHART, P.; MUÑOZ, J. & QUIROZ, D. 2006.** Antecedentes Geocronológicos del Magmatismo Cretácico Superior y Eoceno de la Cordillera de la Costa del Centro Sur de Chile (39° - 34°S), Implicancias Paleogeográficas. XI Congreso Geológico Chileno. Actas, Vol. 2. Antofagasta.

**ELGUETA, S. & MPODOZIS, C. 2012.** Evolución Tectono-Sedimentaria de la Cuenca del Río Cruces (Valdivia) durante el Neógeno.

**GONZÁLEZ DE VALLEJO, V.; FERRER, M.; ORTUÑO, L. & OTEO, C. 2002.** Ingeniería Geológica. Pearson Educación: 744 pp. Madrid.

**HACK, R. 2016.** Slope Stability by Classification. SSPC, RMR, GSI. Faculty of Geo-information Science and Earth Observation. University of Twente, Netherlands.

**HIGHLAND, L. M., & BOBROWSKY, P. 2008.** The landslide handbook: A guide to understanding landslides. U.S. Geological Survey Circular 1.325: 129 pp. Virginia.

**INSTITUTO DE HIDROLOGÍA, METEOROLOGÍA Y ESTUDIOS AMBIENTALES. 2012.** Metodología para la Zonificación de Susceptibilidad General del Terreno a los Movimientos en Masa. N° 20 – 30. 27 pp. Bogotá.

**LANGE, D.; RIETBROCK, A.; HABERLAND, C.; DAHM, T. & BATAILLE, K.; TILMANN, F. & FLÜH, E.R. 2007.** Seismicity and geometry of the south Chilean subduction zone (41,5°S – 43,5°S): Implications for controlling parameters. Geophysical Research Letters. Vol. 34. 5 pp.

**LANGE, D.; CEMBRANO, J.; RIETBROCK, A.; HABERLAND, C.; DAHM, T. & BATAILLE, K. 2008.** First seismic record for intra-arc strike-slip tectonics along the Liquiñe-Ofqui fault zone at the obliquely convergent plate margin of the southern Andes. Tectonophysics 455: 14 – 24. 14 pp.

**LARA, M. & SEPÚLVEDA, S. 2008.** Remociones en Masa. Apuntes del curso, Universidad de Chile, Departamento de Geología (Inédito): 63 pp. Santiago.

**MARTÍNEZ-PARDO, R. & PINO, M. 1979.** Edad, paleoecología y sedimentología del Mioceno marino de la Cuesta Santo Domingo, Provincia de Valdivia, X Región. 2° Congreso Geológico Chileno. Actas: H103-H124. Arica.

**MELLA, M.; DUHART, P.; MCDONOUGH, M.; ANTINAO, J.; ELGUETA, S.; CRIGNOLA, P. 2012.** Geología del Área Valdivia-Corral, Región de Los Ríos. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Básica. N° 137. 49 pp. Santiago.

**MOLINA, C. 2016.** Análisis de Susceptibilidad de Remociones en Masa en las Costas del Fiordo Comau, Región de Los Lagos, Chile. Memoria para optar al título de geólogo. Universidad de Chile, Departamento de Geología: 132 pp. Santiago.

**MUSLIM, D.; NARENDRA, R.; PRASETYA, I.; SOPHIAN, I. & WIRAMSAYA, A. 2015.** RMR and SMR as Slope Stability Preliminary Studies of Rajamandala Limestone Mine Area. *10th Asian Regional Conference of IAEG*. Padjadjaran, Indonesia.

**NAVARRO, J. 2012.** Susceptibilidad y Amenaza de Movimientos de Ladera mediante SIG en el Municipio de Berlín, El Salvador. Trabajo Fin de Máster: Tecnologías de la Información Geográfica. Universidad Complutense de Madrid. 78 pp.

**PEÑA, J. 1997.** Cartografía Geomorfológica Básica y Aplicada. Geoforma Ediciones. 243 pp. Logroño.

**RACCA, J. 2007.** Análisis Hipsométrico, Frecuencia Altimétrica y Pendientes Medias a partir de Modelos Digitales de Terreno. *Boletín del Instituto de Fisiografía y Geología*. N° 77 (1-2): 31 – 38. Rosario.

**SAATY, T. L. 1980.** The Analytic Hierarchy Process. McGraw-Hill, New York.

**VARNES, J.D. 1984.** Landslide hazard zonation: a review of principles and practice. Natural Hazards. UNESCO. Vol. 3: 63 pp. Paris.

**VAN WESTEN, C.J.; VAN DUREN, I.; KRUSE, H.M.G. & TERLIEN, M.T.J. 1993.** GISSIZ: training package for Geographic Information System in slope instability zonation. ITC. Publication. Vol. 1 N° 15: 245 pp. Enschede.



### ANEXO 1 CATASTRO DE REMOCIONES EN MASA

Clasificación	Unidad	Uso suelo	DF (m)	P (grados)	OL (azimut)	DD (Km/Km <sup>2</sup> )	IH	IRR (m/Km <sup>2</sup> )
Deslizamiento traslacional	Fm Santo Domingo	Bosques	> 600	23	253	1,85	0,41	210,21
Deslizamiento traslacional	Esquistos máficos	Urbano e industrial	< 300	24	45	1,44	0,34	300,50
Deslizamiento traslacional	Esquistos máficos	Bosques	< 300	27	53	3,36	0,56	128,69
Deslizamiento rotacional	Esquistos máficos	Urbano e industrial	< 300	5	324	3,23	0,49	149,20
Deslizamiento indeterminado	Fm Santo Domingo	Urbano e industrial	< 300	17	297	3,23	0,49	149,20
Deslizamiento indeterminado	Fm Santo Domingo	Urbano e industrial	> 600	29	7	2,98	0,52	103,55
Deslizamiento traslacional	Esquistos máficos	Bosques	> 600	25	299	3,46	0,64	106,93
Deslizamiento traslacional	Fm Santo Domingo	Bosques	< 300	24	122	2,98	0,52	103,55
Deslizamiento indeterminado	Fm Santo Domingo	Urbano e industrial	> 600	11	58	2,98	0,52	103,55
Deslizamiento traslacional	Fm Santo Domingo	Bosques	< 300	16	90	2,98	0,52	103,55
Deslizamiento traslacional	Fm Santo Domingo	Urbano e industrial	300 - 600	20	268	2,98	0,52	103,55
Deslizamiento multirotacional	Esquistos máficos	Urbano e industrial	> 600	14	268	1,44	0,34	300,50
Deslizamiento multirotacional	Esquistos máficos	Bosques	< 300	25	80	1,44	0,34	300,50
Deslizamiento traslacional	Dep. fluviostuarinos	Praderas y matorrales	< 300	17	113	1,44	0,34	300,50
Caida de rodados	Esquistos máficos	Praderas y matorrales	300 - 600	38	359	3,23	0,49	149,20
Deslizamiento traslacional	Esquistos pelíticos	Bosques	> 600	25	82	3,23	0,49	149,20
Deslizamiento traslacional	Esquistos pelíticos	Bosques	> 600	41	97	3,23	0,49	149,20
Deslizamiento traslacional	Fm Santo Domingo	Urbano e industrial	> 600	10	21	2,98	0,52	103,55

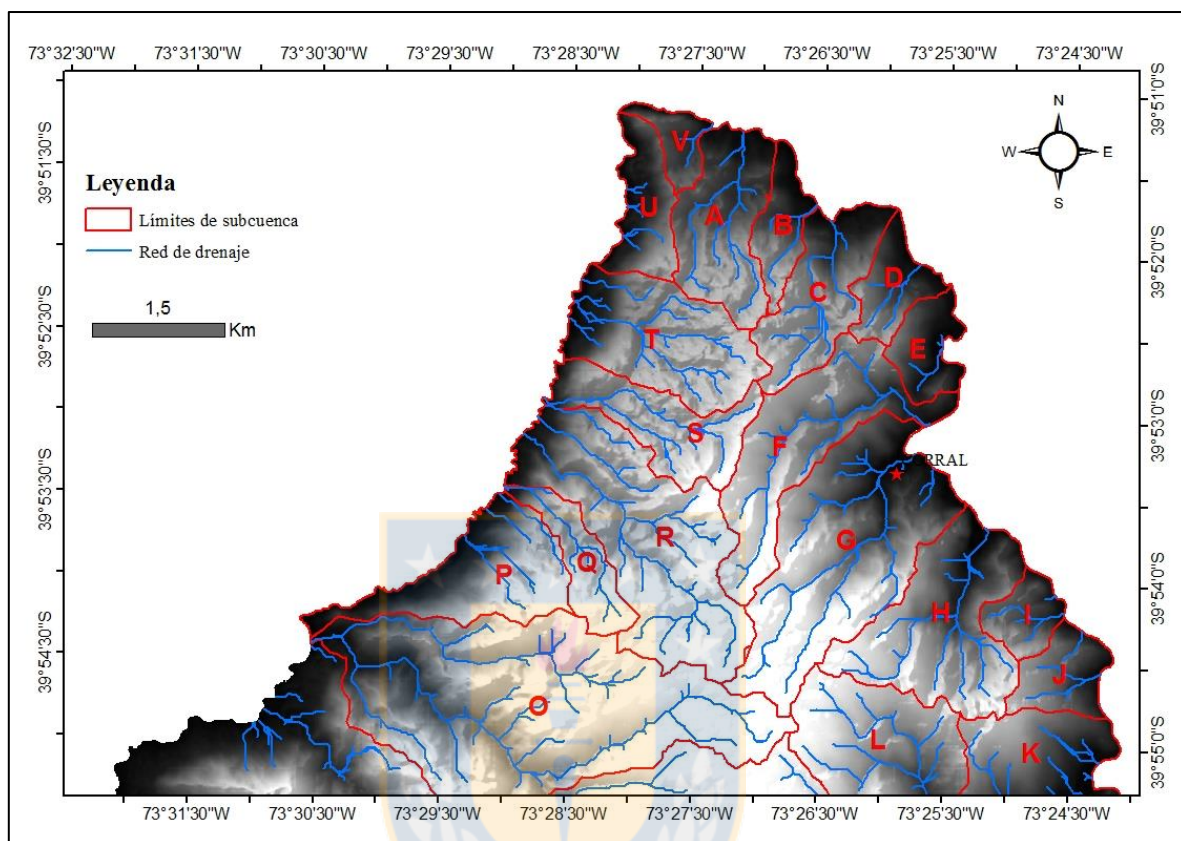
DF: distancia a fallas; P: pendiente; OL: orientación de ladera; DD: densidad de drenaje de la subcuenca; IH: índice hipsométrico; IRR: índice de relieve relativo. Catastro obtenido mediante inspección de terreno y desde archivos de la Municipalidad de Corral.

**ANEXO 2 TABLA DE DATOS DE SUBCUENCAS**

Cuenca	Área (m <sup>2</sup> )	Elev. mín.	Elev. máx.	P (m)	LD (m)	DD (Km/Km <sup>2</sup> )	IH	IRR (m/Km <sup>2</sup> )
A	1888322	19	262	6812	6339	3,356949	0,56	128,68568
B	729582	15	254	4947	1659	2,273905	0,49	327,584836
C	1714576	14	305	7128	5520	3,219455	0,55	169,721261
D	775231	19	245	4698	2012	2,595355	0,54	291,52601
E	742086	17	240	4228	1067	1,437839	0,34	300,504254
F	2677259	25	424	10546	8057	3,009421	0,58	149,033022
G	4365173	17	469	10866	13013	2,981096	0,52	103,54687
H	2928999	10	447	9069	9474	3,234552	0,49	149,197729
I	610262	24	292	3236	1652	2,707034	0,48	439,155641
J	838053	13	338	4232	2130	2,541605	0,46	387,803635
K	1552669	10	342	6225	4851	3,124298	0,47	213,825355
L	2290889	88	469	6591	7439	3,247211	0,65	166,310982
O	7385651	14	469	14780	23954	3,243316	0,66	61,605944
P	2034387	16	438	8931	4815	2,366806	0,4	207,433492
Q	876134	19	447	5408	3649	4,164888	0,68	488,509749
R	4180131	17	464	11828	14444	3,455394	0,64	106,934448
S	1602546	19	393	7830	6158	3,842635	0,62	233,378636
T	2415944	16	318	7065	9531	3,945042	0,6	125,002897
U	994234	18	227	5666	1837	1,847654	0,41	210,212083
V	448607	16	175	3603	799	1,781069	0,57	354,430493

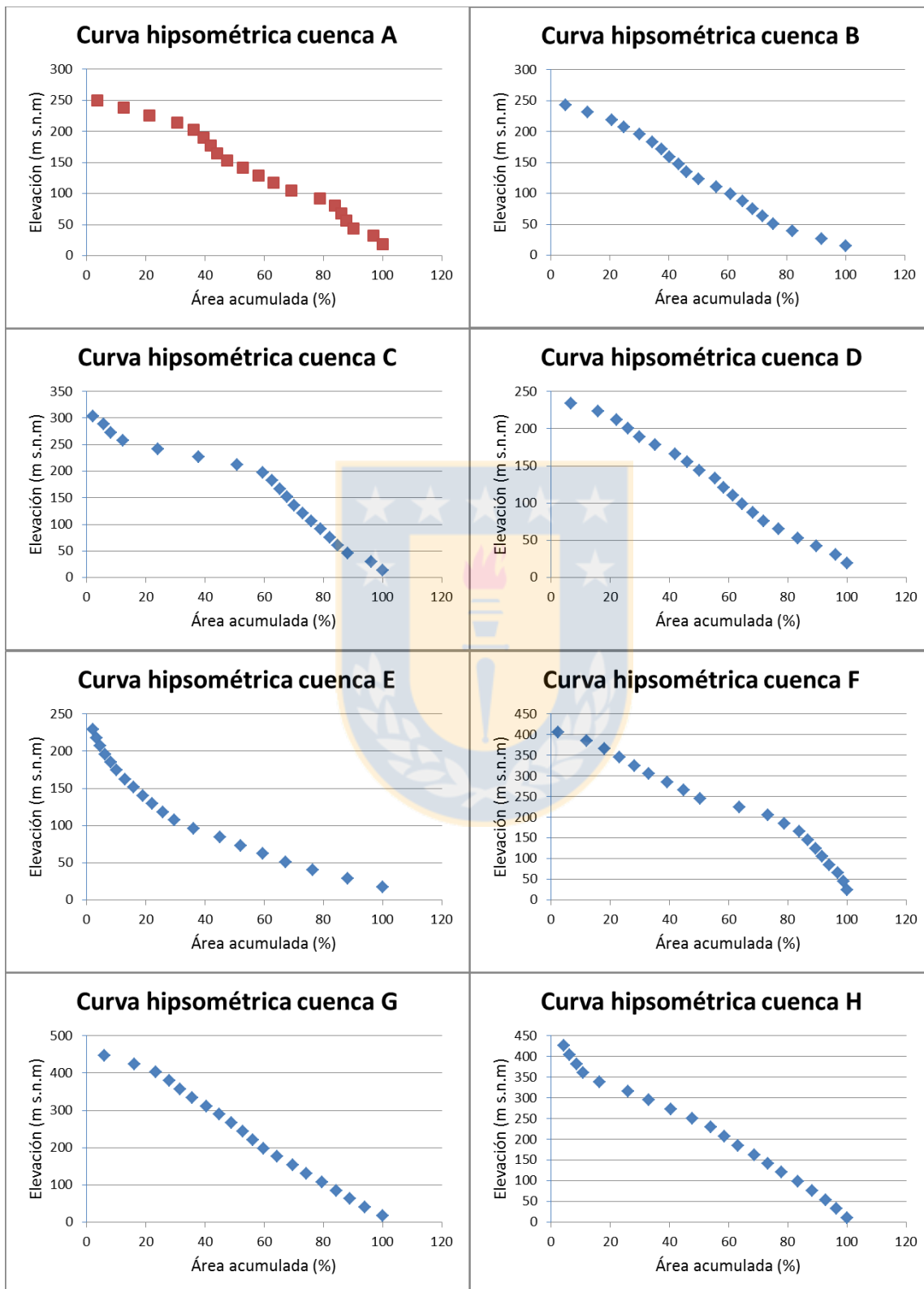
P: perímetro; LD: longitud total de drenaje; DD: densidad de drenaje; IH: índice hipsométrico; IRR: índice de relieve relativo

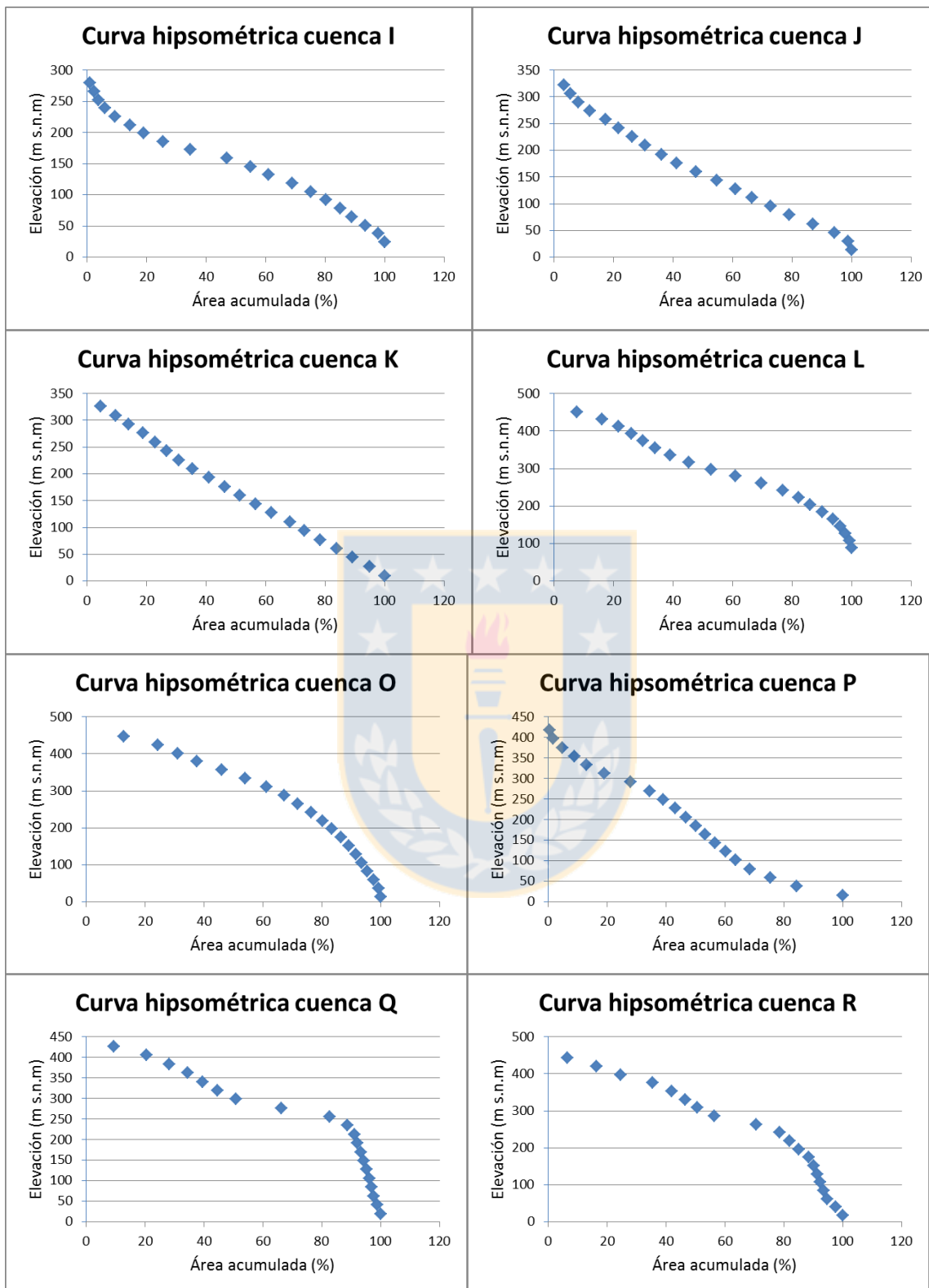
### ANEXO 3 MAPA DE ÁREAS DE CAPTACIÓN (SUBCUENCAS)

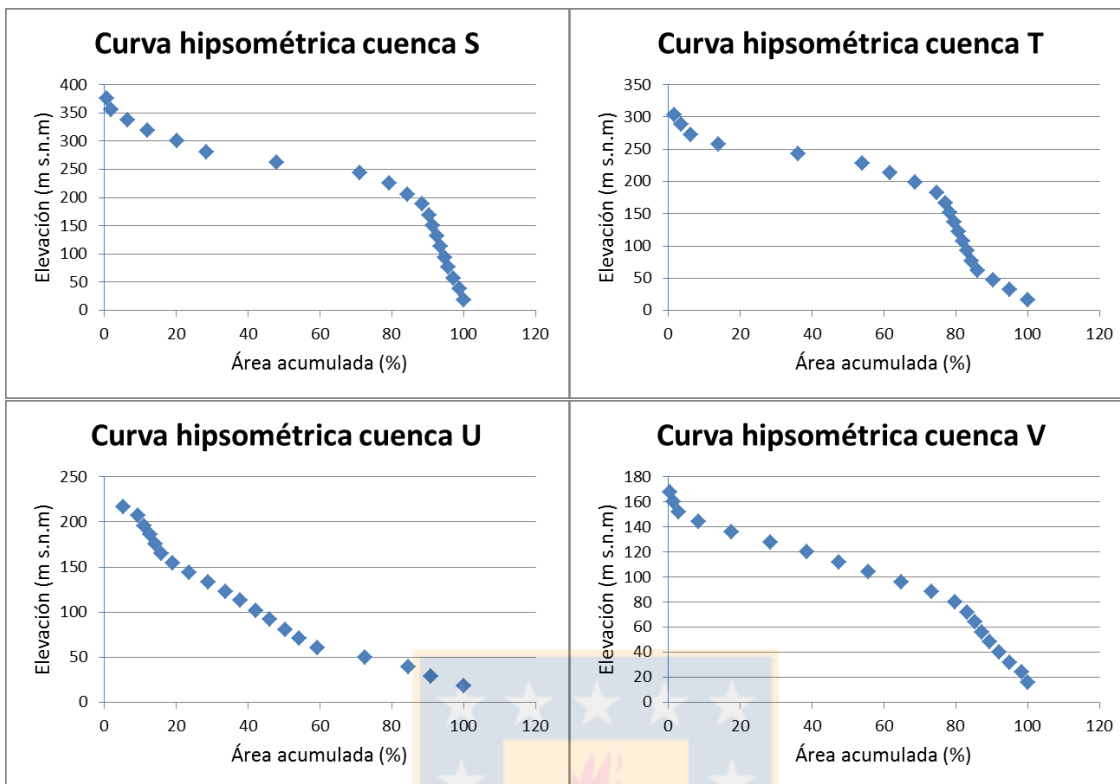




## ANEXO 4 CURVAS HIPROMÉTRICAS DE SUBCUENCAS







## ANEXO 5 CÁLCULO DEL PESO DE LOS FACTORES POR EL MÉTODO ESTADÍSTICO BIVARIADO

Unidades	Nivel	Area (m <sup>2</sup> )	Area %	Puntos	Concentración
FSD, DF	Alto	2.472.032	5,48	9	1,643
EM	Intermedio	13.158.750	29,15	7	0,240
GC, EP	Bajo	29.511.093	65,37	2	0,031

FSD: Fm. Santo Domingo; DF: depósitos fluvioestuarinos; EM: esquistos máficos; GC: Granodiorita Chaihuín; EP: esquistos pelíticos

Usos	Nivel	Area %	Puntos	Concentración
Bosques; urbano e industrial	Alta	69,95	16	0,229
Praderas y matorrales	Intermedia	28,17	2	0,071
Cuerpos de agua; sin vegetación	Baja	1,88	0	0,000

Distancia a falla (m)	Clase	Área (m <sup>2</sup> )	% Área	Puntos	Concentración
< 300	Alta	4.694.245	10,33	8	0,774
300 - 600	Intermedia	4.804.889	10,58	2	0,189
> 600	Baja	35.933.692	79,09	8	0,101

Pendiente (grados)	Clase	Area %	Puntos	Concentración
> 25	Alta	13,47	8	0,395
11 - 25	Intermedia	47,49	8	0,168
0 - 10	Baja	39,04	2	0,051

Curvatura perfil	Clase	Area %	Puntos	Concentración
Cóncavo	Alta	43,45	11	0,253
Plano	Intermedia	13,17	2	0,152
Convexo	Baja	43,38	5	0,115

Curvatura de plano	Clase	Area %	Puntos	Concentración
Plano	Alta	18,44	5	0,271
Convexo	Intermedia	39,79	7	0,176
Cóncavo	Baja	41,77	6	0,144

Azimut ladera	Clase	Area %	Puntos	Concentración
45 - 180	Alta	31,60	8	0,253
180 - 315	Intermedia	34,86	5	0,143
315 - 45	Baja	33,54	5	0,149

DD (Km/Km <sup>2</sup> )	Clase	Area %	Puntos	Concentración
1,44 - 2,60	Alta	15,99	5	0,313
2,61 - 3,24	Intermedia	51,73	11	0,213
3,25 - 4,16	Baja	32,29	2	0,062

IH	Clase	Area %	Puntos	Concentración
0 - 0,49	Alta	25,41	10	0,394
0,50 - 0,58	Intermedia	28,91	7	0,242
> 0,58	Baja	45,68	1	0,022

IRR (m/Km <sup>2</sup> )	Clase	Area %	Puntos	Concentración
< 100	Baja	17,99	0	0
100 - 250	Intermedia	69,78	14	0,201
> 250	Alta	12,23	4	0,327



## ANEXO 6 DISTRIBUCIÓN GEOGRÁFICA DEL COMPLEJO METAMÓRFICO BAHÍA MANSA

