



UNIVERSIDAD DE CHILE

**FACULTAD DE CIENCIAS FISICAS Y MATEMATICAS
DEPARTAMENTO DE GEOLOGIA**

**GEOLOGIA Y GEOMORFOLOGIA DEL COMPLEJO DE
REMOCION EN MASA LA ENGORDA, CHILE CENTRAL**

MEMORIA PARA OPTAR AL TITULO DE GEOLOGO

PABLO ANDRES GONZALEZ RAMOS

PROFESOR GUIA:

SR. SERGIO SEPULVEDA VALENZUELA

MIEMBROS DE LA COMISION:

SR. VICTOR GABRIEL VARGAS EASTON

SRA. SOFIA REBOLLEDO LEMUS

SRA. STELLA M. MOREIRAS

SANTIAGO - CHILE

SEPTIEMBRE 2010

RESUMEN

El presente estudio tiene como propósito determinar la geología y geomorfología de la zona ubicada en la confluencia del estero Morado con el río Colina, en el flanco oeste del volcán San José (Región Metropolitana de Santiago, 33.7° S), caracterizada por una serie de grandes depósitos previamente descritos en la geología regional como un conjunto de morrenas o de depósitos de remoción en masa sin distinción interna. La geomorfología del área se define a partir de las características de cada uno de los distintos depósitos, su tipología y relación morfoestratigráfica. Para lograr este objetivo, se realizó un trabajo descriptivo en terreno con el fin de definir las principales unidades (identificables a una escala 1:20.000) geológicas y geomorfológicas de la zona, enfocándose principalmente en la descripción de las características de los depósitos no consolidados (facies granulométricas, dimensiones, morfología y litología predominante en sus clastos) y sus relaciones de contacto.

La zona se encuentra en gran parte cubierta por depósitos no consolidados dentro de los cuales es posible distinguir: superficies y depósitos de origen fluvial, glacial y lacustre, planicies y abanicos aluviales, conos coluviales, morrenas y depósitos de remoción en masa. En base a lo anterior es posible identificar en la zona una superposición morfoestratigráfica constituida principalmente de morfologías de origen glacial, evidenciadas por tres importantes niveles de morrenas, y de fenómenos de remoción en masa, dentro de los cuales se encuentran depósitos generados por procesos de reptación o solifluxión, caídas de rocas y deslizamientos o avalanchas de roca. En éste último grupo destacan grandes ($>10^6 \text{ m}^3$) depósitos de avalanchas de rocas, de las cuales fue posible identificar 4 eventos mayores que habrían ocurrido durante el período Pleistoceno Superior tardío - Holoceno. Estos fueron posiblemente activados por eventos sísmicos de baja profundidad, lo cual es además sugerido por su cercanía a la falla El Diablo, ubicada a no más de 4 km de la mayoría de las zonas de origen de los movimientos en masa, y que presenta indicios de actividad actual.

Los resultados anteriores combinados con trabajos recientes de peligro sísmico regional en la zona central de Chile, permiten obtener una aproximación cualitativa del peligro de remoción en masa para la zona, el cual se define preliminarmente como alto. Sin embargo, dicha estimación depende fuertemente del peligro sísmico de las estructuras cercanas como las fallas Chacayes-Yesillo, Laguna Negra y El Diablo, el cual no es conocido en detalle.

A mis padres y abuelos.
A mis hermanos.
A tí, por tu eterna paciencia.

Agradecimientos

A mis padres, por la confianza, el cariño y esfuerzo que depositaron en mí al momento de apoyarme en este nuevo desafío. Gracias por creer siempre en mí...

A mis hermanos y mi pequeño sobrino, por su compañía, simpatía y preocupación que han sido un apoyo desde siempre.

A Loreto, mi compañera de toda la U, en las buenas y en las malas. Gracias por obligarme a ser mejor persona, por apoyarme cuando estaba triste, por enseñarme a ser fuerte y sobre todo por quererme.

A mis abuelos, los que pudieron acompañarme durante esta travesía alegrándose permanentemente de mis logros, y ti que me cuidaste desde algún lugar lejano... gracias.

A mi familia por ser tal y cual son...

Gracias a Sergio Sepúlveda, mi profesor guía, por su apoyo y aporte a mi formación profesional y personal, por las correcciones y sugerencias, por los consejos y su ayuda.

A Sofía Rebolledo y Gabriel Vargas por sus importantes consejos, correcciones y recomendaciones.

A Stella Moreiras por su valioso aporte durante el terreno y por las observaciones realizadas posteriormente.

A mis estimados compañeros de curso: Oscar, Martín, Phillip, Leo, Wawa, Rabajille, Chuck, Jota, Susi, Rodolfo, Andrés, Caro, en fin, a todos los que hicieron de los terrenos una buena experiencia de vida.

A mis ex-compañeros de la pensión: Danilo, Nélon, Chascón y Lalo gracias por su amistad.

A María Rosa, por estar siempre dispuesta a ayudar.

A todos los funcionarios que hacen posible que funcione el departamento.

Gracias!!

Índice general

1	Introducción	1
1.1	Formulación del Problema	1
1.2	Objetivos y Metodología	2
1.2.1	Objetivos Generales	2
1.2.2	Objetivos Específicos	2
1.3	Ubicación y Vías de Acceso	3
1.4	Metodología y Plan de Trabajo	3
1.4.1	Trabajo en gabinete pre-terreno	3
1.4.2	Trabajo de terreno	4
1.4.3	Trabajo en gabinete post-terreno	7
2	Marco Geomorfológico	9
2.1	Antecedentes Generales	9
2.2	Unidades Geomorfológicas	9
2.2.1	Evolución Paleogeográfica	11
2.3	Hidrografía	14
3	Marco Geológico Regional	17
3.1	Antecedentes Generales	17
3.2	Rocas Estratificadas	17
3.3	Rocas Intrusivas	29
3.3.1	Intrusivos del Mioceno Inferior	29
3.3.2	Intrusivos del Mioceno Superior	29
3.4	Estructuras	30
4	Geología y Geomorfología Local	32
4.1	Geología	32

4.1.1	Rocas Estratificadas	32
4.1.2	Rocas Intrusivas	40
4.1.3	Depósitos No Consolidados	40
4.1.4	Estructuras	42
4.2	Geomorfología	43
4.2.1	Relieve	43
4.2.2	Hidrografía	45
5	Geología del Cuaternario	47
5.1	Abanicos y planicies aluviales (Qa)	47
5.2	Planicies y depósitos lacustres (Ql)	48
5.3	Depósitos de remoción en masa	49
5.3.1	Depósitos de remoción en masa por caídas de rocas (Qr _{mc})	49
5.3.2	Depósitos de remoción en masa por deslizamientos y avalanchas de roca (Qr _{md})	52
5.3.3	Depósito de remoción en masa por reptación o soliflucción (Qr _{mr})	59
5.4	Superficies y depósitos glaciales	60
5.4.1	Morrenas (Qm)	60
5.4.2	Superficies fluvioglaciales (Qfg)	62
6	Discusión	65
6.1	Evolución geomorfológica	65
6.1.1	Historia geológica del cuaternario	65
6.1.2	Edades	67
6.2	Fuentes de deslizamientos locales y avalanchas	70
6.3	Mecanismos generadores de remoción en masa	72
6.4	Peligro de fenómenos de remoción en masa	76
7	Conclusiones y Recomendaciones	80
7.1	Conclusiones	80
7.2	Recomendaciones	82
8	Referencias	83

Índice de figuras

Figura 1.1	Mapa rutero de acceso a la zona de estudio	4
Figura 1.2	Imágenes del complejo de remoción en masa La Engorda	5
Figura 1.3	Dimensiones utilizadas para describir los deslizamientos.	7
Figura 2.1	Unidades geomorfológicas en Chile Central (32 y 35° S.)	10
Figura 2.2	Topografía de Chile Central (33° 7'S).	11
Figura 2.3	Mapa geológico y geomorfológico simplificado de Chile Central. . .	12
Figura 2.4	Modelo de evolución paleogeográfica para la zona entre los 33 y 34° S.	13
Figura 2.5	Patrones de drenaje de la zona cordillerana entre los 33°S y 33° 50'S.	16
Figura 3.1	Columna generalizada para el período Jurásico Medio - Presente . .	18
Figura 3.2	Mapa y perfil geológico regional del área de estudio.	23
Figura 3.3	Leyenda Mapa Geológico Regional.	24
Figura 3.4	Modelo estructural para Chile Central propuesto por Farías et al.(2010)	31
Figura 3.5	Modelo estructural para Chile Central propuesto por Armijo et al. (2010)	31
Figura 4.1	Mapa geológico del área de estudio realizado por Calderón (2008)..	34
Figura 4.2	Mapa geológico del área de estudio.	36
Figura 4.3	Leyenda para el mapa de la Figura 4.2.	37
Figura 4.4	Pendientes de las laderas de la zona de estudio	44
Figura 4.5	Talweg del río Colina.	45
Figura 4.6	Mapa Topográfico de la zona de estudio.	46
Figura 5.1	Vista al Cerro Catedral desde la ladera norte del valle del río Colina..	48
Figura 5.2	Mapa geomorfológico de la zona de estudio	50
Figura 5.3	Leyenda del mapa geomorfológico de la Figura 5.2.	51
Figura 5.4	Fotografía de un depósito por caída de rocas	52

Figura 5.5	Deslizamiento de rocas que produce un represamiento.	54
Figura 5.6	Fotografía del contacto entre las avalanchas de roca volcánica y de arenisca - conglomerados.	55
Figura 5.7	Diferencia en vegetación entre depósitos de avalancha de roca. . .	56
Figura 5.8	Vista general de la parte central de la zona de estudio.	57
Figura 5.9	Contacto entre avalanchas de areniscas - conglomerados	59
Figura 5.10	Imagen de la zona donde se ubican los principales depósitos de remoción en masa.	60
Figura 5.11	Fotografía de la ladera suroeste del cerro Mesoncito.	62
Figura 5.12	Vista norte de los depósitos de la zona central, desde el río Colina. .	63
Figura 5.13	Depósitos fluvioglaciales en el Valle de El Morado.	64
Figura 6.1	Depósitos lacustres generados por represamiento	68
Figura 6.2	Secuencia cronoestratigráfica de los depósitos	69
Figura 6.3	Planos de deslizamiento en el Valle del Morado	71
Figura 6.4	Posible fuente para avalancha de volcanitas	72
Figura 6.5	Sismicidad zona de estudio y alrededores	74
Figura 6.6	Relación entre deslizamientos y tectónica cuaternaria	75

1. Introducción

1.1. Formulación del Problema

El concepto de remoción en masa se refiere a todo aquel movimiento ladera abajo de una masa de rocas, detritos, tierras o mezclas de los anteriores en distintas proporciones generados por una serie de factores gatillantes (Hauser, 1993) y en los cuales el movimiento descendente está controlado fundamentalmente por efectos de la gravedad (Cruden, 1991). Una de las principales características geomorfológicas de los Andes Centrales son sus grandes deslizamientos en masa con volúmenes que superan los 10^6 m^3 . Estos deslizamientos han sido últimamente identificados a los 32-33°S de latitud en los Andes Centrales (Salomon, 1969; Abele, 1984; Chiu, 1991; Moreno et al., 1991; Pereira, 1995; Espizúa, 1993). El mecanismo gatillante principal para los grandes deslizamientos que ocurren en zonas de alta montaña ($> 10^6 \text{ m}^3$) no se tiene muy claro, con teorías que van desde un fallamiento casi inmediato luego del retroceso de un glaciar hasta una ruptura producida un largo tiempo después de la desglaciación debido a una relajación en las condiciones de stress de la roca y meteorización (Poschinger, 2002; González Díaz, 2003, 2005); degradación del permafrost y descongelamiento durante el Holoceno (Abele, 1974, 1984) y un gatillante sísmico (Moreiras, 2006; Antinao & Gosse, 2009). Es común observar en Chile la presencia de estructuras geológicas mayores y sismicidad en zonas que muestran la existencia de grandes deslizamientos en masa lo que supone una estrecha relación entre los deslizamientos y la neotectónica. Algunos deslizamientos recientes han sido gatillados por sismos superficiales en fallas activas, tal como el caso de Abril de 2007 donde en el Fiordo de Aysén un enjambre de sismos culminó con un sismo mayor que generó grandes deslizamientos que produjeron una ola de sobre 10 m de altura y que significó la muerte de 10 personas (Sepúlveda et al., 2009; Sepúlveda & Serey, 2009; Naranjo et al., 2009).

El principal indicio al momento de determinar si un depósito corresponde a un deslizamiento o a un depósito glacial es que éste último presenta una gran variabilidad en sus características, una de ellas es su composición litológica. La geología de la zona se conoce de forma regional, con cambios en la composición de las rocas claros que permiten

diferenciar las distintas etapas de la evolución geológica de la zona. Lo anterior permite utilizar la litología de los depósitos como un criterio al momento de determinar su proveniencia, ya sea este un depósito morrénico o un deslizamiento de rocas. Existen casos en que es claro el origen del depósito como por ejemplo en el caso de los deslizamientos en bloque, pero si el bloque se desintegra durante su movimiento y se convierte en una avalancha de rocas como se postula para algunos deslizamientos de la zona de estudio, entonces se deben utilizar otros criterios como la composición de los bloques (monomícticos, polimícticos), la geomorfología de los depósitos y algunos criterios sedimentológicos y estratigráficos.

La zona de estudio, ubicada en la zona de confluencia del río Colina con el estero Morado, no ha sido estudiada en detalle, por lo que no se cuenta con mucha información al respecto. Sin embargo ésta ha sido mencionada en algunas publicaciones (Antinao & Gosse, 2009) y reconocida como un complejo de remoción en masa (Moreno et al., 1991). En base a lo anterior se estudiará la zona asumiendo que los depósitos corresponden al resultado de fenómenos de remoción en masa y no de morrenas glaciares, y en un reconocimiento general se logrará determinar la veracidad de aquello. Hauser (2000) también menciona uno de los deslizamientos en esta zona ubicado 5 km aguas arriba de Baños Morales, en la ladera Sur del valle del río Volcán y lo clasifica como un deslizamiento de bloque donde identifica una típica morfología escalonada o “en gradas” de la ladera.

1.2. Objetivos y Metodología

1.2.1. Objetivos Generales

Determinar la geología y geomorfología de la zona a partir de las características de cada uno de los distintos depósitos encontrados, tomando en consideración su tipología y la relación morfoestratigráfica observada entre ellos.

1.2.2. Objetivos Específicos

- Elaborar un mapa geológico a escala 1:20.000 de las rocas y depósitos encontrados en la zona.

- Describir la geomorfología de los depósitos y reconocer los distintos procesos geomorfológicos que han tenido lugar.
- A partir de la geología y geomorfología establecer un orden cronológico para los deslizamientos.

1.3. Ubicación y Vías de Acceso

La zona de estudio se encuentra aproximadamente a 60 km al SE de Santiago (Figura 1.1) entre los 33°45'S y los 33°50'S de latitud y 70°03'W y 69°59'W de longitud en un área de 3 km. de ancho y 5 km. de largo.

El acceso a la zona se realiza desde Santiago por Av. La Florida, posteriormente Av. Camilo Henríquez y al llegar al retén de carabineros se toma la ruta Camino Al Volcán y luego de aproximadamente 42 km. se llega al poblado de San Gabriel. Desde este lugar salen dos caminos secundarios: la ruta G-455, que se extiende hasta el Embalse el Yeso hacia el norte y hasta el pueblo de Las Melosas en dirección Sur, el segundo camino corresponde a la ruta G-25 que se extiende en dirección Este-Oeste. A partir de este punto viajando por la ruta G-25 aproximadamente a 34 km. se llega a la zona de estudio ubicada en el lado norte del camino que se extiende hacia la frontera con Argentina. Al llegar al lugar se observa una serie de planos de deslizamientos con depósitos asociados en los pies de las laderas. La Figura 1.2 muestra imágenes de la zona de estudio.

1.4. Metodología y Plan de Trabajo

La metodología propuesta para realizar el estudio de la zona se presenta a continuación, dividida en una primera instancia de acuerdo al trabajo realizado tanto en gabinete como en terreno, y por el tipo de análisis.

1.4.1. Trabajo en gabinete pre-terreno

Esta actividad se extendió durante los meses de Diciembre de 2009 y principios de Enero de 2010 y consistió en lo siguiente:

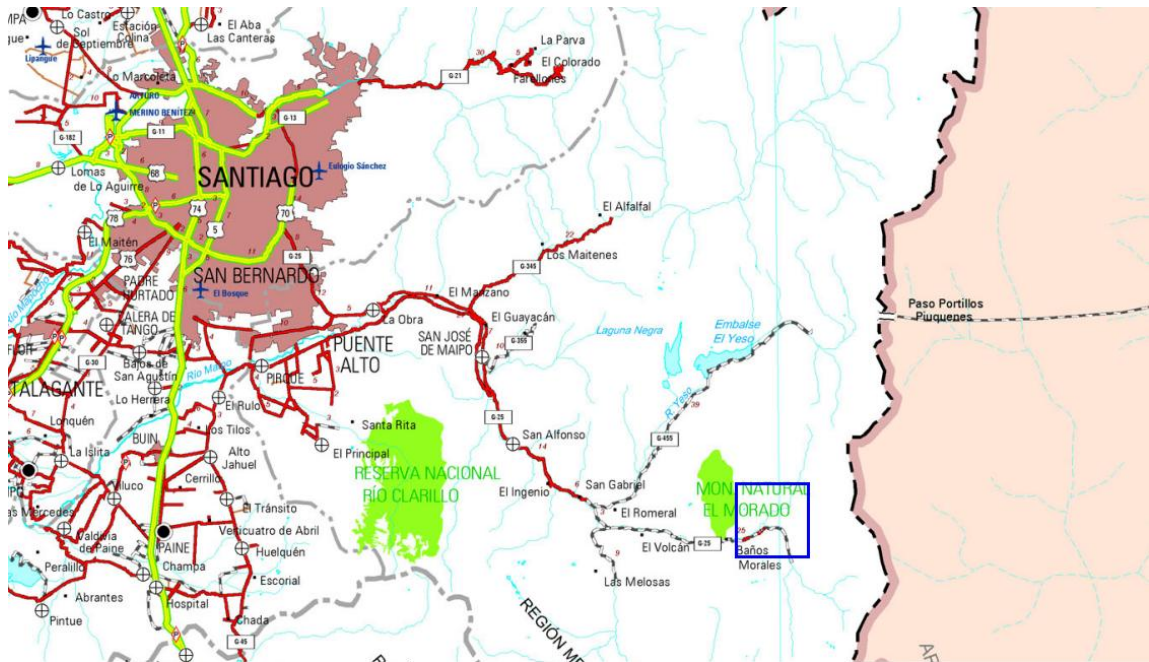


Figura 1.1. Mapa de acceso al lugar de estudio (Cuadro Azul). Mapa modificado de la carta caminera de las Regiones de Valparaíso, Metropolitana, O'Higgins y Maule, MOP.

- Recopilación de antecedentes bibliográficos, mapas geológicos publicados y documentos inéditos.
- Elaboración de una imagen satelital de la zona de estudio generada a partir de la unión de 16 imágenes obtenidas utilizando el software Google Earth 5.0. Dichas imágenes fueron georeferenciadas en el software ArcMap perteneciente a la suite ArcGIS de la empresa ESRI.

1.4.2. Trabajo de terreno

El trabajo en terreno se realizó principalmente durante los meses de Diciembre de 2009 y Enero de 2010. La campaña de Diciembre consistió en una estadía por 4 días en el lugar de estudio, se contó con la participación de Philipp Mamot, estudiante en práctica alemán de la carrera de Geografía de la Universidad de Bonn, quién participó en la toma de datos y análisis. La segunda etapa de trabajo en terreno se realizó durante la segunda semana de Enero, en dicha oportunidad se visitó la zona en compañía del Dr. Sergio Sepúlveda y la Dra. Stella Moreiras, investigadora del Centro Regional de Investigaciones Científicas

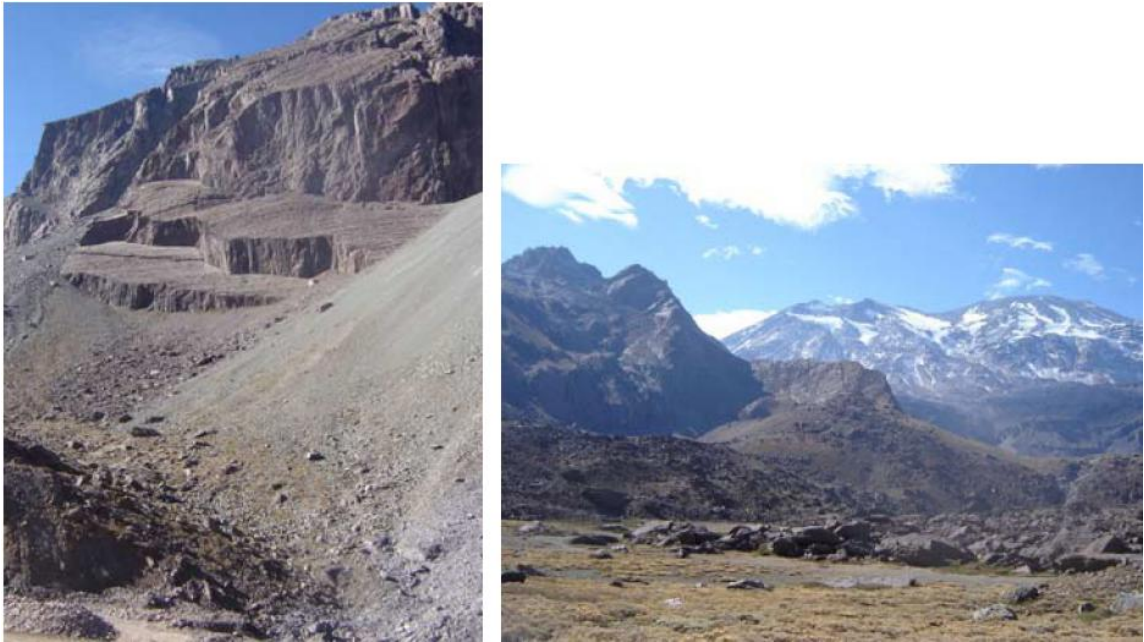


Figura 1.2. Imágenes del complejo de remoción en masa La Engorda. A la derecha restos de una avalancha de rocas y una de las fuentes de los deslizamientos. A la izquierda una imagen de la superficie de ruptura planar.

y Tecnológicas de Argentina (CRICYT), cuya línea de investigación comprende el estudio geomorfológico de depósitos de remoción en masa y morfologías de origen glaciar.

Durante en mes se Marzo de 2010 se realizó un reconocimiento con el fin de evaluar las condiciones en que quedó el lugar luego del terremoto del Maule ocurrido el 27 de Febrero de 2010 ($M = 8.8$).

Finalmente, durante el mes de Mayo de 2010 se realizó una visita complementaria con el propósito de obtener puntos de control geológico para las rocas que afloran en la zona.

Mapeo Geológico

El primer paso realizado para abordar el problema correspondió a la realización de un levantamiento geológico de la zona de estudio. La información registrada correspondió, para los depósitos, a la litología, tamaño y forma de los bloques que los constituyen y una descripción cualitativa de la matriz del depósito. En el caso de afloramientos de rocas, se registró la litología, rumbo y el manto de los estratos donde fuese posible. Dichas observaciones se analizaron y en conjunto con información bibliográfica recopilada con

anterioridad resultaron en la confección de un mapa geológico escala 1:20.000 de la zona que comprende un área aproximada de $8 \times 9 \text{ km}^2$.

Mapeo Geomorfológico

Se realizó un levantamiento geomorfológico en detalle toda la zona clasificada como depósitos no consolidados. Se realizó, en conjunto con la interpretación de fotografías aéreas (escalas 1:20.000 y 1:70.000), un trabajo en terreno con la finalidad de registrar la ubicación y extensión de los depósitos y las posibles fuentes de los deslizamientos. En los casos que fue posible y necesario se realizaron mediciones para determinar parámetros morfométricos del depósito que permitan caracterizar morfológicamente los deslizamientos tales como largo (L), ancho (W), runout, ángulo de ladera y de deslizamiento y relaciones de altura versus distancia (H/D). Con esta información y la ayuda de perfiles obtenidos a partir de un DEM (Digital Elevation Model) fue posible estimar el volumen de algunos deslizamientos.

A diferencia del mapa geológico, se realizó una clasificación de cada depósito diferenciándolo de los demás y determinando el tipo al que corresponde en base a su morfología (Figura 1.3).

Análisis estratigráfico y sedimentológico de los depósitos de remoción en masa

Se realizaron estudios estratigráficos y sedimentológicos simples en los depósitos de remoción en masa para lograr comprender los mecanismos de transporte de cada uno de los eventos. Las características sedimentológicas obtenidas a partir de los depósitos generados por estos movimientos se determinaron en base al tamaño del grano del depósito observado en terreno. El porcentaje de matriz y tamaño de los clastos fue determinado macroscópicamente en base a observaciones realizadas en terreno. El trabajo se complementó con el análisis petrográfico a nivel macroscópico de los clastos encontrados en los deslizamientos y de la litología que aflora en las laderas rocosas del lugar. Se establecieron las relaciones estratigráficas y de contacto entre los diferentes deslizamientos y avalanchas con los distintos tipos de depósitos no consolidados encontrados.

Identificación y análisis de depósitos lacustres

Los lagos formados por el represamiento de un valle producto del bloqueo asociado a una remoción en masa, son generalmente de una vida corta, pero a pesar de esto puede dejar depósitos en su lecho que podrían llegar a proveer información importante tanto para estudios paleoclimáticos como de actividad tectónica. Se registraron los depósitos lacustres encontrados describiendo su granulometría, estratigrafía, facies, texturas y estructuras encontradas. Se buscó indicios de paleoactividad sísmica como estructuras de licuefacción, o deformación tectónica con el fin de poder describirlas y aportar argumentos a la evaluación de los posibles mecanismos que participan en la generación de fenómenos de remoción en masa.

1.4.3. Trabajo en gabinete post-terreno

El trabajo posterior a las campañas de terreno consistió en:

- Análisis de los datos obtenidos en terreno y creación de una base de datos Excel.

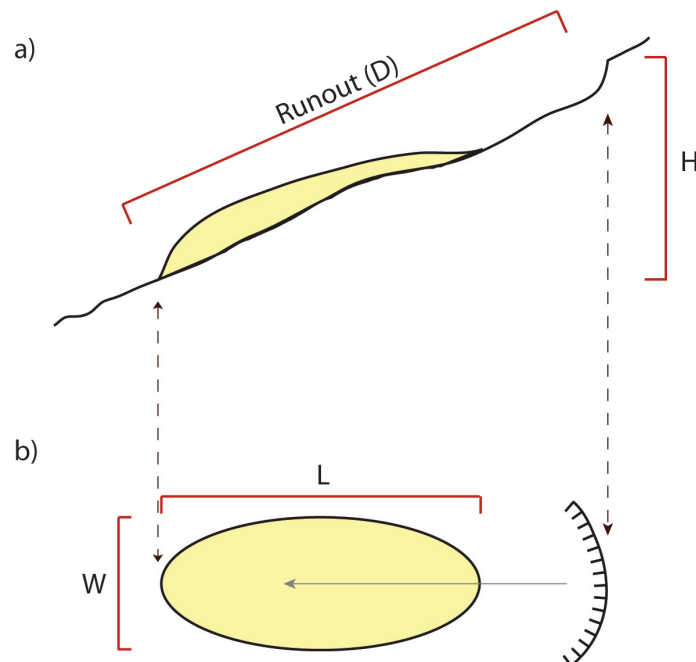


Figura 1.3. Ilustración simple de un deslizamiento. a) Vista en perfil del deslizamiento y la ladera. b) Vista en planta del deslizamiento y el escarpe de la remoción.

- Elaboración de mapa geomorfológico y mapa geológico.
- Búsqueda de material bibliográfico complementario para entender la evolución de la zona.
- Interpretación de los datos para establecer la cronología de los eventos identificados.
- Elaboración y redacción del presente documento.

2. Marco Geomorfológico

2.1. Antecedentes Generales

Los Andes de Chile Central corresponde a una zona de transición entre dos regiones climáticas y morfológicas distintas: la Zona Norte, más seca, es una región donde predominan los procesos constructivos (alzamiento), mientras que, en cambio, en la Zona Sur predominan los procesos erosivos (Farías, 2007). Lo anterior contribuye a la desaparición de la Depresión Central al norte de los 33° S, aunque la geometría de subducción, que pasa a una zona plana en el norte, también sería un factor que contribuiría en esta evolución (Farías, 2007).

2.2. Unidades Geomorfológicas

En el segmento central de Chile que abarca desde los 32 a 35° S, se distinguen 5 rasgos morfológicos principales, orientados en franjas de dirección norte-sur. Desde oeste a este aparecen en el siguiente orden: Cordillera de la Costa, Depresión Central, Cordillera Principal, Cordillera Frontal y Precordillera, más el antepaís en sector argentino (Figura 2.1).

Cordillera de la Costa

Difícilmente se encuentran cumbres que sobrepasan los 2.000 m s.n.m. La Cordillera de la Costa está compuesta en su flanco occidental principalmente por el batolito costero (de edad paleozoica), el batolito central (de edad mesozoica) y algunos afloramientos de basamento metamórfico. En la parte oriental afloran rocas volcánico - sedimentarias mesozoicas y sedimentarias de edad neógena. El relleno cuaternario corresponde principalmente a depósitos fluviales, aluviales y eólicos recientes (Leyton et al., 2010).

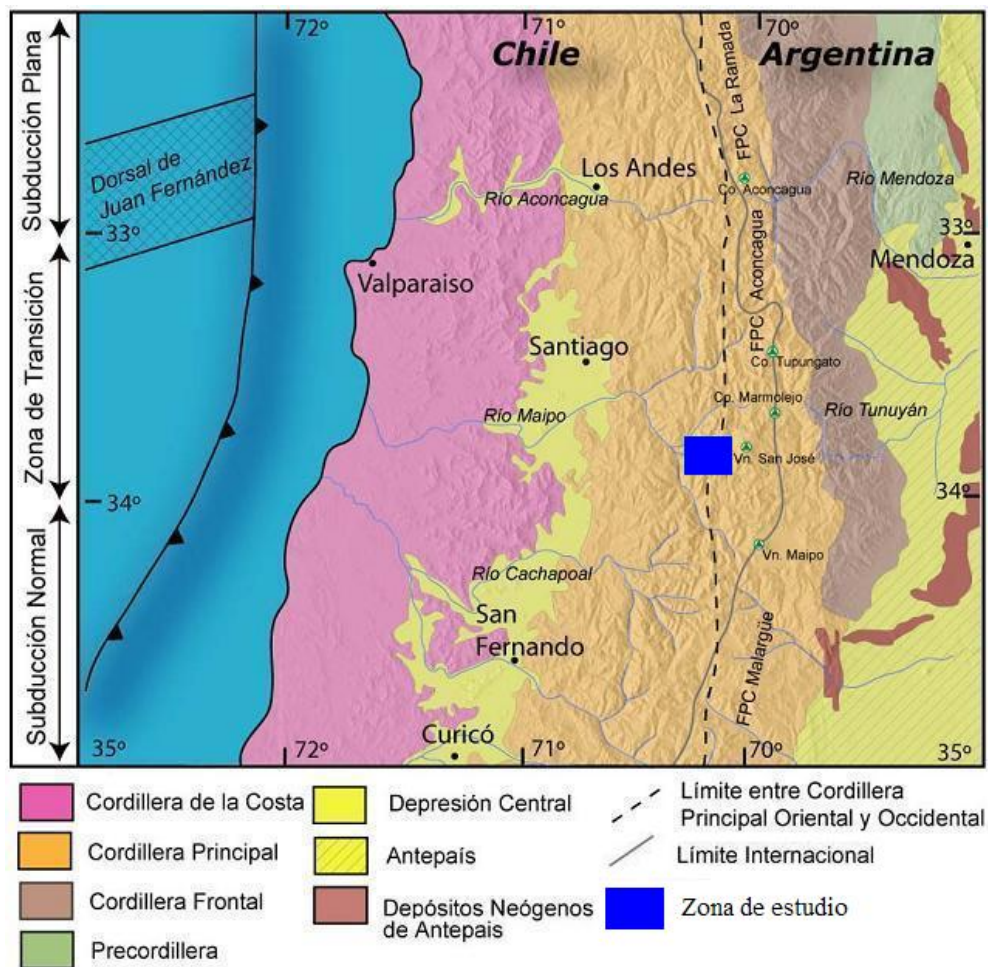


Figura 2.1. Principales unidades geomorfológicas entre los 32 y 35° S. Basado en Charrier y Muñoz (1994), Giambiagi et al. (2001), Giambiagi et al. (2003a) y Tassara & Yañez (2003). Modificado de Fock (2005).

Depresión Central

Se extiende desde los 33°S hasta los 40°S, corresponde a una cuenca llena de depósitos aluviales pleistocénicos a holocénicos (Thiele, 1980; Rauld, 2002). Se caracteriza por presentar una topografía extremadamente suave (entre 450 y 750 m s.n.m) que es producto del relleno cuaternario, el cual en algunos lugares puede llegar a los 500 m de espesor (Araneda et al., 2000). Ocasionalmente presenta algunas cumbres en forma de “cerros isla”, con alturas que varían entre los 650 y 480 m s.n.m., y que van disminuyendo a medida que se avanza al oeste (Fock, 2005;). En la zona oriente el límite de la Depresión Central

es abrupto y marcado, limitado por la Cordillera Principal (Figura 2.2).

Cordillera Principal

Corresponde a la unidad geomorfológica de mayor importancia y marca un cambio topográfico abrupto ya que su altura varía desde los 500 m s.n.m. en el borde occidental con la cuenca de Santiago, hasta sobre los 5.000 m s.n.m. (Volcán San José) a medida que se avanza hacia el este. La cordillera principal puede dividirse en dos grandes flancos: La Cordillera Principal Occidental, formada principalmente por rocas pertenecientes a las Formaciones Abanico y Farellones; y la Cordillera Principal Oriental, formadas por rocas mesozoicas fuertemente deformadas, que forman parte de la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua (Figura 2.3).

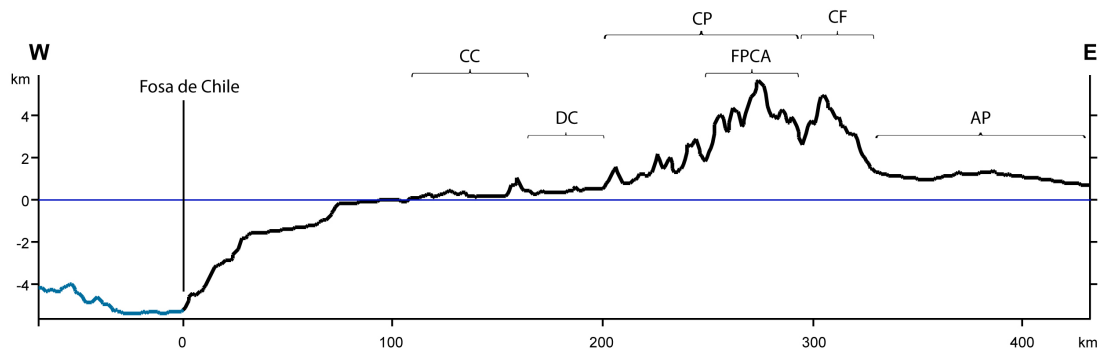
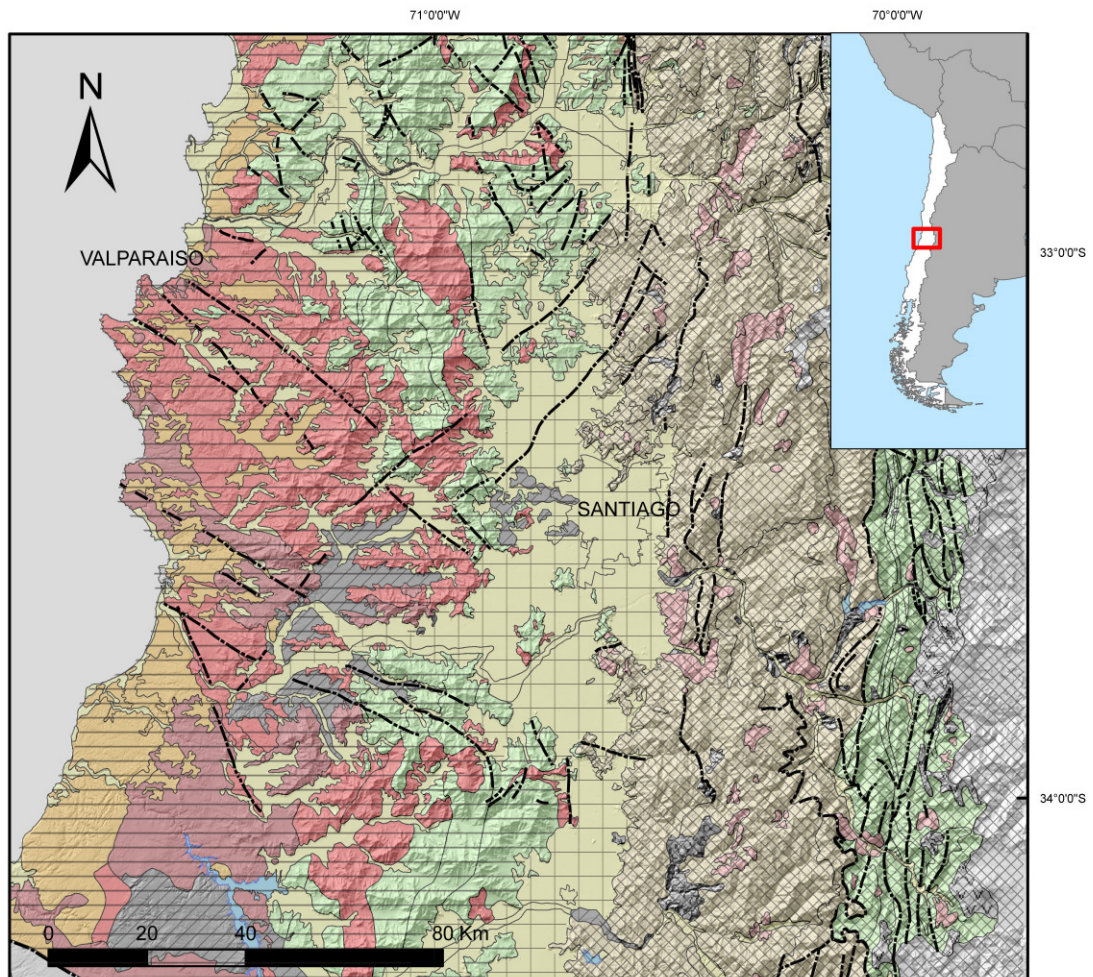


Figura 2.2. Perfil topográfico de Chile trazado a los 33° 7' S. CC: Cordillera de la Costa, DC: Depresión Central, CP: Cordillera Principal, FPCA: Faja plegada y corrida del Aconcagua, CF: Cordillera Frontal y AP: Antepaís. Datos de batimetría y elevación a partir de Becker et al. (2009)

2.2.1. Evolución Paleogeográfica

La situación morfológica actual de la zona es el resultado de distintos procesos que han ocurrido a lo largo de la historia geológica, sin embargo el relieve actual ha sido generado por procesos que han ocurrido principalmente desde el Eoceno medio y que actualmente siguen cambiando la morfología andina (Figura 2.4). A continuación se mencionan los principales procesos responsables del relieve actual (Fock, 2005):



Leyenda

	Depósitos fluviales, aluviales, eólicos recientes		Rocas volcanosedimentarias cenozoicas	Unidades Morfoestructurales
	Depósitos de remoción en masa		Rocas volcanosedimentarias mesozoicas	
	Depósitos piroclásticos pleistocenos		Batolito mesozoico	
	Rocas volcánicas del arco actual		Batolito paleozoico	
	Intrusivos cenozoicos		Basamento metamórfico	
	Rocas sedimentarias neógenas Cord. Costa		Fallas	

Figura 2.3. Modelo de elevación digital con la geología y geomorfología simplificada de Chile Central (32.5 - 35.5° S). Modificado de Leyton et al. (2010).

- Durante el Eoceno Medio se produce un evento de exhumación general de las rocas cretácicas, generando la Proto-Cordillera de la Costa. En la parte este se depositan las unidades volcánico-clásticas Cordón de Los Ratones (Eoceno) y Cerro Retumbadero (Eoceno), en una cuenca controlada por las fallas Infiernillo, Cerro Renca,

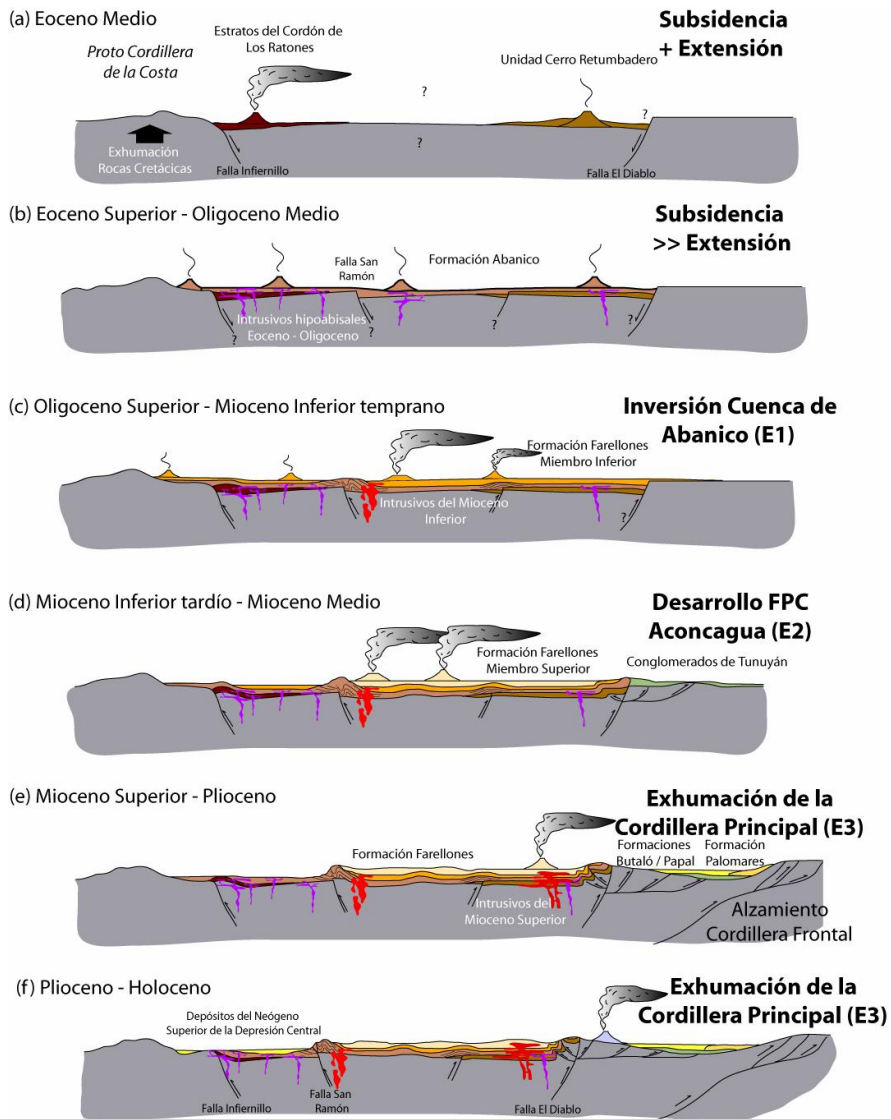


Figura 2.4. Modelo de evolución paleogeográfica para la zona entre los 33 y 34° S. Tomado de Fock (2005).

Portezuelo de Chada y El Diablo, las cuales durante este período son fallas normales.

- En el Eoceno Superior-Oligoceno se deposita la Formación Abanico e intruyen los Intrusivos Hipobasales del Eoceno Superior - Mioceno Inferior, en un período de subsidencia regional (Fock, 2005).
- Con posterioridad a esto, en el Oligoceno Superior-Mioceno Inferior Temprano co-

mienza la inversión de la cuenca en la cual se depositó la Formación Abanico, depositándose el miembro inferior de la Formación Farellones. El acortamiento es acomodado en niveles someros de la corteza por pliegues apretados en los bordes de la antigua cuenca de Abanico. Las partes centrales de la cuenca, presentan sedimentos sintectónicos asociados a la actividad de fallas ciegas.

- Durante el Mioceno inferior tardío - Mioceno medio, continúa la inversión de la cuenca de Abanico. Sin embargo, se produce una migración de la deformación hacia el este, concentrándose en el límite oriental de la cuenca. El engrosamiento cortical prosigue y el arco volcánico migra hacia el este.
- En período que sigue (Mioceno Superior-Holoceno), la deformación se concentra principalmente en el límite oriental de la cuenca (Falla El Diablo) y en la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua, por medio de la reactivación de fallas inversas, desarrollo de retrocorrimientos y fallas fuera de secuencia en la Cordillera Principal Oriental y Occidental. Durante este período se produce el principal evento de alzamiento y exhumación.

2.3. Hidrografía

Lavenu & Cembrano (2008) realizan un análisis de la red fluvial en la zona comprendida entre Santiago y el antepaís Argentino, a la altura de los 33° 30' S (Figura 2.5), determinando que ésta se encuentra caracterizada por tres tipos diferentes de drenaje (Howard, 1967):

- I) Drenaje dendrítico (de tipo roble) en la zona ubicada hacia el oeste de la red fluvial, llegando al borde este de la cuenca de Santiago. Éste se manifiesta por la presencia de sedimentos dispuestos de manera horizontal a subhorizontal, uniformemente resistentes y con una pendiente local baja.
- II) Drenaje en malla o rectangular ubicado en la mayor parte de la Cordillera Principal. Es característico en sedimentos fuertemente inclinados o plegados, en ocasiones de origen volcánico o en rocas metasedimentarias de muy bajo grado, rocas intrusivas o zonas con fracturas paralelas. Los pequeños ríos tributarios son prácticamente del

mismo tamaño y se ubican a ambos lados de ríos más grandes, subsecuentes y paralelos.

- III) Drenaje paralelo, en la zona oriental de la Cordillera Principal y en la Cordillera Frontal. En la última los drenajes presentan dos direcciones: la primera, NO-SE que se observa en la parte norte al norte de los 33°S (parte sur de la Precordillera); y, la segunda, de dirección E-O al sur de la anterior.

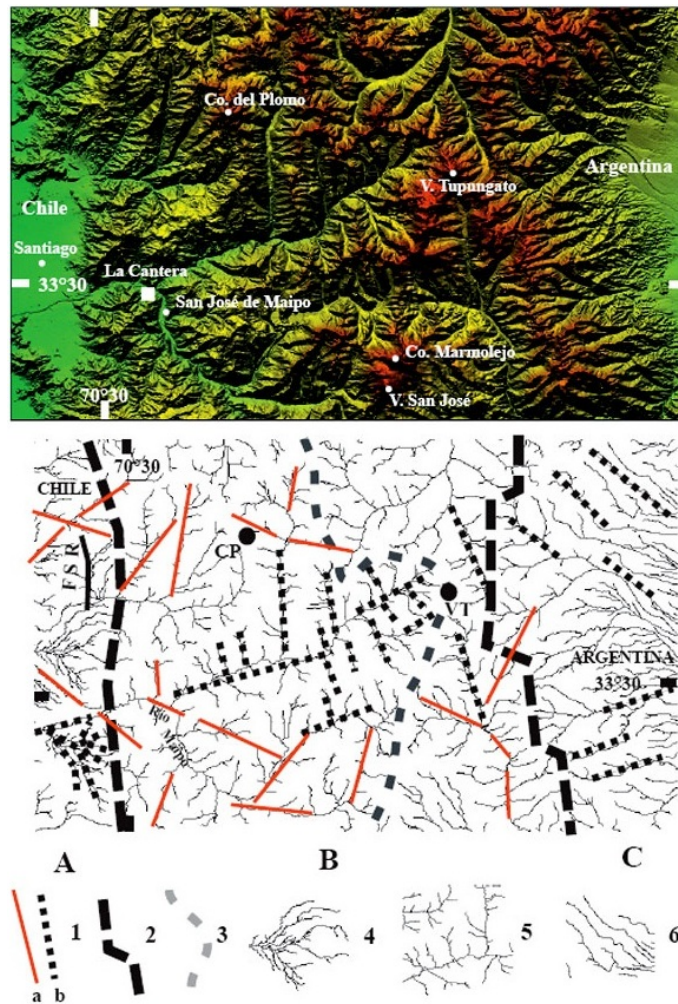


Figura 2.5. 1: Principales lineamientos; 2: Límites de las diferentes zonas morfológicas en relación al tipo de drenaje (A: Depresión Central; B: Cordillera Principal, con línea divisoria de agua; C: Cordillera Principal, vertiente oriental argentina); 3: Límite Internacional (divisoria de aguas); 4: Drenaje dendrítico (zona A); 5: Drenaje en malla (zona B); 6: Drenaje paralelo (zona C). CP: Cerro del Plomo; VT: Volcán Tupungato. Tomado de Lavenu & Cembrano (2008).

3. Marco Geológico Regional

3.1. Antecedentes Generales

La evolución tectonoestratigráfica de la parte sur de los Andes se ha caracterizado por la subducción de la placa oceánica bajo la placa continental desde al menos el Jurásico Inferior hasta el Presente, lo que ha condicionado a los distintos procesos geológicos como entre ellos el magmatismo, ubicación del arco con respecto a la fosa, la orientación y el desarrollo de las cuencas, la orogénesis y el tectonismo (Coira et al., 1982; Mpodozis & Ramos, 1989).

El área de estudio se enmarca en la Hoja Santiago (Thiele, 1980) donde afloran rocas volcánicas y sedimentarias de origen tanto continental como marino, que comprenden edades que van desde el Jurásico Medio hasta el Presente. Estas unidades se orientan preferentemente en franjas de dirección norte-sur, y se encuentra intruídas por diversos cuerpos como filones, lacolitos, stocks y batolitos que poseen edades que van desde el Mioceno al Pleistoceno (Thiele, 1980).

3.2. Rocas Estratificadas

A continuación se presenta la información geológica existente relevante para el área de estudio y que ha sido descrita en trabajos anteriores. La columna generalizada de la zona se muestra en la Figura 3.1, y la distribución de las principales formaciones de la Cordillera Principal de Chile y Argentina se muestran en el mapa de la Figura 3.2.

Formación Nieves Negras (Álvarez et al., 1997, 2000)

Corresponde a una secuencia de areniscas finas a medias con intercalaciones de pelitas negras, limolitas y en menor medida niveles de brechas en la base de la unidad, presenta una serie rítmica de niveles gruesos de areniscas y niveles delgados de limolitas en la parte superior (Álvarez et al., 1997; Charrier et al., 2002b). Se dispone en concordancia

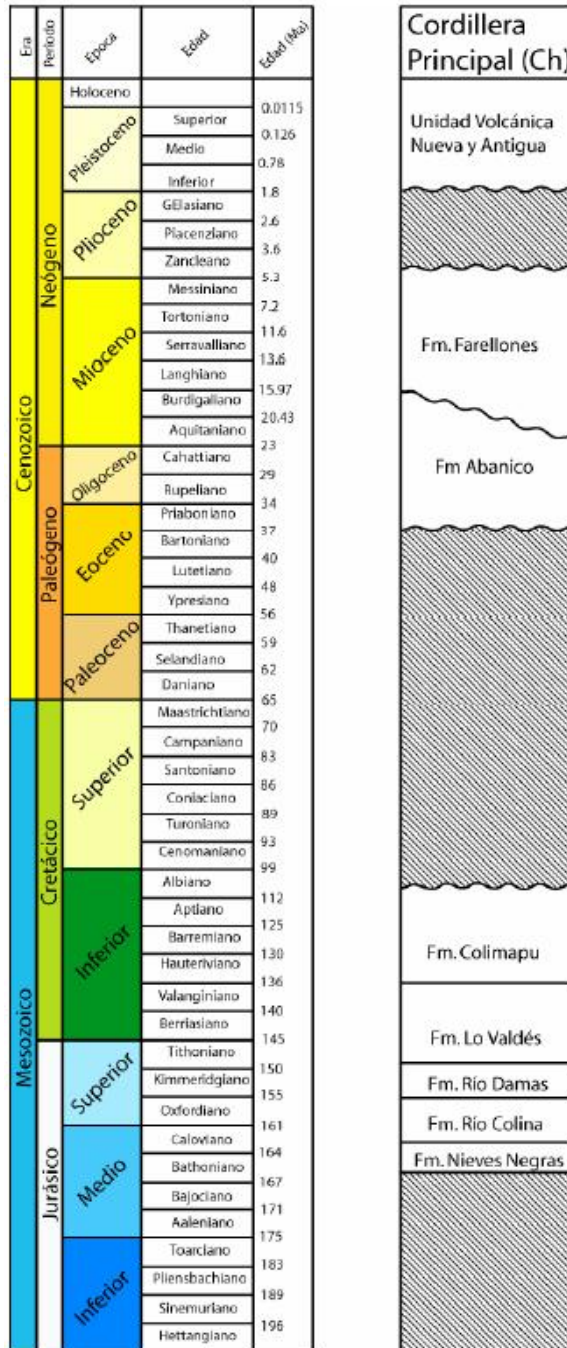


Figura 3.1. Columna generalizada para la zona de estudio desde el Jurásico Medio. Basado en Thiele (1980), Álvarez et al. (1997) y Charrier et al. (2002b). Modificado de Fock (2005).

bajo la Formación Río Colina y su base no aflora (Álvarez et al., 1997).

En base al material fósil encontrado en la zona se le asigna una edad Bathoniano - Caloviano temprano (Álvarez et al., 1997). Se correlaciona con el miembro Santa Elena de la Formación Nacientes del Teno (Klohn, 1960; Davidson, 1971), y las formaciones Las Lajas, Los Molles y Tres Esquinas en lado argentino (Charrier et al., 2002b).

Formación Río Colina (González, 1963)

La Formación Río Colina fue definida por González (1963) en el Valle del río Colina (extremo suroriental de la Hoja Santiago). Aflora en la parte oriental de la Cordillera Principal. Su base corresponde aparentemente a la Formación Nieves Negras (Álvarez et al., 1997) y su techo corresponde al contacto concordante con la Formación Río Damas (Thiele, 1980).

Corresponde a una secuencia de sedimentitas marinas compuestas principalmente de calizas y lutitas calcáreas, grises oscuras; lutitas fisibles, finamente estratificadas; areniscas y conglomerados finos, con intercalaciones de rocas volcánicas andesíticas. Adicionalmente se observa yeso interestratificado y en forma de domos diapíricos que intruyen y cortan la serie. La secuencia tiene un espesor visible no superior a 800 m. La fauna recolectada y clasificada (Tavera, 1968) permite asignar una edad Oxfordiana a los niveles superiores, los niveles intermedios y en particular los inferiores sugieren una edad Caloviana (?). De acuerdo a lo anterior es posible asignar a la secuencia una edad Caloviano-Oxfordiano, y se correlaciona con las formaciones Tábanos, Lotena, La Manga y Auquilco en Argentina, donde la unidad se identifica con el nombre de Yeso Principal (Thiele, 1980; Álvarez et al., 1997).

En la Hoja Santiago la unidad aflora de forma discontinua, en diversos puntos en su parte más oriental. A diferencia de lo que ocurre en otras áreas donde el Yeso Principal ha sido descrito como un manto intercalado concordante, continuo (Klohn, 1960) o lenticulado (Aguirre, 1960), en la Hoja Santiago destaca la presencia de afloramientos macizos, tectónicamente amasados y con inclusiones de sedimentitas propias y ajenas a la Formación Río Colina (Thiele, 1980).

En términos generales se puede decir que los afloramientos del Yeso Principal se encuentran estrechamente relacionados a fallas, apareciendo casi siempre como un elemento alóctono, enclavado y más o menos triturado entre escamas de imbricación (Thiele, 1980).

Formación Río Damas (Klohn, 1960)

La Formación Río Damas fue definida por Klohn (1960) en el valle del río homónimo, en la provincia de Colchagua. Aflora en la parte oriental de la Cordillera Principal. Se dispone concordantemente sobre la Formación Río Colina y subyace concordantemente a la Formación Lo Valdés (Thiele, 1980).

La unidad corresponde a una sucesión de conglomerados y brechas conglomerádicas, gruesas a medianas, de colores rojizos y verdosos, con intercalaciones potentes de areniscas y limonitas, con colores que varían de púrpura claro a marrón; se intercalan también en la secuencia, abundantes niveles de rocas volcánicas andesíticas y pequeños lentes de yeso, aunque estos últimos sin importancia a nivel regional. La unidad tiene una potencia aproximada de 3.000 m (Thiele, 1980).

No hay registro de la presencia de fósiles en la unidad, sin embargo su edad puede ser delimitada con bastante exactitud dado que subyace de manera concordante las capas marinas del Titoniano inferior pertenecientes a la Formación Lo Valdés, y se encuentra apoyada, concordantemente, sobre la secuencia oxfordiana correspondiente a la Formación Río Colina. En consecuencia, se le asigna una edad Kimmeridgiana y se correlaciona con el miembro superior de la Formación Lagunillas (Thiele, 1980). Por el lado Argentino la unidad es correlacionable con la Formación Tordillo, asignada al Kimmeridgiano (Thiele, 1980; Giambiagi et al., 2003).

En la Hoja Santiago, la Formación Río Damas se distribuye en la parte oriental a lo largo de dos franjas paralelas de dirección aproximada norte-sur. Una de ellas se desarrolla principalmente en el lado chileno, desde las cabeceras del río Maipo hasta más al norte del río Colorado, lugar donde cruza la frontera en el paso El Morado. La otra franja se extiende casi exclusivamente por lado argentino. En el medio de ambas franjas se observan afloramientos de la misma formación aunque de menor extensión, correspondientes a escamas de sobreescurremientos. De esta forma los niveles superiores de la unidad cubren, tectónicamente, las capas basales de la misma unidad, como también a las rocas de la Formación Río Colina (Thiele, 1980).

Formación Lo Valdés (González, 1963)

Definida por González (1963) en el lugar homónimo en el valle del río Volcán. Su base se encuentra concordantemente sobre la Formación Río Damas y el techo lo es con la Formación Colimapu (Thiele, 1980).

La secuencia, de carácter marino, se compone por: calizas, calcilutitas, lutitas y areniscas calcáreas, conglomerados y brechas. Las calizas presentan colores gris-azulados y su presencia es en estratos compactos, con fractura concoidal y espesor regular. Las calcilutitas son de colores negruzcos y aparecen finamente laminadas. Las lutitas y areniscas predominan en el sector medio del perfil y poseen colores que varían desde gris claro a púrpura. Se observan intercalaciones de rocas volcánicas basálticas y andesíticas en su parte central. En la parte superior de la unidad, existen pequeñas capas lenticulares de yeso interestratificadas, correspondiente al Yeso secundario (Thiele, 1980; Hallam et al., 1986; Vergara y Nyström, 1996). El espesor estimado para esta unidad es de aproximadamente 1.350 m (Thiele, 1980).

En base al contenido fósil, la Formación Lo Valdés ha sido asignada a un rango de edad que comprende desde el Tithoniano superior hasta el Hauteriviano (Biró, 1964; Tavera, 1968; Thiele, 1980; Hallam, 1986). Hacia el norte la Formación Lo Valdés se correlaciona con la Formación San José, de edad Valanginiano (Aguirre, 1960), y por el lado sur con la Formación Termas del Flaco, de edad Tithoniano superior a Hauteriviano (Klohn, 1960). Por el lado argentino, la unidad se correlaciona con el Grupo Mendoza (Yrigoyen, 1979; Aguirre-Urreta, 1996; Aguirre-Urreta & Álvarez, 1997) La unidad presenta deformación de escama delgada, provocando la separación y repetición de los niveles superiores de la secuencia hacia el este, donde se imbrica con bloques estructurales de la Formación Río Damas (Thiele, 1980).

En la Hoja Santiago la unidad se extiende a lo largo de la zona fronteriza suroriental, en franjas con dirección principalmente norte-sur, desde el sur del río Volcán hasta más al norte del río Colorado, desde donde se desarrolla exclusivamente en lado argentino (Thiele, 1980).

Formación Colimapu (Klohn, 1960)

La Formación Colimapu fue definida por Klohn (1960) en la quebrada homónima, afluente del río Maipo al sureste de Santiago. La unidad sobreyace concordantemente y en transición paulatina, bajo a los estratos de la Formación Lo Valdés, y subyace a la Formación Abanico en un contacto descrito como discordante en la zona del valle del río Aconcagua (Aguirre, 1960), y como concordante en la parte oriental de la Hoja Santiago (Thiele, 1980).

El conjunto, de carácter continental, corresponde a una secuencia de areniscas y lutitas rojas, conglomerados de matriz arenosa gris rojiza, lutitas rojas con niveles de rocas piroclásticas aéreas y algunas lavas basálticas y andesíticas, y calizas en capas discontinuas lateralmente (Thiele, 1980; Vergara y Nyström, 1996). La secuencia anterior se habría depositado en un ambiente altamente oxidante y alcanza una potencia aproximada de 2.000 m (Thiele, 1980).

En base al contenido fósil (Carófitas) encontrado se le asigna una edad mínima Albiana (Martínez & Osorio, 1963), y su edad máxima sería Hauteriviano, de acuerdo a la edad asignada a la Formación Lo Valdés que la subyace concordantemente (Thiele, 1980). La unidad se correlaciona cronológicamente con la Formación Cristo Redentor definida por Aguirre (1960) y con la Formación Diamante y la Formación Huitrín en Argentina (Ramos et al., 1996; Sruoga et al., 2000; Giambiagi et al., 2003a, 2003b).

Los estratos de la Formación Colimapu se distribuyen a lo largo de una franja de dirección norte-sur, que se prolonga desde el sur del río Volcán hasta más al norte del río Colorado.

Formación Abanico (Aguirre, 1960)

La Formación Abanico fue definida por Aguirre (1960) en la provincia del Aconcagua. El nombre fue propuesto anteriormente por Muñoz Cristi (in Hoffstetter et al., 1957). La unidad sobreyace a la Formación Colimapu en un contacto que ha sido descrito como concordante en el sector cordillerano al este de Santiago (Thiele, 1980), y como discordante en la zona del río Aconcagua (Aguirre, 1960). El contacto con la Formación Farellones que subyace es de carácter transicional y con amplias variaciones, reportándose en diversos lugares tanto discordante (Thiele, 1980) como pseudo-concordante (Charrier et al., 2002a) o concordante o por falla (Godoy et al., 1999). En el valle central la Formación Abanico se

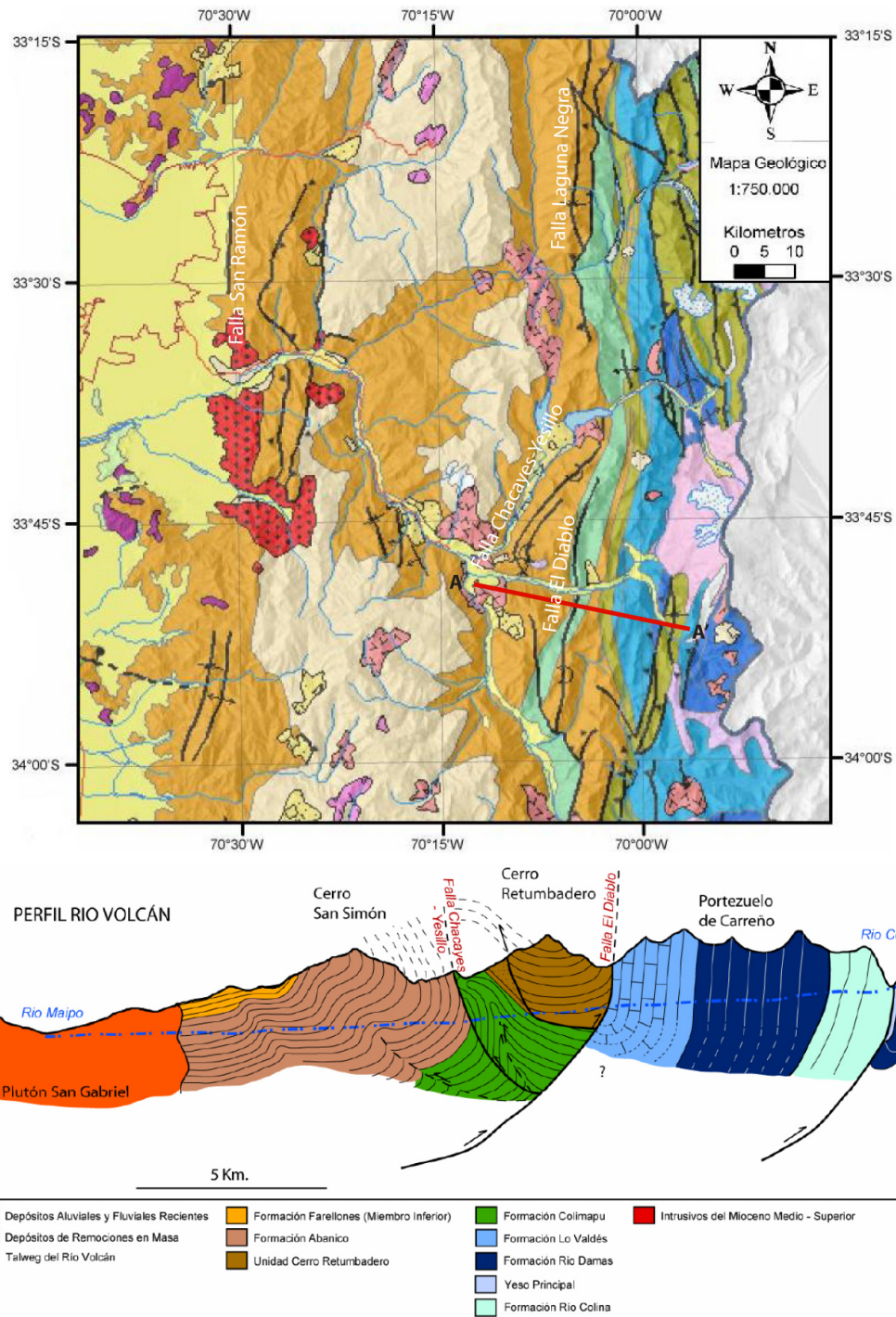


Figura 3.2. La imagen superior muestra un mapa con la geología regional. Abajo se muestra un perfil geológico para la zona de estudio (A-A' en imagen superior). Modificado de Fock (2005). Leyenda del mapa en página siguiente.

Leyenda



Figura 3.3. Continuación de Figura 3.2. Leyenda del Mapa Geológico Regional. Modificado de Fock (2005).

encuentra, ya sea en contacto por falla con la Formación Lo Valle, o concordante con un hiatus de 35 Ma. (Gana & Wall., 1997; Fuentes et al., 2000; Fuentes, 2004). En el sector de Angostura de Paine los depósitos de la unidad se disponen en discordancia de erosión sobre las rocas de la Formación Las Chilcas (Sellés, 2000).

La secuencia es de tipo continental, compuesta por tobos y brechas volcánicas con intercalaciones de lavas andesíticas y riolíticas, rocas piroclásticas, que se desarrollan principalmente en los niveles superiores de la secuencia (Thiele, 1980), e intercalaciones sedimentarias continentales (fluviales, aluviales y lacustres), generando lentes que alcanzan los 500 m de espesor (Charrier et al., 2002a; Nyström et al., 2003). Su espesor se estima en 3.000 m., el cual puede estar sobreestimado debido a las numerosas intrusiones interestratificadas posteriores y a las fallas normales en su base (Thiele, 1980; Gana & Wall, 1997).

La fauna fósil existente en la unidad y la gran cantidad de dataciones radiométricas que se han realizado, permiten asignar a la Formación Abanico una edad que comprende desde el Eoceno superior a Mioceno inferior (Vergara & Drake, 1979; Drake et al., 1982;

Munizaga y Vicente, 1982; Wyss et al., 1994; Charrier et al., 1996, 2002a; Gana & Wall, 1997; Vergara et al., 1999; Sellés, 1999; Fuentes et al., 2000; Sellés, 2000; Fuentes et al., 2002; Fock, 2005; Muñoz, 2005; Fock et al., 2006). En el área central de Chile, la unidad se correlaciona hacia el sur con la Formación Coya-Machalí definida por Klohn (1960) (Thiele, 1980; Charrier et al., 2002a). En el sector argentino ésta formación es equivalente temporal a la Formación Molle (Oligoceno superior) (Sruoga et al., 2000).

La unidad tiene una distribución bastante amplia en la Hoja Santiago. Los estratos más gruesos aparecen en algunos sectores bastante deformados por pliegues muy marcados, lo que unido a una mayor alteración, permite diferenciarla de mejor manera de la Formación Farellones, en el terreno (Thiele, 1980).

Formación Farellones (Klohn, 1960)

El término Farellones fue propuesto por Muñoz Cristi en 1953, para hacer referencia a la secuencia de capas que aflora en los alrededores de la localidad homónima (Hoffstetter et al., 1957), sin embargo la formación fue definida como tal por Klohn (1960). En Chile central, entre los 32° S hasta los 35° S, sobreyace a la Formación Abanico en un contacto que ha sido motivo de discusión, el cuál ha sido descrito como concordante por algunos autores (Aguirre, 1960; Klohn, 1960; Thiele, 1980; Charrier, 1981; Godoy et al., 1999), pero que según evidencias más recientes se puede describir como un contacto transicional y con amplias variaciones, reportándose diversos sectores como contactos discordantes o pseudo-concordante, dependiendo de la reactivación de fallas asociadas a la inversión de la cuenca de la Formación Abanico (Godoy et al., 1999; Charrier et al., 2002a). El techo de la unidad corresponde a la superficie de erosión actual (Thiele, 1980).

La secuencia se compone de lavas, tobas e ignimbritas con intercalaciones de brechas. Las lavas manifiestan un claro predominio sobre las tobas y brechas, mientras que la alternancia de rocas volcanoclásticas produce una marcada estratificación en la serie. Las tobas de lapilli son de color claro y presentan clastos de riolitas y andesitas de 4 - 12 mm de diámetro. Las ignimbritas son de color gris claro con textura fluidal, clastos de andesitas y obsidianas. (Thiele, 1980). El espesor de la unidad se estima en 2.500 m, aumentado por los numerosos mantos intrusivos y lacolitos del Mioceno superior - Plioceno que se intercalan en la secuencia (Thiele, 1980; Rivano et al., 1990).

No hay registro de una fauna fósil que permita asignar una edad a la formación, sin embar-

go existe una numerosa cantidad de dataciones radiométricas que la asignan al Mioceno inferior a medio (Drake et al., 1976, 1982; Vergara & Drake, 1979; Thiele, 1980; Munizaga & Vicente, 1982; Sellés, 1999; Fuentes et al., 2001, 2002; Kay et al., 2005). La unidad se correlaciona cronológicamente con las formaciones Palaoco, Contreras, Conglomerados de Tunuyán y Agua de la Piedra en Argentina (Sruoga et al., 2000; Giambiagi et al., 2001).

En Chile central la Formación Farellones se distribuye en una franja elongada de dirección norte-sur, en toda el área al costado occidental y oriental de la Formación Abanico.

Unidad Volcánica Antigua (Thiele & Katsui, 1969)

Corresponde a los esqueletos de los volcanes extinguidos, formados principalmente de coladas andesíticas y traquiandesíticas, de colores rojizos y amarillentos (Thiele & Katsui, 1969), las cuales se distribuyen en un área importante de la zona fronteriza y constituyen parte de las cumbres más altas de Chile central (Thiele, 1980). Destacan entre ellas el Volcán Tupungato (6.550 m s.n.m.), Cerro Marmolejo (6.150 m s.n.m.) y cordón del Cerro Castillo (5.485 m s.n.m.).

El zócalo de la Unidad Volcánica Antigua esta formado por los terrenos paleozoicos, mesozoicos y cenozoicos expuestos en la vertiente oriental de la Cordillera Principal, que se encuentran tectónicamente imbricados. Sin embargo la unidad no parece afectada por fallas de importancia regional y aparece sellando todas las estructuras de pliegues y fallas de fines del Mioceno que caracterizan la región. Se le asigna una edad Pleistocena debido a que se encuentran bastante erosionados por actividad glacial, en menor (volcán Tupungato) y mayor medida (cordón del Cerro Castillo), lo que indica una actividad volcánica pre-interglacial (Thiele, 1980).

Unidad Volcánica Nueva (Thiele & Katsui, 1969)

Se incluye en esta unidad a los volcanes que presentan manifestaciones históricas de actividad, como el volcán Tupungatito (5.640 m s.n.m.) y el volcán San José (5.880 m s.n.m.), que se encuentran sobre el volcán Tupungato y cerro Marmolejo, respectivamente (Thiele, 1980). Actualmente se reconocen en ellos emanaciones y están sobreimpuestos a la Unidad Volcánica Antigua (Thiele & Katsui, 1969). Están formados por coladas andesíticas frescas, con intercalaciones de mantos de brechas y piroclásticos menores (bombas, lapilli

y cenizas), predominantemente oscuras. (Thiele, 1980).

Las coladas, muchas fuertemente impregnadas en azufre, no aparecen afectadas por fallas menores como las reconocidas en la Unidad Volcánica Antigua. Los conos no están labrados por la erosión glacial y sólo muestran una incisión fluvial. Las coladas mas recientes se han movilizado por los valles glaciares y fluviales bien definidos. En base a lo anterior se les asigna a esta unidad, en términos generales, una edad Holocena (Thiele, 1980).

Depósitos No Consolidados

Se incluyen en esta unidad depósitos fluviales, fluvioglaciales, lacustres y gravitacionales, lo cuales se reconocen en numerosos sectores de la Hoja Santiago (Thiele, 1980), y que forman gran parte de la superficie del área de estudio.

Depósitos fluviales, fluvioglaciales y aluviales Se caracterizan por incluir material de tamaño variado, representados por clastos con un tamaño de bloques a gravas, arenas, limos y arcillas, cuya petrografía se relaciona con las distintas unidades litológicas definidas anteriormente (Thiele, 1980; Chiu, 1991). Lo que más destaca corresponde a los depósitos asociados al relleno de la Depresión Central, le siguen aquéllos que rellenan los valles de la región. Sobresalen entre estos últimos aquéllos que forman importantes niveles de terrazas en el valle del río Maipo. En términos generales, se puede sostener que sobre una cota promedio de 1.500 m s.n.m., los depósitos fluviales gradan a glaciofluviales (Thiele, 1980; Ormeño, 2007).

Depósitos lacustres Corresponden a depósitos de dimensiones reducidas que son acumulados en lagos formados detrás de algunas morrenas frontales o de depósitos producidos por demoronamientos en los valles de los ríos Colina, Colorado, Maipo y Yeso. Se caracterizan por ser depósitos de granulometría fina, comúnmente limos y arcillas, finalmente laminados (Thiele, 1980).

Depósitos de remociones en masa Se encuentran distribuídos prácticamente por toda el área. Los materiales de los depósitos más jóvenes están completamente sueltos, muchos

estabilizados pero otros en niveles de inestabilidad que podrían generar permanentes movimientos de volúmenes importantes. Se incluyen variados derrumbes importantes de cerros ocurridos en numerosos valle tales como el de la quebrada Arrayán y río Colorado, y en particular los deslizamientos de Las Cortaderas y Mesón Alto en el río Yeso, El Manzanito y El Ingenio en el río Maipo, y La Engorda en el río Colina, entre otros de menor tamaño (Thiele, 1980; Chiu, 1991; Sepúlveda et al., 2008; Antinao & Gosse, 2009).

Depósitos coluviales Son depósitos que están ampliamente distribuidos en toda la zona cordillerana, sin embargo existen sectores en que su extensión y potencia es mayor. Estos corresponden a: ladera norte del valle del río Maipo en el sector de San Alfonso; en ambas laderas del valle del río Volcán, en el trayecto entre su confluencia con el río Maipo y la confluencia con los esteros Colina y La Engorda. Importantes depósitos de coluvios se desarrollan además en la ladera izquierda del valle del río Yeso, situadas inmediatamente al sur del Embalse El Yeso (Moreno et al., 1991).

Son depósitos con estratificación interna poco definida y en muchas ocasiones solo insinuada predominando los depósitos de tipo masivo. Estos depósitos con formas laminares se disponen en las laderas del relieve desarrollando pendientes fuertes de unos 20° a 25°, o se ubican al pie de laderas constituyendo gruesos apilamientos de formas cónicas y con varias decenas de metros de espesor en algunos casos. Se han formado por meteorización mecánica y química, derivados en primer caso principalmente del efecto de heladas y variaciones bruscas de la temperatura en las rocas expuestas. Los materiales producidos forman un manto *in situ* como coberturas de suelos o escombros de falda o eventualmente caen en fragmentos individualmente desde los puntos altos del relieve al pie de los faldeos de la zona, por efecto principalmente de la gravedad pero ayudados en menor o mayor grado por aguas que provienen de precipitaciones o fusión de nieves. La edad de formación de estos depósitos es fundamentalmente Holocena (Moreno et al., 1991).

Depósitos glaciales Se reconocen en la zona dos unidades depósitos morrénicos antiguos y recientes. Los depósitos antiguos se ubican entre las cotas 1.450 y 1.550 m s.n.m., debido a la compactación y meteorización de los depósitos morrénicos, la ausencia de depósitos equivalentes río abajo y la cota en que se encuentran, se les asigna una edad Pleistocena superior. Los depósitos recientes se ubican entre las cotas 2.000 y 4.000 m s.n.m., y corresponden a morrenas laterales, frontales y de fondo, ligados a glaciales en

retroceso, ubicados en valles en dirección aproximada norte-sur (Chiu, 1991). Morrenas terminales y de retroceso se acumularon esencialmente en los valles de los ríos Colorado, Yeso, Volcán, y esteros afluentes (Thiele, 1980).

3.3. Rocas Intrusivas

La actividad intrusiva en la zona cordillerana de Chile central posee una edad que comprende desde el Mioceno al Plioceno, son cuerpos de poca extensión que se ubican en franjas norte-sur y que se vuelven progresivamente más jóvenes hacia el este (Thiele, 1980; Skewes et al., 1991).

3.3.1. Intrusivos del Mioceno Inferior

Corresponden a plutones cuyo rango de edad varía desde los 20 a los 18 Ma. Se encuentran intruyendo a la Formación Abanico y su litología principal corresponde a granodioritas. Destacan dentro de este grupo el Plutón La Obra y el Plutón del Salto del Soldado (Thiele, 1980; Kurtz et al., 1997). Existe una similitud entre la química y las edades del Plutón La Obra y la franja oriental de la Formación Abanico que sugiere una relación genética entre ambos (Kay & Kurtz, 1995).

3.3.2. Intrusivos del Mioceno Superior

Intrusivos que comprenden un rango de edad que varia desde los 13 a 8 Ma. Se ubican más al oriente de la franja de Intrusivos del Mioceno Inferior. Destacan dentro este grupo el Plutón San Gabriel (junta ríos Volcán, Yeso y Maipo), Plutón La Gloria (río Colorado), Cerro Mesón Alto, Intrusivo Lago Yeso e Intrusivo Colina (Portezuelo Colina). La litología principal de estos cuerpos corresponden a granodiorita, monzogranito y monzonita cuarcífera (Thiele, 1980; Kurtz et al., 1977; Deckart et al., 2005; Deckart & Godoy, 2006). Debido a la similitud entre la edad, características químicas y las relaciones de contacto de estos cuerpos intrusivos con la Formación Farellones, ha sido sugerida una relación genética entre ambos (Thiele, 1980; Kurtz et et., 1997; Kay et al., 2005).

3.4. Estructuras

Casi todas las estructuras mayores observadas en la región muestran un rumbo general aproximado norte-sur. Corresponden principalmente a pliegues asimétricos con ejes de rumbo norte-noreste y a fallas inversas de la misma orientación con vergencia tanto al este como al oeste (González, 1963; Thiele, 1980; Thiele et al., 1991; Charrier et al., 2002a, 2005; Fuentes et al., 2002; Rauld, 2002).

En un perfil generalizado este-oeste se puede observar una secuencia de anticlinales y sinclinales cada vez más apretados y volcados hacia la parte este de la cadena, que forman parte de la Faja Plegada y Corrida del Aconcagua, que afecta principalmente a rocas Mesozoicas (Thiele, 1980; Giambiagi, 2003; Giambiagi & Ramos, 2002; Giambiagi et al., 2003b; Rauld, 2002).

En la zona donde se desarrolló la cuenca de Abanico (flanco oriental de la Cordillera de la Costa, Cordillera Principal Occidental y Oriental), el orógeno muestra un sistema de fallas de doble vergencia, el cual preserva una parte central (Ver Figura 3.4) prácticamente sin deformación (Farías, 2007).

Se han propuesto dos modelos estructurales para la zona central de Chile entre los 33-34°S (Armijo et al., 2010; Farías et al., 2010) y es un tema que a la fecha aún es motivo de debate. Las Figuras 3.4 y 3.5, muestran dos perfiles representativos de cada modelo.

Las principales estructuras presentes en la zona de estudio son las fallas de San Ramón, Chacayes-Yesillo, Laguna Negra y El Diablo, esta última ubicada cercana a la zona de estudio.

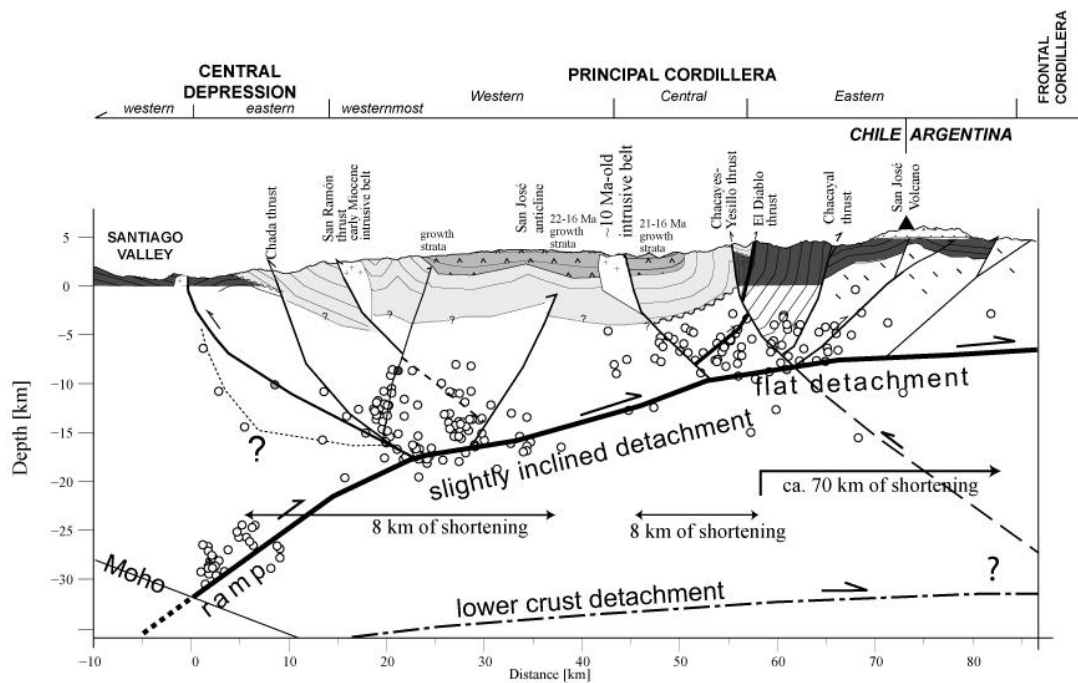


Figura 3.4. Perfil estructural propuesto por Farías et al. (2010) de la Depresión Central y Cordillera Principal a lo largo del río Maipo. Se observan los datos de sismicidad superficial. Modificado de Farías et al. (2010).

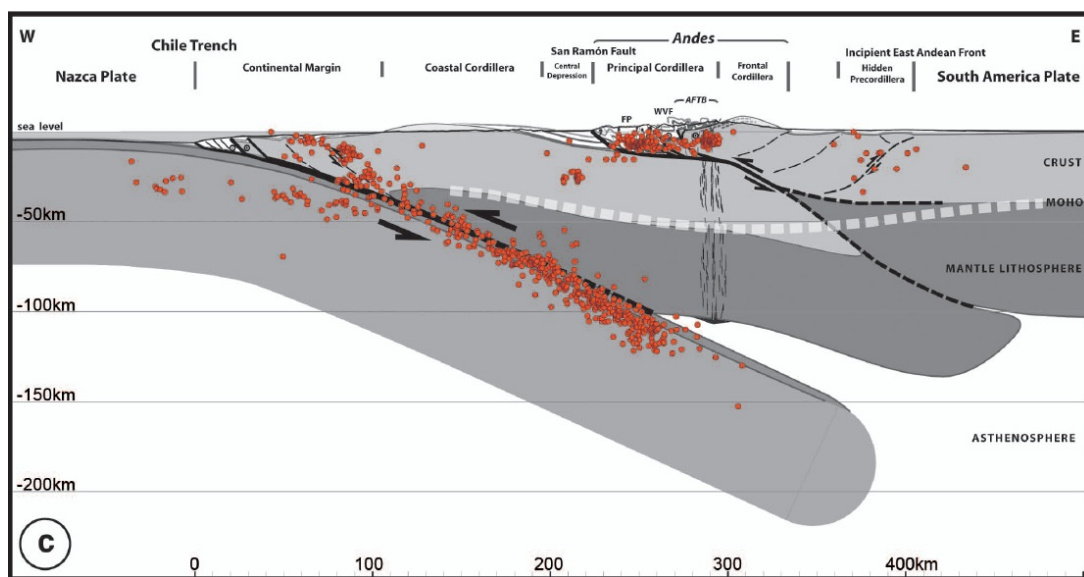


Figura 3.5. Perfil estructural según Armijo et al. (2010) para los 33° 30' S. Puntos rojos representan sismos. Tomado de Armijo et al. (2010)

4. Geología y Geomorfología Local

A continuación se detalla la geología de las rocas que afloran en la zona de estudio, en conjunto con la descripción geomorfológica del sector.

4.1. Geología

Los afloramientos de las rocas presentes en la zona se restringen a los bordes del área de estudio y en general, son de difícil acceso debido a la disposición espacial de los niveles. Sin embargo, es posible encontrarlos en las laderas del Río Volcán y sus tributarios: Río Colina, y los esteros de La Engorda y El Morado, lugar donde los estratos presentan una disposición predominantemente norte-sur, con un fuerte manteo (subvertical) hacia el oeste.

En la zona de estudio afloran rocas que han sido asignadas a las formaciones Colimapu, Lo Valdés y Río Damas (Thiele, 1980). Las descripciones de las unidades presentes en la zona han sido tomadas de estudios anteriores (Fock, 2005; Calderón, 2008), considerando algunos puntos de control litológico realizados en este trabajo.

A continuación se detalla la geología de la zona de estudio (Figura 4.2) y puede ser observada con mayor detalle en el mapa geológico que viene fuera del texto (escala 1:20.000).

4.1.1. Rocas Estratificadas

A continuación se detalla una descripción de las unidades realizada por Calderón (2008) (Figura 4.1), dentro de la cuál subdivide la Formación Río Damas en miembros de acuerdo a sus características litológicas y sedimentológicas.

Formación Río Damas

La Formación Río Damas (Figura 4.2) se divide en 3 miembros principales que de base a techo se describen a continuación (Calderón, 2008).

Miembro Cerro Aguja Escondida Esta subunidad fue definida y descrita por Calderón (2008). Los afloramientos de este miembro se encuentran ubicados en la zona oriental del lugar de estudio, entre la confluencia de los esteros La Engorda, El Morado y río Del Volcán (Figura 4.2). En términos generales está compuesto principalmente por rocas volcánicas y volcanoclásticas (ambiente continental) con una potencia de 500 m.

La secuencia, descrita de base a techo, se detalla a continuación (Calderón, 2008):

- **Areniscas masivas** con tamaño de grano arena media a fina con clastos principalmente cristalinos aunque presenta una gradación a facies más líticas, lo que se traduce en un cambio en el color de la roca de verde pálido a pardo rojizo. Se encuentran muy mal preservadas. Gran parte de esta subunidad se encuentra erosionada. Se dispone en contacto por falla sobre el Yeso Principal correspondiente a la Formación Río Colina y se encuentra intruida por un stock de composición granítica que aflora en el Cajón de la Engorda (Intrusivo la Engorda). Lateralmente presentan una extensión menor a 100 m encontrándose en forma lenticular e intercaladas con las lavas de los niveles basales de este miembro. El espesor de los lentes varía entre 3 y 10 m.
- **Coladas de lavas** masivas con textura porfídica y amigdaloidal con una masa fundamental afanítica. Se observa con colores que van desde pardo rojizo a morado oscuro. Posee fenocristales de plagioclasa de tamaños variados (textura heterométrica). Se intercala una toba lítica de lapilli que presenta los fragmentos y matriz alterados a epidota. En el techo de la unidad se encuentran coladas de lavas con un aspecto más brechoso, con clastos que alcanzan los 30 cm de similar composición a la matriz (autobrecha). Tiene un espesor máximo de 500 m.

Miembro Cerro Catedral Definido por Calderón (2008) como una secuencia de rocas sedimentarias de ambiente continental compuesta principalmente de facies aluviales y fluviales. La unidad, de color pardo rojizo y amarillo, aflora en el borde occidental del Cerro Catedral y entre la Quebrada Las Placas y el estero Colina (Figura 4.2). Se encuentra intruido por diques microdioríticos félsicos afaníticos. Posee una potencia estimada de 2.250 m.

De base a techo, la secuencia se detalla a continuación (Calderón, 2008).

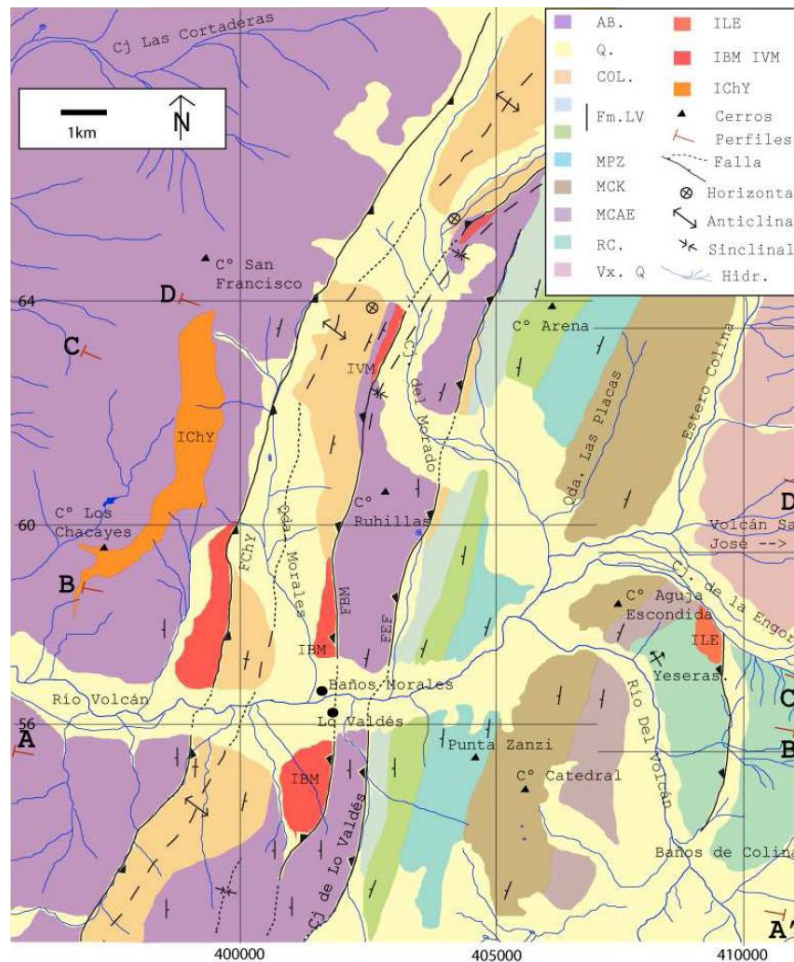


Figura 4.1. Mapa de ubicación y geológico levantado en la zona por Calderón (2008). El recuadro muestra la leyenda. Las coordenadas geográficas son UTM abreviadas. La zona más occidental cenozoica se basa en diversos autores (Thiele, 1980; Fock, 2005; entre otros). Leyenda: RC = Fm. Río Colina, MCAE = Miembro C° Aguja Escondida, MCK = Miembro C° Catedral, MPZ = Miembro Punta Zanzi, LV = Fm. Lo Valdés, COL = Fm. Colimapu, AB = Fm. Abanico, Vx Q = Volcanismo moderno, Q = Depósitos no consolidados modernos, ILE = Intrusivo La Engorda, IVM = Intrusivo Valle del Morado, IBM = Intrusivo Baños Morales, IChY = Intrusivo Chacayes Yesillo, FEF = Falla El Fierro, FBM = Falla Baños Morales, FChY = Falla Chacayes Yesillo, AA'-BB'-CC'-DD' perfiles levantados en la zona.

- Unidad Sedimentaria Inferior:** Se dispone concordantemente sobre las autobrechas que forman parte del techo del Miembro Cerro Aguja Escondida. Se compone de brechas conglomerádicas a conglomerados, con un espesor que disminuye hacia el techo de la unidad, intercalados con una secuencia rítmica de areniscas

feldespático-líticas y litoarenitas de 40 cm de espesor.

Se observa la presencia de numerosos lentes arcósicos en los conglomerados, con gradación interna normal, de color pardo-amarillo y ancho métrico. Los niveles de conglomerados disminuyen su espesor hacia el techo de la unidad (de 15 a 2 metros), pasando a ser clasto-soportados y con una mayor presencia de epidota en la matriz.

- **Unidad Sedimentaria Media:** Composicionalmente es igual que la unidad anterior, sin embargo existe un claro predominio de las facies más gruesas sobre las más finas, siendo los niveles de areniscas la litología principal. Los conglomerados disminuyen su espesor hasta llegar a 1 m.

Las areniscas de esta unidad mantiene los mismos espesores que en la unidad inferior pero muestran laminación cruzada, con niveles en que es posible distinguir laminación cruzada en artesa (variación en niveles energéticos). Son areniscas de grano grueso, con material volcánico lítico, que se interpretan como areniscas de poco transporte. Algunos de los conglomerados presentan buena selección, redondeamiento e imbricación.

- **Unidad Sedimentaria Superior:** Se encuentra al oriente del cerro Punta Zanzi (Figura 4.2). Se observa un aumento considerable de la cantidad de fangolitas con grietas de desecación respecto a la presencia de conglomerados brechosos y areniscas líticas con laminación cruzada. De color pardo-rojizo su aspecto se debe a la erosión diferencial de los niveles menos competentes (fangolitas), entre los estratos de areniscas y conglomerados. El espesor de la fangolitas es de 15 a 20 cm, y la extensión lateral de las grietas de desecación es de por lo menos 500 m.

Los niveles de conglomerados sólo tienen un espesor de unas decenas de centímetros. Las areniscas mantienen su espesor decimétrico pero se observan en ellas lentes conglomerádicos de gradación interna normal, clasto-soportados y polimícticos con clastos volcánicos y sedimentarios hacia el techo de la unidad y monomícticos con clastos similares a las rocas volcánicas basales (retrabajo del material).

Miembro Punta Zanzi Definido por Calderón (2008), corresponde a rocas sedimentarias de color verde pálido y de aspecto macizo que afloran en la zona norte en la Quebrada

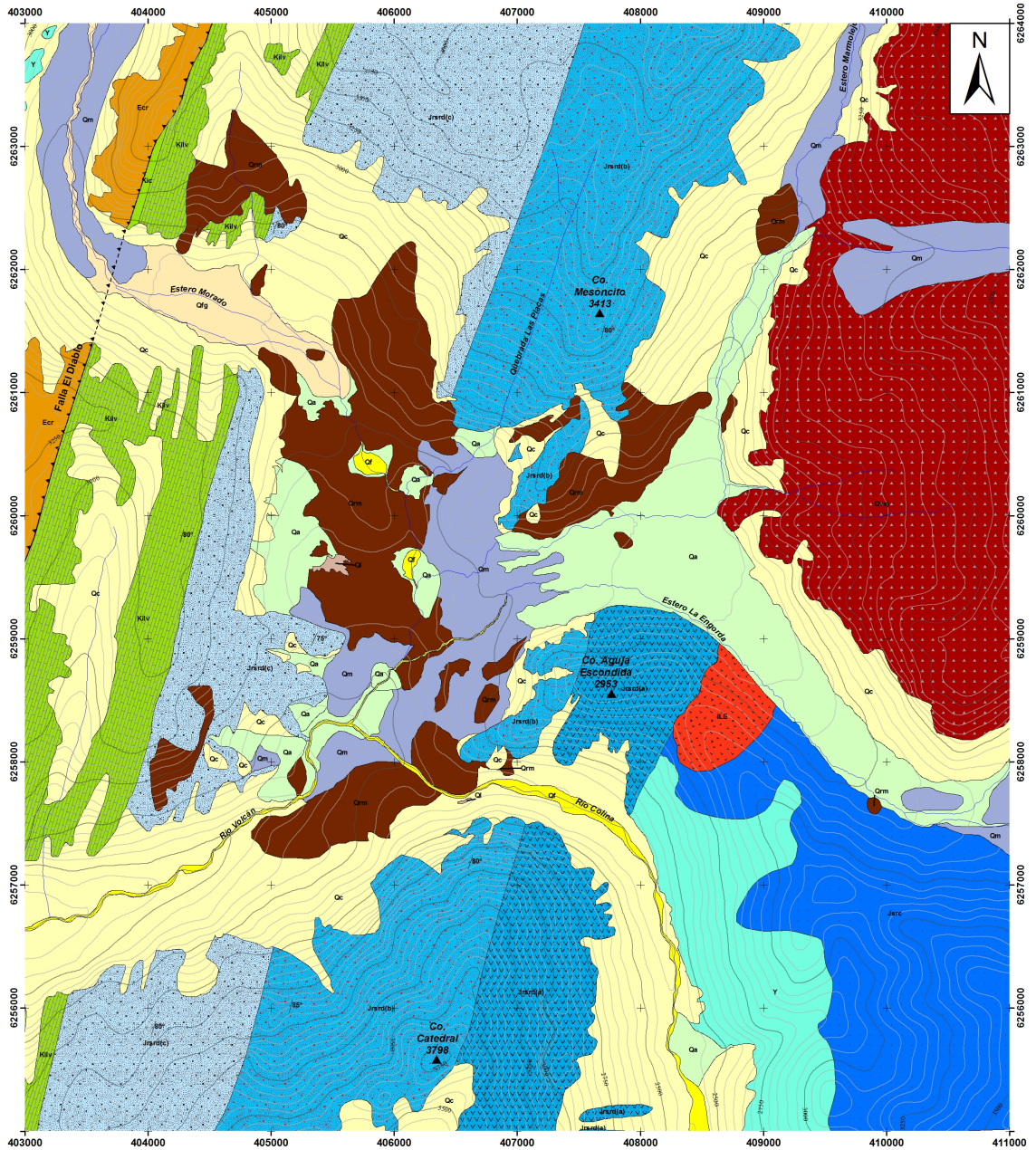


Figura 4.2. Mapa geológico del área de estudio. Leyenda en página siguiente.

Leyenda

	Depósitos aluviales (Qa) Compuesto por sedimentos de granulometría variable (arena-grava) inmersos en una matriz fina. Son productos de intercalaciones de flujos esporádicos de diversa energía.		Falla Inversa
	Depósitos coluviales (Qc) Acumulaciones de sedimentos gruesos sin o con escasa matriz en laderas o quebradas de alta pendiente. Pueden presentar estratificación subparalela a la pendiente del depósito.		Falla Inversa Inferida
	Depósitos fluviales actuales (Qa) Compuestos por sedimentos tamaño grava, redondeados y con buena selección. Su origen se encuentra asociado a los cursos actuales de ríos y esteros.		Datos estructurales
	Depósitos fluvioglaciales (Qfg) Gravas gruesas arenosas que presentan contenidos variables de matriz fina, con clastos de forma subredondeada a subangulosa. Su origen corresponde a un retrabajo de depósitos morrénicos.		Cumbres
	Depósitos lacustre (Ql) Depósitos de limos y arcillas con poca extensión y espesor (<3 m). Son formados por el bloqueo de cauces de ríos y esteros producto de remociones en masa y/o depósitos de origen glacial.		Ríos, esteros y quebradas
	Depósitos morrénicos (Qm) Depósitos diamicticos con clastos entre 5 cm y 1 m, angulosos y redondeados, con mala selección y variaciones en su espesor composición y textura. Su origen es glacial y corresponden a morrenas terminales, laterales y de fondo.		Curvas de nivel cada 50 m
	Depósitos de remoción en masa (Qrm) Depósitos diamicticos con clastos de tamaño variable, inmersos en una matriz arenosa. Son depósitos masivos sin indicios de estratificación interna, con composición de los clastos principalmente monomictica y similar a la litología de las afloramientos cercanos.		
	Volcán San José (Qvsj) Lavas, brechas volcánicas, lacolitos, filones manto de composición andesítica - silícea a andesítica. Se incluyen en esta unidad las rocas que forman parte del edificio volcánico actual del Volcán San José.		
	Intrusivo La Engorda (ILE) Cuerpo granítico con textura fanerítica formado principalmente por cristales de plagioclasa, anfíbola verde y, en menores cantidades, cuarzo. De color blanco, se encuentra intruyendo a las areniscas basales y lavas del Miembro Cerro Aguja Escondida. Su edad es de 8 Ma (Calderón, 2008).		
	Unidad Cerro Retumbadero (Ecr) Lavas basálticas y andesítico - basálticas con pequeñas intercalaciones de areniscas y brechas volcanoclasticas hacia el techo.		
	Formación Colimapu (Kic) Areniscas rojas con estratificación fina intruidas por abundantes diques máficos en múltiples direcciones e intercalaciones de yeso marginales.		
	Yeso		
	Formación Lo Valdés (Kilv) Areniscas calcáreas, calcilitas y calizas fértidas, seguidas por un nivel de hialoclastitas andesíticas. Finalmente un nuevo paquete de calizas fosilíferas, calcilitas y calcarenitas.		
	Formación Río Damas (Jsrd) Secuencia correspondiente a un ambiente de transición marino - continental, con rocas principalmente de origen continental. Componen la secuencia, conglomerados, brechas conglomerádicas, areniscas con intercalaciones ocasionales de rocas volcánicas andesíticas en su parte basal.		
	Miembro Punta Zanzi Conglomerados verdes matriz soportados con intercalaciones de areniscas verde a pardo-rojizas de aspecto macizo y niveles fangolíticos. En la base predominan los niveles de conglomerados, mientras que hacia el techo se vuelven más abundantes los niveles mas finos.		
	Miembro Cerro Catedral Brechas conglomerádicas a conglomerados con intercalaciones rítmicas de areniscas y litoarenitas que presentan estratificación cruzada en la parte media. Hacia el techo aumenta la cantidad de fangolitas con grietas de desecación.		
	Miembro Cerro Aguja Escondida Areniscas masivas de color verde pálido a pardo rojizo. Sobre las areniscas se encuentran coladas de lavas andesíticas masivas con textura porfirica y amigdaloidal de color pardo rojizo a morado oscuro.		
	Formación Río Colina (Jsrc) Calizas, lutitas calcáreas de colores marrón y gris oscuro, lutitas fisibles finamente estratificadas, areniscas y conglomerados finos. Se observan lentes de yeso interestratificado.		

Figura 4.3. Continuación de Figura 4.2. Leyenda del mapa geológico.

las Placas, en el flanco oriental del cerro Ruhillas y en la Punta Zanzi. Se dispone sobre el miembro anterior en una posible paraconformidad debido al cambio litológico mayor, cambio del material aportado y cambio de facies.

Se observan variaciones composicionales de los sedimentos según el color de los estratos de verde pálido a pardo rojizo y también a la mayor participación de sedimentos finos fangolíticos y arenosos similares a los estratos de los miembros inferiores. Este miembro marca un cambio importante en la secuencia mesozoica pasando de una secuencia sedimentaria continental a rocas de carácter marino.

De base a techo, la secuencia se detalla a continuación (Calderón, 2008).

- **Conglomerados verdes** matriz soportados con bloques subredondeados a redondeados, inmersos en una matriz tamaño arena media a gruesa, de 4 m de espesor que disminuye hacia el techo. Se intercalan areniscas y niveles fangolíticos con ondulitas de oleaje.
- **Areniscas verde a pardo-rojizas** con intercalaciones de conglomerados con lentes de feldslitoarenitas e intercalaciones de fangolitas que presentan grietas de desecación. Hacia el techo las fangolitas se vuelven la litología dominante, pero las areniscas se vuelven más evidentes debido a su mayor resistencia a la erosión.

Formación Lo Valdés

La unidad, de evidente carácter marino, corresponde a los afloramientos observados en el norte de la zona de estudio, entre el Cerro Arena al oeste y el inicio del Cajón del Morado hacia el este, por el sur se observan afloramientos junto a los acopios de la Mina de yeso, al este del Cajón de Lo Valdés.

De base a techo, la secuencia se detalla a continuación (Calderón, 2008; Figura 4.2).

- **Areniscas calcáreas, calcilutitas y calizas fétidas**, con espesores de 0.5, 0.1 y 3.0 m respectivamente, donde las calizas componen la mayor parte de la secuencia. hacia el techo se encuentra una hialoclastita ocoítica muy disgregable, de masa fundamental color verde por la alteración secundaria, le sigue un segundo paquete de calizas. La secuencia se dispone en concordancia sobre el Miembro Punta Zanzi de la Formación Río Damas.

- **Hialoclastitas andesíticas** con textura ocoítica, masa fundamental de color gris a gris verdoso a medida que se avanza a niveles superiores. Se observan niveles difusos y esporádicos de amígdalas junto a zonas más macizas menos erodadas, con cantidades variables de sedimentos incluidos al momento del emplazamiento en un ambiente subacuático. En el techo una caliza de 3 m separa el flujo de lava superior de esta unidad, donde se observan estructuras de almohadillas en rocas brechosas con sedimentos calcáreos inmersos en la matriz.
- **Calizas fosilíferas, calcilutitas y calcarenitas** fisibles de espesores variables. En el techo de esta unidad se observa una caliza fosilífera de color amarillo intenso.

Formación Colimapu

Corresponden a areniscas rojas (ambiente continental) con estratificación fina que se ven intruidas por abundantes diques máficos en múltiples direcciones e intercalaciones de yeso marginales. Se dispone concordantemente sobre las calizas en el nivel superior de la Formación Lo Valdés aflorando solamente en el Cajón del Morado, debido a que hacia el sur se encuentran cortados por la Falla El Fierro que pone en contacto la Unidad Cerro Retumbadero con la secuencia mesozoica (Figura 4.2), vuelve a aparecer en el mismo sector pero más hacia el oeste (Calderón, 2008).

Unidad Cerro Retumbadero

Fue definida por Fock (2005) y, en base a nuevos antecedentes cronológicos (Muñoz, 2005) y la similitud litológica entre ambas, asignada a los niveles inferiores de la Formación Abanico (Fock, 2005). Forman parte de esta unidad las rocas que se encuentran al este de la falla Chacayes - Yesillo, en el cordón formado por los cerros Retumbadero y El Diablo, y en el borde oriental de la Quebrada Morales. Corresponde a una secuencia que presenta una apariencia y litología similar a la Formación Abanico, dicha secuencia la denomina de manera informal Unidad Cerro Retumbadero, y está compuesta por un nivel calcáreo de 50 a 100 m de espesor con presencia de fósiles de bivalvos en su base, un nivel volcanoclástico rojizo y de lavas basálticas y andesítico - basálticas con pequeñas intercalaciones de areniscas y brechas volcanoclásticas hacia el techo. En la parte oeste la unidad se encuentra en discordancia de erosión y angular sobre las areniscas rojas per-

tenecientes a la Formación Colimapu y hacia el este en contacto por falla con la Formación Lo Valdés (Fock, 2005; Figura 4.2).

4.1.2. Rocas Intrusivas

En la zona se observan numerosas intrusiones en forma de diques (hipabisales) y un cuerpo plutónico (Intrusivo La Engorda) que aflora en el Cajón de La Engorda.

Intrusivo La Engorda (ILE)

En la zona baja del Cajón de La Engorda, llegando a la confluencia de los esteros La Engorda y El Morado, se ubica en la ladera norte del cerro Aguja Escondida un cuerpo granítico con textura fanerítica que presenta principalmente cristales de plagioclasa y anfíbola verde y, en menores cantidades, cuarzo. Es de color blanco y se encuentra intruyendo a las areniscas basales y lavas del Miembro Cerro Aguja Escondida, al Yeso Principal y a unas calizas de niveles inferiores, asignadas a la Formación Río Colina. Dataciones realizadas en zircones entregan una edad de aproximadamente 8 Ma (Calderón, 2008).

Diques Hipabisales

Tal como se menciona anteriormente las subunidades Miembro Cerro Catedral y Miembro Cerro Aguja Escondida de la Formación Río Damas se encuentran cortadas por diques félsicos de composición diorítica que tienen anchos de hasta 90 cm en dos direcciones principales: una este-sureste con manteo subvertical en el cerro Aguja Escondida y otra también este-sureste, pero con manteos de cercanos a 45° hacia el sur, en el cerro Catedral. No se cuenta con información de dataciones realizadas a estos cuerpos intrusivos (Calderón, 2008).

4.1.3. Depósitos No Consolidados

El área de estudio presenta gran parte de su superficie cubierta por depósitos cuaternarios no consolidados, entre los que destacan los depósitos de remociones en masa, glaciales,

aluviales y coluviales, ocupando la mayor parte de la zona y, en menor medida, depósitos fluviales y sedimentos lacustres (Figura 4.2). Mayor detalle de estos depósitos, en particular los de mayor extensión, se incluyen en el capítulo 5.

Depósitos fluviales (Qf) Corresponden a sedimentos no consolidados en su mayoría gravas mal seleccionadas, con clastos redondeados de litologías variadas que permiten inferir un transporte desde la fuente hasta el lugar donde se encuentran. Su origen está directamente relacionado con los cauces de los sistemas fluviales actuales: estero La Engorda, Morado y Las Placas. Son de un ancho variable entre 4 y 7 metros.

Depósitos coluviales (Qc) Consiste en sedimentos no consolidados que se ubican a los pies de las laderas, en la salida de las quebradas y en quebradas ubicadas en zonas interiores desarrollando gruesos apilamientos de forma cónica que pueden llegar a varias decenas de metros de espesor. Las laderas generadas por estas unidades presentan fuertes pendientes de entre 30 a 45°. Los depósitos muestran mala selección, con clastos generalmente angulosos y pueden presentar indicios de estratificación paralela a la ladera desde donde caen. En la zona de estudio generalmente se encuentran formando conos de tamaños variables entre 10 y 300 m de ancho.

Depósitos aluviales (Qa) Compuestos por sedimentos no consolidados que se encuentran a los pies de las laderas en las salidas de las quebradas. Corresponden a depósitos mal seleccionados, matriz soportados con clastos angulosos a subredondeados. En la zona de estudio son abundantes en los cursos glaciales donde rellenan el espacio dejado por el glaciar una vez retirado. Su origen son flujos intermitentes que depositan los sedimentos al disminuir la velocidad de éste. Los principales ejemplos de esta unidad se pueden observar en el valle de La Engorda donde se encuentran cubriendo depósitos de flujos proveniente de aguas arriba, y en la zona de confluencia de los esteros Morado, La Engorda y Las Placas relleno espacios generados en la superficie de distintos eventos de remoción en masa (Figura 4.2).

Depósitos lacustres (Ql) Depósitos no consolidados de granulometría fina formados principalmente por limos y en menor medida arcillas y arenas limosas fácilmente penetrables con el dedo. En el área de estudio estos depósitos aparecen localizados en valles glaciares

antiguos aprovechando el bloqueo producido por los depósitos de remociones en masa y algunas morrenas. Son poco abundantes y de una extensión relativamente baja.

La edad de esta unidad es esencialmente holocena. Sin embargo se observa un depósito que presenta un mayor grado de compactación que el resto: es fácilmente disgregable con martillo pero presentan cierta dificultad para ser penetrados con el dedo. Se encuentra ubicado en el valle del río Volcán, en la zona de confluencia de los ríos Volcan y Colina en la ladera sur, cubierto por depósitos coluviales y de remociones en masa, y con una importante erosión fluvial. Dataciones de C14 realizadas en niveles carbonáceos de éste depósito indican una edad de $24,54 \pm 0,41$ ka (Moreno, 1991).

Depósitos de remoción en masa (Qrm) Depósitos generados por deslizamiento de roca y suelo, se distribuyen prácticamente por toda la zona de estudio pero se concentran en el valle del río Volcán y la zona de confluencia de los esteros La Engorda y El Morado.

Depósitos morrénicos (Qm) Corresponden a morrenas laterales, frontales y de fondo relacionados a glaciares en retroceso, la mayoría de estos depósitos se encuentran en la zona de confluencia entre los esteros Marmolejo, Engorda y Morado, generando distintos niveles de morrenas.

4.1.4. Estructuras

Sistema de Fallas El Diablo - El Fierro

La mayor estructura presente en la zona corresponde a la Falla El Diablo, que corresponde a un retrocorrimiento de orientación NNE - SSW de vergencia al este. De carácter regional, la Falla El Diablo pone en contacto a la Unidad Cerro Retumbadero (Eoceno) sobre la Formación Lo Valdés (Cretácico Inferior) en el sector de el Cajón de Lo Valdés, y sobre las areniscas rojas de la Formación Colimapu en el Valle del Morado (Calderón, 2008; Figura 4.2). Las rocas cercanas a la falla se encuentran fuertemente fracturadas y se ven afectadas por una intensa alteración hidrotermal a minerales de arcilla alineada a lo largo de la traza de la falla, lo que se ve principalmente en el Cajón de Lo Valdés. (Fock, 2005) Esta estructura correspondería a la prolongación hacia el norte del Corrimiento El Fierro

descrito por Davidson (1971) y Godoy (1991), y propagado hasta las nacientes del río Maipo por Palma (1991) y Godoy y Palma (1990b) (Fock, 2005).

Pliegues

A pesar de ser una zona intensamente basculada, no se observan una gran cantidad de pliegues, el único ejemplo se encuentra en la zona norte por el Valle del Morado. En ese lugar se observa un sinclinal apretado en las rocas pertenecientes a la Unidad Cerro Retumbadero, el cual es inferido a través de consideraciones de polaridad de los estratos de la Unidad Cerro Retumbadero en ese lugar, y el hecho de que se encuentra sobre la traza de la falla Baños Morales definida por Calderón (2008) en la quebrada del mismo nombre (Calderón, 2008).

4.2. Geomorfología

4.2.1. Relieve

La zona de estudio se caracteriza por presentar anchos valles en forma de U, que indica una fuerte actividad erosiva glacial con laderas que en la mayoría de los casos, poseen pendientes entre 40 y 70° (Figura 4.4), y cumbres que alcanzan alturas de 4.355 m s.n.m. como en el caso del cerro Arenas, el Cerro Catedral 3.798 m, los cerros Ruhillas y Mesoncito con 3.490 m y 3.413 m respectivamente (Figura 4.6).

En términos generales, la topografía del lugar corresponde a la confluencia de dos valles glaciares, el principal corresponde al Cajón del Morado, que posee una dirección predominantemente norte - sur, por donde circula un estero que tiene origen en el Glaciar del Morado (Cerro Morado) pero cuya cuenca hidrográfica se comienza 8 km hacia el norte cerca de los cerros Mesón Alto (5.287 m), Loma Larga (5.380 m) y Cortaderas (5.220 m), y termina en el sur casi llegando a la confluencia de este con el estero Las Placas. Y subordinado al Cajón del Morado se encuentra el Valle de la Engorda, por donde circulan dos esteros que provienen de direcciones opuestas y bordean al Volcán San José; éste corresponde a un valle colgante con una diferencia de aproximadamente 50 m de altura con el nivel del Valle del Morado.

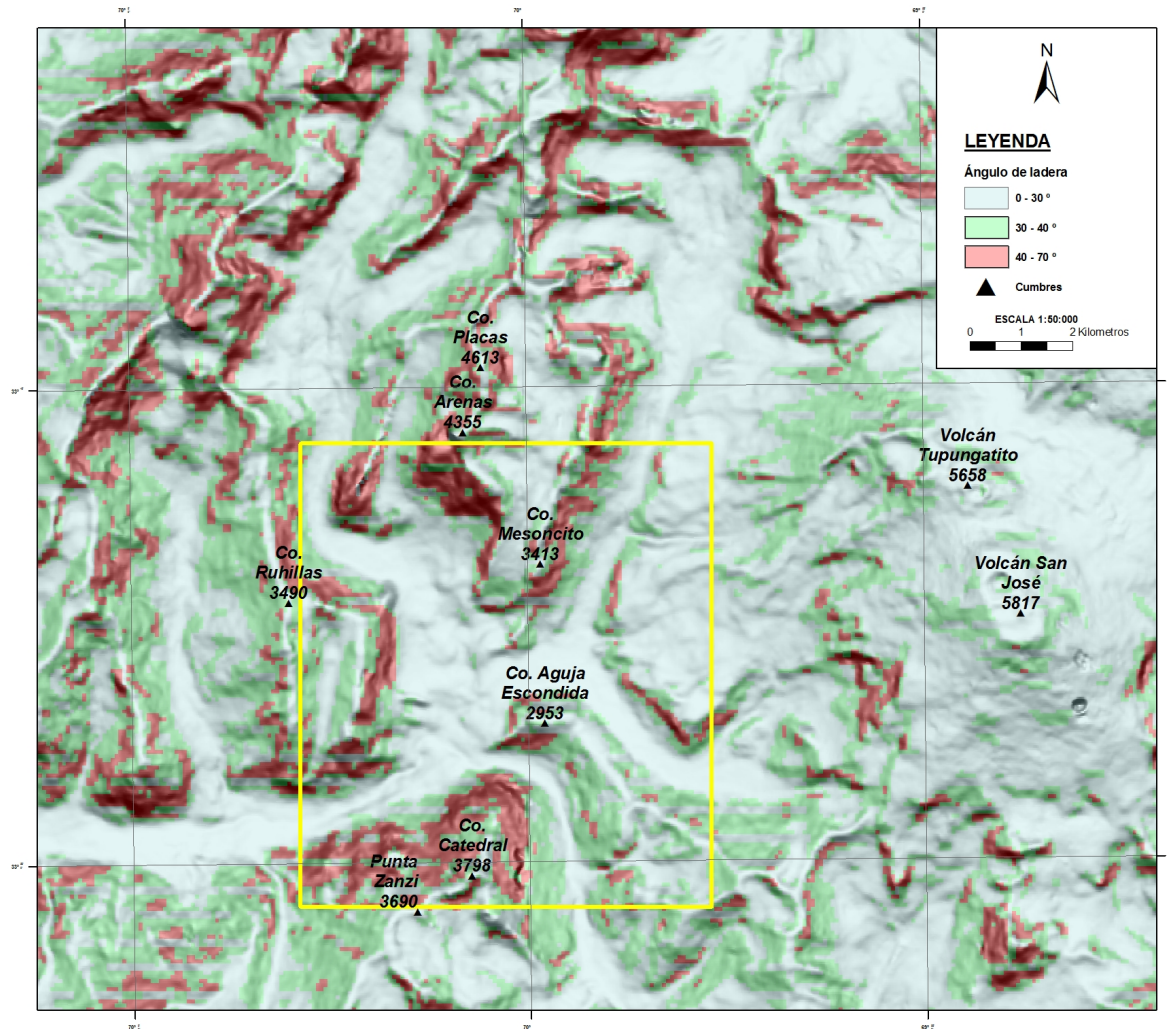


Figura 4.4. Imagen de relieve sombreado creado a partir de un modelo ASTGTM de la zona de estudio (en un rectángulo amarillo). Se muestran los valores de las pendientes en las laderas.

4.2.2. Hidrografía

La zona de estudio tiene un cauce principal correspondiente al Estero Morado, que corresponde a una corriente de agua con origen en el Glaciar El Morado y posee dos esteros tributarios, ambos ubicados en el Valle de la Engorda: desde el noreste (Glaciar Marmolejo) el estero Marmolejo, y desde el sureste el estero de la Engorda. El estero Morado confluye con el río Colina cerca la ladera norte del Cerro Cathedral y dan origen al río Volcán, tributario del río Maipo (Figura 4.5).

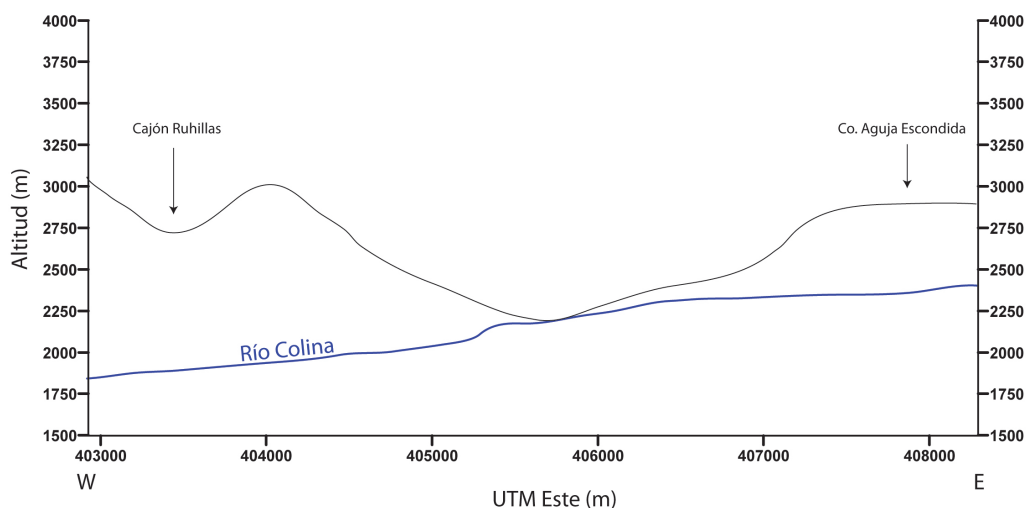


Figura 4.5. Trazado del talweg del río Colina proyectado sobre un perfil E-W (en negro) para la zona de estudio.

El patrón de drenaje localmente posee dos direcciones preferenciales: una NE-SW y otra NW-SE, dando un aspecto de drenaje en malla, o rectangular (Figura 4.6).

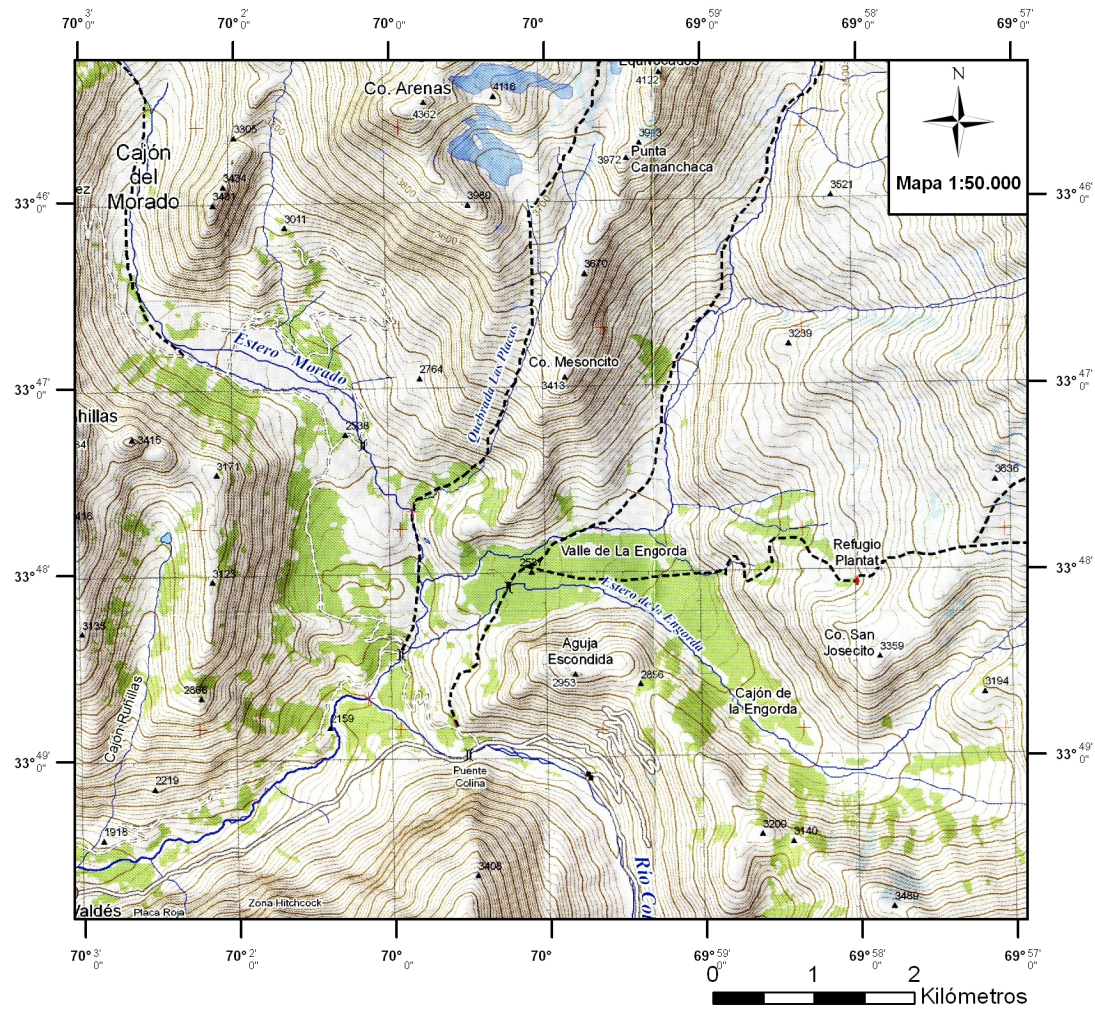


Figura 4.6. Mapa topográfico de la zona de estudio.

5. Geología del Cuaternario

En la zona de estudio han sido identificados numerosos depósitos que poseen características sedimentológicas muy parecidas y que en la mayoría de los casos no son un buen criterio de diferenciación, sobre todo en el caso de los depósitos generados por deslizamiento de roca, los que son difíciles de diferenciar de las formas generadas por acción glacial. Por lo anterior, se debe recurrir a otras observaciones para lograr distinguirlos entre ellos por ejemplo, su morfología y evidencias que indiquen el sentido de movimiento del deslizamiento, grado de meteorización y resistencia de los clastos, relaciones de contacto entre depósitos, grado de vegetación presente en la superficie y, por supuesto, la ubicación geográfica de cada unidad.

A continuación se muestra una descripción de las unidades identificadas durante el trabajo en terreno y el análisis en gabinete. Para un mejor detalle se adjunta una versión impresa del mapa geomorfológico (Figura 5.2) fuera del texto.

5.1. Abanicos y planicies aluviales (Qa)

Corresponde a depósitos formados por sedimentos con granulometría variable entre arena, grava y ocasionalmente bloques con un tamaño máximo de 1.5 m, inmersos en una matriz fina. Corresponden a depósitos producidos por flujos esporádicos con energía y volumen variable.

Los abanicos aluviales se forman en los pies de las quebradas y generan amplias superficies cóncavas ($< 250 \cdot 10^3 \text{ m}^2$) y alargadas longitudinalmente. Se ubican exclusivamente en el valle del Morado, en la zona de confluencia de los esteros Morado, Las Placas y La Engorda. Las planicies aluviales son formas con superficie amplia, que se ubican rellenando los principales valles glaciales. Existen varios depósitos en forma de planicie, pero dentro de los más importantes se encuentra uno ubicado en el valle de La Engorda que posee un área en el mapa de aproximadamente $700 \cdot 10^3 \text{ m}^2$, y la planicie aluvial que se encuentra en la zona de confluencia del estero Morado con el río Colina (Figura 5.1).

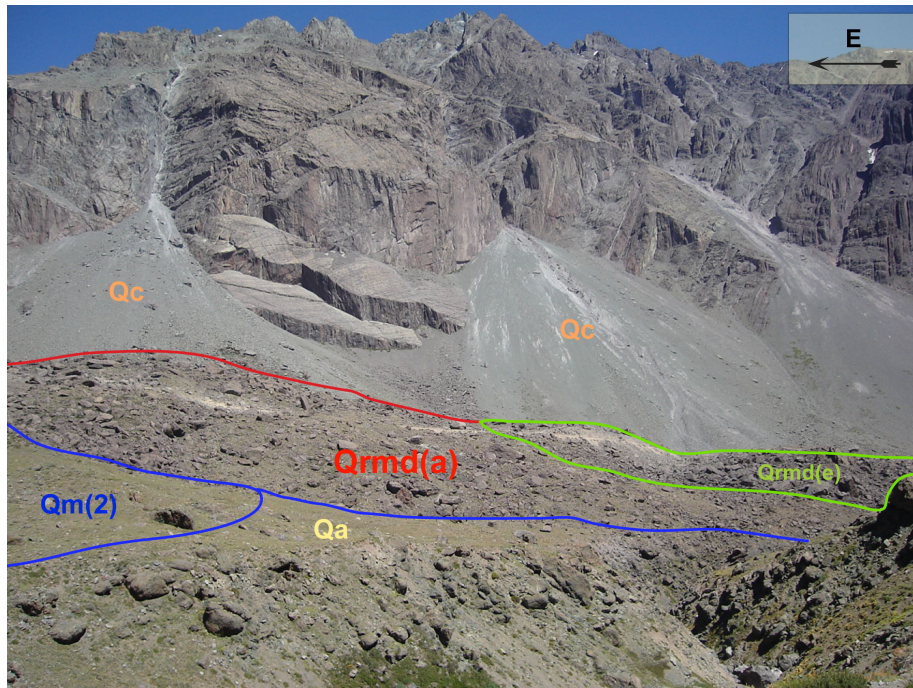


Figura 5.1. Se observa la forma en que se dispone *Qrmd(a)* sobre *Qm(2)* y, además, la relación espacial entre ambos niveles morrénicos *Qm(2)* y la planicie aluvial *Qa*. Fotografía tomada mirando hacia el sur.

5.2. Planicies y depósitos lacustres (QI)

Son depósitos formados por mezclas de limos y arcillas, de baja extensión ($< 25 \cdot 10^3 \text{ m}^2$) y profundidad ($< 2 \text{ m}$). En algunos casos, se observa estratificación interna muy fina, que podrían corresponder a varves.

Los depósitos más antiguos de esta unidad se encuentran ubicados sobre los depósitos de remoción en masa en la ladera izquierda del valle del río Colina, a 1 km del lugar de confluencia con el río Volcán, y los más recientes en la ladera este del macizo que forma el cerro Ruhillas, lugar donde actualmente se forman pequeñas lagunas de 30-40 cm de profundidad. En la superficie de *Qrmd(c)* se encontraron pequeñas cantidades de sedimentos finos, intercalados con los depósitos aluviales, pero debido a su poca extensión no fue suficiente para aparecer delimitados en el mapa. A pesar de ser depósitos preservados en buen estado, no se identificaron estructuras que pudiesen ser interpretadas como paleoactividad sísmica (sismitas).

El origen de esta unidad corresponde al bloqueo de la cuenca de drenaje provocado por

algunos de los depósitos de remoción en masa descritos anteriormente. Moreno (1991) obtiene una edad de 24.540 ± 410 años AP (Pleistoceno Superior), a partir de una muestra de turba, para los depósitos en la zona sur. En cambio, los depósitos ubicados en la parte oeste, tienen una edad reciente (actual).

5.3. Depósitos de remoción en masa

Existe una gran cantidad de depósitos de remoción en masa presentes en la zona, repartidos en diferentes lugares. Sin embargo los principales depósitos, que corresponden a los eventos de mayor volumen, se ubican en la parte central de la zona de estudio, donde confluyen los esteros Morado, La Engorda y Marmolejo, con el río Colina y cubren un área cercana a los 4 km^2 .

Se han dividido los depósitos en base al proceso que los genera, dentro de los cuales se encuentran caídas de rocas, deslizamientos y avalanchas de roca y reptación, siendo los depósitos más abundantes aquellos generados por deslizamientos o avalanchas de roca y, al mismo tiempo, corresponden a las unidades de mayor volumen. A continuación se presenta una descripción de las unidades definidas en el presente trabajo (Figura 5.2).

5.3.1. Depósitos de remoción en masa por caídas de rocas (Q_{rmc})

Corresponden a depósitos formados por desplazamientos verticales de rocas generalmente asociados a laderas verticales o de alta pendiente, lo que implica que estos fenómenos sean procesos muy rápidos. El volumen de estos depósitos puede variar sustancialmente, desde caídas individuales de rocas ($<1 \text{ m}^3$) hasta el desprendimiento de grandes bloques que pueden alcanzar cientos de metros cúbicos de volumen. En base a las condiciones climáticas y geográficas imperantes en la zona durante los últimos años, el origen de estos depósitos puede deberse a movimientos sísmicos que desestabilizan una roca previamente meteorizada debido a variaciones bruscas en la temperatura (ciclos de congelamiento/deshielo), que condicionan negativamente la roca.

El único depósito incluido dentro de esta unidad se ubica en la ladera suroeste del cerro Aguja Escondida, al este de la zona de confluencia entre los ríos Volcán y Colina, cerca del lugar de acceso a la zona de estudio. Los clastos en este lugar son de tamaños variados

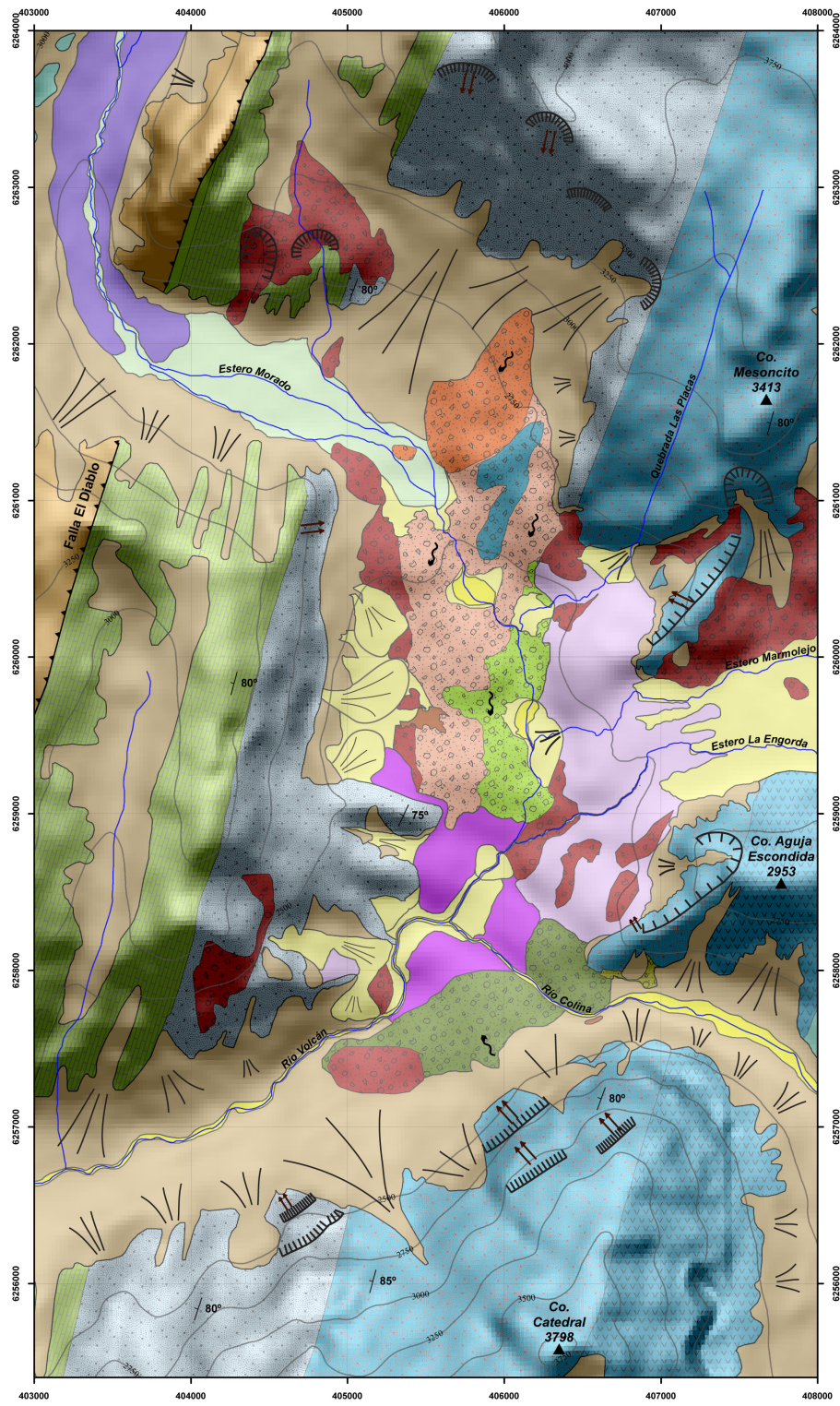


Figura 5.2. Mapa geomorfológico de la zona de estudio. Leyenda en página siguiente.






Formas y depósitos

- 
Planicies aluviales (Qa)
 Superficie formada por depósitos formados por mezclas de arena, grava y en ocasiones bloques de hasta 1.5 m de diámetro. Forman amplias superficies aplanadas en los principales valles glaciales.
- 
Abanicos aluviales (Qa)
 Compuesto por sedimentos de granulometría variable (arena-grava) inmersos en una matriz fina. Son productos de intercalaciones de flujos esporádicos de diversa energía.
- 
Conos y depósitos coluviales (Qc)
 Acumulaciones de sedimentos gruesos sin o con escasa matriz en laderas o quebradas de alta pendiente. Pueden presentar estratificación subparalela a la pendiente del depósito. Se encuentran, generalmente formando formas de abanicos (conos).
- 
Cauces y depósitos fluviales (Qf)
 Compuestos por sedimentos tamaño grava, redondeados y con buena selección. Su origen se encuentra asociado a los cursos actuales de ríos y esteros.
- 
Superficies y depósitos fluviglaciales (Qfg)
 Gravas gruesas arenosas que presentan contenidos variables de matriz fina, con clastos de forma subredondeada a subangulosa. Su origen corresponde a un retrabajo de depósitos morrénicos.
- 
Planicies y depósitos lacustres (Ql)
 Depósitos de limos y arcillas con poca extensión y espesor (<3 m). Son formados por el bloqueo de cauces de ríos y esteros producto de remociones en masa y/o depósitos de origen glacial.
- 
Depósitos de remoción en masa por caída de rocas (Qrmb)
 Depósitos producidos por el desprendimiento de masa individuales o volúmenes de masa de roca desde altura. La velocidad del movimiento depende si cae libremente, rueda por una pendiente o cae dando saltos. Los bloques alcanzan diámetros de entre 5 - 10 m, aunque generalmente se fraccionan en otros de menor tamaño.
- 
Depósitos de remoción en masa por reptación o soliflucción (Qrmr)
 Corresponden a movimientos de muy baja velocidad a extremadamente lenta, casi imperceptibles a simple vista, de suelo o roca en el cual el esfuerzo de corte es suficiente para producir deformaciones pero no para provocar la ruptura. Si hay permafrost involucrado se le denomina soliflucción. Tienen aspecto de lenguas que se mueven ladera abajo.
- 
Depósitos de remoción en masa por deslizamiento o avalancha de roca y detritos (Qrmd)
 Depósitos con sedimentos diamicticos, clastos angulosos de diámetros variados. La composición es en general monomictica, similar a la litología de las laderas rocosas presentes en las zonas aledañas. En el caso de las avalanchas de roca, la composición puede llegar a variar mucho, dependiendo de la distancia de la fuente. Los bloques alcanzan los 30 m de diámetro, y forman volúmenes del orden de millones de metros cúbicos.
 - (a) Avalancha de rocas con clastos de arenisca
 - (b) Avalancha de rocas con clastos volcánicos
 - (c) y (d) Avalancha de rocas con clastos de areniscas con intercalaciones de conglomerados
 - (e) Deslizamientos de roca locales
- 
Morrenas (Qm)
 Depósitos diamicticos de origen glacial, con clastos entre 5 cm y 1 m, angulosos y redondeados, con mala selección y variaciones en su espesor composición y textura. Se disponen en forma de cordones con orientación variable dependiendo del tipo de morrena.
- 


Unidades de ladera rocosa

- 
Volcán San José (Qvsj)
 Lavas, brechas volcánicas, lacolitos y filones manto.
- 
Intrusivo La Engorda (ILE)
 Cuerpo granítico con textura fanerítica de color blanco.
- 
Unidad Cerro Retumbadero (Ecr)
 Lavas basálticas y andesítico - basálticas con pequeñas intercalaciones de areniscas.
- 
Formación Colimapu (Kic)
 Areniscas rojas intruidas por diques máficos e intercalaciones de yeso marginales.
- 
Yeso Secundario
- 
Formación Lo Valdés (Kilv)
 Areniscas calcáreas, calcilitas, calizas fértidas y hialoclastitas andesíticas.
- 
Formación Río Damas (Jsrđ)
 Conglomerados, brechas conglomerádicas y areniscas.
 - (a) Punta Zanzi: Conglomerados verdes con intercalaciones de areniscas
 - (b) Cerro Catedral: Brechas conglomerádicas con areniscas.
 - (c) Cerro Aguja Escondida: Areniscas verde pálido a pardo rojizas.

Elementos morfoestructurales

- 
Falla Inversa
- 
Datos estructurales
- 
Escarpe de remoción
- 
Sentido de movimiento de avalanchas
- 
Plano de deslizamiento

Drenaje

- 
Río, esteros y quebradas

Relieve

DEM: ASTER Digital Elevation Model
 Proyección: UTM, Datum WGS84
 Precisión: 7-14 m.

Hillshade
 Ángulo elevación: 60°
 Azimuth: 0



- 
Curvas de nivel cada 250 m.
- 
Cumbres

Figura 5.3. Leyenda del mapa anterior de la Figura 5.2.



Figura 5.4. Fotografía tomada en la zona de acceso sur al lugar de estudio. Se observan grandes bloques (Qrmc) proveniente del afloramiento de la derecha, que se intercalan con depósitos coluviales recientes.

desde bloques menores a 1 m hasta de 7 m. La unidad posee una edad holocénica, dado que se disponen intercalados con depósitos coluviales actuales (Figura 5.4).

5.3.2. Depósitos de remoción en masa por deslizamientos y avalanchas de roca (Qrmd)

Corresponden a los depósitos de mayor volumen (10^6 m^3), cubren gran parte del área de estudio y poseen distancias de viaje mayor que los movimientos mencionados anteriormente (Tabla 5.1).

Tabla 5.1. Dimensiones de las avalanchas

Unidad	Largo [m]	Ancho [m]	Runout [m]	H/D	Área [10^3m^2]	Volúmen [10^6m^3]
Qrmd(a)	1.519	708	2.023	0.48	685	13,7
Qrmd(b)	1.886	677	5.900	0.3	738	40,6
Qrmd(c)	2.890	843	4.525	0.36	1.108	27,7
Qrmd(d)	1.160	643	2.194	0.62	447	9,3

Depósito de avalancha de areniscas - conglomerados pleistocénica - Qrmd(a)

Este depósito se ubica en la ladera norte del valle del río Colina, llegando a la zona donde éste confluye con los esteros provenientes del cajón de la Engorda. Está compuesto por bloques de tamaño variables desde 20 cm hasta 2 m, de composición monomítica, con clastos de areniscas con intercalaciones de conglomerados, similares a la litología del afloramiento que forma la ladera norte del cerro Catedral. Se estima que el volúmen del depósito es de aproximadamente $13,7 \cdot 10^6\text{m}^3$.

Se le asigna una edad de 24.540 ± 410 años, correspondiente a la edad de los depósitos lacustres que se encuentran en la parte este de la unidad dispuestos sobre ésta. Los sedimentos finos encontrados sobre esta unidad se interpretan como el resultado de un bloqueo del valle, generando un lago aguas arriba del depósito, lo que estaría restringiendo la edad de la unidad al Pleistoceno Superior tardío (Figura 5.5).

Depósito de avalancha de roca volcánica - Qrmd(b)

En el sector de confluencia de los esteros La Engorda, Marmolejo y Morado se ubica uno de los depósitos de mayor volúmen de la zona. Se encuentra constituido por bloques de textura porfírica, con grandes (0.5 - 1 cm) cristales de plagioclasa (80%) inmersos en una matriz vítrea. Los bloques son de tamaños variables entre 1 y 3 m, de forma angulosa a subangulosa y presentan un alto grado de alteración tanto de la matriz como de los cristales de plagioclasa a clorita.

El depósito se extiende desde la unión de los esteros Las Placas y Morado, hasta la confluencia del estero Morado con el estero la Engorda, cubriendo un área aproximada de $738 \cdot 10^3\text{m}^2$ (Figura 5.6). Se estima que el volúmen del depósito es de aproximadamente

$40,6 \cdot 10^6 \text{ m}^3$. Hacia el oeste este depósito se encuentra cubierto por $Qrmd(c)$, de distinta composición y granulometría, y hacia el noreste se encuentra aparentemente cubierto por otro depósito mucho más joven y de un volumen considerablemente menor, $Qrmd(e)$. Hacia el este, el contacto con el depósito morrénico $Qm(1)$ presente en el sector donde comienza el valle de la Engorda, no se puede ver claramente, sin embargo se observa una disminución importante en el espesor visible de $Qrmd(b)$ a medida que se acerca a $Qm(1)$ lo que permitiría suponer que se trata de un contacto lateral, con $Qm(1)$, lo que permite restringir la edad del evento que generó el depósito de avalancha de roca volcánica a un episodio posterior a $Qm(1)$.

La litología de los clastos que componen el depósito no es reconocible en las rocas de las laderas cercanas, pero se cree que posiblemente tiene su origen en el flanco oeste del cerro Arenas, lugar donde se observa un valle glaciar colgado de dirección norte-sur, ubicado aproximadamente 400 m sobre el nivel del valle del Morado (Ver 6.2 Fuentes de deslizamientos locales y avalanchas).

La unidad corresponde a uno de los depósitos de remoción en masa más antiguos pre-

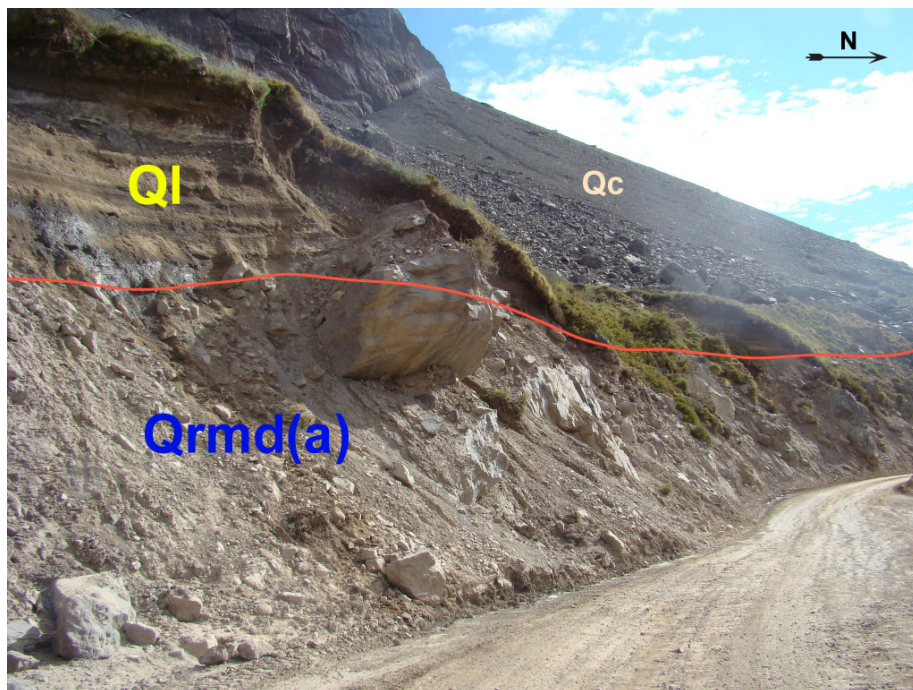


Figura 5.5. Depósitos lacustres originados por el represamiento del río Colina, producto de una avalancha de roca hace $24,5 \pm 0,41 \text{ ka}$ (Moreno, 1991).

sentes en la zona, comparable en edad a $Qrmd(a)$ presente en la ladera norte del Cerro Catedral. La edad máxima se encuentra restringida por el hecho de que depósito no presenta signos de erosión glacial y aparentemente se dispone sobre $Qm(1)$. La edad mínima no se puede restringir de manera muy precisa, pero si se compara con los depósitos que están sobre él, por ejemplo $Qrmd(c)$, se aprecia un cambio drástico en el porcentaje de vegetación que cubre la superficie de los depósitos (Figura 5.7), con una claro predominio de vegetación en $Qrmd(a)$; adicionalmente, los bloques están fuertemente meteorizados y oxidados en comparación al resto. Lo anterior permite acotar la edad de esta unidad al período Pleistoceno Superior tardío - Holoceno, pudiendo incluso ser netamente holocénica.

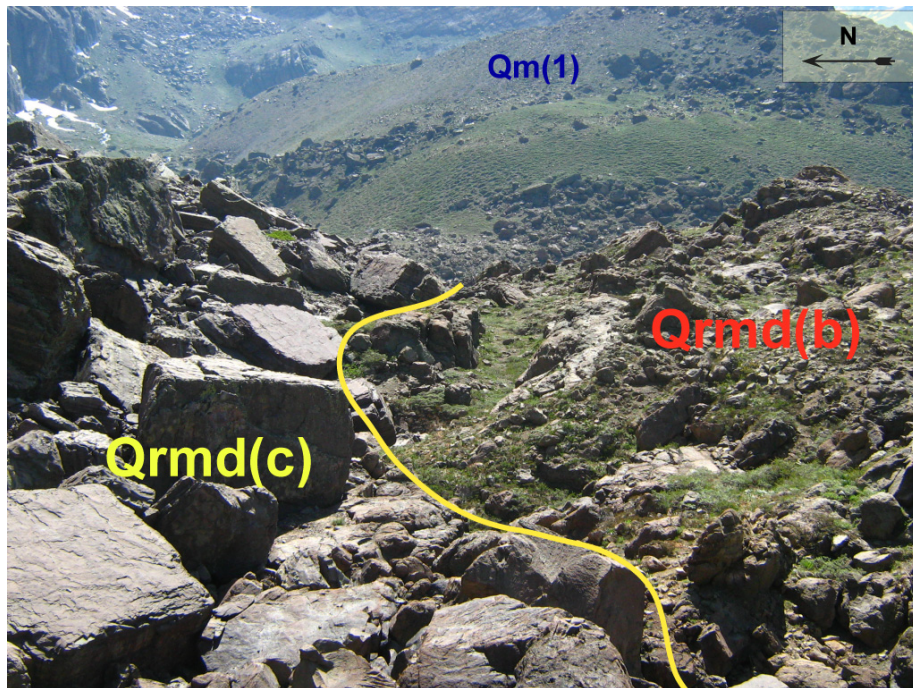


Figura 5.6. Fotografía tomada en la zona de confluencia del los esteros Las Placas y Morado. Se observa el depósito de avalancha de arenisca - conglomerado ($Qrmd(c)$) sobre la avalancha de roca volcánica ($Qrmd(b)$) con signos claros de vegetación en su superficie, al contrario de $Qrmd(c)$. En segundo plano se distingue el nivel morrénico correspondiente a $Qm(1)$.

Depósito de avalancha de arenas y conglomerados - $Q_{rmd}(c)$

Se encuentra prácticamente en la misma zona que $Q_{rmd}(b)$, en la zona de confluencia de los esteros Morado, La Engorda y Las Placas, cubriendo un área aproximada de 1.108 m^2 y con un volumen estimado de $27,7 \cdot 10^6 \text{ m}^3$. El depósito está compuesto por bloques de arenas con intercalaciones centimétricas de conglomerados, que llegan a los 30 m de diámetro, de forma angulosa a subangulosa. En la zona cercana a la confluencia de los esteros mencionados anteriormente, es posible distinguir la disposición estratigráfica de la unidad: ésta unidad se ubica sobre $Q_{rmd}(b)$ en la zona central de depósito; en su parte norte se encuentra cubierta por depósitos aluviales procedentes del valle del Morado, hacia el oeste se encuentra cubierta por $Q_{rmd}(e)$, depósitos aluviales procedentes de la ladera este que forma parte del Cerro Ruhillas y por sedimentos lacustres recientes (Figura 5.8).

El depósito presenta variación en el tamaño de los bloques: en la zona cercana a la ladera

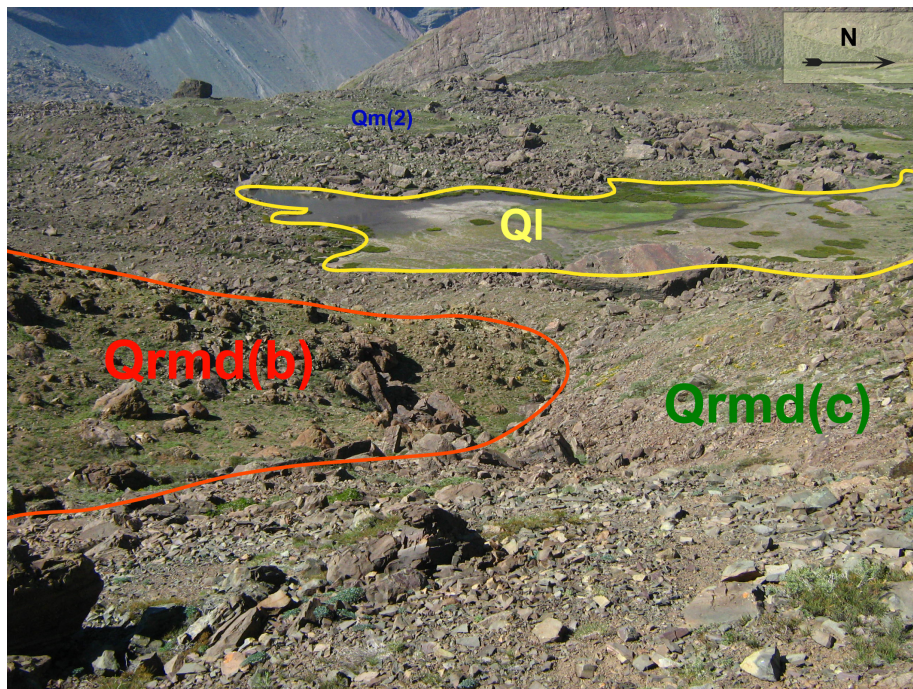


Figura 5.7. A la derecha se observa como $Q_{rmd}(c)$ que se dispone sobre $Q_{rmd}(b)$. La diferencia de vegetación en la superficie de ambos depósitos de avalancha es una evidencia de la temporalidad relativa entre los eventos que los generaron. En la parte central existen sedimentos lacustres recientes (QI), provocados por el bloqueo del drenaje.

este del valle se puede apreciar una mayor cantidad de bloques con tamaños promedio > 10 m, los cuales disminuyen en volúmen a medida que se avanza hacia el oeste llegando a encontrar bloques entre de 2 y 3 m de diámetro, cerca del córdon central. En el sector ubicado levemente al oeste de la zona mencionada anteriormente, se observa un cambio en la granulometría pasando a una zona constituida principalmente por fragmentos de tamaño grava gruesa, angulosos y de litología similar a la mencionada anteriormente. Esto último ha sido incluido dentro de esta misma unidad y ha sido interpretado como una variación longitudinal de facies dentro del depósito, lo que probablemente se deba al resultado de un movimiento inicialmente en bloques que se fragmenta a medida que desciende, incorpora detritos (depósitos coluviales locales) y se mezcla con cantidades menores de agua a medida que se acerca al nivel del valle, proceso que finalmente se traduce en una “fluidización” de las facies más finas del deslizamiento.

La unidad ha sido clasificada como el resultado de una avalancha de roca. La fuente del depósito corresponde a la ladera oeste del Cerro Mesoncito, que está constituida por los miembros Punta Zanzi y Cerro Catedral (conglomerados con intercalaciones de areniscas) pertenecientes a los niveles superiores de la Formación Río Damas. La disposición de la avalancha sobre $Q_{rmd}(b)$ y la extensión del depósito (prácticamente sobre toda la parte

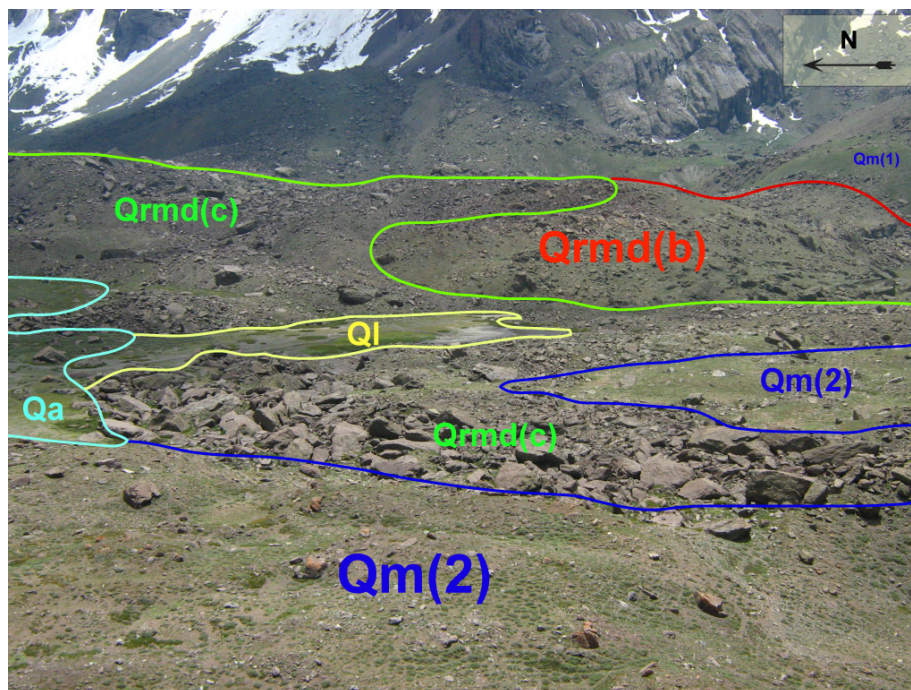


Figura 5.8. Vista general de la parte central de la zona de estudio.

central del valle) refuerzan la teoría postulada anteriormente de la existencia de una facies con mayor contenido de humedad: de acuerdo a lo observado en los cortes que produce el curso del agua en los depósitos, la unidad a pesar de tener un área importante, es de un espesor mucho menor (25 m), el cuál no guarda relación en órdenes de magnitud con la extensión del mismo. Lo anterior puede ser producto de la incorporación de agua y detritos al deslizamiento, como también podría generarse en el caso si la avalancha adquiere mucha energía cinética, es decir, si la fuente se encuentra a una altura importante en relación al nivel del valle. Precisamente la zona desde donde se postula que se inició el desprendimiento, está formada por laderas de pendientes altas ($>75^{\circ}$), y alcanzan alturas aproximadamente de 1.000 m sobre el nivel del valle del Morado (2.450 m s.n.m.).

Depósito de avalancha de areniscas y conglomerados - Qrmd(d)

En el mismo sector de *Qrmd(c)*, se identifica un segundo depósito de similares características que él, con bloques de menor tamaño pero un mayor contenido de matriz arenosa, ubicado hacia al norte y estratigráficamente sobre *Qrmd(c)*. Al igual que la unidad anterior se encuentra compuesto por clastos de areniscas con intercalaciones de conglomerados. La principal diferencia se encuentra en el tamaño del depósito: mientras el anterior posee un área de $1.108 \cdot 10^3 \text{ m}^2$, en *Qrmd(de)* es de $447 \cdot 10^3 \text{ m}^2$. Adicionalmente, la dirección de movimiento parece ser levemente suroeste y la morfología del depósito se encuentra mucho más definida que en el caso anterior (Figura 5.9). El volumen de la unidad se estima en $9,3 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ aproximadamente.

Depósitos de deslizamientos laterales Qrmd(e)

Se distribuyen en prácticamente toda el área, en las zonas cercanas al pie de las laderas. Corresponden a deslizamientos de tamaño moderado ($< 500 \cdot 10^3 \text{ m}^2$), generalmente asociados a zonas con laderas de altas pendientes ($> 40^{\circ}$) y a una distancia de viaje menor a 1 km del plano de deslizamiento desde donde se postula que se origina el movimiento. Son fenómenos que debido a su bajo volumen, posiblemente hayan sido desencadenados por variados mecanismos (sismos, lluvias, cambios en el estado tensional de las laderas). Generalmente se les encuentra intercalados con depósitos coluviales, por lo que su edad es holocénica.

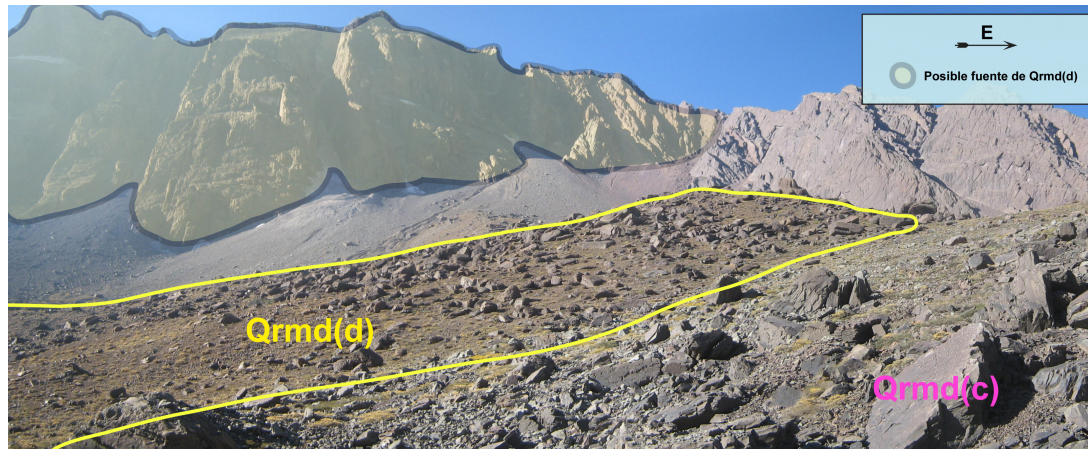


Figura 5.9. Se observa el contacto entre ambos depósitos de areniscas - conglomerados, el depósito de la izquierda tiene un mayor contenido de matriz arenosa, y bloques de menor tamaño que el del lado derecho. Al fondo se observa la zona desde donde probablemente se originaron las avalanchas.

Los principales ejemplos de esta unidad se ubican en la ladera sur del cerro Mesoncito hacia el valle de la Engorda, y al oeste de la avalancha de areniscas con intercalaciones de conglomerados de edad pleistocénica, dispuesta sobre ésta última.

5.3.3. Depósito de remoción en masa por reptación o soliflujión (Qrmr)

El único depósito de este tipo se encuentra en la ladera oeste del cerro Mesoncito, cerca de la zona más distal del valle de El Morado, llegando a la confluencia de los esteros Morado y Las Placas. Se encuentra compuesto por clastos de areniscas con intercalaciones de conglomerados, similar a la litología de la unidad sobre la que se encuentra (Figura 5.10).

Corresponde a un depósito formado por clastos y bloques de tamaño promedio cercano a los 0,5 y 2 m respectivamente. El material es de composición monomítica, de forma angulosa a subangulosa. Internamente no presenta signos de estratificación, laminación o imbricación en los clastos, sin embargo si se le observa desde una distancia relativamente amplia, es posible observar que el depósito en sí, presenta una forma de lengua alargada hacia la parte ubicada a menor altura del depósito.

5.4. Superficies y depósitos glaciales

La zona de estudio corresponde a un valle que ha sido sometido a una intensa actividad glacial, encontrándose desde depósitos de till a una altura cercana a los 350 m sobre el nivel del valle, hasta depósitos de ambiente fluvioglaciales en los valles principales (2.450 m s.n.m.). A continuación se detallan las características de cada uno de los distintos tipos de depósitos generados por la actividad de los glaciares durante los últimos miles de años.

5.4.1. Morrenas (Qm)

Corresponden a depósitos formados por material diamáctico con clastos de forma angulosa y redondeados, de tamaños que varían desde 5 cm de diámetro hasta bloques de 2 metros. Están formados por una cantidad importante de matriz (45-50%) que corresponde a una mezcla de material principalmente tamaño arena, pero con cantidades menores de limos y arcilla. Estos depósitos son masivos, no presentan estratificación interna, y los clastos se encuentran distribuidos de manera aleatoria. La composición de los clastos varía desde

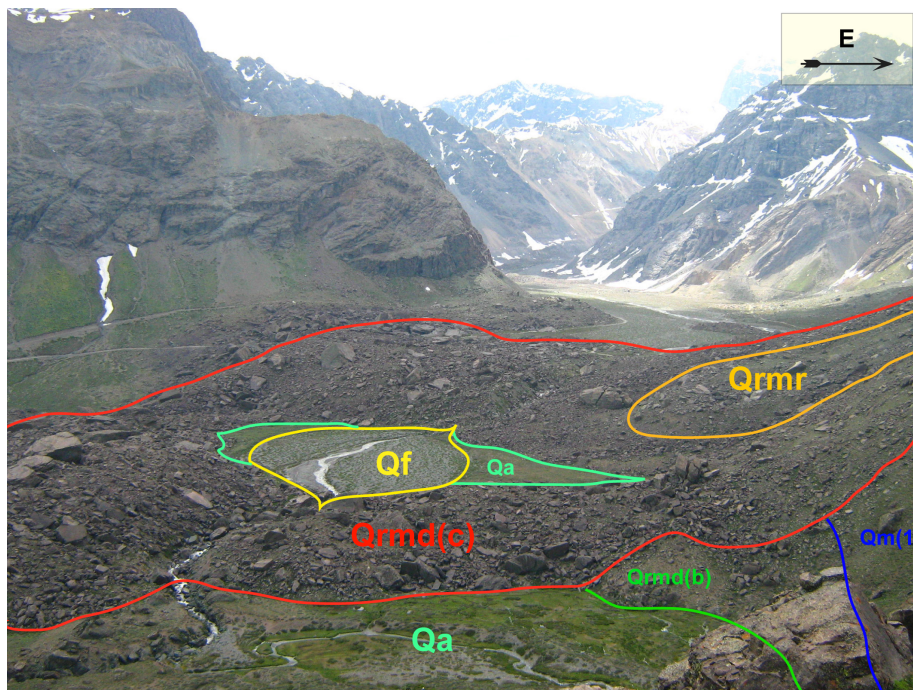


Figura 5.10. A la derecha se observa Qrmr, que se ubica en forma de lengua sobre los depósitos correspondientes a Qrmd(c).

mezclas muy variadas hasta mezclas simple o monomícticas en los depósitos más locales.

Dentro de las formas identificadas se encuentran morrenas laterales en forma de cordones de gran espesor adosados al pie de las laderas de los valles de La Engorda y El Morado, depósitos transversales en forma de semiarco correspondientes a morrenas frontales o morrenas de retroceso dejadas por el glaciar en etapas de retroceso, y en ocasiones en formas de parches adosados en los márgenes de los valles.

Los depósitos pertenecientes a esta unidad se disponen prácticamente por toda el área de estudio, pero son particularmente abundantes en la zona central donde confluyen los esteros Morado y La Engorda con el Río Colina, entre las cotas 2.100 m, que corresponde al nivel del valle del Río Colina hasta los 2.600 m s.n.m, correspondiente al depósito ubicado en el flanco suroeste del Cerro Mesoncito.

Se han identificado tres unidades de depósitos morrénicos, correspondientes a 3 ciclos de avance y retroceso de las lenguas glaciarias. Las diferencias radican específicamente en la altura a la que se encuentra, y en su morfología. Las características sedimentológicas son similares para las tres unidades y fueron descritas anteriormente.

Qm(1)

Esta subunidad corresponde al depósito glacial que se encuentra a mayor altura bordeando los 2.500 m s.n.m. a una altura entre 100 - 150 m sobre el nivel promedio del valle. Posee un espesor aproximado de 40 m, un largo de 3 km. y un ancho promedio de 200 m. Se extiende en forma de cordón en dirección norte-sur desde la ladera suroeste del Cerro Mesoncito hasta la confluencia de los esteros La Engorda y Morado (Figura 5.11).

Qm(2)

El depósito se observa a ambos lados del estero El Morado, en la zona cercana a su confluencia con el río Colina. Se encuentra encajada topográficamente a menor altura que *Qm(1)* aproximadamente a 2.400 m s.n.m. Sobre esta unidad se encuentra la mayor parte de los depósitos de deslizamiento (Figura 5.12).

Qm(3)

Esta subunidad se observa en la zona norte del área de estudio en el valle del Morado, desde los 2.500 m s.n.m. Se encuentra cortado por depósitos fluvio-glaciales actuales y corresponde a la morrena más joven encontrada en la zona (Figura 5.13).

5.4.2. Superficies fluvio-glaciales (Qfg)

Los depósitos pertenecientes a esta unidad corresponden principalmente a gravas gruesas con un contenido menor de arena, limo y arcilla. Los clastos presentan formas subredondeadas a subangulosas. No se observaron indicios de estratificación interna en los depósitos, orientación preferencial de los clastos o imbricaciones, aunque no se pudieron revisar cortes verticales. Poseen morfologías en forma de abanicos, situados a lo largo de las zonas de descarga de las aguas que tienen origen en las lenguas glaciales.

Los principales depósitos de esta unidad han sido observados en la zona de confluencia del estero Marmolejo con el estero La Engorda, en el Valle de La Engorda ubicado en el

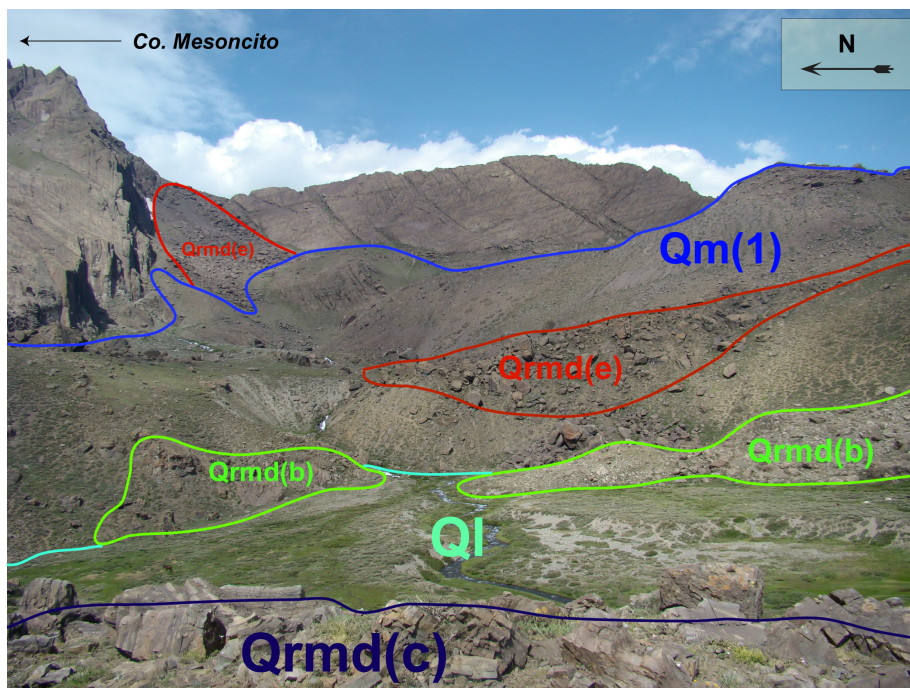


Figura 5.11. Fotografía de la ladera suroeste del cerro Mesoncito.

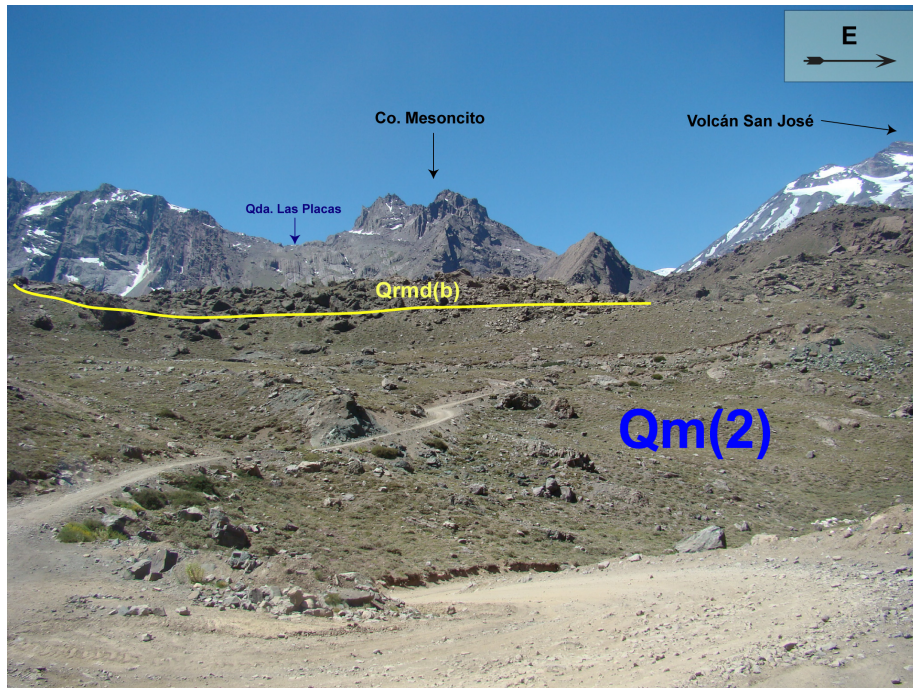


Figura 5.12. Vista norte de los depósitos de la zona central, desde el río Colina.

flanco oeste del volcán San José. También se observó de este tipo de depósitos en el Valle del Morado en el sector noroeste a partir de los 2.650 m s.n.m (Figura 5.13).

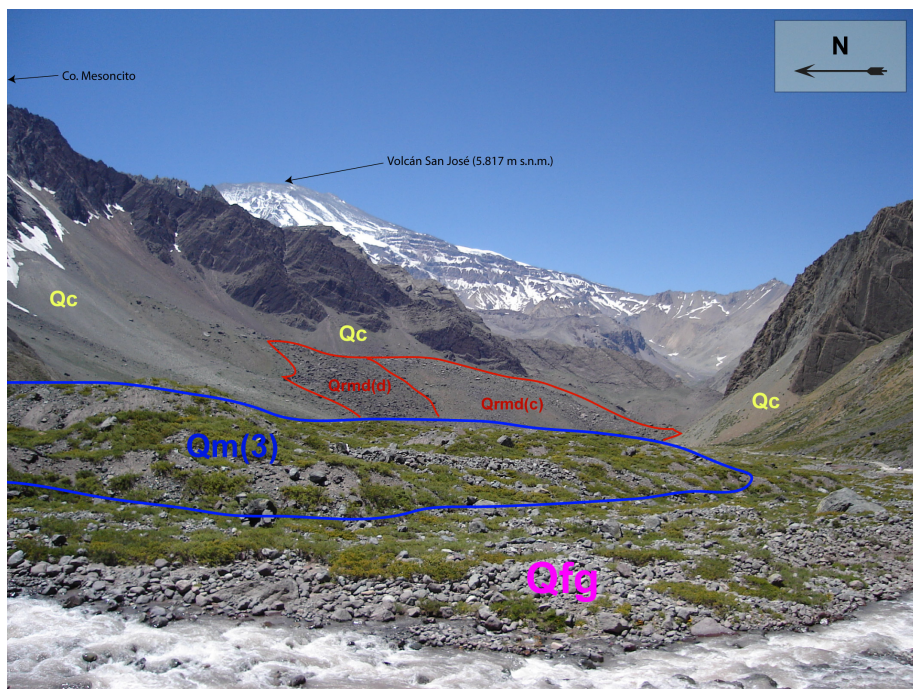


Figura 5.13. Vista aguas abajo de los depósitos de origen glacial encontrados en el Valle del Morado. Se observa un depósito morrénico con morfología monticulada, y por el medio de éste, unos depósitos más recientes fluvio-glaciales, que erosionan a $Qm(3)$. En segundo plano, depósitos coluviales recientes y el Volcán San José.

6. Discusión

6.1. Evolución geomorfológica

6.1.1. Historia geológica del cuaternario

Una vez concluida la tectónica compresiva que caracteriza la tercera etapa del ciclo andino, la cual deforma intensamente la secuencia mesozoica presente en la zona de estudio y que, a la vez, forma parte de la zona más occidental de la faja plegada y corrida del aconagua (FPCA). Dicha actividad tectónica da como resultado la configuración estructural actual observada en las unidades de roca presentes en la zona, con rumbos aproximadamente norte-sur y con un fuerte dominio de mantos subverticales hacia el oeste.

En el Pleistoceno Superior, durante la edad glacial Würm, una serie de eventos climáticos globales provoca un descenso de las lenguas glaciarias por los principales valles. A fines de este período llegando a los 24.000 años, los glaciares que circulaban por los principales valles habían comenzado un proceso de retroceso paulatino.

Durante este período se estima que el hielo alcanzó a cubrir gran parte de la zona de estudio quedando cubiertos los sectores de los valles que se encontraban, como mínimo a una altura por sobre los 2.500 m s.n.m. De acuerdo a lo observado se reconocieron 3 niveles de depósitos morrénicos, que se interpretan como diferentes eventos de avance y retroceso de las lenguas glaciarias, probablemente todos ellos asociados a una fase de retroceso global. La velocidad de retroceso, así como el desplazamiento máximo alcanzado por los hielos, depende de la importancia y tamaño de las cuencas que alimentaban las lenguas glaciarias.

Posiblemente en el transcurso de la primera etapa de este período, la superficie de erosión dejada por la acción glacial, que correspondía al nivel por donde se desplazaba la masa de hielo glacial que descendía por el valle de El Morado, se ubicaba a aproximadamente a 100 m sobre nivel actual del valle, lo que se puede interpretar a partir del nivel de $Qm(1)$ que, posiblemente, pudiese haber correspondido a una morrena lateral.

Un segundo evento de descenso glacial vuelve a modificar el relieve, erosionando el fondo

del valle y disminuyendo su nivel aproximadamente 70 m, dejando como evidencia un nivel morrénico extenso, en forma de cordones longitudinales al valle, y que probablemente corresponden a depósitos laterales formados por caídas, derrumbes y pequeños deslizamientos provenientes de las laderas de rocas, hacia los bordes del glaciar.

Del proceso anterior ha quedado conservada casi en su totalidad la morfología de carácter erosiva típica de valles por donde circulan glaciares, en conjunto con los depósitos morrénicos asociados que se presentan ya sea en forma de parches colgantes como es el caso de *Qm(1)* o como cordones laterales en *Qm(2)*.

El período postglacial, específicamente el Pleistoceno superior tardío - Holoceno, corresponde a un lapso caracterizado por el retroceso de los hielos glaciales, dejando al descubierto extensos valles, que antes habían sido utilizados por ellos. El retroceso, tal y como se menciona anteriormente, probablemente ya se habría iniciado en etapas anteriores y terminales de la última glaciación de Würm hace 24.000 años (Pleistoceno superior tardío), edad que coincide con uno de los fenómenos de remoción en masa más antiguos presentes en la zona y que es posible identificar debido a que se le atribuye el origen de los depósitos lacustres ubicados en la ladera sur del río Colina, cerca del puente del mismo nombre.

Es posible que a partir de este momento se inicie el cambio en el régimen erosivo de los valles, pasando desde una erosión principalmente glacial, a una acción glaciofluvial que se vuelve cada vez más importante a medida que se retiraban los hielos, dando origen a sistemas glaciofluviales que fueron migrando a sistemas fluviales mientras las lenguas de hielo continuaban su retroceso.

Durante el período que comprende desde fines de la última edad glacial Würm y el Holoceno se postula que podrían haber ocurrido la mayor parte de los fenómenos de remoción en masa, el primero de ellos ya fue mencionado anteriormente y corresponde a un evento que bloquea el cauce del río Colina provocando un represamiento de éste. Con posterioridad a este período tiene lugar una avalancha de rocas volcánicas proveniente desde el norte, que desciende por el Valle de El Morado y finalmente se deposita sobre los depósitos morrénicos correspondientes a *Qm(2)*.

Con posterioridad al evento descrito, tienen a lugar dos avalanchas de roca de similar composición, pero ambas aparentemente de menor volumen que las anteriores. La primera de ellas corresponde a una avalancha con clastos de areniscas con intercalaciones

de conglomerados, que podría haber proveniendo de la ladera suroeste del cerro Mesoncito, que cae en dirección suroeste hacia el Valle del Morado y se deposita sobre la avalancha volcánica, dejando en su superficie depresiones, las cuales son rellenadas posteriormente por eventos aluviales. El segundo evento proviene probablemente desde un lugar cercano al anterior, pero en esta oportunidad la masa removida se desplaza en sentido más este-oeste, cubriendo la parte este del espacio dejado por el retroceso del glaciar.

Los acontecimientos que siguen son en su mayoría eventos de menor magnitud que los anteriores, mucho más localizados, pero probablemente relacionados a los mismos factores gatillantes, los cuales podrían corresponder a eventos sísmicos asociados a la actividad de la Falla El Diablo u alguna otra estructura existente. Dichos depósitos se ubican a los pies de las laderas y no abarcan zona de más de 250 m de largo, muchos de ellos cubiertos parcialmente por depósitos recientes de origen coluvial y aluvial. Dentro de estos eventos los más importantes corresponden a los deslizamientos ubicados en el Valle de La Engorda, en el sector norte del estero Marmolejo.

Los depósitos más recientes corresponden a eventos puntuales de caídas de roca, en la zona del puente Colina, deslizamientos de suelo en el sector sur del cerro Aguja Escondida, depósitos por reptación ubicados en las laderas del cerro Mesoncito y el sector sur del Cerro Arenas llegando al estero Morado, y flujos de detritos generados a partir de depósitos coluviales provenientes de la parte sur del río Colina, en el sector de Lo Valdés.

6.1.2. Edades

Las edades absolutas de los depósitos presentes en la zona son desconocidas, solamente se cuenta con una datación realizada por Moreno (1991) utilizando restos de material orgánico encontrado en unos depósitos lacustres (*Q*) ubicados cerca del río Colina en el sector sur (a un costado del camino), el cuál arroja una edad de $24,54 \pm 0,41$ ka. El depósito anterior ha sido interpretado como el resultado de un represamiento provocado por un deslizamiento probablemente proveniente desde la ladera norte del Cerro Catedral (Figura 6.1).

Sin embargo, las edades relativas de los depósitos, en la mayoría de los casos, son posibles de diferenciar en base a las relaciones de contacto observadas y registradas en terreno, es decir, se sabe el orden temporal en que ocurre el depósito de las unidades. Por lo tanto, la incorporación de edades absolutas al estudio serían de gran utilidad para

ubicar de forma más precisa cada acontecimiento en el tiempo. A pesar de lo anterior, para efectos de entender la evolución de la zona de estudio, las observaciones de terreno (descripción geológica y geomorfológica de las unidades) y el análisis realizado posteriormente son datos que permiten construir una historia geológica, aunque con una incertidumbre en los lapsos entre cada evento. A pesar de no contar con datos de edades absolutas, fue posible determinar una secuencia cronoestratigráfica de deposición (Figura 6.2).

Los datos obtenidos no permiten establecer si la serie de eventos de remoción en masa comienzan simultáneamente con el primer deslizamiento - $Q_{rmd}(a)$ -, o se inician en un período posterior a este. Lo más probable es que dichos eventos ocurrieron en un período relativamente corto después del retiro de las lenguas glaciares de la zona, luego de un tiempo durante el cual las rocas se reacomodan al cambio tensional producido por la disminución de la sobrecarga, proceso que probablemente fractura y debilita las laderas rocosas y que finalmente, favorece a la generación de remociones en masa gatilladas por otros mecanismos como eventos sísmicos o un aumento de la presión de poros (Abele,

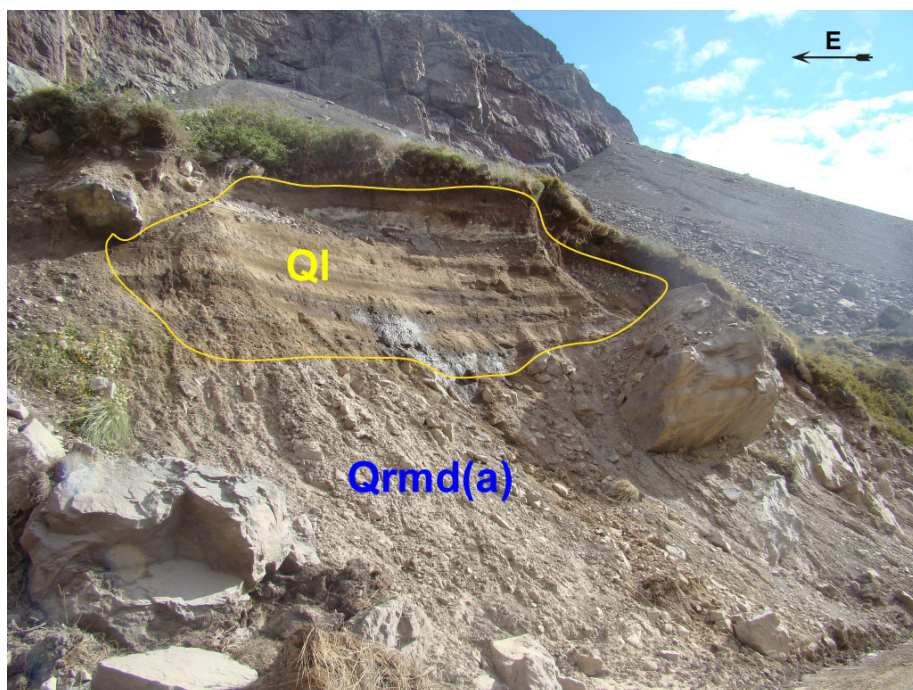


Figura 6.1. Relación entre depósito lacustre (QI) cercano al río Colina, y depósito de remoción en masa ($Q_{rmd}[a]$). El contacto sugiere que los sedimentos finos se formaron producto de un bloqueo del río por $Q_{rmd}(a)$. La edad obtenida utilizando el método C14 para estos sedimentos es de 24.540 ± 410 años AP (Moreno et al., 1991).

1984; Poschinger, 2002).

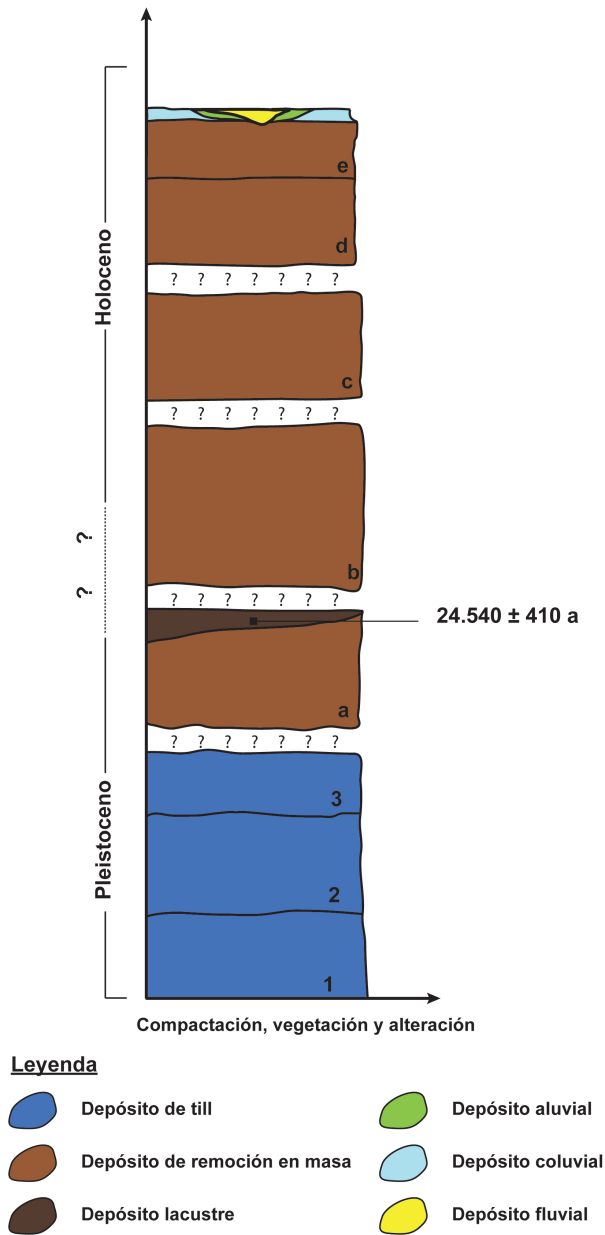


Figura 6.2. Secuencia cronoestratigráfica propuesta a partir de observaciones de terreno, relaciones de contacto, grado de desarrollo de suelo vegetal, alteración de clastos del depósito y dataciones ^{14}C (Moreno et al., 1991). Divisiones de remociones en masa y depósitos glaciales de till descritas anteriormente.

6.2. Fuentes de deslizamientos locales y avalanchas

La mayoría de los depósitos descritos en la zona de estudio están formados por bloques con un tamaño que varía longitudinalmente, en ocasiones de forma leve pero en otras con un marcado cambio de facies granulométricas. Sin embargo, en términos generales las características composicionales de los depósitos se encuentran bien delimitadas: los depósitos laterales de la zona occidental del valle del Morado (donde confluyen los esteros Morado y La Engorda), están compuestos principalmente por clastos de rocas sedimentarias de ambientes de mayor energía (conglomerados y brechas conglomerádicas), en la parte central se encuentran principalmente depósitos compuestos por clastos de arenisca con pequeñas intercalaciones de conglomerados, tendencia que se mantiene en la zona occidental.

El depósito clasificado como una avalancha de arenisca - conglomerado *Qrmd(c)*, contiene clastos de composición muy similar a los afloramientos de los miembros Cerro Catedral y Punta Zanzi de la Formación Río Damas (Calderón, 2008). Adicionalmente, la forma del depósito y la distribución del tamaño de los bloques, parece indicar una proveniencia desde la parte basal del miembro Punta Zanzi, particularmente desde la ladera oeste del cerro Mesoncito lugar donde, además de coincidir la litología, las laderas rocosas presentan numerosos planos de deslizamientos con una orientación favorable para el movimiento de bloques hacia la zona oeste y que se observan hasta alturas por sobre los 4.000 m s.n.m, generando una diferencia de aproximadamente 1.500 m del nivel de la superficie del depósito, ubicado a una distancia de 3 - 3.5 Km del depósito (Figura 6.3).

En el mismo sector se ubica *Qrmd(d)*, un segundo depósito de similares características que el anterior, con bloques de menor tamaño y un mayor contenido de matriz arenosa, pero ubicado estratigráficamente sobre él. Por la forma del depósito, la dirección de movimiento parece ser levemente suroeste y la morfología del depósito es mucho más definida, posiblemente asociado a un colapso con poco contenido de humedad y/o material más fino, lo que podría provocar que la masa se comporte de manera menos fluída.

La unidad compuesta por bloques volcánicos que forman el depósitos de avalancha de volcanitas *Qrmd(b)*, es el único depósito cuya litología no fue posible reconocer en las laderas cercanas al lugar con la mayor acumulación de depósitos (confluencia de esteros La Engorda y Morado). Dicha unidad está formada por rocas volcánicas de composición intermedia, con grandes cristales de plagioclasa y de un color verde oscuro. Sin embar-

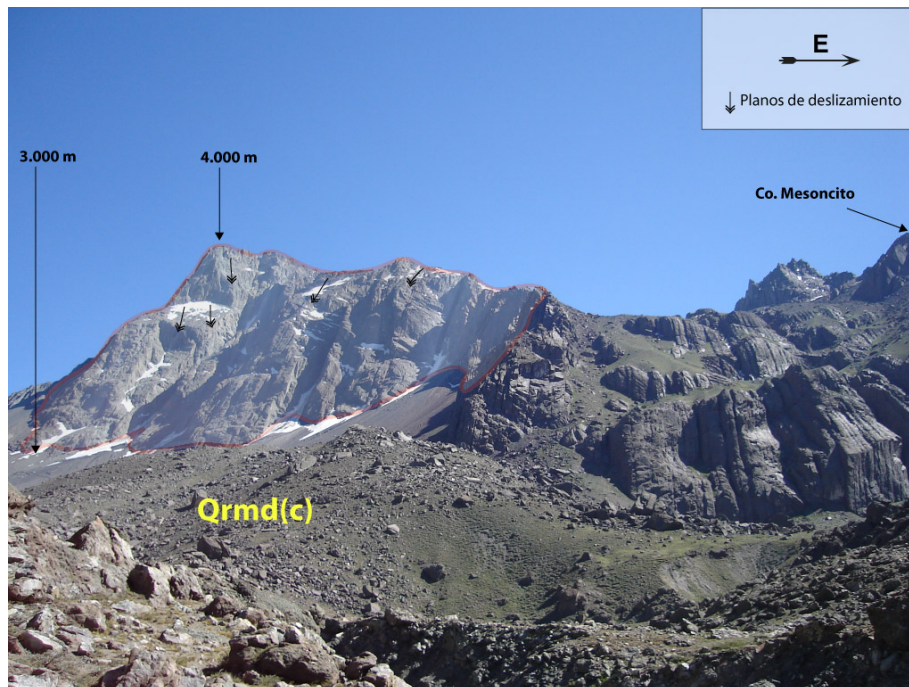


Figura 6.3. Fotografía tomada a la ladera oeste del cerro Mesoncito. La zona delimitada por una línea roja corresponde al lugar desde donde posiblemente descendieron las avalanchas de areniscas - conglomerados. Se encuentran marcados los planos de deslizamientos observados a distancia y la diferencia de altura entre la parte más alta y la zona donde comienzan los depósitos coluviales (1.000 m).

go, Calderón (2008) describe un secuencia de similares características a las mencionadas anteriormente dentro de la Formación Lo Valdés y que interpreta y clasifica como hialoclastitas andesíticas: rocas volcánicas extrusivas generadas en un ambiente marino profundo (Tucker, 2001), compatible con una cuenca de trasarco durante el Cretácico inferior correspondiente a la edad de la Fm. Lo Valdés (Charrier et al., 2007), el cuál se dispone en la parte media de la unidad y tiene una potencia de 600 m. La zona mencionada anteriormente, corresponde a un valle glacial colgado con su nivel de base ubicado 450 m por sobre el valle principal (Valle del Morado) con dirección norte-sur, y a 3 km del depósito (Figura 6.4).

El resto de las unidades de remoción en masa corresponden a deslizamientos laterales, con fuentes cercanas a los depósitos (< 1 km) y debido a su poco transporte, en muchas ocasiones se encuentran bloques que superan los 3 m. Son depósitos de menor volúmen que los mencionados anteriormente y podrían ser gatillados por mecanismos distintos a

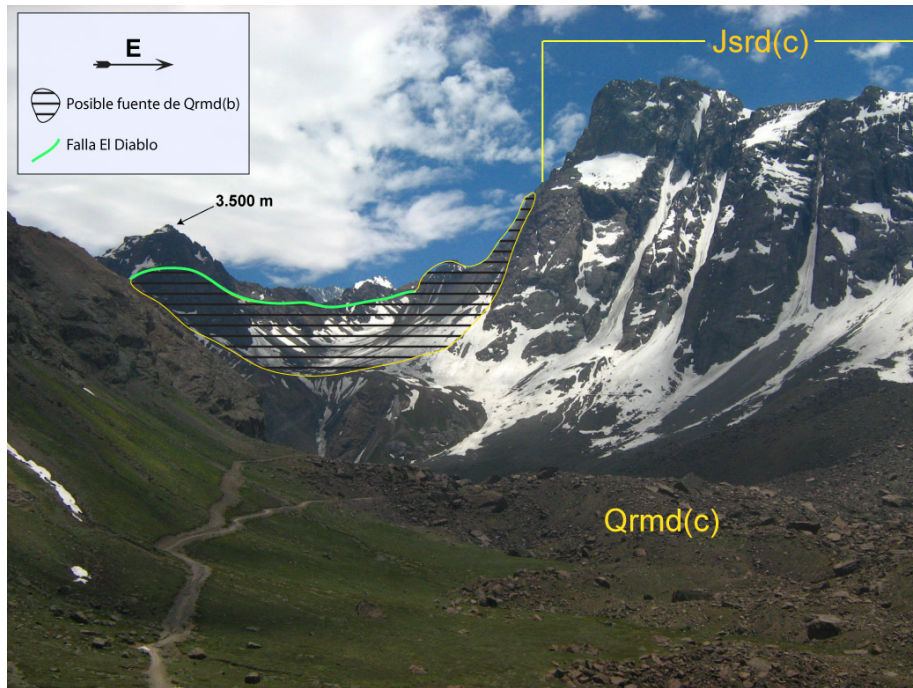


Figura 6.4. La zona achurada corresponde al lugar desde donde probablemente se originó la avalancha de volcanitas. La traza de la falla El Diablo pasa por una zona cercana, esto unido a la altura del lugar serían factores importantes en la generación de un deslizamiento, el cual adquiriría una gran energía cinética permitiendo el avance de éste por el valle.

los que generan las avalanchas. Debido a su proximidad y la similitud entre clastos que forman los depósitos con la litología de los afloramientos de roca cercanos, es relativamente directo establecer la fuente de estos deslizamientos, dentro de los cuales se encuentra *Qrmd(a)* y *Qrmd(e)* como ejemplos de los depósitos más importantes en tamaño.

6.3. Mecanismos generadores de remoción en masa

La zona de estudio se ubica en la Cordillera Principal, específicamente en rocas pertenecientes a la faja plegada y corrida del Aconcagua (FPCA). Existen diversos modelos estructurales para ésta zona, generando una discusión en torno al sistema general que controla la configuración actual (Farías et al., 2010; Armijo et al., 2010). Sin embargo, las evidencias indican, independiente del modelo, la existencia de estructuras de orientación norte-sur que acomodan la deformación, tanto de escama delgada como de escama

gruesa (Fock, 2005; Farías, 2006; Armijo et al., 2010). Una de estas estructuras, la Falla El Diablo, con vergencia hacia el este, se proyecta en la parte más oeste de la zona de estudio poniendo en contacto la Unidad Cerro Retumbadero con la Formación Lo Valdés (Fock, 2005; Calderón, 2008). La mayoría de los depósitos se encuentran a una distancia inferior a 5 km de ésta estructura, que probablemente corresponde a una prolongación hacia el norte del corrimiento El Fierro (Davidson, 1971; Godoy, 1991; Fock, 2005).

El 28 de Agosto de 2004 ocurrió un sismo de magnitud $M_w=6.5$ en el curso superior del río Teno muy cerca del volcán Planchón (Figura 6.5), en el cual probablemente la ruptura ocurrió a lo largo del sistema de fallas asociado con la falla El Fierro debido a la cercanía del hipocentro con este sistema estructural (Farías et al., 2010). Dicho sistema de fallas incluye en su parte norte a la falla el Diablo la cual, al igual que la falla el Fierro, presenta evidencia de sismicidad histórica reciente (Adriana Pérez, comunicación oral).

Las zonas identificadas como posibles fuentes, son lugares que se encuentran en la parte superior de las laderas, llegando a las cimas, por sobre los 3.000 m s.n.m y a más de 1.000 m sobre el nivel de los valles ($Q_{rmd}[a,b,c,d]$). En el caso de los deslizamientos laterales la altura de proveniencia es relativamente baja, no superando los 500 m. Según lo anterior, se postula que los eventos que generaron los depósitos mayores de avalanchas se encuentran estrechamente relacionados a sismos, y en base a la ubicación de algunos planos de deslizamiento y cicatrices de remoción, que en la mayoría de los casos se encuentran en la parte superior de las laderas, es posible que se encuentren también asociados a un efecto de amplificación topográfica (Sepúlveda et al., 2005a, 2005b; Sepúlveda et al., 2009; Serey et al., 2009), esto si se considera que la mayoría de los deslizamientos generados por circulación de agua se generan en los primeros dos tercios de la ladera (Densmore & Hovius, 2000). Lo anterior no impide que algunos de estos depósitos puedan formarse por efectos de un aumento de presiones de poros ante un aumento en las precipitaciones (Naranjo y Varela, 1996; Sepúlveda et al., 2006), sin embargo, y debido a su distribución, posiblemente el efecto de éste es más importante en los deslizamientos laterales ($Q_{rmd}[e]$), o en una eventual generación de flujos de detritos a partir de depósitos pre-existentes, producto de la removilización de material más fino presente en ellos, que en la generación de las avalanchas.

Antinao y Gosse (2009), postulan que la mayoría de los mayores eventos de remoción en masa se encuentran asociados a los principales sistemas estructurales (Figura 6.6), y que de ellos los más importantes corresponden a eventos gatillados por sismicidad su-

perficial, con hipocentros ubicados a profundidades menores a 20 km (Barrientos et al., 2004; Alvarado et al., 2005), aunque mencionan que no existe una relación directa entre la magnitud del sismo y el volúmen del deslizamiento. Esto es consistente con lo planteado en el párrafo anterior, sumado que la mayoría de los terremotos históricos de subducción, como el terremoto de Valparaíso en 1906 ($M_s=8.4$), Illapel en 1943 ($M_s=7.9$), y San Antonio–Valparaíso en 1985 ($M_s=7.8$) no han generado grandes volúmenes de deslizamiento, solamente pequeñas caídas de rocas y avalanchas de detritos (Antinao y Gosse, 2009). Por otro lado, se tiene registro de que terremotos superficiales como el de Las Melosas en 1958 ($M = 6.7-6.9$) han generado numerosas caídas de rocas y algunos deslizamientos,

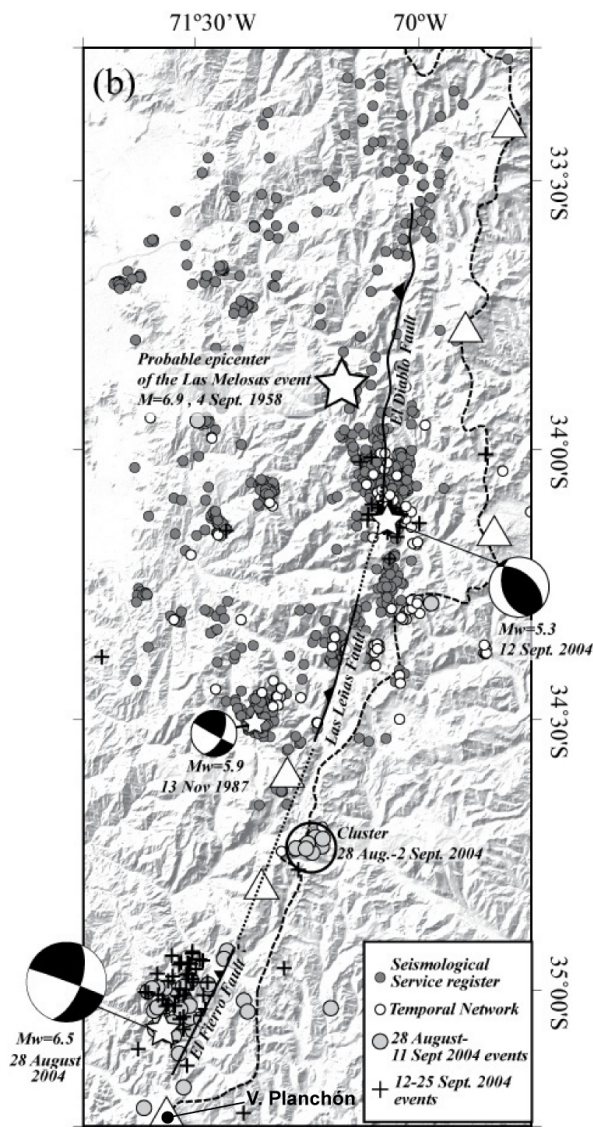


Figura 6.5. Datos de sismicidad superficial relacionados con el evento $M_w=6.5$ del 28 de Agosto de 2004. En línea punteada se marca la posible traza del sistema de falla El Fierro-El Diablo. Modificado de Farías et al.(2010).

entre ellos el deslizamiento de La Cortaderas ($15\text{-}20 \times 10^6 \text{ m}^3$) y El Manzanito ($4 \times 10^6 \text{ m}^3$), ubicados en el Valle del río Yeso y en el Valle del Maipo, al sur del poblado de Las Melosas, respectivamente (Flores et al., 1960; Chiu, 1991; Sepúlveda et al., 2008).

Durante el terremoto de Cauquenes de 2010 ($M_w=8.8$), uno de los terremotos más fuertes de los que se tiene registro, al igual que en los eventos mencionados anteriormente, no se generaron deslizamientos de mayores proporciones en zonas interiores como tampoco en la parte costera, lo que entrega importantes evidencias sobre los posibles mecanismos generadores de grandes remociones y en particular de las generadas en la zona de es-

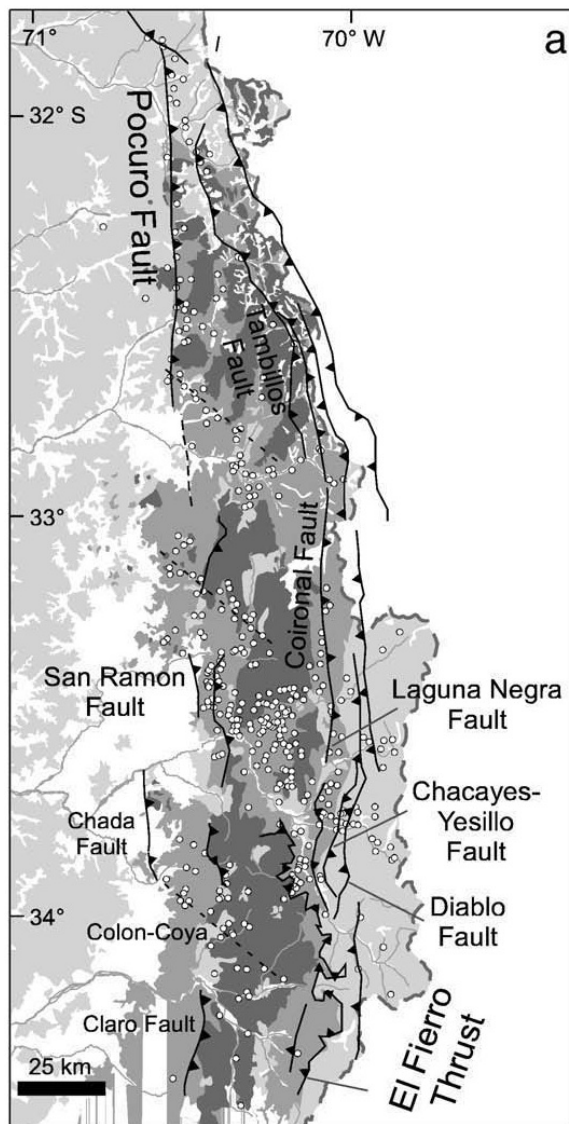


Figura 6.6. Mapa con las principales unidades presentes en la Cordillera Principal. En la imagen se observa la relación espacial entre las principales fallas activas durante el Cenozoico tardío, y los principales ($> 0,5 \cdot 10^6 \text{ m}^3$) depósitos de deslizamientos (círculos). Tomado de Antinao & Gosse (2009).

tudio: (1) al parecer, la mayor cantidad de los grandes deslizamientos son gatillados por sismos de poca profundidad, los que a pesar de ser menos frecuentes, generan gran parte de los depósitos de mayor tamaño; (2) el relieve es una variable que al parecer, no influye en mayor medida en la distribución de grandes deslizamientos, p.e. en otras latitudes de la Cordillera Principal no se tienen registro de grandes deslizamientos, zonas que coinciden con lugares donde no se tienen registro de fallas activas; por lo tanto, posiblemente el relieve no es un factor primario que esté controlando la distribución de las grandes avalanchas de roca (Antinao y Gosse, 2009).

6.4. Peligro de fenómenos de remoción en masa

La zona de estudio presenta condiciones propicias para la generación de remociones en masa. Dichas condiciones corresponden a características propias del terreno, que en mayor o menor medida favorecen la producción en el futuro de estos eventos. Dentro de estos factores se pueden señalar los factores climáticos que deterioran paulatinamente las unidades de roca, el nivel de vegetación presente en las laderas y superficies de depósitos, así como también las características litológicas y estructurales de la roca que aflora, dentro de los cuales merece especial mención los manteos subverticales de todas las unidades mesozoicas presentes en la zona producto de la tectónica compresiva que se ha mantenido durante casi todo el Cenozoico hasta el presente (Rauld et al., 2006) y la presencia de unidades con abundantes niveles delgados de rocas poco competentes (fangolitas) entre niveles masivos gruesos de conglomerados y areniscas, los que se encuentran distribuidos en la mayor parte de la zona y que configuran un peligro latente de deslizamiento y caída de rocas.

Geotécnicamente, los afloramientos rocosos se encuentran bastante fracturados, con planos de discontinuidad en variadas direcciones y que a la vez muestran con indicios de alteración y meteorización. Son muy abundantes en el miembro Cerro Catedral de la Formación Río Damas, sobre el cuál se encuentra la mayoría de los depósitos y corresponde a la principal fuente de deslizamientos y caídas de rocas.

Lo anterior, permite establecer *a priori* que los factores que condicionan la producción futura de eventos, se encuentran favoreciendo la posibilidad de que ocurran fenómenos de remoción en masa. En conjunto con esto y, para poder evaluar cualitativamente la

probabilidad de generación de estos eventos en la zona, es necesario determinar o estimar la frecuencia de los eventos sísmicos que han generado caídas o deslizamientos de rocas y flujos de detritos, que corresponden a los principales tipos de remociones¹.

La productividad sísmica de una región es, en general, determinada por una relación matemática (Ecuación 6.1) definida por Gutenberg y Richter (1944). Leyton et al.(2010) determinan los parámetros de la ley para la zona central de Chile, la cual para el caso de sismos corticales queda definida de la siguiente forma:

$$\log(N) = a - b \cdot Ms \quad (6.1)$$

$$= 5,71 - 1,06 \cdot Ms \quad (6.2)$$

Donde N corresponde al número de eventos de magnitud mayor o igual a Ms que ocurren en un lapso de 1 año. Con lo anterior y tomando como referencia el terremoto de Las Melosas con una magnitud entre $M = 6.9$ y $M = 6.3$ (Alvarado et al., 2009) y que se encuentra asociado probablemente a la falla Laguna Negra, que en el sector del epicentro no aflora en superficie (Sepúlveda et al., 2008), se espera la ocurrencia de un sismo de estas proporciones por lo menos 1 vez cada 40 años para el caso de 6.9, y cada 9 años para uno de magnitud 6.3.

Sin embargo, los movimientos generados durante el evento de Las Melosas corresponden a deslizamientos de suelo, y si a esto se le agrega que la magnitud mínima necesaria para generar deslizamientos en roca es superior a la requerida para movilizar masas de suelo (Keefer, 1994; Rodríguez et al., 1997), el período de retorno obtenido para eventos de magnitud 6.9 podría considerarse, más que como un valor exacto, como un valor prudente para estimar el peligro.

Para obtener una aproximación de la probabilidad de generación de eventos de remoción en masa (R.M) se utiliza el criterio utilizado por Lara (2007), en el cual ésta es función de la susceptibilidad, alcance de la masa movilizada y ocurrencia del gatillante. La susceptibilidad está fuertemente controlada, en el caso de deslizamientos de roca, por la pendiente de las laderas, características geológicas-geotécnicas del material y en menor medida de las ocurrencia en el pasado de eventos similares (Lara, 2007), todos estos factores se

¹Tal como se menciona en 6.3, se considera que los principales eventos son generados por sismos de baja profundidad.

muestran favorables para la ocurrencia de R.M.: pendientes de las laderas sobre los 60°, gran cantidad de planos de deslizamientos en rocas con muchos contrastes litológicos y con estratos orientados de manera subvertical, y la presencia de depósitos identificados como el resultado de fenómenos de remoción en masa. Se asumirá que el alcance no es un problema, dado que la mayor parte del volúmen de depósitos de R.M. está formado por avalanchas de rocas.

De acuerdo a lo mencionado anteriormente, en el siguiente cálculo se asume que la probabilidad de generación de R.M. (P) viene dada por la probabilidad de ocurrencia del gatillante es decir, la probabilidad de que ocurra un evento de magnitud mayor o igual a 6.9 en un período de 50 años. Lo anterior se calcula de la siguiente forma:

$$P = 1 - \left(1 - \frac{1}{T}\right)^t$$

Donde T corresponde al período de retorno en años del evento y t el plazo en años para la ocurrencia de éste último. Si T = 40 años y t = 50 años, entonces la probabilidad de generación de R.M. es de 0,72. Tomando en cuenta la definición propuesta por Lara (2007) para la asociación de valores numéricos de probabilidad de generación de fenómenos de remoción en masa (FRM) con valores cualitativos, la zona tiene un alto peligro para la generación de FRM, siendo los más comunes deslizamientos, caída y avalancha de rocas. Las zonas con mayor peligro se concentran en los pies de las laderas pertenecientes a los afloramientos rocosos del miembro Cerro Catedral de la Formación Lo Valdés, en rocas dispuestas con manteos subverticales, con numerosas zonas de debilidad generadas por contrastes litológicos debido a la existencia de niveles fangolíticos delgados entre gruesos niveles de conglomerados y areniscas, las cuales se encuentran moderadamente fracturadas posiblemente producto de cambios tensionales relacionados a procesos de alzamiento tectónico y retiro de los glaciares.

Las zonas que probablemente son más susceptibles a generar remociones en masa, se ubican en la base de la ladera suroeste del cerro Mesoncito y en la ladera norte del cerro Catedral. Cualquiera de estos eventos podría producir, eventualmente, un represamiento en alguno de los valles fluviales - fluvio-glaciales, generando un potencial peligro en el caso

de que este se rompa abruptamente.

7. Conclusiones y Recomendaciones

7.1. Conclusiones

- Se reconoció la geología local que corresponde en su mayoría a rocas pertenecientes a la Formación Río Damas. Predominan secuencias de areniscas y conglomerados en distintas proporciones, en ocasiones potentes niveles de areniscas y también de conglomerados, todo esto con pequeñas intercalaciones de fangolitas, que constituyen zonas de debilidad en la unidad. Hacia el oeste aparecen niveles de rocas sedimentarias marinas pertenecientes a la Formación Lo Valdés, y al este se ubican las unidades volcánicas Cuaternarias correspondientes a los volcanes Marmolejo y San José, ubicados discordantemente sobre la Formación Río Colina, formada por calizas y lutitas calcáreas, intercaladas con niveles de yeso estratificado y en forma de domos diapíricos. En la zona más occidental del área de estudio se ubica la traza de la falla El Diablo, que pone en contacto a la Unidad Cerro Retumbadero (parte inferior de Formación Abanico) sobre la Formación Lo Valdés y que presenta indicios de encontrarse activa.
- La zona de estudio corresponde a un lugar donde se superponen morfologías de origen glacial y depósitos de remoción en masa, los cuales han sido separados en base a sus características geológicas y/o geomorfológicas. En muchos casos el límite entre uno y otro es imperceptible, por lo cual se vuelve necesario comparar los depósitos no solamente en base a un único criterio litológico, sino que es necesario incluir aspectos geomorfológicos en el análisis.
- Se ha determinado una posible secuencia cronoestratigráfica para los depósitos identificados, logrando identificar una primera etapa aproximadamente hasta los 24.54 ± 41 ka, en que existía un predominio de las lenguas glaciares en la superficie de los valles. Con posterioridad a esto, una serie de eventos de remoción en masa comenzó a modificar la morfología del valle, llegando a generar el relieve actual compuesto por valles colgados, cordones morrénicos laterales, depósitos de remoción en masa, en muchos casos con morfologías monticuladas rellenas localmente

con material aluvial y laderas de pendientes muy altas. La secuencia anterior podría variar si se determinase la edad de algunos deslizamientos y depósitos morrénicos, probablemente debido a que en algunos casos, no se pudo observar la relación de contacto entre unidades. En estos casos fue necesario recurrir a otros factores que permitieran determinar cualitativamente la cronología de la secuencia.

- Probablemente la mayor parte de los fenómenos de remoción en masa que han sido descritos, han sido gatillados por eventos sísmicos con hipocentro ubicados en profundidades menores a los 20 km. Lo anterior no niega la posibilidad de la existencia de eventos generados por otros factores tales como efectos climáticos, cambios en los estados tensionales producto del alzamiento tectónico y el retiro de los glaciares que ocuparon la zona durante las últimas edades glaciales. Aunque en base a estudios más recientes, todo parece indicar que la presencia de depósitos de remoción en masa de gran volumen pareciera estar controlada por la ubicación de estructuras geológicas poco profundas que han presentado actividad desde el Cenozoico tardío, pasando los factores mencionados anteriormente a ocupar un rol de agentes condicionantes más que de factores gatillantes de fenómenos de remoción en masa.
- La zona de estudio, presenta una probabilidad alta de generación de fenómenos de remoción en masa, siendo los más abundantes eventos de deslizamientos de roca con desplazamientos que no superan 1 km desde la fuente. Sin embargo, existe la posibilidad en el futuro de ocurrencia de avalanchas de roca que movilicen grandes volúmenes de material y que en contacto con cauces de ríos puedan fluidizarse, transportando una gran cantidad de material aguas abajo. Las zonas más propensas a este tipo de movimiento corresponde a la ladera noroeste del cerro Mesoncito y la ladera norte del cerro Catedral. Adicionalmente, dichos depósitos pueden generar flujos a partir de material fino presente en él que se desplazarían probablemente por distancias cortas, o un represamiento, generando un potencial peligro ante un rompimiento abrupto de éste. Todo esto tomando en cuenta un período un poco menor de 50 años para sismos de magnitud 6.9, cifra que podría variar mucho dado que aún no se conoce con certeza el período de retorno para sismos superficiales, lo anterior es una aproximación bastante básica para estos eventos.
- Es importante contar con una estimación certera del peligro sísmico asociado a las estructuras presentes en los alrededores, especialmente de la falla El Diablo, ya

que la diferencia en el período de retorno para sismos de magnitud 6.3 (9 años) con sismos de magnitud 6.9 (40 años), varía drásticamente la probabilidad de ocurrencia de fenómenos de remoción en masa.

7.2. Recomendaciones

- Se recomienda realizar dataciones en la mayor cantidad de depósitos posibles, con especial énfasis en las avalanchas de roca y los depósitos morrénicos ubicados en la parte baja de la zona de estudio. De igual manera, se recomienda analizar el depósito glacial a los pies de la Qda. Las Placas para determinar si corresponden a un depósito perteneciente a un evento glacial más antiguo o posiblemente a una morrena lateral asociada al movimiento de un glaciar proveniente de la Qda. Las Placas.
- Con el fin de determinar de mejor manera los efectos gatillantes, se recomienda realizar un análisis para modelar los valores de aceleración necesarios para movilizar los volúmenes de roca presentes en la zona, y de esta forma determinar si la topografía juega un papel importante en los deslizamientos y obtener las aceleraciones umbrales para generar estos fenómenos y de esta forma, determinan con mayor certeza el peligro de remoción en masa.
- Evaluar el peligro sísmico asociado a la falla El Diablo.

8. Referencias

- Abele, G., 1974. Bergstürze in den Alpen: the Verbreitung, Morphologie und Folgeerscheinungen. Wissenschaftliche Alpenvereinshefte, Heft 25, München.
- Abele, G., 1984. Derrumbes de montaña y morenas en los Andes chilenos. Revista de Geografía Norte Grande 11: p.17-30.
- Aguirre, L., 1960. Geología de los Andes de Chile Central, provincia de Aconcagua. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Chile, Boletín N° 9, 70 p.
- Aguirre-Urreta, M.B., 1996. El tithoniano marino en la vertiente argentina del paso de Piuquenes. Actas XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Vol. V, p. 185.
- Aguirre-Urreta, M.B., Álvarez, P.P., 1997. La Formación Lo Valdés en el alto Río Colina, Región Metropolitana, Chile Central. Actas VII Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Vol. 1, p. 411-415.
- Alvarado, P., Beck, S., Zandt, G., Araujo, M., Triep, E., 2005. Crustal deformation in the south-central Andes backarc terranes as viewed from regional broad-band seismic waveform modelling. Geophysical Journal International 163, 580–598.
- Alvarado P, Barrientos S, Saez M, Astroza M, Beck S., 2009. Source study and tectonic implications of the historic 1958 Las Melosas crustal earthquake, Chile, compared to earthquake damage, Physics of the Earth and Planetary Interiors, 175(1-2): 26-36.
- Álvarez, P.P., Aguirre-Urreta, M., Godoy, E., Ramos, V.A., 1997. Estratigrafía del Jurásico de la Cordillera Principal de Argentina y Chile (33° 45' – 34° 00' LS). Actas VIII Congreso Geológico Chileno, Vol. 1, p. 425-429.
- Álvarez, P.P., Godoy, E., Sellés, D., 2000. Geología de la región del río Colorado, Andes princi-

- pales de Chile (33° 25' S). Actas IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, Vol. 1, p. 736-740.
- Antinao JL, Gosse J., 2009. Large rockslides in the Southern Central Andes of Chile (32-34.5°S): Tectonic control and significance for Quaternary landscape evolution. *Geomorphology* 104 (3-4): 117-133.
- Araneda, M., Avendaño, M.S., Merlo, C., 2000. Modelo Gravimétrico de la Cuenca de Santiago, Etapa III Final. Actas IX Congreso Geológico Chileno, Vol. 2, p. 404-408.
- Armijo, R., R. Rauld, R. Thiele, G. Vargas, J. Campos, R. Lacassin, and E. Kausel, 2010. The West Andean Thrust, the San Ramón Fault, and the seismic hazard for Santiago, Chile, *Tectonics*, 29, TC2007, doi:10.1029/2008TC002427.
- Barrientos, S., Vera, E., Alvarado, P., Monfret, T., 2004. Crustal seismicity in central Chile. *Journal of South American Earth Sciences* 16, 759–768.
- Becker, J. J., D. T. Sandwell, W. H. F. Smith, J. Braud, B. Binder, J. Depner, D. Fabre, J. Factor, S. Ingalls, S-H. Kim, R. Ladner, K. Marks, S. Nelson, A. Pharaoh, R. Trimmer, J. Von Rosenberg, G. Wallace, P. Weatherall., 2009, Global Bathymetry and Elevation Data at 30 Arc Seconds Resolution: SRTM30.PLUS, *Marine Geodesy*, 32:4, 355-371.
- Biró, L. 1964. Límite Titónico-Neocomiano en Lo Valdés. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 118 p. Santiago.
- Calderón, S., 2008. Condiciones físicas y químicas del metamorfismo de muy bajo grado de las secuencias mesozoicas en el valle del río Volcán (33°50'-34°00'S). Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 109 p.
- Charrier , R., 1981. Mesozoic and Cenozoic stratigraphy of the central Argentinian-Chilean andes (31 - 35°S) y chronology of their tectonic evolution. *Zentralbratt Geologie Paläntol.*, Parte I, N°3/4, p. 344-355, Stuttgart.
- Charrier, R y Muñoz, N., 1994. Jurassic Cretaceous palaeogeographic evolution of the Chilean

- Andes at 23°-24° S Latitude and 34°-35°S Latitude: A comparative analysis. In: Reutter, K-J., Scheuber, E. & Wigger, P. (editores): Tectonics of the Southern Central Andes, Springer Verlag, Berlin, Heidelberg, New York, pp 233-242.
- Charrier, R., Wyss, A.R., Flynn, J.J., Swisher, C.C. III, Norell, M.A., Zapatta, F., McKenna, M. C., Novaceck, M.J., 1996. New evidence for late Mesozoic - early Cenozoic evolution of the Chilean Andes in the upper Tinguiririca valley (35° S), Central Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 9, N° 2, p. 1-30.
- Charrier, R., Baeza, O., Elgueta, S., Flynn, J.J., Gans, P., Kay, S.M., Muñoz, N., Wyss, A.R. and Zurita, E., 2002a. Evidence for Cenozoic extensional basin development and tectonic inversion south of the flat-slab segment, southern Central Andes, Chile (33°-36° S.L.). *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 15, p. 117-139.
- Charrier, R., Álvarez, P., Zurita, E., 2002b. Hallazgo de Jurásico marino en la Faja Plegada y Corrida del Río Las Leñas, Alta Cordillera de Chile (34° 30' S). *Actas XV Congreso Geológico Argentino*, El Calafate, 2002. Vol. 1, p. 479-484.
- Charrier, R., Bustamante, M., Comte, D., Elgueta, E., Flynn, J., Iturra, I., Muñoz, N., Pardo, M., Thiele, R., Wyss, A., 2005. The Abanico extensional basin: Regional extension, chronology of tectonic inversion, and relation to shallow seismic activity and andean uplift. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, Abh. 236, (1-2): 43-77
- Charrier, R.; Pinto, L.; Rodríguez, M. P., 2007. Tectonostratigraphic evolution of the Andean Orogen in Chile, in MORENO, T. & GIBBONS, W. (eds) *The Geology of Chile*. The Geological Society, London, 3:21-114.
- Chiu, D., 1991. Geología del relleno Cuaternario de la hoyas de los ríos Yeso, Volcán y Maipo, este último entre las localidades de Guayacán y los Queltehues, Región Metropolitana, Chile. B. Sc. Thesis, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago.
- Coira, B., Davidson, J., Mpodozis, C., Ramos, V., 1982. Tectonic and Magmatic Evolution of the Andes of Northern Argentina and Chile. *Earth-Science Reviews*, N° 18, p. 303-332.

- Cruden D.M., 1991. A simple definition of a landslide. *International Association for Engineering Geology Bulletin* 43, 27-29.
- Espizúa, L.E., 1993. Quaternary Glaciations in the Rio Mendoza Valley, Argentine Andes. *Quaternary Research* 40: 150-162.
- Davidson, J., 1971. Tectónica y paleogeografía de la Cordillera Principal en el área de Nacientes del Teno, Curicó, Chile. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile. 160 p.
- Deckart, K., Clark, A.H., Aguilar, C., Vargas, R., 2005. Magmatic y hydrothermal chronology of the supergiant Río Blanco Porphyry Copper Deposit, Central Chile: Implications of an integrated UPb y 40Ar-39Ar database. *Economic Geology* 100, p.905-934.
- Deckart, K., Godoy, E., 2006. Barren Igneous Intrusives in The Central Andes: U-Pb y Nd-Hf Isotope Geochemistry .Short Papers, V-SSAGI, 349-351, Punta del Este, Uruguay.
- Densmore, A. L., Hovius, N., 2000. Topographic fingerprints of bedrock landslides. *Geology*, Vol. 28, p. 371-374.
- Drake, R.E., Curtis, G., Vergara, M., 1976. Potassium-argon dating of igneous activity in the Central Chilean Andes: Latitude 33° S. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 1, N° 3, p. 285-295.
- Drake, R., Charrier, R., Thiele, R., Munizaga, F., Padilla, H., Vergara, M., 1982. Distribución y edades K-Ar de volcanitas post-Neocomianas en la Cordillera Principal entre 32° y 36° L. S. Implicaciones estratigráficas y tectónicas para el Meso-Cenozoico de Chile Central. *Actas III Congreso Geológico Chileno, Concepción, Vol. 2, p. D42-D78.*
- Farías, M.; Comte, D.; Charrier, R. 2006. Sismicidad superficial en Chile central: Implicancias para el estado cortical y crecimiento de los Andes Centrales australes. In *Congreso Geológico Chileno, No. 11, Actas 1: 403-406. Antofagasta.*
- Farías, M., 2007. Tectónica y erosión en la evolución del relieve de los Andes de Chile Central

- durante el Neógeno. Tesis de Doctorado. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 236 p.
- Farías, M., Comte, D., Charrier, R., Martinod, J. and Tassara, A., 2010. Lithospheric architecture of the Andean margin in Central Chile based on the geometry of seismological structures and surface geology: Implications for mountain building in subduction zones. *Tectonics*, Vol. 29, TC3006, doi:10.1029/2009TC002480.
- Flores, R., Arias, S., Jenshke, V., and Rosemberg, L. A., 1960. Engineering aspect of the earthquakes in the Maipo Valley, Chile, in 1958. *Proceedings of 2nd World Conference in Earthquake Engineering*, Japan, 1, pp. 409–431.
- Fock, A., 2005. Cronología y tectónica de la exhumación en el neógeno de Los Andes de Chile Central entre los 33° y los 34°S: Tesis de Magíster. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 235 p.
- Fock, A., Charrier, R., Farías, M., Muñoz, M., 2006. Fallas de vergencia oeste en la Cordillera Principal de Chile Central: Inversión de la cuenca de Abanico (33° - 34° S). *Publicación especial Asociación Geológica Argentina*, n° 6, p 48-55.
- Fuentes, F., Vergara, M., Nyström, J.O, Levi, B., Aguirre, L., 2000. Geology and geochemistry of Tertiary volcanic rocks from the Cuesta de Chacabuco area. *Actas IX Congreso Geológico Chileno*, Puerto Varas, Vol. 2, p. 21-25.
- Fuentes, F., Vergara, M., Nyström, J.O, Féraud, G., Aguirre, L., 2001. Sr - Nd Isotope change of late Cretaceous to early Miocene volcanic rocks Central Chile (33°S). *Third South American Symposium on Isotope Geology, extended Abstracts Volume (CD)*, p. 297-300.
- Fuentes, F., Vergara, M., Aguirre, L., Féraud, G., 2002. Relaciones de contacto de unidades volcánicas terciarias de los Andes de Chile central (33° S): una reinterpretación sobre la base de dataciones $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$. *Revista Geológica de Chile*, Vol. 29, N° 2, p. 207-225.
- Fuentes, F., 2004. Petrología y metamorfismo de muy bajo grado de unidades volcánicas oligoceno-miocenas en la ladera occidental de los Andes de Chile Central (33° S). Tesis

de Doctorado, Departamento de Geología, Universidad de Chile. 398 p.

Gana, P. and Wall, R., 1997. Evidencias geocronológicas $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ y K-Ar de un hiatus Cretácico Superior-Eoceno en Chile Central (33° - $33^{\circ} 30'$ S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 24, N° 2, p. 145-163.

Giambiagi, L., Tunik, M., Ghiglione, M., 2001. Cenozoic tectonic evolution of the Alto Tunuyán foreland basin above the transition zone between the flat and normal subduction segment ($33^{\circ} 30'$ S - 34° S), western Argentina. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 14, p. 707-724.

Giambiagi, L., Ramos, V.A., 2002. Structural Evolution of the Andes in a transitional zone between flat and normal subduction ($33^{\circ}30'$ - $33^{\circ}45'$ S), Argentina and Chile. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 15., 101-116.

Giambiagi, L., 2003. Deformación cenozoica de la faja plegada y corrida del Aconcagua y Cordillera Frontal, entre los $33^{\circ}30'$ y $33^{\circ}45'$ S. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 58, N° 1, p. 85-96.

Giambiagi, L., Álvarez, P.P., Godoy, E., Ramos, V.A., 2003a. The Control of pre-existing extensional structures on the evolution of the southern sector of the Aconcagua Fold and thrust belt, southern Andes. *Tectonophysics*, Vol. 369. p. 1-19.

Giambiagi, L., Ramos, V.A, Godoy, E., Álvarez, P.P., Orts, S., 2003b. Cenozoic deformation and tectonic style of the Andes, between 33° and 34° south latitude. *Tectonics*, Vol. 22, N° 4, 1041, doi:10.1029/2001TC001354.

Godoy, E., 1991. El Corrimiento El Fierro reemplaza a la discordancia intrasenoniana en el río Cachapoal, Chile Central. *Actas VI Congreso Geológico Chileno*, p. 635-639.

Godoy, E., Yañez, G., Vera, E., 1999. Inversion of an Oligocene volcano-tectonic basin y uplifting of its superimposed Miocene magmatic arc in the Chilean Central Andes: first seismic y gravity evidences. *Tectonophysics*, vol. 306, p. 117-136.

- González Díaz, E.F., 2003. El englazamiento en la región de la caldera de Caviahue-Copahue (Provincia del Neuquén): Su reinterpretación. *Revista de la Asociación Geológica Argentina* 58 (3): 356-366. Buenos Aires.
- González Díaz, E.F., 2005. Geomorfología de la región del volcán Copahue y sus adyacencias (centro-oeste del Neuquén). *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 60 (1): 072-087. Buenos Aires.
- González, O., 1963. Observaciones geológicas en el valle del Río Volcán. *Revista Minerale*s, Santiago, Vol. 17, N° 81, p. 20-61.
- Gutenberg, B.; Richter, Ch., 1944. Frequency of earthquakes in California. *Bulletin of the Seismological Society of America* 34: 185-188.
- Hallam, A., Biró-Bagóczkyl, L., Pérez, E., 1986. Facies analysis of the Lo Valdés Formation (Titanian – Hauterivian) of the High Cordillera of central Chile, and paleogeographic evolution of the Andean Basin. *Geological Magazine*, Vol. 123, N° 4, p. 425-435.
- Hauser, A., 1993. Remociones en masa en Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Boletín No. 45.
- Hauser, A., 2000. Remociones en masa en Chile. Second ed. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago, Boletín No. 59.
- Highland, L.M., Bobrowsky Peter, 2008, *The landslide handbook-A guide to understanding landslides*: Reston, Virginia, U.S. Geological Survey Circular 1325, 129 p.
- Hoffstetter, R., Fuenzalida, H., Cecioni, G., 1957. *Léxique Stratigraphique International*, Vol. V, Amérique Latine, fasc. 7, Chile-Chili. Centre Nat. Rech. Scientif., 444 p. París.
- Kay, S.M. and Kurtz, A., 1995. Magmatic and tectonic characterization of the El Teniente region. Informe Inédito para CODELCO Chile, 180 p.
- Kay, S.M., Godoy, E., Kurtz, A., 2005. Episodic arc migration, crustal thickening, subduction ero-

- sion, and magmatism in the south-central Andes. *Geological Society of America Bulletin*: Vol. 117, No. 1, pp. 67–88.
- Keefer, DK., 1984. Landslides caused by earthquakes. *Geological Society of America Bulletin*, Vol. 95 pp. 406-421.
- Klohn, C., 1960. Geología de la Cordillera de los Andes de Chile Central, Provincia de Santiago, Colchagua y Curicó. Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, Boletín N° 8, 95 p.
- Kurtz, A., Kay, S.M., Charrier, R., Farrar, E., 1997. Geochronology of Miocene plutons and exhumation history of the El Teniente region, Central Chile (34°-35°S). *Revista Geológica de Chile*, Vol. 24, N° 1, p.75-90.
- Lara, M., 2007. Metodología para la evaluación y zonificación de peligro de remociones en masa con aplicación en quebrada San Ramón, Santiago Oriente, Región Metropolitana. Tesis. Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 229 p.
- Lavenu, A., Cembrano, J., 2008. Deformación compresiva cuaternaria en la Cordillera Principal de Chile central (Cajón del Maipo, este de Santiago). *Andean Geology*, Vol 35, No° 2, p. 233-252.
- Leyton, F., Ruiz, S., Sepúlveda, S.A., 2010. Reevaluación del peligro sísmico probabilístico en Chile central. *Andean Geology*.
- Martínez, R.; Osorio, R., 1963. Consideraciones preliminares sobre la presencia de Carófitas fósiles en la Formación Colimapu. *Revista Minerale* N9 82: p. 28-43, Santiago.
- Moreiras S.M., 2006. Chronology of Pleistocene rock avalanche probable linked to neotectonics, Cordon del Plata (Central Andes), Mendoza - Argentina. *Quaternary International* 148 (1): 138-148.
- Moreno H., Thiele R., Varela J., 1991. Estudio geológico y de riesgo volcánico y de remoción en masa del proyecto hidroeléctrico Alfalfal II y Las Lajas (inédito). Chilgener S.S., Santiago, 78 pp.

- Mpodozis, C.; Ramos, V.A., 1989. The Andes of Chile and Argentina, In: Eriksen, G.E., Cañas, M.T. and Reintmund, J.A. (Editors). Geology of the Andes and its relation to hydrocarbon and energy resources; Circum-Pacific Council for Energy and Hydrothermal Resources, Earth Sciences Series, Houston, Texas, Vol. 11, pp 59-90.
- Munizaga, F., Vicente, J.C., 1982. Acerca de la zonación plutónica y del volcanismo mioceno en los Andes del Aconcagua (La. 32 - 33° S): Datos radiométricos K-Ar. Revista Geológica de Chile. N° 16, p. 3-21.
- Muñoz, M., 2005. Geoquímica, metamorfismo y petrogénesis de la franja oriental de la Formación Abanico en Chile central, área de El Volcán, Cajón del Maipo (33°50' S, 70°12' - 70°05'). Tesis de Magíster, Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Naranjo, J.A., Varela, J., 1996. Flujos de detritos y barro que afectaron el sector oriente de Santiago el 3 de Mayo de 1993. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago. 42 pp.
- Naranjo JA, Arenas M, Clavero J, Muñoz O, 2009. Mass movement-induced tsunamis: main effects during the Patagonian Fjordland seismic crisis in Aisén (24°25'S), Chile. *Andean Geology*, 36: 137-146.
- Nyström, J.O., Vergara, M., Morata, D., Levi, B., 2003. Tertiary volcanism during extension in the Andean foothills of central Chile (33° 15'-33° 45' S). *GSA Bulletin* 115(12):1523-1537.
- Ormeño, A., 2007. Geodinámica de la hoya hidrográfica del río Maipo en la zona cordillerana de la Región Metropolitana: Implicancias neotectónicas. Tesis de Magíster, Departamento de Geología, Universidad de Chile, 147 p.
- Pereira F.X., 1995. Esquema geomorfológico del sector norte del valle del río Cuevas, entre Puente del Inca y Las Cuevas, provincia de Mendoza. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 50 (1-4): 103-110.
- Poschinger, A. von, 2002. Large rockslides in the Alps: A commentary on the contribution of G. Abele (1937-1994) and a review of some recent developments. In: Evans, S.G., and DeGraff, J.V. (Eds.), *Catastrophic landslides: Effects, occurrence, and mechanisms*. Geo-

- logical Society of America Reviews in Engineering Geology, Boulder, CO, XV, pp. 237-255.
- Ramos, V.A., Godoy, E., Godoy, V., Pángaro, F., 1996. Evolución tectónica de la Cordillera Principal Argentino – Chilena a la latitud del Paso de Piuquenes. Actas XIII Congreso Geológico Argentino y III Congreso de Exploración de Hidrocarburos. Vol. II, p. 337-352.
- Rauld, R.A., 2002. Análisis morfoestructural del frente cordillerano de Santiago Oriente, entre el río Mapocho y la Quebrada Macul. Memoria de Título, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 57 p.
- Rauld, R., G. Vargas, R. Armijo, A. Ormeño, C. Valderas, and J. Campos (2006), Cuantificación de escarpes de falla y deformación reciente en el frente cordillerano de Santiago, in XIth Congreso Geológico Chileno, Univ. Católica del Norte, Antofagasta, Chile.
- Rivano, S., Godoy, E., Vergara, M., Villarroel, R., 1990. Redefinición de la Formación Farellones en la Cordillera de los Andes de Chile Central (32°-34° S). Revista Geológica de Chile, Vol. 17, N° 2, p. 205-214.
- Rodríguez, C.E., Bommer, J.J., Chandler, R.J., 1999. Earthquake-induced landslides: 1980–1997. Soil Dynamics and Earthquake Engineering, Vol. 18, pp. 325–346.
- Salomón J.N., 1969. El alto valle del río Mendoza. Estudio de geomorfología. Boletín de Estudios Geográficos, vol XVI, N° 62: 1-50.
- Sepúlveda, S.A, Serey, A., 2009. Tsunmigenic, earthquake-triggered rock slope failures during the 21st of April 2007 Aisén earthquake, Southern Chile (45.5°S). Andean Geology 36: 131-136.
- Sellés, D., 1999. La Formación Abanico en el Cuadrángulo Santiago (33° 15'-33° 30' S; 70°30'-70°45' O), Chile Central. Estratigrafía y geoquímica. Tesis, Departamento de Geología, Universidad de Chile, Santiago, 154 p.
- Sellés, D., 2000. La relación discordante entre las Formaciones Abanico y Las Chilcas en la localidad de Angostura: implicancias regionales. Actas IX Congreso Geológico Chileno, Puerto Varas, Vol. 1, p. 555-558.

- Sepúlveda S.A., Murphy, W., Jibson, R.W. y Petley, D.N. 2005a. Seismically-induced Rock Slope Failures Resulting from Topographic Amplification of Strong Ground Motions: The Case of Pacoima Canyon, California. *Engineering Geology*, vol. 80, 336-348.
- Sepúlveda S.A., Murphy, W. y Petley, D.N. 2005b. Topographic Controls on Coseismic Rock Slides During The 1999 Chi-Chi Earthquake, Taiwan. *Quarterly Journal of Engineering Geology and Hydrogeology*, vol. 38, 189-196.
- Sepúlveda, S.A., Rebolledo, S., Vargas, G., 2006. Recent catastrophic debris flows in Chile: Geological hazard, climatic relationships and human response. *Quaternary International* 158, 83–95.
- Sepúlveda, S.A., Astroza, M., Kausel, E., Campos, J., Casas, E.A., Rebolledo, S., Verdugo, R., 2008. New findings on the 1958 Las Melosas earthquake sequence, central Chile: implications for seismic hazard related to shallow crustal earthquakes in subduction zones. *Journal of Earthquake Engineering* 12, 432–455.
- Sepúlveda, S.A., Serey, A., 2009. Tsunamigenic, earthquake-triggered rock slope failures during the 21st of April 2007 Aisén earthquake, Southern Chile (45.5°S). *Andean Geology* 36(1), 131-136.
- Serey, A., Sepúlveda, S.A., Lara, M., 2009. Análisis de las remociones en masa generadas por el terremoto en el Fiordo de Aysén el 2007 (45°25'S). Submitted to XII Congreso Geológico Chileno, Santiago, 2009.
- Skewes, A., Stern, C., Holmgren, C., Contreras, A., Godoy, I. Vela., Rivano, S., 1991. Evolución Magmática cerca del borde sur del segmento de bajo ángulo de subducción en Chile Central (32-34° S). Resúmenes ampliados del Congreso Geológico Chileno, p. 146-148.
- Sruoga, P., Etcheverría, M., Folguera, A., Repol, D., 2000. Hoja Geológica 3569-I Volcán Maipo. Boletín N° 290, Servicio Geológico Minero Argentino, Buenos Aires, 116 p.
- Tassara, A., Yáñez, G., 2003 Relación entre el espesor elástico de la litosfera y la segmentación tectónica del margen andino (15-47°S). *Revista Geológica de Chile*, vol.30, no.2, p.159-

186.

- Tavera, J. 1968. Informe sobre estudio de material paleontológico procedente del curso superior del río Yeso, recolectado por el geólogo Sr. Ricardo Thiele. Universidad de Chile, Departamento de Geología, (inédito), 9 p. Santiago.
- Thiele, R., Katsui, Y. 1969. Contribución al conocimiento del volcanismo post-miocénico de los Andes en la Provincia de Santiago, Chile. Univ. Chile, Departamento de Geología, Publicación, N° 35, 23 p.
- Thiele, R. 1980. Carta Geológica de Chile 1:250.000. Hoja Santiago, Región Metropolitana. Instituto de Investigaciones Geológicas, Carta Geológica de Chile 39: 51 p.
- Thiele, R., Beccar, I., Levi, B., Nyström, J.O., Vergara, M., 1991. Tertiary Andean volcanism in a caldera-graben setting. *Geologische Rundschau*, Bd. 80, H. 1, p. 179-186.
- Vergara, M., Drake, R., 1979. Edades K/Ar en secuencias volcánicas continentales postneocólicas de Chile Central; su depositación en cuencas intermontanas restringidas. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, Vol. 34, p. 42-52.
- Vergara, M. y Nyström, J.O., 1996. Geochemical features of Lower cretaceous back-arc lavas in the Andean Cordillera, Central Chile (31 - 34°S). *Revista Geológica Chilena*, vol.23, N° 1, p. 97-106.
- Vergara, M., Morata, D., Villarroel, R., Nyström, J., Aguirre, L., 1999. ⁴⁰Ar/³⁹Ar Ages, very low-grade metamorphism and geochemistry of the volcanic rock from "Cerro El Abanico", Santiago Andean Cordillera (33°30' S, 70° 30' – 70° 25' W). *Proceedings Fourth ISAG*, Göttingen (Germany), p. 785-788.
- Wyss, A.R., Flynn, J.J., Norell, M.A., Swisher, C.C. III, Novacek, M.J., McKenna, M.C. and Charrier, R., 1994. Palaeogene Mammals from the Andes of Central Chile: A preliminary taxonomic, biostratigraphic, and geochronologic assesment. *American Museum Novitates*, N° 3098, 31 p.

Yrigoyen, M. 1979. Cordillera principal. Academia Nacional de Ciencias Córdoba, Simposio de Geología Regional, N°2, Vol. 1, pp. 651-694.