



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

**METODOLOGIA PARA LA EVALUACION Y ZONIFICACION DE PELIGRO
DE REMOCIONES EN MASA CON APLICACION EN QUEBRADA SAN
RAMON, SANTIAGO ORIENTE, REGION METROPOLITANA**

**TESIS PARA OPTAR AL GRADO DE MAGISTER EN CIENCIAS
MENCION GEOLOGIA**

MEMORIA PARA OPTAR AL TITULO DE GEOLOGO

MARISOL DEL PILAR LARA CASTILLO

PROFESOR GUIA:
SERGIO SEPULVEDA VALENZUELA

MIEMBROS DE LA COMISION:
SOFIA REBOLLEDO LEMUS
RAMON VERDUGO ALVARADO
JOSE ANTONIO NARANJO SOZA

SANTIAGO DE CHILE
2007

RESUMEN

En la actualidad, la expansión urbana del sector oriente de Santiago involucra zonas ubicadas en abanicos aluviales de quebradas, donde se depositan materiales transportados durante eventos de remoción en masa que ocurren en la montaña. Estos fenómenos corresponden al tipo de peligro geológico más común en la zona precordillerana de la Región Metropolitana.

En este estudio, se desarrolla una metodología para evaluar el peligro de remociones en masa ante diversos escenarios climáticos y sísmicos, orientada específicamente a los fenómenos catalogados como deslizamientos en roca y en suelo, flujos, y caídas de rocas.

La metodología consta de dos fases principales. La primera consiste de la evaluación de la susceptibilidad de la zona de estudio, mediante métodos de ponderación de factores condicionantes. La segunda fase comprende la evaluación del peligro de remociones en masa, basada en análisis cuantitativos probabilísticos y cualitativos de estabilidad de laderas y análisis de alcance de las remociones en masa. Los análisis y sus resultados se implementan en un sistema de información geográfica.

La metodología es aplicada en la Quebrada San Ramón, ubicada en el frente cordillerano de Santiago. Los eventos de flujos de detritos del año 1993, la inestabilidad de las laderas, y la presencia de acumulaciones de material suelto y depósitos antiguos de deslizamientos sugieren que la Quebrada San Ramón es geológicamente activa en cuanto a la generación de eventos de remoción en masa.

Para evaluar el peligro geológico en la zona se han escogido escenarios estáticos y sísmicos, ambos con presencia de tormentas. Los resultados muestran que, en general, el peligro geológico se asocia fundamentalmente a deslizamientos de bloques y caídas de rocas en las laderas adyacentes a las quebradas afluentes a la Quebrada San Ramón; deslizamientos superficiales de suelo y flujos de detritos generados en las cabeceras de la hoya hidrográfica. Los flujos de detritos confluyen al cauce de la quebrada principal y escurren por éste alcanzando las zonas urbanas ubicadas en el abanico aluvial, ya afectadas por el flujo del año 1993.

La metodología ha sido aplicada en la zona central de Chile, pero es posible adaptarla a las condiciones naturales de otras zonas del país, para lo cual deben revisarse y adaptarse las ponderaciones relativas al cálculo de la susceptibilidad.

A mis padres.

A Mauricio.

A mi hija, mi mayor tesoro.

AGRADECIMIENTOS

A mis padres, por confiar en mí, por su incondicional apoyo. A mis hermanos, por su compañía y gratos momentos.

A Mauricio, mi compañero y amigo durante todo mi paso por esta Universidad, y ahora compañero y amigo para el resto de mi vida.

A mi hija, que llegó en el momento más indicado, para darme una nueva razón por qué luchar, y que llena de alegrías cada nuevo día.

A Nelsa, tía Tere y tío Mario, por estar siempre conmigo.

A Sergio Sepúlveda, por su apoyo, confianza y amistad; por ser realmente un guía.

A Sofía Rebolledo, por sus buenos consejos y recomendaciones.

A José Antonio Naranjo y Ramón Verdugo, por haber aceptado formar parte de la comisión de esta tesis y contribuir con sus buenas observaciones y críticas.

A Claudio Foncea, por haberme dado la oportunidad de descubrir mi agrado por la docencia.

A mis amigos y compañeros geólogos, Comanche, Felipe, Lissette, Beto, Maca, Esteban, Carola, Caroli, Joaquín, Chunchu, Cata, Juan Carlos, Valentina, por los lindos momentos vividos. Disculpen si olvidé alguno.

A Rodrigo Rauld, por su buena disposición y ayuda.

A Cristóbal, por ser mi compañero de trabajo, y estar aquí al lado.

A Cordero, Pato, Felipe, Simón y Carlitos, por aceptarme un poco más que sólo como polola de Mauri.

A María Rosa y Cristi, por su constante apoyo y paciencia.

A todos los funcionarios del Departamento de Geología, por hacer de él un lugar grato y familiar.

A Omar y Víctor, por su buen humor y cooperación.

A Fundación Andes, por financiar el proyecto "Caracterización, Zonificación y Evaluación del Peligro de Fenómenos de Remoción en Masa en el Sector Oriente de Santiago", código C-14060/14.

A la Gobernación Provincial de Santiago de CONAF, por otorgar los permisos para realizar los estudios de esta Tesis.

A los guardaparque de la Quebrada San Ramón, por contribuir en los trabajos en terreno.

ÍNDICE DE CONTENIDOS

	Página
CAPÍTULO 1	
INTRODUCCIÓN	1
1.1.Introducción	1
1.2.Objetivos	4
1.3.Metodología	5
CAPÍTULO 2	
REMOCIONES EN MASA	7
2.1.Clasificación	7
2.2.Factores condicionantes de generación de remociones en masa	10
2.2.1.Geología y Geotecnia	11
2.2.2.G geomorfología	13
2.2.3.Hidrología e Hidrogeología	15
2.2.4.Vegetación	17
2.2.5.Clima	18
2.2.6.Actividad Antrópica	19
2.3.Agentes desencadenantes de remociones en masa	20
2.3.1.Precipitaciones	20
2.3.2.Sismos	23
2.3.3.Otros factores	25
CAPÍTULO 3	
ANTECEDENTES PARA LA EVALUACIÓN DE PELIGRO DE REMOCIONES	
EN MASA	27
3.1.Enfoques metodológicos para la evaluación de peligros y riesgos	
geológicos	27
3.1.1.Metodologías cualitativas	28
3.1.2.Metodologías cuantitativas	29
3.1.3.Metodologías mixtas	32
3.2.Antecedentes teóricos para el análisis de estabilidad de laderas	34
3.2.1.Deslizamientos	35

3.2.2. Flujos	50
3.2.3. Caídas de roca	59

CAPÍTULO 4

FORMULACIÓN TEÓRICA DE LA METODOLOGÍA DE EVALUACIÓN DE

PELIGRO DE REMOCIONES EN MASA	67
4.1. Introducción	67
4.2. Estudios preliminares de gabinete (G1)	70
4.3. Estudios en terreno (T1)	70
4.3.1. Mapeo geológico básico	72
4.3.2. Geomorfología	73
4.3.3. Geotecnia	73
4.3.4. Hidrología-Hidrogeología	75
4.3.5. Vegetación	75
4.4. Trabajo de gabinete (G2)	76
4.4.1. Definición de unidades geomorfológicas	76
4.4.2. Evaluación de la susceptibilidad	76
4.5. Estudios en terreno (T2)	85
4.5.1. Muestreo de material	85
4.5.2. Mapeo estructural en detalle	86
4.6. Análisis de laboratorio (L1)	87
4.7. Evaluación de probabilidad de falla (G3)	89
4.7.1. Deslizamientos de suelo	91
4.7.2. Deslizamientos de roca	94
4.7.3. Flujos	98
4.7.4. Caídas de rocas	99
4.8. Evaluación del alcance de la remoción en masa (G4)	100
4.8.1. Deslizamientos de suelo	100
4.8.2. Deslizamientos de roca	101
4.8.3. Flujos	102
4.8.4. Caídas de rocas	103
4.9. Evaluación de la probabilidad de ocurrencia del agente gatillante (G5)	104
4.9.1. Análisis de precipitaciones	104

4.9.2.Análisis de sismos	106
4.10.Evaluación del Peligro Geológico (G6)	107
4.10.1.Combinaciones de probabilidades a generar y determinación del Peligro Geológico	107
4.10.2.Elaboración de Informe Escrito y Mapa de Peligro Geológico	109

CAPÍTULO 5

ANTECEDENTES DE LA QUEBRADA SAN RAMÓN	111
5.1.Introducción	111
5.2.Ubicación y vías de acceso	111
5.3.Generalidades	113
5.4.Geología regional	113
5.5.Geomorfología de la zona de estudio	116
5.6.Geología de la zona de estudio	118
5.6.1.Generalidades	118
5.6.2.Unidades de roca	120
5.6.3.Unidades de suelo	122
5.6.4.Estructuras	128
5.7.Geotecnia	131
5.7.1.Unidades de suelo	131
5.7.2.Unidades de roca	134
5.8.Hidrología e Hidrogeología	137
5.9.Vegetación	138
5.10.Clima	139
5.10.1.Generalidades	139
5.10.2.Precipitaciones	139
5.11.Sismicidad	141
5.12.Antecedentes de remociones en masa	144
5.13.Factores antrópicos	145

CAPÍTULO 6

EVALUACIÓN DEL PELIGRO DE REMOCIONES EN MASA EN LA QUEBRADA

SAN RAMÓN	149
6.1.Introducción	149
6.2.Evaluación de la susceptibilidad	149
6.3.Evaluación de la probabilidad de falla	154
6.3.1.Deslizamientos de suelo	155
6.3.2.Flujos	157
6.3.3.Deslizamientos de roca	159
6.3.4.Caídas de rocas	161
6.4.Evaluación del alcance de las remociones en masa	163
6.4.1.Deslizamientos de suelo	163
6.4.2.Flujos	165
6.4.3.Deslizamientos de roca	166
6.4.4.Caídas de rocas	166
6.5.Evaluación del peligro de remociones en masa	167

CAPÍTULO 7

DISCUSIONES	178
7.1. Análisis crítico de la metodología.....	178
7.2. Estudios de peligros en la Quebrada San Ramón	186

CAPÍTULO 8

CONCLUSIONES	196
--------------------	-----

CAPÍTULO 9

RECOMENDACIONES Y ESTUDIOS FUTUROS.....	200
---	-----

REFERENCIAS	201
-------------------	-----

ANEXOS (en cd)

ÍNDICE DE FIGURAS

	Página
Figura 2.1. Tipos de remociones en masa.....	8
Figura 3.1. Condición estática en una ladera.....	38
Figura 3.2. Condición geométrica para ladera con grieta de tensión en superficie.	39
Figura 3.3. Descomposición de fuerzas sobre las “tajadas”.....	42
Figura 3.4. Fuerzas principales en análisis pseudo-estático.....	43
Figura 3.5. Correlación entre intensidad del sismo y PHA.....	44
Figura 3.6. Integración doble sobre la aceleración para obtener el desplazamiento acumulado.....	46
Figura 3.7. Granulometrías propensas a sufrir licuefacción.....	48
Figura 3.8. Modelo de ladera infinita.....	51
Figura 3.9. Definición del radio hidráulico en una sección de un río o canal.....	55
Figura 3.10. Tipos de depósitos generados por flujos.....	58
Figura 3.11. Formas de movimiento para caídas de rocas.....	60
Figura 3.12. Descomposición vectorial de fuerzas para caídas de rocas.....	62
Figura 3.13. Relación de orientación de coeficientes de restitución con coordenadas originales x,y	64
Figura 3.14. Modelo de trayectorias de una serie de rocas caídas en una ladera (software Rocfall).....	66
Figura 4.1. Esquema general de la metodología elaborada con las escalas de trabajo sugeridas.....	69
Figura 4.2. Ejemplo de gráficos y resultados en @RISK.....	93

Figura 4.3. Ejemplo de resultados en SLIDE.....	94
Figura 4.4. Ejemplo de modelo de ladera en ROCPLANE.....	96
Figura 4.5. Ejemplo de modelo de ladera en SWEDGE (vista frontal).....	97
Figura 4.6. Criterios para la superposición de peligros.....	110
Figura 5.1 Ubicación de la zona de estudio.....	111
Figura 5.2. Ubicación recinto de la Corporación Nacional Forestal.....	112
Figura 5.3. Geología regional zona central.....	115
Figura 5.4. Hoya hidrográfica de la Quebrada San Ramón y sus afluentes.....	117
Figura 5.5. Foto aérea panorámica de la Quebrada San Ramón.....	117
Figura 5.6. Mapa Geológico, Quebrada San Ramón.....	121
Figura 5.7. Intercalación de depósitos aluviales, fluviales y de remoción en masa antiguos, en el camino, cercano a la Estación Meteorológica San Ramón.....	124
Figura 5.8. Depósitos coluviales en laderas de cerros al sur del Cerro Alto Las Vizcachas.....	127
Figura 5.9. Depósitos aluviales recientes en cauce de Quebrada San Ramón (tramo inferior).....	127
Figura 5.10. Rosetas de estructuras medidas.....	129
Figura 5.11. Zona de muestreo 1, Quebrada San Ramón.....	132
Figura 5.12. Zona de muestreo 2, Quebrada Quillayes.....	132
Figura 5.13. Curva granulométrica muestra Quebrada San Ramón (S1).....	133

Figura 5.14. Curva granulométrica muestra Quebrada Quillayes (S2).....	133
Figura 5.15. Resultado corte directo muestra Quebrada San Ramón (S1).....	133
Figura 5.16. Resultado corte directo muestra Quebrada San Ramón (S2).....	134
Figura 5.17. Zona de muestreo R1.....	135
Figura 5.18. Zona de muestreo R2.....	135
Figura 5.19. Zonas sísmicas para Chile Central.....	142
Figura 5.20. Alcance de los flujos en la zona urbana de La Reina.....	146
Figura 5.21. Obras en la zona de estudio.....	147
Figura 5.22. Muros para protección fluvial destruidas por los flujos de 1993.....	148
Figura 6.1. Unidades Geomorfológicas definidas en la zona de estudio.....	150
Figura 6.2. Índice de Susceptibilidad – Deslizamientos de rocas.....	152
Figura 6.3. Mapa de Peligro de Deslizamientos de Suelo, Quebrada San Ramón. Escenario estático con tormentas.....	169
Figura 6.4. Mapa de Peligro de Deslizamientos de Suelo, Quebrada San Ramón. Escenario sísmico con tormentas.....	170
Figura 6.5. Mapa de Peligro de Deslizamientos Superficiales de Suelo, Quebrada San Ramón. Escenario estático con tormentas.....	171
Figura 6.6. Mapa de Peligro de Deslizamientos Superficiales de Suelo, Quebrada San Ramón. Escenario sísmico con tormentas.....	172
Figura 6.7. Mapa de Peligro de Flujos de Detritos, Quebrada San Ramón. Escenario estático con tormentas.....	173
Figura 6.8. Mapa de Peligro de Flujos de Detritos, Quebrada San Ramón. Escenario sísmico con tormentas.....	174

Figura 6.9. Mapa de Peligro de Caídas de Rocas, Quebrada San Ramón. Escenario estático con tormentas.....	175
Figura 6.10. Mapa de Peligro de Caídas de Rocas, Quebrada San Ramón. Escenario sísmico con tormentas.....	176
Figura 6.11. Mapa de Peligro de Deslizamientos de Bloques, Quebrada San Ramón.....	177
Figura 7.1. Relación entre IS y Peligro para el caso de deslizamientos de suelo....	187
Figura 7.2. Relación entre IS y Peligro para el caso de flujos.....	187
Figura 7.3. Relación entre IS y Peligro para el caso de deslizamientos de roca....	188
Figura 7.4. Relación entre IS y Peligro para el caso de caídas de rocas.....	188

ÍNDICE DE TABLAS

	Página
Tabla 2.1. Clasificación de remociones en masa.....	7
Tabla 2.2. Escala de velocidad de remociones en masa.....	9
Tabla 2.3. Clasificación de remociones en masa basada en generación por sismos.....	9
Tabla 2.4. Factores condicionantes relevantes para cada tipo de remoción en masa.....	11
Tabla 2.5. Efectos de la saturación por precipitaciones.....	22
Tabla 2.6. Tipos de remociones en masa generadas por sismos.....	24
Tabla 2.7. Abundancia de eventos de remoción en masa generadas por sismos.....	25
Tabla 3.1. Control de la ladera en caídas de rocas.....	61
Tabla 4.1. Estudios preliminares para evaluación de peligro de remociones en masa.....	71
Tabla 4.2. Ponderación máxima de factores condicionantes de deslizamientos en suelo.....	78
Tabla 4.3. Desglose de los factores condicionantes de deslizamientos en suelo....	79
Tabla 4.4. Ponderación máxima de factores condicionantes de deslizamientos en roca.....	80
Tabla 4.5. Desglose de los factores condicionantes de deslizamientos en roca....	81
Tabla 4.6. Ponderación máxima de factores condicionantes de flujos.....	82
Tabla 4.7. Desglose de los factores condicionantes de flujos.....	82
Tabla 4.8. Ponderación máxima de factores condicionantes de caídas de roca.....	84
Tabla 4.9. Desglose de los factores condicionantes de caídas de roca.....	84

Tabla 4.10. Tipos de ensayos, importancia y parámetros obtenidos.....	88
Tabla 4.11. Relación entre probabilidad numérica y cualitativa para la evaluación del peligro geológico.....	91
Tabla 4.12. Relación entre probabilidad de generación de deslizamientos en bloque y pendientes.....	98
Tabla 4.13. Relación entre probabilidad de generación de caídas y pendientes....	99
Tabla 4.14. Relación entre probabilidades de alcance de deslizamientos y pendientes.....	101
Tabla 4.15. Relación entre probabilidades de alcance de flujos y pendientes.....	103
Tabla 4.16. Relación entre probabilidades de alcance de caídas de rocas y pendientes.....	104
Tabla 4.17. Matriz de combinaciones 1 para definir el Grado de Peligro Geológico Global.....	108
Tabla 4.18. Matriz de combinaciones 2 para definir el Grado de Peligro Geológico Específico.....	109
Tabla 5.1. Sets estructurales de la zona de estudio.....	130
Tabla 5.2. Resumen de las propiedades geotécnicas de suelos.....	134
Tabla 5.3. Resumen de las propiedades geotécnicas de roca intacta.....	136
Tabla 5.4. Valores de resistencia de macizo rocoso con GSI=35.....	136
Tabla 5.5. Valores de resistencia de macizo rocoso con GSI=40.....	136
Tabla 5.6. Valores de resistencia de macizo rocoso con GSI=50.....	137
Tabla 5.7. Valores de resistencia de macizo rocoso con GSI=60.....	137
Tabla 5.8. Valores de resistencia de macizo rocoso con GSI=70.....	137
Tabla 5.9. Precipitaciones medias anuales en la zona oriente de Santiago.....	140

Tabla 5.10. Sismos registrados por estaciones de la Universidad Católica, periodo 1994-2000.....	142
Tabla 5.11. Sismos registrados por estaciones del SSN, periodo 2002-2005.....	143
Tabla 5.12. Resumen de los fenómenos de remoción en masa ocurridos desde 1900.....	144
Tabla 6.1. Unidades con $IS \geq 50$. Caso deslizamiento de suelo.....	151
Tabla 6.2. Unidades con $IS \geq 50$. Caso flujos.....	153
Tabla 6.3. Unidades con $IS \geq 50$. Caso deslizamientos de roca.....	153
Tabla 6.4. Unidades con $IS \geq 50$. Caso caídas de rocas.....	153
Tabla 6.5. Probabilidad de Falla y Factor de Seguridad para deslizamientos superficiales.....	156
Tabla 6.6. Probabilidad de Falla y Factor de Seguridad para deslizamientos profundos.....	157
Tabla 6.7. Probabilidad de Falla y Factor de Seguridad para flujos de detritos.....	158
Tabla 6.8. Probabilidad de Falla y Factor de Seguridad para deslizamientos profundos de roca.....	159
Tabla 6.9. Probabilidades de generación de deslizamientos en bloque.....	161
Tabla 6.10. Unidades con zonas locales de deslizamientos en bloque.....	161
Tabla 6.11. Probabilidades de generación de caídas de rocas.....	162
Tabla 6.12. Unidades con zonas locales de caídas de rocas.....	162
Tabla 6.13. Pendientes críticas para deslizamientos superficiales.....	164
Tabla 6.14. Estimaciones de volumen deslizado de suelo.....	165
Tabla 6.15. Relación entre probabilidades de alcance de flujos y curvas de inundación.....	166

Tabla 7.1. Relación entre probabilidad numérica y cualitativa para la evaluación del peligro geológico.....	185
--	-----

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

1.1 INTRODUCCIÓN

Los fenómenos de remoción en masa son procesos de transporte de material definidos como procesos de 'movilización lenta o rápida de determinado volumen de suelo, roca o ambos, en diversas proporciones, generados por una serie de factores' (Hauser, 1993). Estos movimientos tienen carácter descendente ya que están fundamentalmente controlados por la gravedad (Cruden, 1991).

Existen numerosas clasificaciones para los distintos tipos de eventos de remoción en masa, las cuales han sido proporcionadas, entre otros, por Varnes (1978), Hauser (1993) y Cruden & Varnes (1996). Las remociones en masa han sido clasificadas por estos últimos autores en las siguientes categorías principales:

- Desprendimientos o caídas
- Deslizamientos (rotacionales y traslacionales)
- Flujos
- *Toppling* o volcamientos
- Extensiones laterales

Estas clasificaciones consideran diversos factores, como por ejemplo, los tipos de materiales involucrados (suelo o roca), el mecanismo de ruptura, el grado de saturación que alcanza. Estos factores, junto con las características geológicas, geotécnicas y geomorfológicas del entorno, condicionan la potencial generación de remociones en masa, así como las velocidades de desplazamiento y el volumen de material desplazado. Son frecuentes además, los procesos combinados, como por ejemplo deslizamientos que derivan en flujos (Scott *et al*, 2001).

Si bien es cierto que existe una serie de factores condicionantes para el desarrollo de los eventos que deben ser identificados y estudiados, es asimismo de crucial importancia identificar el factor que se encarga de desencadenarlo. Entre los principales factores

desencadenantes de estos fenómenos se encuentran los sismos, responsables principalmente de deslizamientos y caídas, y lluvias intensas, que generan en su mayoría flujos y deslizamientos, si bien ambos factores son capaces de desencadenar todos los tipos de remociones en masa.

La fuerte explosión demográfica que se experimenta mundialmente ha traído consigo la expansión de los asentamientos urbanos, entre otras, hacia las zonas montañosas que rodean los valles.

Se entiende como peligro geológico, o amenaza, a la 'condición o proceso geológico potencialmente catastrófico' o bien a la 'probabilidad de que suceda un evento de este tipo durante un periodo de tiempo en un sitio dado' (Hauser, 1985; Sepúlveda, 1998). En nuestro país, la situación geográfica en que se emplaza la ciudad de Santiago, determinan que los fenómenos de remoción en masa constituyan uno de los peligros geológicos más importantes en ambientes de tipo montañoso, donde las características geológicas, geomorfológicas y geotécnicas del paisaje cordillerano lo convierten en la principal fuente de numerosos desastres naturales de este tipo.

Como muestra el catastro de estos eventos, el último evento de gran envergadura ocurrido en la ciudad de Santiago, corresponde a los flujos de detritos de mayo de 1993, que fueron generados en las quebradas de Macul y San Ramón (documentados por Naranjo & Varela, 1996), los cuales causaron cerca de 30 muertes y grandes daños materiales. Además, una serie de eventos menores se han registrado en la zona en los últimos 25 años (García, 2000; Padilla, 2006).

En general, una evaluación de las características de estos fenómenos, de su ocurrencia en el tiempo y de su dependencia con factores gatillantes (ya sea naturales o inducidos) y condicionantes es una medida que permite una mejor urbanización y/o la mitigación de los daños provocados en la población y su entorno.

Los profesionales vinculados al tema de remociones en masa y las autoridades deben educar y preparar a la comunidad para hacer frente a peligros geológicos. Esto ayudaría a prevenir y mitigar los daños tanto materiales como humanos que estos eventos producen, ya que la generación de éstos es prácticamente inevitable por cuanto son controlados y causados por variables naturales. El primer paso para este tipo de actividades es identificar los peligros geológicos que afectan a la población.

En la actualidad, no existe a nivel del país una metodología que permita unificar criterios de evaluación del peligro de remociones en masa para conformar un instrumento de ordenamiento territorial. Los estudios y las zonificaciones existentes se basan fundamentalmente en la observación y efectos de eventos anteriores. Se cuenta así para la Región Metropolitana, con mapas de peligro de remociones en masa a escala regional del Proyecto OTAS Región Metropolitana (Ferrando, 2000) y el Mapa de Peligro de Remociones en Masa e Inundaciones de la Cuenca de Santiago de SERNAGEOMIN a escala 1:100.000 (Antinao *et al.*, 2003).

El presente trabajo tiene por objetivo desarrollar una metodología para la evaluación de peligro de remociones en masa y una posterior zonificación de este peligro. La elaboración de ésta se basa fundamentalmente en la metodología desarrollada por Sepúlveda (1998, 2000) para la evaluación de generación de flujos de detritos gatillados por lluvias intensas en ambientes montañosos, la cual será actualizada y extendida a otros tipos de remoción en masa e introduciendo una ponderación de las variables que controlan estos fenómenos.

La metodología desarrollada en este trabajo busca ser independiente del área de estudio, es decir aplicable en diversas condiciones geológicas y geográficas del territorio nacional, salvo casos singulares, para lo cual se establecerán claramente los factores necesarios de ser considerados en la evaluación y zonificación de eventos de remoción en masa.

Para validar la metodología se aplica en el frente cordillerano de Santiago Oriente, específicamente en la Quebrada San Ramón. Esta zona presenta características

geomorfológicas y geológicas propicias para la generación de remociones en masa y fue fuente de uno de los mayores eventos de flujos de detritos ocurridos en la región en el último tiempo, en el año 1993, documentados por Naranjo & Varela (1996).

Por otra parte, la cercanía con la ciudad y la constante presión de crecimiento urbano sobre los faldeos cordilleranos hacen que en el lugar estos fenómenos constituyan una amenaza importante. Este crecimiento en la actualidad afecta sectores que naturalmente son zonas de depositación de material transportado durante eventos de remociones en masa que han ocurrido en la montaña.

Ferrando (2002) reconoce en la sección andina de la Quebrada San Ramón una serie de situaciones que indican una alta inestabilidad tanto pasada como actual. Entre éstas se cuentan voluminosos depósitos de remoción en masa, de materiales coluviales, de deslizamientos de laderas y de derrumbes de frentes rocosos, los cuales son aportados a los numerosos cauces que fluyen hacia el valle, además de depósitos de granulometría mayor (grandes bloques de roca) en cauces de quebradas, los cuales podrían ser retransportados por potenciales flujos detríticos generados principalmente por eventos de precipitación intensa o sismos de gran magnitud.

1.2 OBJETIVOS

Objetivos Generales

- Desarrollar una metodología para la evaluación de peligro geológico de remociones en masa, que sea aplicable en distintas condiciones geológicas y geográficas.
- Evaluar el peligro de remociones en masa aplicando la metodología elaborada en la Quebrada San Ramón, en el frente cordillerano de Santiago Oriente.

Objetivos Específicos

- Definir los factores que condicionan y gatillan la ocurrencia de los diversos fenómenos de remoción en masa conocidos.
- Caracterizar y cartografiar la geología del sector de Quebrada San Ramón.
- Realizar una caracterización geológica-geotécnica de suelos y rocas involucrados en la generación de los procesos de remoción en masa en el sector de Quebrada San Ramón.
- Cuantificar los parámetros geotécnicos condicionantes para la generación de remociones en masa.
- Determinar las principales zonas aportantes de material detrítico en el cauce.
- Determinar las laderas susceptibles a generar remociones en masa, y sus características.
- Realizar mapas temáticos que permitan presentar gráficamente los datos y resultados obtenidos.
- Identificar en la hoya de la quebrada las zonas susceptibles de generar deslizamientos, flujos y/o caídas de rocas.
- Determinar los factores condicionantes de las remociones estudiadas, las probabilidades de falla asociadas y el alcance que tendrían, bajo un escenario sísmico y climático dado.

1.3 METODOLOGÍA

La metodología de trabajo para la elaboración de la Tesis que se presenta, consta de las siguientes etapas principales:

- Revisión bibliográfica que apunta a las siguientes temáticas: metodologías existentes para la evaluación de peligro de remociones en masa; identificación de factores condicionantes para la generación de remociones; catastro de eventos anteriores identificando el factor gatillante; análisis y estudios específicos de factores condicionantes para diversos tipos de remoción en

masa; análisis de umbrales de precipitaciones gatillantes de remociones en masa para el sector oriente de Santiago; antecedentes de la zona de estudio.

- Elaboración de una metodología de evaluación de peligro de remociones en masa, que incluye metodologías específicas para la evaluación de susceptibilidades de los diferentes tipos de eventos.
- Trabajo en terreno que consiste en reconocer la geología de la zona de estudio, obtener datos geotécnicos de suelos y roca, identificar zonas inestables y potenciales de generación de remociones en masa y muestreo de material para ser ensayado en laboratorios.
- Aplicación de la metodología elaborada en la Quebrada San Ramón, lo cual incluye evaluación de la susceptibilidad mediante la ponderación de factores condicionantes, ensayos de laboratorio, análisis de datos mediante software, análisis estadísticos y probabilísticos, incorporando el uso de Sistemas de Información Geográfica (SIG) en la cartografía y en el análisis de los datos.
- Discusión y conclusiones del estudio, que permiten la elaboración de un mapa de peligros para la zona en estudio.

CAPÍTULO 2. REMOCIONES EN MASA

2.1 CLASIFICACIÓN

Las remociones en masa han sido clasificadas por autores Cruden & Varnes (1996), de acuerdo al tipo de movimiento y al material involucrado (Varnes, 1978) (Tabla 2.1). En este aspecto, los tipos de materiales, a partir de los cuales se pueden generar los distintos tipos de eventos, corresponden a roca y suelo; en tanto los tipos de movimientos que se pueden generar son desprendimientos (o caídas), *toppling* (o volcamientos), deslizamientos, extensiones laterales, y flujos (Figura 2.1). De manera simple, la combinación de estos términos dará el nombre a la remoción en masa, sin perder en consideración que pueden existir eventos combinados que le otorguen complejidad tanto al comportamiento del fenómeno como a la clasificación que se pretenda otorgarle.

Tabla 2.1. Clasificación de remociones en masa (Varnes, 1978)

Tipo de movimiento		Tipo de material	
		Roca	Suelo
Caída			
Toppling			
Deslizamiento	Rotacional		
	Traslacional		
Extensiones laterales			
Flujos			
Complejos			
Grano grueso (detritos, <80% partículas <2mm)			
Grano fino (barro, >80% partículas <2mm)			

Los movimientos generados presentan diversas tasas de movimientos, que van desde extremadamente rápidos a extremadamente lentos. De manera de unificar estos términos, Cruden & Varnes (1996) asocian valores de tasa de movimiento con términos cualitativos de rapidez (Tabla 2.2).

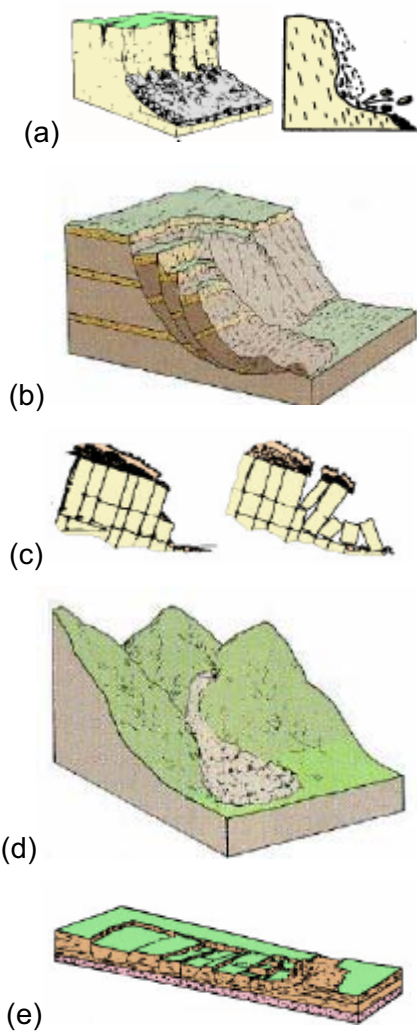


Figura 2.1. Tipos de remociones en masa (Varnes, 1978).

(a)Caídas, (b) Deslizamientos, (c) Volcamientos, (d) Flujos, (e) Extensiones laterales

En particular, Keefer (1984) clasifica los tipos de remociones en masa generadas por terremotos, las cuales pueden ser divididas en las categorías que se presentan en la Tabla 2.3.

Tabla 2.2. Escala de velocidad de remociones en masa (Cruden & Varnes, 1996)

Clase según velocidad	Descripción	Velocidad [m/s]	Velocidad típica
7	Extremadamente rápido	5	5 m/s
6	Muy rápido	0,05	3 m/min
5	Rápido	5×10^{-4}	1,8 m/hr
4	Moderado	5×10^{-6}	13 m/mes
3	Lento	5×10^{-8}	1,6 m/año
2	Muy lento	5×10^{-10}	16 mm/año
1	Extremadamente lento	$< 5 \times 10^{-10}$	<16 mm/año

Tabla 2.3. Clasificación de remociones en masa basada en generación por sismos (modificada de Keefer, 1984)

Tipo de remoción	Velocidad	Profundidad
Caídas de roca	Extremadamente rápido (> 3 m/s)	Superficiales (< 3 m)
Deslizamientos de roca	Rápido a extremadamente rápido (1,5 m/día - > 3 m/s)	Superficiales (< 3 m)
Avalanchas de roca	Extremadamente rápido (> 3 m/s)	Profundos (> 3 m)
Caídas de suelo	Extremadamente rápido (> 3 m/s)	Superficiales (< 3 m)
Suelo perturbado	Moderado a rápido (1,5 m/mes – 0,3 m/min)	Superficiales (< 3 m)
Avalanchas de suelo	Muy rápido a extremadamente rápido (0,3 m/min - > 3 m/s)	Superficiales (< 3 m)
Subsidencias de roca	Lento a rápido (1,5 m/año – 0,3 m/min)	Profundos (> 3 m)
Deslizamientos de roca en bloque	Lento a rápido (1,5 m/año – 0,3 m/min)	Profundos (> 3 m)
Subsidencias de suelo	Lento a rápido (1,5 m/año – 0,3 m/min)	Profundos (> 3 m)
Deslizamientos de suelo en bloque	Lento a rápido (1,5 m/año – 0,3 m/min)	Profundos (> 3 m)

Tabla 2.3. (continuación) Clasificación de remociones en masa basada en generación por sismos (modificada de Keefer, 1984)

Tipo de remoción	Velocidad	Profundidad
Flujos lentos de tierra	Muy lento a moderado (0,6 m/año – 1,5 m/día)	Generalmente superficiales, ocasionalmente profundos
Extensiones laterales de suelo	Muy rápido (0,3 m/min – 3 m/s)	Variable
Flujos rápidos de suelo	Muy rápido a extremadamente rápido (0,3 m/min - >3 m/s)	Superficiales (<3 m)
Deslizamientos subacuáticos	Generalmente rápidos a extremadamente rápidos (~1,5 m/día - >3 m/s)	Variable

En el Anexo 1 se describen en detalle los principales tipos de eventos, basadas fundamentalmente en la descripción realizada por Cruden & Varnes (1996).

2.2 FACTORES CONDICIONANTES DE GENERACIÓN DE REMOCIONES EN MASA

Existen ciertos factores que serán condicionantes para la generación de los diferentes tipos de remoción en masa (Tabla 2.4) (Hauser, 1993). Los factores condicionantes corresponden a aquéllos que generan una situación potencialmente inestable. Estos corresponden principalmente a la geomorfología, geología, geotecnia y vegetación, que actúan controlando la susceptibilidad de una zona a generar fenómenos de remoción en masa, donde la susceptibilidad se define como la capacidad o potencialidad de una unidad geológica o geomorfológica de ser afectada por un proceso geológico determinado (Sepúlveda, 1998).

Cada uno de los distintos procesos de remoción en masa tiene génesis y comportamientos distintos, por lo cual cada uno podrá ser influenciado por diversos factores de maneras y grados diferentes. Este capítulo presenta los diferentes factores a considerar para la determinación de la susceptibilidad o amenaza de cada evento de remoción en masa en una zona determinada. Los estudios presentados permitirán conformar metodologías específicas, de manera de identificar las zonas críticas de generar eventos.

Tabla 2.4. Factores condicionantes relevantes para cada tipo de remoción en masa

Tipo de remoción en masa Factores Condicionantes	Caídas	Deslizamientos	Toppling	Flujos	Extensiones Laterales
Geología y Geotecnia	X	X	X	X	X
Geomorfología	X	X	X	X	X
Hidrología e Hidrogeología	X	X	X	X	X
Vegetación y Clima		X		X	X
Actividad Antrópica	X	X	X	X	

2.2.1. Geología y Geotecnia

La geología y la geotecnia influyen en mayor o menor grado en la generación de diversos eventos de remoción en masa. Entre los factores de esta categoría se cuentan el tipo de depósito y el material que lo compone, su densidad, plasticidad, humedad, permeabilidad; la litología de las rocas, su estructura, alteración y meteorización.

El tipo de depósito condiciona ciertas características en su comportamiento; por ejemplo, los depósitos volcanoclásticos, glaciales, escombros de falda, aluviales, coluviales, y de antiguos flujos de detritos son susceptibles a ser movilizados y/o removilizados, ya que son materiales permeables, donde el agua se infiltra fácilmente, superando su capacidad de infiltración y produciendo la saturación rápida y facilitando el escurrimiento rápido del agua en este material saturado (Hauser, 1997). En general, esto aplica a materiales sueltos, donde se incluyen también depósitos de deslizamientos antiguos y/o desprendimientos y laderas que presenten reptación lenta o solifluxión (Hauser, 1993). Por otro lado, en materiales menos permeables, como aquéllos de grano fino, densos, arcillosos y rocosos con escasas fracturas, el escurrimiento de agua superficial es relativamente más rápido debido a su poca capacidad de infiltración y a la menor rugosidad de sus estructuras (Jacoby, 2001). Es

así como los flujos en Chile Central, puntualmente en la Región Metropolitana, parecen adquirir importancia en zonas donde afloran depósitos volcanoclásticos de las Formaciones Abanico, Farellones y Colimapu (Hauser, 1985), caracterizados por secuencias compuestas por lavas, tobas y brechas con intercalaciones sedimentarias de lutitas y areniscas (Thiele, 1980).

La composición y granulometría del material adquiere relevancia al ser determinante de las propiedades de resistencia del depósito y su estabilidad en laderas. La plasticidad y humedad de un suelo influirá directamente en su grado de cohesión. Si un suelo fino tiene alta cohesión (como es el caso de arcillas), la presencia de niveles de poco espesor podría generar superficies potenciales de deslizamientos para el material que lo sobreyace. En tanto, un suelo grueso arenoso presenta cohesión dependiendo de la humedad a la que se encuentre, variando sus propiedades de resistencia en función de esta condición.

El parámetro de densidad del suelo es relevante para la determinación de la resistencia al cizalle del material, donde un suelo denso presentará resistencias (máximas) mayores a las alcanzadas por los suelos sueltos (Lambe & Whitman, 1972).

La permeabilidad influye directamente en la distribución del flujo de las aguas subterráneas y superficiales y por ende en la condición de saturación del suelo, donde una saturación del 100% representa la condición más desfavorable para la generación de deslizamientos y flujos.

Para el caso de rocas o caracterización de partículas mayores en un suelo, la litología es un factor que influirá en la resistencia a la meteorización y alteración de la roca. La presencia de minerales secundarios (ceolitas, arcillas, sericita, clorita), característicos de alteraciones hidrotermales, aceleraría los procesos de meteorización, influyendo de manera relevante en factores como la pérdida de resistencia, facilidad para incorporar agua, expansividad, incremento en la porosidad, etc. (Jacoby, 2001).

Por su parte, la caracterización estructural en rocas es relevante puesto que se encuentra directamente relacionado con la generación de material detrítico o bloques que conforman zonas potencialmente inestables para ser removilizados. Es así como todas las remociones que afectaron la zona del Río Teno, en el centro-sur de Chile, en el año 2004, fueron vinculadas a la mala calidad geotécnica de la roca (Naranjo & Welkner, 2004).

Las estructuras comprenden principalmente planos de estratificación, sets de diaclasas, grietas de tensión y fallas, siendo necesario que éstas sean caracterizadas en cuanto a su abertura, relleno y rugosidad. La presencia de diversos sets estructurales y de estructuras que conforman planos de ruptura mayores en la roca podrán permitir la generación de cuñas que representan posibles planos de deslizamiento en las laderas. De igual forma actuaría la estratificación, sobre todo si se trata de rocas alteradas y meteorizadas. La condición y orientación de las estructuras es bastante relevante, encontrándose que estructuras abiertas con rellenos de minerales blandos o estructuras poco rugosas, tenderán a conformar planos de debilidad en el macizo; por otro lado estructuras en la dirección del manto del talud generarán condiciones inestables para la ladera; sin embargo, dentro de esta categoría se considera también el volcamiento o “*toppling*”, que se genera cuando los estratos mantean en sentido opuesto a la ladera y se “vuelcan” (González *et al.*, 2002). En la evaluación de peligro de generación de derrumbes o caídas este factor aparece como uno de los más importantes como condicionante, puesto que es el que genera la independencia de bloques susceptibles a ser removidos ya sea por vibraciones sísmicas o, en menor cantidad, por infiltración de agua en las fracturas.

2.2.2. Geomorfología

Los rasgos geomorfológicos que condicionan eventos de remoción en masa son principalmente la topografía, pendientes de las laderas, cambios fuertes de pendientes de las laderas y la extensión y altura de las laderas. Estas características inciden en la velocidad, energía y volumen de las remociones que puedan originarse. Así también, cualquier modificación de ellos puede transformar una ladera estable en inestable y

generar remociones (Popescu, 2002). Por otro lado influyen la forma y superficie de las hoyas hidrográficas, orientación de laderas y su consecuente exposición al sol.

La topografía escarpada y ángulos altos de pendientes de laderas es el primer factor geomorfológico a considerar, siendo propicios principalmente para la generación de flujos, deslizamientos y derrumbes. En casos específicos, la generación de flujos se ve favorecida por la existencia de laderas de topografía abrupta que disminuyen la estabilidad de los depósitos, donde el escurrimiento de agua superficial actúa como agente desestabilizador. Las pendientes tanto de laderas como de cauces (ejes hidráulicos), mientras mayores son, otorgan una alta capacidad de transporte y energía a los flujos. Así, tributarios cortos de alta pendiente, rectos, y estrechos (o encajonados) concentran el transporte del material incrementando su energía cinética (Jacoby, 2001). Pendientes mayores a 25° en las cabeceras de las hoyas hidrográficas, son favorables para el desarrollo de flujos o 'aluviones' (Hauser, 1993), aunque algunos podrían generarse sobre pendientes menores que no sobrepasan los 15° (Sauret, 1987 en Sepúlveda, 1998). En los valles centrales andinos de Chile, existe una condición de intenso fracturamiento superficial, lo cual es propicio para la generación flujos por mecanismos gravitacionales por medio de la incorporación de lluvias (Hauser, 1995). A esto se suma la orientación de las laderas ante la exposición al sol, lo cual influirá, junto con acciones de deshielos, a efectos erosivos y de meteorización del material, además de disminuir la presencia de vegetación producto de la sequedad de la zona.

En el caso de deslizamientos, se genera una situación naturalmente inestable, donde para el caso de suelo se generará un deslizamiento en un talud si su ángulo supera el ángulo de fricción interna del material (Lambe & Whitman, 1972). En tanto, Keefer (1984) estima que en presencia de sismos de intensidades superiores a IV, taludes de ángulos $\geq 15^\circ$ serán susceptibles de generar deslizamientos en suelos de tipo traslacional, en tanto ángulos de taludes $\geq 10^\circ$ serían suficientes para generar deslizamientos rotacionales. Para laderas de roca, las pendientes altas son las que controlan la generación de deslizamientos, donde taludes de ángulos $\geq 35^\circ$ serían

susceptibles a generarlos, y ángulos $\geq 15^\circ$ podrían generar deslizamientos de roca masivos o en bloques para el caso sísmico (Keefer, 1984).

Por otro lado las caídas de rocas ante un sismo pueden generarse a partir de rocas fracturadas, meteorizadas, poco resistentes, en zonas donde los taludes son mayores o iguales a 40° (Keefer, 1984). También pueden darse desprendimientos de suelos ("soil falls", Keefer, 1984), a partir de material arenoso o gravoso levemente cementado o arcillas no compactas. Estos desprendimientos, según Keefer, se podrían generar para los mismos taludes que en roca, es decir, taludes de ángulo mayor o igual a 40° . González *et al.* (2002) plantea que estos podrían generarse en taludes verticales generalmente a favor de grietas de tracción.

A esto se suma el posible efecto de amplificación de las ondas sísmicas que puede generar la topografía (Sepúlveda *et al.*, 2004, 2005).

Naturalmente, para que alguna remoción se genere debe existir material susceptible a ser movilizado. Dentro de este punto, se hace necesario lograr identificar depósitos de antiguos deslizamientos o flujos, principalmente si se encuentran en estado suelto, o la identificación de depósitos coluviales que se ubican en general en los pies de laderas y quebradas, donde su condición de equilibrio límite los hace muy propensos a generar deslizamientos (o flujos).

La geometría de la ladera en tanto es uno de los factores más importantes en la evaluación de generación de deslizamientos, por cuanto determinará las orientaciones de las fuerzas resistentes y las solicitantes.

2.2.3. Hidrología e Hidrogeología

La red de drenaje, las posiciones y variaciones del nivel freático, caudales, coeficientes de escorrentía y coeficientes de infiltración, son factores hidrológicos e hidrogeológicos que condicionan la generación de remociones en masa ya que están directamente relacionados a la incorporación de agua en los suelos o macizos rocosos.

El suelo saturado presentará variaciones en los rangos de cohesión dependiendo de su granulometría. De todas maneras, la incorporación de agua en la estructura del suelo, que en ciertos casos puede llegar a la saturación, genera una disminución en la resistencia del material, disminuyendo su tensión efectiva producto de la generación de presiones de poros (Lambe & Whitman, 1972). En roca, el agua puede contribuir a la pérdida de resistencia al infiltrarse en las estructuras, ejerciendo tensiones en estas estructuras que se oponen a las tensiones que la mantienen estable.

En el caso de los flujos, éstos en su gran mayoría se generan por saturación del material, lo cual al provocar un aumento en la presión de poros disminuye su resistencia efectiva. La identificación de zonas húmedas o saturadas es de gran importancia para la identificación de áreas críticas para la generación éstos. La posición del nivel freático y sus variaciones en este ámbito es importante, ya que al encontrarse a poca profundidad, mediante la incorporación de agua ya sea por lluvias o fusión de nieve, éste puede ascender rápidamente llegando a generar la saturación del material superficial. Asimismo, en suelos arenosos afectados por solicitaciones sísmicas, el nivel freático puede ascender hasta el punto de saturar el material, generando en el suelo un comportamiento del tipo fluido viscoso (licuefacción del suelo) producto de la vibración. Se debe tener en cuenta en el momento de evaluar este factor que la distribución de agua subterránea varía de acuerdo a la topografía y a la condición de meteorización de la roca madre (Pathak & Nilsen, 2004).

Aunque los flujos de detritos se asocian a un suelo saturado, el flujo puede ir incorporando líquido en el trayecto, generándose en un principio por la inestabilidad del suelo condicionada por la resistencia, el ángulo de fricción interna y el grado de saturación del suelo (Yoshida *et al.*, 1991). Pueden existir movimientos de ladera complejos, que pueden derivar en un flujo de detritos o un flujo seco, dependiendo si hay o no incorporación de agua al material transportado (Varnes, 1978).

Por otro lado, la presencia de vertientes en zonas escarpadas o acantilados contribuye a la infiltración de agua entre las fracturas de la roca, propiciando la separación de

éstas y la posterior pérdida de contacto entre las paredes de la roca, que la mantienen estable.

2.2.4. Vegetación

En bibliografía la vegetación se trata como un factor condicionante de la estabilidad de laderas, sin embargo los eventos de remoción en masa generados en Chile, principalmente en zonas climáticas lluviosas con poca vegetación, demuestran que no siempre la vegetación contribuye a disminuir la erosión sobre las laderas. Un ejemplo de su poca influencia, en la estabilidad de laderas, en zonas climáticas lluviosas con abundante vegetación, es el caso de los deslizamientos ocurridos en el sur de Chile, en la Región de Aisén, producto de un sismo ocurrido en abril del 2007, donde una parte de un cerro con frondosa vegetación deslizó provocando un tsunami.

En este contexto, Prieto (1985) establece que la estabilidad dada por la vegetación está fuertemente condicionada por el efecto del clima y topografía, pues, por ejemplo en zonas que sufren de fuertes vientos, si la pendiente es fuerte, los árboles remueven el terreno provocando su desestabilización. Además, en zonas de climas lluviosos, con abundante vegetación, puede ocurrir que la evapotranspiración no alcance a compensar la alta infiltración, por lo que el nivel freático asciende saturando el material.

Según Selby (1993), la vegetación contribuiría a disminuir el efecto erosivo sobre las laderas generado por factores como el clima, propiedades del suelo y topografía. La existencia de árboles en las laderas permitiría la absorción de agua por parte de estos disminuyendo el grado de saturación del suelo. Además, sus raíces en general ayudarían a la estabilización de las laderas actuando como anclajes de reforzamiento, sin dejar de considerar que en algunos casos esta estabilización es sólo superficial.

Selby (1993) establece que la vegetación ideal para la estabilización de laderas correspondería a bosques con suelos cubiertos de pasto o hierba, exponiendo los principales efectos de la vegetación sobre la estabilidad del suelo, los cuales incluyen: que la vegetación interceptaría el agua caída, disminuiría la capacidad de erosión

provocada por el agua en las laderas y aumentaría la resistencia del suelo y su porosidad. Además, aumentaría la evapotranspiración del agua disminuyendo el grado de saturación del suelo y produciría compactación del suelo más profundo (Greenwood & Norris, 2006). En tanto, el escaso desarrollo de vegetación pareciera contribuir a restar estabilidad a las laderas, además de demostrar una alta sensibilidad a la erosión hídrica (Jacoby, 2001), puesto que en general las raíces tenderían a actuar como agentes estabilizadores.

Greenwood (2006) elabora un programa computacional para análisis de estabilidad de laderas que permite incluir, entre otros, los efectos de la vegetación, especialmente de sus raíces, en la estabilidad de las laderas.

2.2.5. Clima

Los principales factores que generan erosión de laderas son las precipitaciones, temperaturas, viento y radiación solar, siendo las precipitaciones el más importante entre éstos.

Las precipitaciones, además de ser consideradas uno de los factores desencadenantes de remociones en masa más importantes, condicionan la estabilidad del macizo, al disminuir la resistencia de las estructuras al incorporar agua entre las fracturas del macizo y/o la estructura del suelo, disminuyendo el coeficiente de roce. Este factor adquiere gran importancia por ejemplo para la generación de caídas de roca en zonas de acantilados, puesto que el agua se infiltra por arriba y las caídas suelen producirse cerca de la cumbre de las laderas. Por otro lado, la mayor cantidad de grandes flujos de detritos y barro han sido gatillados por lluvias intensas, asociadas con saturación del material por lluvias antecedentes cercanas al día del evento que en este caso estarían actuando como condicionante en la estabilidad de la ladera.

Por otra parte, otro factor climático de importancia corresponde a la temperatura. La temperatura condiciona el estado de la precipitación, es decir, si es sólida o líquida,

controla el punto de fusión de la nieve, modifica la humedad del suelo luego de las lluvias y condiciona el congelamiento del suelo.

Los procesos de hielo-deshielo condicionan fuertemente la estructura del macizo rocoso al ser responsables del fracturamiento de éste a través del crioclastismo, el cual a su vez es función de la orientación de las laderas producto del grado de exposición al sol (Naranjo, 2007, comunicación oral).

Por otro lado el viento tiene efectos sobre el ángulo de incidencia de las gotas de lluvia y además en la desestabilización de laderas abruptas con árboles (Selby, 1993).

Por último, el factor climático de radiación solar también incide en la estabilidad-inestabilidad de laderas, al influir en la condición de humedad del material, disminuyendo la resistencia de las laderas mientras mayor grado de humedad éstas presenten. Este punto se encuentra ligado a la presencia de vegetación, siendo ésta más prominente en zonas protegidas de intensa radiación solar.

2.2.6. Actividad Antrópica

El control que ejerce el factor humano sobre la estabilidad de laderas es muchas veces primordial en la generación de eventos de remoción en masa. Ejemplos de actividades que influyen en esto son excavaciones, rellenos, construcción de estructuras, urbanización, cambios en el uso del suelo, extracción de áridos y acumulación de escombros. Estos, entre otros, pueden contribuir tanto a la desestabilización de las laderas producto de la disminución artificial de la resistencia del material, como a la contribución de material para ser movilizados por futuros eventos y cambios en la escorrentía superficial y en la topografía. A esto se suma la deforestación que se lleva a cabo producto de tala ilegal.

Las faenas mineras y embalses, por su parte, contribuirán a la generación de sismicidad inducida, lo cual puede influir en la desestabilización producto de las vibraciones que si bien tal vez no alcanzan grandes intensidades, pueden ser

frecuentes y constantes, disminuyendo gradualmente la resistencia de los depósitos y macizos rocosos.

Otro efecto producido por estas actividades tiene que ver con el aspecto climático. A escala global, las actividades antrópicas en el último tiempo han afectado directamente en el cambio climático terrestre, lo cual está asociado a variaciones en las temperaturas, tipo e intensidad de precipitaciones y su distribución, influyendo directamente en la generación de remociones que derivan en desastres.

2.3 AGENTES DESENCADENANTES DE REMOCIONES EN MASA

Un agente gatillante o desencadenante es un factor externo que genera una respuesta traducida en una remoción en masa mediante el rápido incremento de esfuerzos o la reducción de la resistencia del material de una ladera (Wieczorek, 1996). Un agente gatillante se caracteriza principalmente por la existencia de un corto lapso entre causa y efecto.

Entre los agentes desencadenantes más comunes de remociones en masa se cuentan principalmente las lluvias de gran intensidad y los sismos; secundariamente las erupciones volcánicas, la intervención antrópica, la fusión de nieve, la erosión de canales, entre otros.

2.3.1 Precipitaciones

González *et al.* (2002) destacan que las lluvias como factores gatillantes de remociones en masa se encuentran relacionadas con su intensidad, duración y distribución. Así, precipitaciones de poca intensidad en periodos prolongados de tiempo y precipitaciones de gran intensidad en periodos cortos de tiempo podrían desencadenar eventos de remociones en masa en zonas donde el escenario sea favorable para ello. Dentro de este aspecto, las precipitaciones cortas e intensas serían susceptibles a provocar eventos superficiales, en tanto remociones más profundas

serían provocadas por eventos distribuidos en largo periodo de tiempo (Aleotti, 2004; Kim *et al.*, 2004).

Las precipitaciones actúan aumentando el grado de saturación de los materiales, tanto en suelo como en fracturas, aumentando temporalmente la presión de fluidos (μ). Teniendo en cuenta que el stress efectivo (σ') se define como $\sigma' = \sigma - \mu$, entonces es la disminución de este esfuerzo el que genera un descenso en la resistencia de los materiales durante un periodo de tiempo, con ello una baja en la estabilidad y un eventual fenómeno de remoción en masa. Además, las precipitaciones intensas aumentan la escorrentía superficial, aumentando con esto la erosión del material en laderas con suelo suelto, y asociado se genera socavación y/o disolución de la ladera (Tabla 2.5).

En general, distintas zonas necesitarán lluvias de intensidad y/o duración que superen un umbral característico para generar remociones en masa. El conflicto radica en la estimación de estos umbrales, para lo cual se requiere de datos idealmente continuos de precipitaciones o con alta frecuencia que permitan la realización de análisis estadísticos para la zona de estudio.

Sin embargo, se ha encontrado en algunos casos que las precipitaciones no actuarían por si solas en la generación de remociones, puntualmente estableciendo el caso de los aluviones de mayo de 1993 en Chile Central donde, producto de la anormal ubicación de la isoterma 0° en esos días (Padilla, 2006), se habrían generado precipitaciones líquidas intensas en zonas donde usualmente se presentan precipitaciones del tipo nieve.

Además, es necesario recalcar la importancia que presenta la ocurrencia de fenómenos climáticos como lo es el fenómeno de El Niño (García, 2000), en el cual existe una tendencia al exceso de precipitaciones (inviernos con mayor días con lluvia y con precipitaciones de intensidades mayores) y de los niveles de caudales líquidos de escorrentía. Particularmente en Chile Central, se ha establecido a través de estudios que recopilan los eventos de remociones en masa de aproximadamente los

últimos 50 años, que existe una clara correlación entre la presencia del fenómeno El Niño y el desarrollo de tormentas gatillantes de eventos como flujos de barro y detritos en la zona (García, 2000; Sepúlveda *et al.*, 2006).

Tabla 2.5. Efectos de la saturación por precipitaciones (Prieto, 1985)

Efectos asociados	Consecuencias	Inestabilidades producidas
Lluvias intensas -Infiltración-	Elevación del nivel freático	Deslizamientos (planos) de suelo sobre roca
		Deslizamientos circulares por empuje
	Carga de fisuras	Deslizamiento de taludes en suelo o en roca blanda
		Vuelco de masas rocosas
	Saturación	Movilización de taludes en equilibrio estricto. Reptaciones
		Hundimiento. Desplazamiento de bloques
Inundación de la base del talud	Disminución de resistencia en zonas críticas	Deslizamiento por falta de resistencia
	Efectos de desembalse	Deslizamientos por tracción de pie
	Arrastres superficiales	Flujos sólidos en torrentes
Erosión de laderas	Acumulaciones en pie de conos de deyección	Deflación del cono
	Erosión interna	Hundimientos generalizados
Socavación	Eliminación de zonas resistentes	Deslizamientos progresivos desde el pie
		Vuelco de cornisas
Disolución	Creación de cavernas y túneles	Hundimientos en la cima
		Retroceso de cantiles

De esta forma, puede observarse que los eventos de remoción en masa de mayor envergadura no necesariamente se generan en invierno, y están asociadas a generación de precipitaciones ante condiciones de temperatura alta y ubicación alta de la isoterma 0° (Naranjo, 2007; comunicación oral).

Por su parte, Hauser (1985) establece que las lluvias generadas en periodos estivales en la zona preandina de la Región Metropolitana, con un umbral de 60 mm/día en la zona preandina, son de crucial importancia para la generación de eventos de remoción en masa, ya que esto se asocia con las características mecánicas tanto de los suelos superficiales como de las rocas que experimentan resecamiento por ausencia de lluvias, generándose un microfracturamiento superficial propicio para la generación de flujos ante la presencia de lluvias repentinas e intensas.

2.3.2 Sismos

Los sismos son otros grandes factores desencadenantes de remociones en masa en diversos escenarios geológicos y topográficos. Las aceleraciones sísmicas generan un cambio temporal en el régimen de esfuerzos al que está sometido la ladera, tanto normales como de corte, pudiendo producir su inestabilidad.

Keefer (1984) ha realizado estudios a partir de sismos ocurridos principalmente en Los Ángeles, EEUU., estableciendo que los tipos de remociones más abundantes generados por terremotos corresponderían a caídas de rocas, deslizamientos desagregados (*disrupted landslides*) de suelos con pendientes de laderas $>15^\circ$ y deslizamientos de roca con pendientes de laderas $\geq 40^\circ$, y secundariamente derrumbes en suelo, deslizamientos en bloques de suelo y avalanchas de tierra. Los flujos y avalanchas de roca son estadísticamente los que han generado mayor cantidad de muertes y daños.

En sus estudios, Keefer (1984) estableció magnitudes mínimas aproximadas para la generación de cierto tipo de fenómenos de remociones en masa (Tabla 2.6), en base a observaciones de eventos de remoción en masa generados por sismos de magnitud

menores o iguales a 5,3, estableciendo distancias máximas de 50 km entre el foco del sismo y zonas con ocurrencia de caídas de rocas y deslizamientos desagregados, para un evento sísmico de magnitud cercana a 5,5 y de 10 km para flujos de detritos y deslizamientos masivos, ante similares eventos sísmicos. Así mismo, se establece que otros factores, y no sólo la magnitud, tendrían influencia en la distancia máxima entre el foco del sismo y el lugar donde se genera la remoción, como son las variaciones que podría tener el movimiento del suelo durante un sismo y las condiciones geológicas locales.

Otros autores como Rodríguez *et al.* (1999) han realizado estudios que permitieron ampliar la fuente de datos de remociones en masa provocados por terremotos con la que contaba Keefer (1984) y actualizar algunos de sus umbrales (Tabla 2.6).

Tabla 2.6. Tipos de remociones en masa generadas por sismos

Magnitudes mínimas aproximadas (M_L) según Keefer (1984)	Magnitudes mínimas aproximadas (M_L) según Rodríguez <i>et al.</i> (1999)	Tipo de remoción en masa
4,0	5,5	Caídas de rocas, deslizamientos de roca, caídas de suelo, deslizamientos desmembrados de suelo
4,5	5,5	Subsidencias de suelo, deslizamiento de suelo en bloques
5,0	6,5	Subsidencias de roca, deslizamientos de roca en bloque, flujos lentos de tierra, extensiones laterales de suelo, flujos rápidos de suelo, deslizamientos submarinos
6,0	6,5	Avalanchas de roca
6,5	6,0	Avalanchas de suelo

Por otro lado, a partir de datos recopilados de 40 terremotos históricos, Keefer (1984) estableció abundancias relativas de remociones en masa generados por sismos, que se muestran a continuación (Tabla 2.7).

Tabla 2.7. Abundancia de eventos de remoción en masa generadas por sismos (Keefer, 1984)

Abundancia de eventos	Tipos de eventos
Muy abundante (>100.000, en 40 terremotos)	Caídas de roca, deslizamientos de suelo desagregado, deslizamientos de roca
Abundante (10.000 a 100.000, en 40 terremotos)	Extensiones laterales de suelo, subsidencias de suelo, deslizamientos de suelo en bloques, avalanchas de suelo
Moderadamente común (1.000 a 10.000, en 40 terremotos)	Caídas de suelo, flujos rápidos de suelo, subsidencias de roca
No común	Deslizamientos bajo agua, flujos lentos de suelo, deslizamientos de roca en bloque, avalanchas de roca

En tanto, Sepúlveda *et al.* (2004, 2005) han estudiado factores como la amplificación topográfica de ondas sísmicas como causante de generación de fallas de laderas en roca, encontrando relaciones entre las dimensiones y forma de las laderas con la longitud de onda dominante que favorecen la amplificación topográfica y la consecuente generación de deslizamientos.

Por otro lado, las remociones en masa que involucran material suelto, sin cohesión, saturado y en pendientes de ladera bajas a moderadas comúnmente ocurren como resultado de una licuefacción del suelo inducida por el sismo. Este proceso es causado por perturbaciones rápidas en suelos saturados, sin cohesión, bajo condiciones de carga no drenada; estas condiciones hacen posible la generación de un exceso de presiones de poros y con ello una disminución de los esfuerzos efectivos actuantes sobre el suelo y su generación está condicionada por agentes de tipo histórico, geológico, composicionales y de estado (principalmente material suelto). Se ha observado y estudiado que este fenómeno puede darse tanto en arenas como gravas y limos (González *et al.*, 2002).

2.3.3 Otros factores

En ambientes volcánicos, las erupciones pueden gatillar deslizamientos producto de la fusión de la nieve acumulada en las laderas de los volcanes, las cuales actuando por sí solas o en conjunto con precipitaciones intensas podrían generar flujos de gran

magnitud al arrastrar el material depositado en las laderas durante la erupción volcánica. Este tipo de flujo es denominado “lahar”. Los flujos de detritos volcánicos o *lahares*, también se pueden producir por lluvias intensas sobre depósitos de tefra (Pierson, 1989; Coussot & Meunier, 1996).

Otro ejemplo de remociones en ambientes volcánicos son las avalanchas por colapso del edificio volcánico, por ejemplo las ocurridas en 1980, por la erupción del Volcán St. Helens, en Estados Unidos.

La fluidización o licuefacción de un suelo saturado, ya sea por el colapso de otra masa de suelo o roca sobre él, o como respuesta a vibraciones producidas por sismos u otra causa, es otra manera de convertir al suelo en una masa viscosa que puede fluir en forma de un 'aluvión' (Prieto, 1985; Selby, 1993).

Otros tipos de agentes gatillantes mencionados corresponden a la erosión de canales, la intervención antrópica, entre otros, asociados a la pérdida de resistencia del material involucrado ya sea producto de precipitaciones o por factores artificiales como son las sobre excavaciones, la realización de obras de arte en zonas susceptibles de ser removidas, represamiento de cauces, falla de presas de tierra, etc.

CAPÍTULO 3. ANTECEDENTES PARA LA EVALUACIÓN DE PELIGRO DE REMOCIONES EN MASA

3.1 ENFOQUES METOLÓGICOS PARA LA EVALUACIÓN DE PELIGROS Y RIESGOS GEOLÓGICOS

En el último tiempo diversos autores han desarrollado en el mundo una serie de metodologías, utilizando diferentes herramientas, que buscan evaluar los procesos de generación de remociones en masa. Estos fenómenos han adquirido gran importancia dentro de los eventos naturales, principalmente asociados a los cambios climáticos que se han experimentado a nivel mundial. De manera general, estas metodologías tienen la característica de ser aplicables en zonas limitadas de estudio de acuerdo a sus características geológicas, geotécnicas, geomorfológicas, climáticas, entre otras.

El escenario global en que se desarrollan estas metodologías está asociado a los parámetros de análisis o a las herramientas que se utilizan para evaluar el peligro o el riesgo geológico.

Aleotti & Chowdhury (1999) presentan un escenario cuantitativo y uno cualitativo para la evaluación del peligro geológico. La experiencia en terreno y la generación de mapas de parámetros índices sobrepuestos son la base para la determinación cualitativa de susceptibilidades y peligros geológicos. En tanto el estudio cuantitativo está dado por análisis estadísticos, análisis geológicos-geotécnicos determinísticos o probabilísticos y generación de redes neuronales.

Popescu (2000) se basa en la evaluación de dos grupos de factores para determinar la generación de un evento de remoción en masa: los factores que preparan a la ladera y que la convierten en un zona susceptible de ser movilizada (que corresponde a los factores condicionantes) y los gatillantes, que se encargan de desencadenar el evento.

En este capítulo se presenta una revisión bibliográfica de metodologías existentes para la evaluación del peligro o del riesgo geológico, dividiéndolas, de acuerdo al escenario

propuesto por Aleotti & Chowdhury (1999), en metodologías cualitativas, cuantitativas o mixtas.

3.1.1 Metodologías cualitativas

Entre las metodologías revisadas, Parise (2001) presenta como método de evaluación de peligro geológico la generación de cuatro tipos de mapas, para la representación cartográfica de movimientos de laderas. Dentro de éstos se cuentan los mapas de inventario, que corresponden a un catastro de eventos anteriores y delimitan las unidades geomorfológicas asociadas a éstos. Este tipo de mapas intenta presentar una zonificación preliminar de áreas afectadas por deslizamientos. Lo siguen los mapas de actividad, que presenta un monitoreo de los deslizamientos activos al comparar en el tiempo el desplazamientos de las laderas. Los mapas de susceptibilidad, en tanto, muestran una zonificación base para planes de desarrollo de emergencia orientados a prevención y mitigación de daños. Por último los mapas de vulnerabilidad, que son orientados a la distribución y evaluación de elementos en riesgo.

Una nueva herramienta utilizada en la evaluación de peligro de deslizamientos es presentada por Ercanoglu & Gokceoglu (2002). Corresponde a la generación de mapas de susceptibilidad y peligro mediante “*Fuzzy Logic*”. Este estudio fue aplicado en Yenice, Turquía. Se basa en la identificación de factores condicionantes para la generación de remociones en masa (ángulo de talud, elevación topográfica, orientación de la ladera, presencia de agua, vegetación, meteorización). *Fuzzy Logic* permite ponderar cada uno de estos factores estableciendo reglas del tipo “si → entonces”. El objetivo de estas reglas es generar mapas de susceptibilidad dadas las características de la zona de estudio.

En la categoría de generación de mapas índices, adquiere gran relevancia el análisis de las zonas de estudio implementando Sistemas de Información Geográfica (SIG). Donatti & Turrini (2002) proponen un método que permite ponderar según su importancia los diversos factores que influyen en la generación de deslizamientos. En éste, mediante la generación de mapas se estudia el área afectada por escarpes de

deslizamientos con respecto a los factores condicionantes determinados, que corresponden, entre otros, a litología, orientación de laderas, presencia de lineamientos y fallas.

Pasuto y Soldati (1999), por su parte, establecen la importancia de la delimitación de unidades geomorfológicas de remociones anteriores, junto con la datación de muestras de materia orgánica, para establecer la cronología y sucesión de eventos.

3.1.2 Metodologías cuantitativas

Entre las metodologías revisadas en este capítulo, se encuentran algunas metodologías cuantitativas, probabilísticas y/o determinísticas, o estadísticas, enfocadas tanto al estudio de factores condicionantes como gatillantes.

Enfocándose en factores condicionantes de inestabilidad de laderas, Gokceolgu *et al.* (2000) establecen dentro de esta categoría el control estructural de discontinuidades y de acuerdo a esto realizan un estudio para evaluar la probabilidad de falla de una ladera. En este trabajo, realizado en Ankara, Turquía, se elabora computacionalmente un análisis estadístico de un amplio set de estructuras, enfocado al análisis cinemático y a la preparación de mapas de riesgo. Este estudio establece que el control de discontinuidades, sumado a una topografía abrupta, son factores que hacen las laderas altamente susceptibles a falla.

La evaluación del riesgo geológico ante eventos de remociones en masa ha sido abordado por Kong (2002), quien presenta un método evaluativo aplicado en la ciudad de Hong Kong. Este método se basa principalmente en la estimación de la probabilidad de ocurrencia de muerte producto de remociones del tipo derrumbes o deslizamientos. Esto seguido de un análisis de costo v/s beneficio para las medidas de mitigación y prevención propuestas.

Pathak & Nilsen (2004) realizan un análisis probabilístico de estabilidad de laderas rocosas en los Himalayas. Se presenta la problemática de realizar este tipo de análisis

en rocas donde se dificulta la obtención de los parámetros como la presión de poros, el ángulo de fricción y la aceleración sísmica. Pathak asume una distribución probabilística para estos parámetros dados por Nilsen (2000) y Hoek (1998). Con la obtención de estos parámetros se obtuvo una función de distribución probabilística (PDF) mediante los programas BestFit y @Risk, que representó la estabilidad de laderas de roca ante el comportamiento de las variables mencionadas.

Luzi *et al.* (2000) centran su estudio en el análisis determinístico de peligro geológico, basándose en el cálculo de factores de seguridad para la estabilidad de laderas. Presentan un método basado en cálculos locales de los factores de seguridad, generando mapas locales mediante la utilización de SIG, para finalmente realizar un “promedio” de estos mapas para la zona de interés.

Por su parte, Haneberg (2000) se centra en el análisis cuantitativo de peligros geológicos, tanto probabilísticos como determinísticos. Para el primer caso, presenta modelos racionales para casos de parámetros que pueden ser explicados físicamente, con variables que corresponden a las propiedades de los materiales involucrados; y modelos probabilísticos empíricos para casos de variables desconocidas, como son los fenómenos naturales como la recurrencia de inundaciones, tormentas o terremotos. Uno de los mayores problemas presentados es la elección de la distribución probabilística para la variable en estudio. En tanto, dentro de los modelos determinísticos también se encuentran los modelos racionales, para casos de parámetros conocidos, por ejemplo para el análisis pseudo-estático de estabilidad de laderas infinitas; y los modelos empíricos, donde se utilizan relaciones entre las variables estudiadas.

Para la determinación de los factores gatillantes, González-Díez *et al.* (1999) realizaron un estudio estadístico de diversos depósitos de deslizamientos generados durante los últimos 120.000 años en la Cordillera Cantábrica al norte de España. Se seleccionaron una serie de depósitos y se ordenaron cronológicamente de acuerdo a sus características geológicas y geomorfológicas. En conjunto con dataciones de las zonas de depositación, fue posible establecer un modelo que relacionara los cambios

climáticos en el tiempo con la generación de eventos. Se obtuvo para esto que de ocho grupos de deslizamientos, siete se habrían generado en climas donde la lluvia era el factor más importante, en tanto un sólo grupo se generaría por efecto de sismicidad. Se destaca así mismo que en los últimos años la generación de eventos habría aumentado, fundamentado en el aumento de intervención antrópica.

Por otro lado, Yoshida *et al.* (1991) y Jaehong *et al.* (2004) realizaron estudios que permitieron aseverar que uno de los agentes gatillantes más importantes de deslizamientos corresponde a las lluvias. Para ésto realizaron análisis de estabilidad de laderas, donde Jaehong *et al.* (2004) se centran en el estudio de suelos residuales, ambos confirmando que tanto las lluvias antecedentes como las máximas son factores que predominan en la generación de eventos de este tipo.

Para la zona oriente de Santiago, Padilla (2006) plantea una metodología estadística multivariable que intenta determinar la probabilidad de ocurrencia de un evento de remoción en masa frente a un escenario determinado de factores meteorológicos desencadenantes. El análisis estadístico multivariable se realiza mediante la construcción de modelos de Regresión Logística, los que permiten plantear expresiones matemáticas que establecen una probabilidad de ocurrencia de las remociones en masa en función de los factores desencadenantes considerados. Los factores meteorológicos desencadenantes de remociones en masa que se consideraron en el estudio fueron las precipitaciones diarias o del día del evento, las precipitaciones antecedentes o acumuladas antes del evento en 5, 10, 15, 20, 25 y 30 días y la altura de línea de nieve para los días con precipitaciones. Cabe mencionar que, a partir de la comparación entre los resultados y entre los eventos observados, este trabajo dejó en evidencia que no es posible simplificar de tal forma el estudio de eventos climáticos extremos. Los resultados de este trabajo se presentarán más adelante.

Para el caso de los sismos como factores gatillantes de remociones en masa, Khazai & Sitar (2000) presentan los modelos más usados para el análisis de estabilidad de laderas, implementados en SIG: análisis pseudos-estático de estabilidad de laderas,

modelos lineales de amplificación de movimiento y método de Newmark. Dentro de los datos requeridos para implementar estos modelos en SIG se cuentan modelos digitales de superficie y laderas (DEM), parámetros geotécnicos (granulometría, índice de plasticidad) y de resistencia al corte, presión de poros y profundidad de niveles freáticos. El objetivo final de estos modelos es la obtención de mapas de susceptibilidad y peligro geológico, considerando los sismos como gatillantes de los eventos estudiados.

Por su parte, Luzi *et al.* (2000) realizaron un estudio estadístico, aplicado a escala subregional en Toscana, Italia, para determinar la aceleración sísmica horizontal crítica asociada a la probabilidad de falla de laderas. Los pasos identificados para el análisis se basan en la identificación de los mecanismo de falla y la selección del modelo de análisis de estabilidad, la representación de las condiciones geotécnicas y geométricas del área, el procesamiento de datos y el cálculo de la probabilidad de falla para las laderas con un previo análisis estadístico de Monte-Carlo. Estos últimos enfocados en dar a los parámetros geotécnicos una distribución que simule su variabilidad en función de las condiciones geológicas y geométricas de la zona.

3.1.3 Metodologías mixtas

Sepúlveda (1998, 2000) elaboró una metodología para la evaluación de peligro de flujos de detritos en ambientes montañosos, aplicada en la Quebrada Lo Cañas en la zona oriente de Santiago (Sepúlveda & Rebolledo, 2000). Esta metodología tiene un carácter cualitativo al identificar los principales factores condicionantes para la generación de flujos detríticos, incluyendo una parte cuantitativa al otorgar a cada factor una ponderación que en conjunto permite estimar un grado de susceptibilidad de ocurrencia del fenómeno en zonas cordilleranas, con la lluvia como agente gatillante.

Lee *et al.* (2002) presentan un análisis de susceptibilidad de remociones en masa mediante modelos probabilísticos bayesianos en la localidad de Janghung, Korea, donde durante el año 1998 se registraron numerosos daños provocados por eventos de remociones en masa generadas por precipitaciones. Los métodos están basados en

el cálculo de índices de susceptibilidad que incluyen los factores condicionantes de topografía, tipo de suelo, presencia de bosques y uso del suelo, considerando la mayor cantidad de combinación de factores. El objetivo se orienta a obtener mapas de susceptibilidad mediante la superposición de factores. Los resultados fueron verificados a través de la observación de zonas afectadas por remociones en masa, obteniéndose que para los casos estudiados la combinación de factores que dio mejores resultados fueron las pendientes, su aspecto, curvatura y tipo de suelo.

Raetzo *et al.* (2002) presentan una pauta para la evaluación de peligro ante eventos de remoción en masa y manejo del riesgo acompañado de planes de actividades para prevención y mitigación de daños. Presentan tres etapas principales, partiendo por la identificación de peligro mediante la generación de mapas y registro y categorización de los eventos. Un segundo paso orientado a la evaluación del peligro, con generación de mapas de peligro, cálculo de intensidad del peligro y probabilidades de ocurrencia. Y un tercer paso destinado al manejo del riesgo y medidas de prevención.

Por otro lado, Alleoti *et al.* (2004) intentan obtener un nivel crítico estadístico de precipitaciones para la generación de deslizamientos superficiales. Se establece la diferencia entre los deslizamientos superficiales generados por lluvias críticas y deslizamientos más profundos generados por precipitaciones acumuladas. Si bien la lluvia resulta ser el factor gatillante, se hace énfasis en que el evento depende de las condiciones geológicas y geotécnicas del terreno, además de no manifestar una conexión entre precipitaciones y remociones de tipo derrumbe. Este estudio fue realizado en el NW de Italia, obteniendo que la mayoría de los eventos ocurrió cuando se superó la cantidad de lluvia asociada a un periodo de recurrencia de 50 años. Se presenta además un procedimiento de alarma para identificar eventos climáticos potenciales a generar deslizamientos de laderas.

Dentro de estudios más puntuales se encuentra el realizado por Frattini *et al.* (2004), donde se presenta el modelamiento hidráulico de flujos en suelos piroclásticos ("lahares"). Este estudio toma como parámetros de estudio las características geológicas, geotécnicas e hidráulicas de los suelos, la geomorfología y la hidrogeología

de la zona de estudio, la estratigrafía y geometría de laderas, registros de lluvias máximas y acumuladas, entre otros. El modelo realizado buscó predecir correctamente la distribución de laderas inestables, obteniendo éxito para cerca del 60% de los casos estudiados. Este además presenta cuáles son las condiciones que deben darse para la generación de futuros eventos.

Pelletier *et al.* (2005) realizaron un modelo numérico para la predicción de flujos e inundaciones en abanicos aluviales utilizando Modelos de Elevación Digital (DEM). Los autores presentan una metodología conjunta, aplicada en el centro y sur de Arizona, que incluye el modelo numérico generado, mapeo de geología superficial y geomorfología, y análisis de imágenes satelitales, que permitirán estimar probabilidades de ocurrencia de flujos. La geología superficial y geomorfología cumplen la función de estimar zonas de ocurrencia dada la identificación de depósitos anteriores y el monitoreo de éstos en el tiempo; las imágenes satelitales presentan información similar, pudiendo ser utilizadas en áreas más extensas y en menor cantidad de tiempo; el modelo numérico en tanto proporciona datos observados de inundaciones recientes asociados a la predicción de su comportamiento para descargas específicas.

3.2 ANTECEDENTES TEÓRICOS PARA EL ANÁLISIS DE ESTABILIDAD DE LADERAS

El análisis de las zonas probables de generación de remociones en masa depende del tipo de fenómeno que se está estudiando, dado que para cada tipo de evento de remoción en masa tanto los mecanismos de generación como los agentes condicionantes y gatillantes de los eventos no son necesariamente los mismos. Este capítulo presenta aspectos teóricos asociados al análisis de estabilidad, susceptibilidad y amenaza de los distintos tipos de remociones en masa.

3.2.1 Deslizamientos

Un deslizamiento es un movimiento ladera abajo de masas de suelo o roca a través de superficies de cizalle definidas.

El análisis de zonas que puedan generar deslizamientos presenta dos fases principales de estudio, un análisis de estabilidad cuantitativo, donde se incluyen la determinación de la resistencia de los materiales, el análisis mediante equilibrio límite, el análisis pseudoestático, etc., y el análisis estructural de los macizos rocosos (para el caso de los deslizamientos en roca), que se basa en la inestabilidad generada por las intersecciones entre estructuras y entre ladera y estructuras.

3.2.1.1 Resistencia de los materiales

La obtención de los parámetros de resistencia que caracterizan a un suelo o a una roca es diferente para ambos casos, así mismo los modelos en los que se basan. El criterio que rige el modelo de un suelo corresponde al de Mohr-Coulomb, definido como:

$$\tau = c + \sigma_N \cdot \tan(\phi) \text{ (Ec. 3.1)}$$

donde: τ = resistencia al cizalle en la falla

c = cohesión

σ_N = esfuerzo normal a la superficie de ruptura

ϕ = ángulo de fricción interna

El criterio de Mohr-Coulomb es un criterio lineal que es ampliamente usado para definir las condiciones de falla en un suelo, asumiendo el comportamiento lineal que éstos generalmente presentan.

En tanto los macizos rocosos, que no presentan un comportamiento lineal, se modelan usualmente por el criterio de falla de Hoek y Brown, un criterio empírico no lineal que

busca determinar la resistencia máxima al cizalle del macizo rocoso, y se define mediante la relación:

$$\sigma'_1 = \sigma'_3 + \sigma_{ci} \cdot \left(m \cdot \frac{\sigma'_3}{\sigma_{ci}} + s \right)^a \quad (\text{Ecc. 3.2})$$

Donde σ'_1 y σ'_3 son los esfuerzos principales efectivos mayor y menor respectivamente, σ_{ci} es la resistencia a la compresión uniaxial de la roca intacta, m es la constante de Hoek-Brown para la roca, a y s son constantes del material, con $s=1$ y $a=0,5$ para roca intacta.

Detalles del estudio de la resistencia de los materiales se presentan en el Anexo 2.

3.2.1.2 Análisis Estructural de macizos rocosos

Esta etapa comprende el análisis de estabilidad del macizo rocoso tomando como base los datos estructurales obtenidos durante la fase de terreno. Para esto se debe realizar un análisis geométrico de las estructuras mediante el estudio de sus proyecciones estereográficas. Este es el primer paso del análisis de estabilidad de una ladera en roca controladas por discontinuidades, para ser seguido por la determinación de factores de seguridad ante deslizamientos asociados a ella.

El análisis geométrico se lleva a cabo, generalmente, utilizando el hemisferio inferior de la proyección estereográfica para una determinada ladera y las fuerzas actuantes sobre ella. Es usual representar al mismo tiempo el ángulo de fricción interna de manera de analizar la estabilidad de la ladera dada por la resistencia por fricción. Al respecto, este tipo de proyecciones representan los planos mediante líneas (o curvas) y rectas mediante puntos que reflejan la intersección entre estos objetos y el plano de proyección utilizado, en tanto se consideran sólo relaciones angulares entre estos planos y rectas, es decir, no posiciona el objeto en el espacio ni da una referencia de su tamaño.

Para este análisis se suele trabajar con los polos de los planos, es decir, con la proyección estereográfica de la recta normal al plano, de manera de facilitar la definición de sets estructurales (orientaciones preferenciales de estructuras y planos).

Casos particulares corresponden a planos horizontales que proyectados se representan como la circunferencia externa mayor del hemisferio, planos verticales que dependiendo de su orientación (E-W o N-S) se trazan como rectas coincidentes con los ejes mayores de la semiesfera, o rectas verticales, que se representan por un punto en el centro del círculo.

Estos tipos de análisis se facilitan mediante la implementación de diversos softwares, entre los que destaca el software DIPS (Rocscience Inc.), que se encarga de proyectar planos y estructuras tomando como base los datos de sus orientaciones respectivas.

El análisis cinemático de laderas, se basa exclusivamente en las condiciones geométricas de la ladera y de las discontinuidades que representan planos potenciales de deslizamientos (plano, en cuña, toppling), sin considerar la influencia de fuerzas sísmicas en la inestabilidad. El análisis cinemático permite identificar aquellas zonas que dadas sus características podrían generar deslizamientos, siendo necesario un posterior análisis de equilibrio de fuerzas para determinar dicha condición de inestabilidad.

Es necesario hacer mención que las fallas circulares en roca se presentan de manera similar a las fallas rotacionales en el caso de los suelos, sin embargo, en roca se desarrollan arcos de círculo de radio mucho mayor. Este tipo de fallas, así como ocurre en suelos, no manifiestan un modo de falla posible de analizar cinemáticamente.

Existen condiciones estructurales de las laderas para que ocurra un deslizamiento y que son obtenidas fácilmente a partir de la proyección estereográfica, que se presentan en detalle en Goodman (1989) y Hoek & Bray (1981). En el Anexo 3 se exponen las condiciones para cada tipo de deslizamientos.

3.2.1.3 Análisis de estabilidad mediante equilibrio límite

El análisis de equilibrio límite se basa exclusivamente en la descomposición de fuerzas o momentos actuantes sobre la ladera en estudio y que condicionan su estabilidad. Este tipo de análisis se realiza tanto en suelos como en roca para evaluar la estabilidad de la ladera ante deslizamientos. El método considera los efectos de la presión de poros, la resistencia al cizalle a lo largo la superficie de falla y la influencia de fuerzas o momentos externos.

La estabilidad de la ladera está dada por su Factor de Seguridad ante el deslizamiento:

$$FS = \frac{\text{Fuerzas (o momentos) que resisten}}{\text{Fuerzas (o momentos) solicitantes}} \quad (\text{Ec. 3.3})$$

Un factor de seguridad menor a 1 indicará que la ladera es inestable ante las condiciones definidas, en tanto un factor mayor que 1 indicará la estabilidad de la ladera. $FS = 1$ presenta la condición de equilibrio límite. La Figura 3.1 representa la condición estática más simple para una ladera.

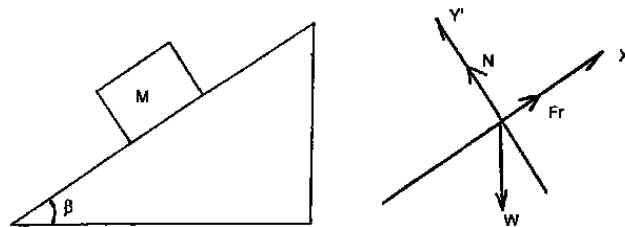


Figura 3.1. Condición estática en una ladera

N: esfuerzo normal sobre plano de cizalle. W: peso del bloque.
Fr: Fuerza de roce en el plano de deslizamiento.

De esta manera, para la configuración presentada, las fuerzas que se presentan son el peso de la masa de suelo y la fuerza de roce opuesta al deslizamiento, pudiendo además existir fuerzas de soporte. El caso dinámico agrega una componente sísmica al esquema, desglosada en una componente sísmica vertical y horizontal, lo cual

incluye en el problema la presencia de una fuerza de inercia de la masa deslizante. El caso sísmico puede ser analizado por diversos métodos, como se presentará más adelante, dependiendo exclusivamente de las condiciones sísmicas y geométricas que se presentan.

Los casos particulares de deslizamientos, como es el deslizamiento plano y en cuña, presentan una configuración característica en lo que se refiere a la descomposición de fuerzas actuantes sobre la ladera afectada por el movimiento.

En el análisis de un deslizamiento plano pueden considerarse fuerzas externas actuantes sobre la superficie deslizante tales como elementos reforzantes (cables o pernos) o bien la presencia de grietas de tensión en la ladera. La Figura 3.2 representa la condición geométrica para el caso:

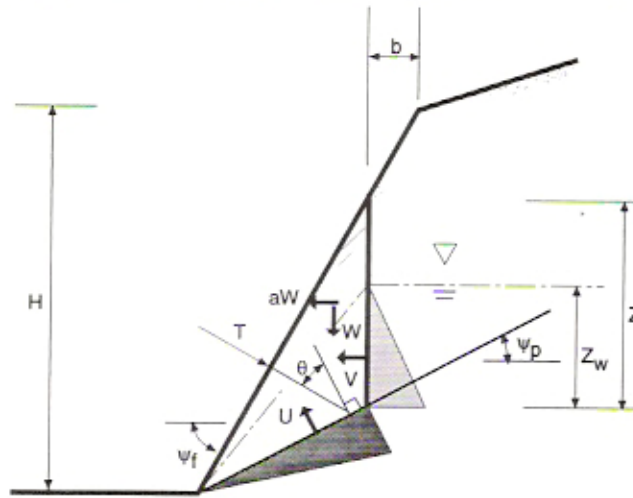


Figura 3.2. Condición geométrica para ladera con grieta de tensión en superficie

En estas condiciones, el factor de seguridad al deslizamiento está dado por (Hoek y Bray, 1981):

$$FS = \frac{\{c \cdot A + [W \cdot (\cos \psi_p - a \cdot \sin \psi_p) - U - V \cdot \sin \psi_p + T \cdot \cos \theta] \cdot \tan \phi\}}{[W \cdot (\sin \psi_p + a \cdot \cos \psi_p) + V \cdot \cos \psi_p - T \cdot \sin \theta]} \quad (\text{Ec. 3.4})$$

donde: c = cohesión del material que desliza

A = área de la superficie de falla

W = peso del bloque deslizante

ψ_p = ángulo de inclinación de la superficie de falla

U = presión del agua en la superficie de falla

V = presión del agua en la gruta de tensión

T = tensión producida por fuerzas externas

Φ = ángulo de fricción de la superficie deslizante

θ = inclinación de la fuerza externa

Esta situación se ve simplificada en caso que no existan fuerzas externas actuando sobre la superficie de falla ni grietas de tensión. Si a esto se suma la presencia de un suelo no cohesivo, y sin saturación, el factor de seguridad dependerá solamente de la inclinación del plano de falla y del ángulo de fricción del material:

$$FS = \left[\frac{\tan \phi}{\tan \psi_p} \right] \quad (\text{Ec. 3.5})$$

Para el análisis estático de una ladera se han desarrollado una serie de métodos de equilibrio límite que se diferencian entre sí por las condiciones necesarias que cada uno de ellos impone para poder ser utilizados. Dentro de este ámbito, a continuación se exponen los métodos de ladera infinita (Haefeli, 1948) y de 'slices' (o 'tajadas').

El modelo de ladera infinita, aplicable tanto en roca como en suelo y utilizado principalmente en deslizamientos superficiales traslacionales, asume que la superficie de falla es planar, paralela a la superficie del talud e infinita en extensión. La configuración de esfuerzos sobre la masa deslizante entrega un factor de seguridad dado por:

$$FS = \left[\frac{c}{(\gamma \cdot d \cdot \sin \alpha)} \right] + \left[\frac{\tan \Phi}{\tan \alpha} \right] - \left[\frac{(m \cdot \gamma_w \cdot \tan \Phi)}{(\gamma \cdot \tan \alpha)} \right] \quad (\text{Ec. 3.6})$$

donde: c = cohesión del material deslizante

γ = peso unitario del material deslizante
 Φ = ángulo de fricción del material deslizante
 α = ángulo de inclinación de la ladera
 γ_w = peso unitario del agua
 d = espesor real de la masa que desliza
 m = espesor saturado de la masa que desliza

En caso que el material no presente cohesión y no esté saturado, el factor de seguridad está dado por la relación existente entre el ángulo de fricción del material y el ángulo de inclinación de la ladera.

Otro método comúnmente usado es el método de “slices” (o método de las “tajadas”), que está enfocado principalmente en el análisis de deslizamientos rotacionales (generados principalmente en suelos con cohesión y roca intensamente meteorizada), casos en que se generan superficies curvas de deslizamiento. Los métodos más usados dentro de esta categoría son: Janbu (1973), Bishop (1955) y Morgenstein & Price (1965), todos basados en la subdivisión del suelo en una serie de tajadas, cada una de las cuales presenta su propia descomposición de fuerzas y/o momentos (Figura 3.3). Una de las características más relevantes de estos métodos es la incorporación de fuerzas entre las tajadas, lo cual lógicamente influye en la resistencia por roce del material y que es considerado en este caso para el cálculo de factores de seguridad.

Para facilitar el análisis de deslizamientos se han introducido en el mercado una serie de softwares que permiten obtener tanto los factores de seguridad mínimos como las superficies de deslizamiento asociadas a estos factores. Dentro de estos se cuentan: SLIDE y SWEDGE (Rocscience Inc.), XSTABL (Interactive Software Designs Inc.) SLOPE/W (Geo-Slope Internacional), cada uno de los cuales requiere de la definición previa tanto de propiedades del material (c , ϕ , densidad, entre otros) como de condiciones geométricas de la ladera (altura de la ladera, profundidad del nivel freático, ubicación de grietas de tensión, etc.). Estos mismos softwares presentan opciones para realizar análisis probabilísticos de evaluación de generación de deslizamientos.

Los detalles de los análisis que estos programas computacionales realizan se presentan en el Anexo 4.

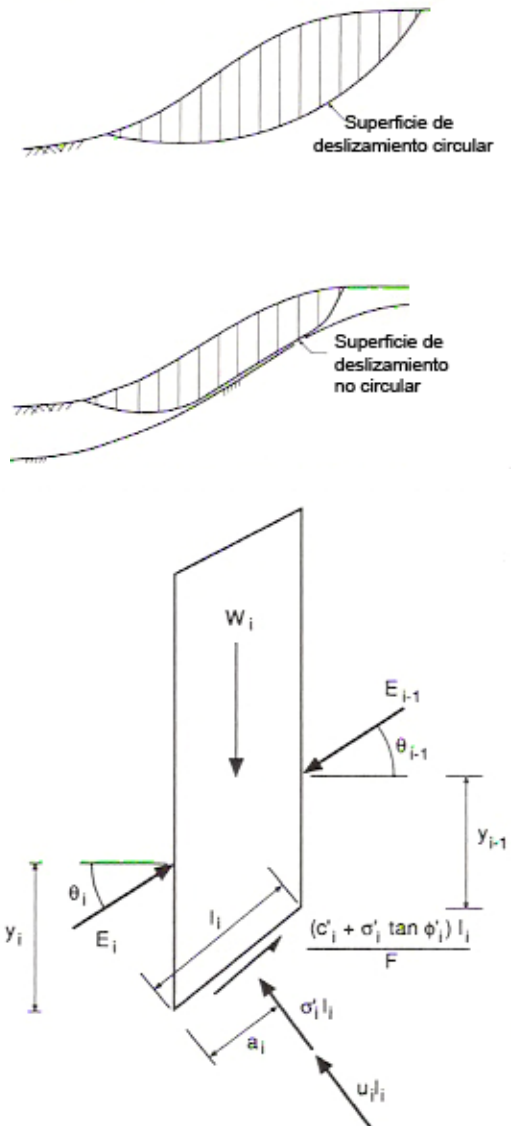


Figura 3.3. Descomposición de fuerzas sobre las “tajadas”

3.2.1.4 Análisis sísmico

a) Análisis pseudo-estático

El análisis pseudo-estático se lleva a cabo con los mismos modelos y bajo condiciones similares al estático, con la salvedad que se deben superponer las fuerzas sísmicas correspondientes al sismo, las cuales se asumen como proporcionales a la masa movilizada ($F = m a$). Para esto se requiere conocer el parámetro sísmico correspondiente a la aceleración, que se presenta en términos de gravedad (Figura 3.4).

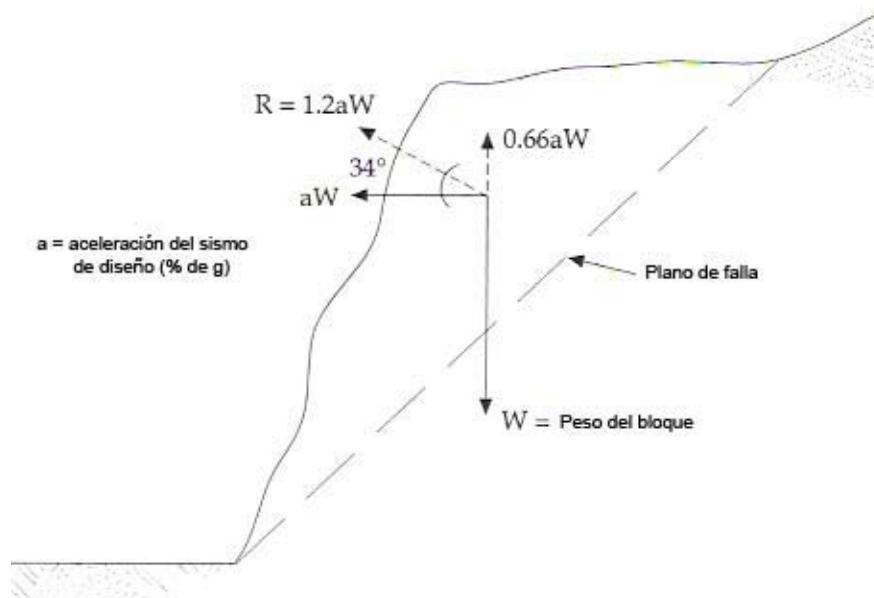


Figura 3.4. Fuerzas principales en análisis pseudo-estático

La aceleración sísmica más utilizada en este tipo de análisis es la Aceleración Horizontal Peak (máxima) (PHA), que corresponde al máximo valor absoluto obtenido del acelerograma para la componente horizontal del sismo. Este valor de PHA es usado comúnmente debido a su relación con fuerzas inerciales sobre los cuerpos afectados, donde las más altas fuerzas dinámicas inducidas son cercanas a él. Este parámetro además puede ser correlacionando con la intensidad del sismo (Figura 3.5),

y si bien no es muy preciso, es de gran utilidad cuando no existen más datos a disposición (Kramer, 1996).

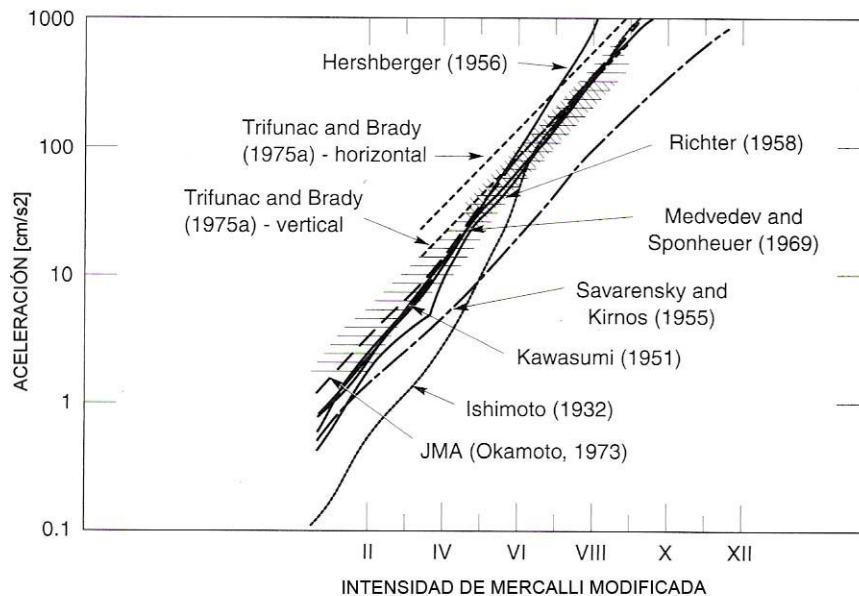


Figura 3.5. Correlación entre intensidad del sismo y PHA

La aceleración vertical (PVA), por otra parte, no es tan considerada en términos de ingeniería, principalmente debido al poco efecto que tiene sobre los cuerpos afectados en comparación a la PHA. El valor de PVA se asume generalmente nulo para el caso de estabilidad de laderas, o con propósitos ingenieriles como $2/3$ PHA (Newmark & Hall, 1982).

De manera de hacer un poco más realista el análisis de estabilidad de laderas suele usarse una fracción de la PHA, usualmente $0,5$ PHA, debido a que la aceleración máxima es instantánea y no representa el promedio de aceleración durante el sismo (Kramer, 1996). Una gran cantidad de sismos con aceleraciones mayores a $0,5$ g no han producido grandes daños ya que la aceleración peak se da a altas frecuencias y la mayoría de estos sismos no han tenido una duración suficiente (Kramer, 1996). Esto deja de manifiesto que para caracterizar un movimiento sísmico y su efecto sobre su entorno se requiere además de datos de duración del sismo y contenido de frecuencia, datos que no son proporcionados por la aceleración máxima.

En este tipo de análisis –pseudo-estático- se puede calcular la aceleración crítica (A_C) de deslizamiento tal que $FS_{PS}=1$ aplicando la siguiente relación (Wilson & Keefer, 1985):

$$A_C = (FS_{ST} - 1) g \sin\theta \quad (\text{Ec. 3.7})$$

Donde θ es el ángulo de pendiente de la ladera.

b) Análisis de Newmark

El análisis sísmico de Newmark por su parte contempla el registro de las aceleraciones que ha sufrido la ladera en estudio durante un sismo. El método de Newmark modela los deslizamientos como un bloque rígido sobre un plano inclinado, generándose una superficie definida de cizalle, asumiendo una pérdida nula de cohesión ante el evento sísmico que provoca la remoción y deformaciones permanentes cuando el esfuerzo dinámico que sufre el cuerpo supere la resistencia al corte del material. La realización del modelo se basa en la comparación de la aceleración crítica A_C de la ladera (que debe ser calculada anteriormente, mediante equilibrio límite) con un acelerograma que represente fielmente las condiciones de aceleraciones a la que ésta ha sido expuesta (Newmark, 1965).

El desplazamiento ('Desplazamiento de Newmark') se calcula por integración doble (Figura 3.6) sobre la aceleración crítica que se obtiene del acelerograma escogido.

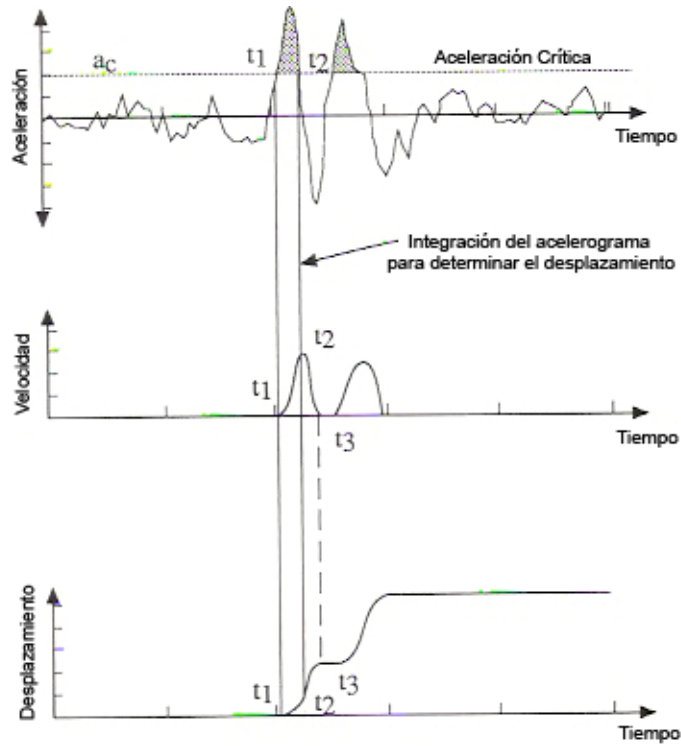


Figura 3.6. Integración doble sobre la aceleración para obtener el desplazamiento acumulado

Por otro lado, se han elaborado relaciones entre el Desplazamiento de Newmark (D_N) y algunos otros parámetros, entre las que se menciona aquella realizada en función de la Intensidad de Arias (I_A) y la aceleración crítica A_C , definida por Jibson *et al.* (1998):

$$\text{Log} D_N = 1,521 \cdot \text{Log} I_A - 1,993 \cdot \text{Log} A_C - 1,546 \quad (\text{Ec. 3.8})$$

donde A_c está en unidades de g.

Además, $I_A = \frac{\pi}{2g} \int_0^{\infty} [a(t)]^2 dt$ (Ec. 3.9), tiene unidades de velocidad y generalmente está expresada en [m/s].

Para aplicaciones regionales, Wilson & Keefer (1985) propusieron la utilización de un “desplazamiento crítico”, luego del cual la ladera perdería una cantidad considerable de resistencia. Asumiendo una A_c constante, si el desplazamiento de Newmark calculado excede este desplazamiento crítico, entonces la ladera se desestabilizaría significativamente pudiendo resultar en un deslizamiento catastrófico. Para deslizamientos de suelo cohesivo, estos autores propusieron un valor de 10 cm como desplazamiento crítico, mientras que un valor de 2 cm para caídas de roca y otros movimientos no continuos, perdiendo con esto alrededor de un 75% de la resistencia.

El desplazamiento de Newmark no es necesariamente una cantidad exacta y real del desplazamiento generado en un deslizamiento, especialmente si se está considerando que la aceleración crítica A_c es continua, lo cual se asume para efectos prácticos (Sepúlveda, 2004).

c) Licuefacción de suelos

Durante la ocurrencia de sismos se producen en ocasiones hundimientos del terreno, parte de los cuales puede estar asociado al fenómeno de licuefacción del suelo. Este fenómeno también sería responsable de importantes eventos de deslizamientos de taludes.

La licuefacción consiste en una pérdida repentina de la resistencia al corte de un suelo granular (o cohesivo en algunos casos especiales) en condiciones no drenadas, que pueden ocurrir por pequeños cambios de los esfuerzos de corte inducidos por vibraciones del terreno (generalmente asociadas con sismos). Esta pérdida de resistencia lleva a que momentáneamente el suelo alcance la consistencia de un fluido pesado y que se originen grandes deformaciones.

Las arenas finas limpias y las arenas limosas que contienen menos de 10% de finos son las más susceptibles a la licuefacción porque su tendencia al estado suelto y al mismo tiempo la baja permeabilidad que presentan impiden el drenaje durante las vibraciones del terreno. Además, en general, los materiales con un coeficiente de

uniformidad C_u (definido como D_{60}/D_{10}) entre 2 y 5 y un tamaño promedio dado por el D_{50} que varía entre 0,02 mm y 2,0 mm son los más propensos a la licuefacción (OPS, 1997). La Figura 3.7 presenta los suelos de granulometrías más propensas a sufrir el fenómeno de licuefacción.

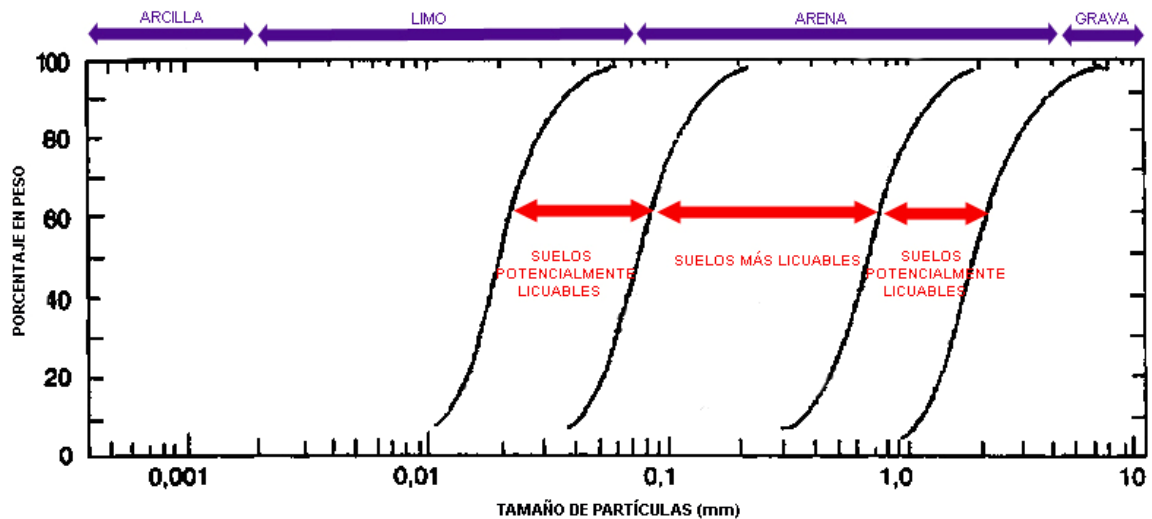


Figura 3.7. Granulometrías propensas a sufrir licuefacción (Modificado de Tsuchida, 1970)

En el caso de arcillas sensibles (o sensitivas) y arenas muy sueltas sin drenaje la presión de poros aumenta incluso después de alcanzar el máximo esfuerzo desviatorio, encontrando que la resistencia máxima del suelo queda muy por debajo de la resistencia del mismo con drenaje. Estos suelos disminuyen su volumen frente al corte drenado, pero en el corte sin drenaje se moviliza una parte cada vez mayor de la fricción y al mismo tiempo disminuyen los esfuerzos efectivos, esto producto de la generación de grandes presiones de poros. De esta forma, la resistencia general al corte, que relaciona el esfuerzo efectivo y la fricción, alcanza su máximo antes de desarrollar la fricción máxima. De esta manera, la resistencia al corte es pequeña con deformaciones muy grandes, cuando ya se ha movilizado la fricción disponible (Lambe & Whitman, 1972). Se tiene entonces que si una ladera de este material empieza a deslizar, el suelo pierde su resistencia y fluye.

Que un deslizamiento de este tipo se produzca dependerá de que una arena tienda a dilatarse o disminuir su volumen en el proceso de corte. Si una arena posee in situ una relación de vacíos crítica (Taylor, 1948; Verdugo & Ishihara, 1996) la arena será muy susceptible de deslizarse como un fluido. Esta relación de vacíos crítica (e_c) es función del stress efectivo, y puede ser modelada de la siguiente manera (Verdugo & Ishihara, 1996):

$$e_c = e_o - \lambda \left[\frac{\rho g h \cos \theta - p(0,t)}{p_A} \right]^\zeta \quad (\text{Ec. 3.10})$$

donde e_o (adimensional) es la relación de vacíos inicial, H [m] es el espesor del bloque que desliza, θ es la pendiente de la ladera, ρ [kg/m³] es la densidad del suelo, g [m/s²] la aceleración de gravedad, p_A [kg/s²m] es la presión atmosférica, $p(0,t)$ es la presión en un tiempo t [s] y λ y ζ son constantes adimensionales.

Según Lambe & Whitman (1972), esta relación crítica de vacíos ocurre para una arena fina uniforme de granos subredondeados a una DR¹ de 20% a 30% para presiones efectivas iniciales bajas de confinamiento (0,1 kg/cm²) y a una DR del 50% para presiones iniciales del orden de 10 kg/cm².

Por otro lado, la movilidad cíclica es otro de los fenómenos de interés en los procesos de licuefacción, pudiendo producir deformaciones permanentes durante los sismos. La movilidad cíclica ocurre cuando el esfuerzo de cizalle estático es menor que la resistencia de cizalle del suelo licuado. En contraste a la licuefacción por fluidización, las deformaciones producidas por la movilidad cíclica son conducidas por esfuerzos de corte cíclicos y estáticos. En este caso, las deformaciones se desarrollan en forma incremental durante el periodo de acción de la sollicitación dinámica (Kramer, 1996).

¹ DR: Densidad Relativa, $DR = (e_{\text{máx}} - e) / (e_{\text{máx}} - e_{\text{mín}})$. e : índice de vacíos en terreno.

3.2.2 Flujos

Un flujo de detritos es un proceso de remoción en masa de material saturado en agua, y con una concentración de sólidos tal que se comporta mecánicamente como un fluido no newtoniano. Esta definición incluye a los llamados flujos hiperconcentrados, en que las concentraciones de sólidos son menores a un 50% en volumen (Sepúlveda, 1998). A continuación se presentan aspectos teóricos asociados al origen, avance y depositación de flujos. Estos se complementan con la información que se puede encontrar en el Anexo 5.

3.2.2.1 Origen

Los flujos se originan donde existe una cantidad de material detrítico suficientemente abundante que pueda ser movilizado mediante la adición de agua. La movilización de esta masa de suelo requiere inicialmente de la pérdida de la resistencia del material y aumento de los esfuerzos de corte actuantes sobre ésta, mientras que la condición de flujo está dada por la reducción de la viscosidad.

Takahashi (1978, 1981) se basa en el modelo de ladera infinita (Figura 3.8) para la generación de flujos a partir de deslizamientos, en que un flujo se origina como una masa de detritos inicialmente saturada de agua, presentando cohesión nula, siguiendo básicamente el modelo propuesto por Coulomb y la distribución de velocidades dada por Bagnolds (1954). El modelo establece que el material podrá generar un flujo al saturarse (sin llegar a licuarse), perdiendo su cohesión y fallando según el modelo de Coulomb, con la salvedad que debe existir un flujo subterráneo de agua paralelo a la ladera, lo cual puede ocurrir para un determinado ángulo de pendiente y un suelo con ϕ y densidad seca particulares (Iverson, 1997).

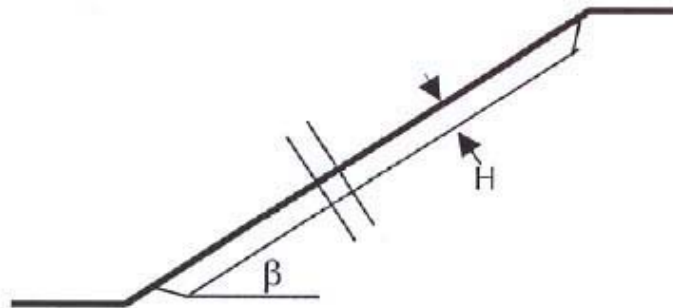


Figura 3.8. Modelo de ladera infinita

Esto sigue las mismas líneas que el modelo de Coulomb, donde $\tau = c + \sigma_n \tan \phi$, y plantea que una ladera infinita con un contenido de agua dado deberá exceder un espesor crítico H para ser movilizado como flujo, logrando solamente de esta manera que el esfuerzo de corte en la base del material exceda la resistencia (denominada “resistencia de Bingham”) del suelo (Hung, 2001; Iverson, 1997).

Según numerosas observaciones, los flujos se originan a pocas profundidades, siendo que a mayor profundidad las tasas de corte aumentan. Esto ha llevado a establecer una restricción en los ángulos de falla de los taludes, siendo éste menor a $\phi/2$ (Lambe & Whitman, 1979; Iverson, 1997). El ángulo crítico ϕ sería cercano a 25° para la mayoría de los suelos (Iverson, 1997).

Por otro lado, otras hipótesis para la generación de flujos se basan en los principios de la mecánica de suelos, las cuales asumen que la mayoría de los flujos se movilizan como resultado de la licuefacción producida por el aumento de presión de poros por sobre el nivel hidrostático, más que por el aumento de las tasas de esfuerzos de corte ejercido sobre la masa. De esta manera, los flujos consistirían de dos fases mezcladas (sólido-fluido), en que los esfuerzos sobre cada fase no necesitan estar balanceadas (Iverson, 1997).

3.2.2.2 Mecánica del flujo

El flujo no podrá avanzar si el ángulo de fricción interna del material (ϕ) es mayor o igual al de la pendiente donde se encuentra el material depositado (β), es decir si $\phi \geq \beta$ (Selby, 1993). Una de las hipótesis para la movilización del suelo deriva del modelo de Bingham, que asume que el suelo presenta una propiedad intrínseca que corresponde a la resistencia sobre el esfuerzo de cizalle actuante sobre la masa, y que el suelo podrá fluir sólo si el corte sobrepasa esta resistencia.

Para evaluar la resistencia del flujo, a los términos de cohesión y ángulo de fricción, puede agregarse un término referente a la viscosidad del suelo (Selby, 1993), de esta manera, según el modelo de Coulomb, se tendrá que:

$$\tau = c + \sigma_n \tan \phi + \eta_c (du/dy) \quad (\text{Ec. 3.11})$$

o bien según el modelo de Bingham:

$$\tau = s + \eta_B (du/dy) \quad (\text{Ec. 3.12})$$

Donde η_c y η_B corresponden a la viscosidad del suelo (η_B denominada viscosidad de Bingham), s es la resistencia al esfuerzo de corte de Bingham (o esfuerzo de fluencia) y du/dy el gradiente de velocidades dentro del flujo.

En estudios realizados por Coussot (1994); Coussot & Meunier (1996); Tamburrino & Niño (1998), se ha adoptado el modelo de Herschel-Bulkley para explicar el comportamiento hidráulico de los flujos, el cual funciona mejor para los flujos con más del 10% de finos. El modelo expresa que a mayor concentración, la mezcla se comporta sucesivamente como un fluido newtoniano, pseudoplástico, pseudoplástico con esfuerzo de fluencia y finalmente como un plástico de Bingham, lo que puede expresarse como:

$$\frac{du}{dy} = 0 \Leftrightarrow \tau < s \quad ; \quad \tau = s + K \left(\frac{du}{dy} \right)^n \quad ; \quad K, n > 0 \quad (\text{Ec. 3.13})$$

En este caso K corresponde a la viscosidad y si el comportamiento corresponde a un fluido newtoniano, $s = 0$ y $n = 1$. Para un plástico de Bingham, $s \neq 0$ y $n = 1$ (Tamburrino & Niño, 1998). Coussot *et al.* (1998) encontraron en estudios experimentales que en general $n \approx 1/3$ y la razón K/s se mantiene más o menos constante.

La resistencia al corte del flujo (τ) para el caso del modelo de Coulomb puede ser obtenido mediante ensayos en cajas de corte directo, en tanto la resistencia (s) para el modelo de Bingham puede ser determinada más realísticamente mediante observaciones del espesor de los depósitos en terreno (Selby, 1993), teniendo que:

$$s = T\gamma_D \sin \beta \quad (\text{Ec. 3.14})$$

donde T es el espesor del depósito, γ_D es el peso unitario total de la masa detrítica y β es la pendiente de la ladera.

La diferencia entre un fluido que se rige según el modelo de Bingham o como un fluido tipo Coulomb-viscoso y un fluido newtoniano (es decir en que la relación esfuerzo/deformación es lineal –por ejemplo, el agua-) radica en la distribución de velocidades dentro del flujo, lo cual hace que la viscosidad de Bingham para un determinado fluido pueda ser hasta 4 veces mayor que la viscosidad newtoniana (Selby, 1993).

Una mayor descripción de la mecánica e hidráulica de los flujos puede encontrarse en Sepúlveda (1998) y Montserrat (2005).

3.2.2.3 Transporte y erosión

Los flujos pueden llegar a transportar bloques de 10 metros o más de diámetro, sin embargo aquellos que transportan material sólido de menores tamaños presentan las mismas cualidades que los primeros (Iverson, 1997b), avanzando a grandes velocidades. La ecuación que define la velocidad del flujo es la siguiente (Van Dine, 1996):

$$v = \frac{\gamma_D \sin \beta h^2}{l\nu} \quad (\text{Ec. 3.15})$$

Donde: v es la velocidad del flujo

β es la pendiente del canal

h es la profundidad del flujo

γ_D es el peso unitario total de la masa detrítica [kN/m³]

ν es la viscosidad de la masa [kPa/s]

l es una constante basada en la morfología del canal (=3 para canales anchos; =8 para canales semi-circulares)

Los flujos avanzan como una ola o una serie de oleadas ladera abajo, cada una con una morfología formada por tres partes principales: cabeza, cuerpo y cola (Ver Capítulo 2.1.4); siendo su avance irregular entre un flujo y otro. Para que exista este transporte las pendientes de los canales no pueden ser inferiores a unos 15° (Van Dine, 1996), de lo contrario el ángulo de roce de las partículas será lo suficientemente alto como para resistir la movilización del material.

Las cabezas de las oleadas entre un flujo y otro tienen características bastante comunes, entre ellas que la presión de fluidos en la base de la cabeza es casi nula, en tanto en el cuerpo generalmente se acerca o incluso sobrepasa la necesaria para balancear el esfuerzo normal total para generar la licuación de la masa (Takahashi, 1991). A esto se suma que la mayor concentración de sedimentos de mayor tamaño y objetos mayores son transportados en la cabeza del flujo.

En otro ámbito se encuentra la erosión generada por un flujo en la base de éste durante su avance. La erosión del canal, que puede ser bastante rápida, es una de las maneras más importantes en que un flujo incorpora material sólido a la masa fluidizada. El stress de corte ejercido por un flujo sobre su base está dado por la siguiente relación (Selby, 1993):

$$\tau = \rho_f g R \sin \beta \quad (\text{Ec. 3.16})$$

Donde ρ_f es la densidad del fluido

R es el radio hidráulico

β es la pendiente del canal

El radio hidráulico, R , se define por su parte como (Figura 3.9):

$$R = \frac{A}{P} \quad (\text{Iverson et al., 1998}) \quad (\text{Ec. 3.17})$$

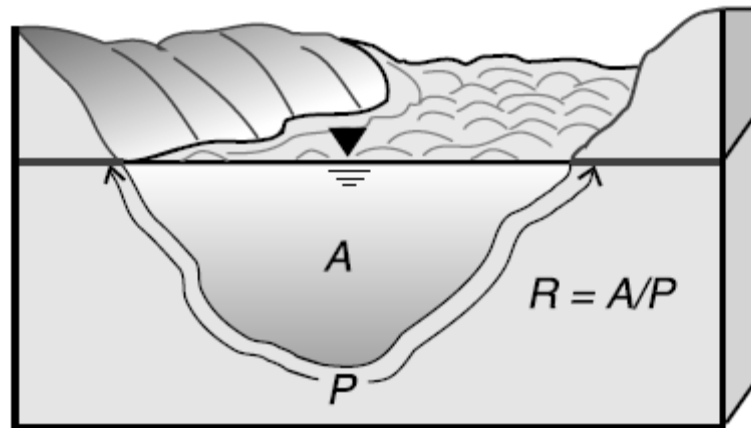


Figura 3.9. Definición del radio hidráulico en una sección de un río o canal

En que: A es la 'sección mojada', es decir, la superficie, en un corte, que cubre el lecho del río, el fondo, los márgenes y la línea externa de éstos.
 P es el 'perímetro mojado'. Es decir, la línea de contacto, del mismo perfil anterior, entre el agua y el lecho y se extiende hasta donde llega la corriente en las orillas.

El valor del radio hidráulico puede asumirse como igual a la profundidad del flujo en canales anchos (Selby, 1993).

3.2.2.4 Depositación y alcance

Existen cuatro causas de la detención del flujo y su consecuente depositación (Van Dine, 1996):

- La disminución del gradiente hidráulico
- Que alcance un espesor crítico (T_c)
- Que exista pérdida del confinamiento
- Impedimentos para el avance del flujo

Los cambios bruscos de las pendientes de los canales por donde se moviliza el flujo sería una de las principales causas de la pérdida de energía del flujo. Cuando las pendientes de los canales por donde se moviliza el flujo bajan de los 15° (Van Dine, 1996) el material comienza a perder energía y consecuentemente a depositarse parcial o totalmente, dependiendo de estos ángulos. Hungr *et al.* (1984) sugieren que la depositación comienza cuando las pendientes en canales confinados se encuentran entre los 8° y 12° , y entre los 10° y 14° cuando no lo están, dejando expuesto que en algunos casos, para canales no confinados, podrían originarse depósitos con morfologías de abanicos en pendientes de hasta 16° a 20° .

Para el caso de canales angostos, la depositación ocurriría si el material alcanza un espesor crítico T_c (Van Dine, 1996), definido como:

$$T_c = \frac{c}{\gamma_D \cos \beta (\tan \beta - \tan \phi)} \quad (\text{Ec. 3.18})$$

Donde: c es la cohesión de los detritos

γ_D es el peso unitario total de la masa detrítica

β es la pendiente del canal

ϕ es el ángulo de roce interno de las partículas

Por otro lado, si no existen cambios de pendiente del canal, la depositación puede originarse debido a un ensanchamiento del canal (no confinado), dado por la siguiente relación (Mizuyama & Uehara, 1983):

$$B_d = kQ^{1/2} \text{ (Ec. 3.19)}$$

Donde B_d es el ancho del depósito en el canal

Q es la descarga

k es una variable adimensional que toma valores entre 3,5 y 7

Hungr *et al.* (1987) manifiestan que la pérdida de confinamiento del flujo es mucho más relevante para su depositación que la disminución del gradiente del canal cuando esta pendiente es menor a 18° .

Por último, pueden existir impedimentos que el flujo encuentre en su camino y que signifiquen la depositación de éste. Estos impedimentos pueden ser artificiales o naturales, tales como presas que en algunos casos pueden haber sido construidas con intenciones específicas de frenar el avance de los flujos, forestación, etc.

3.2.2.5 Formas de depositación

Los depósitos generados por los flujos varían según sus características, y según la zona de depositación (dentro del cauce o en un abanico aluvial). Los depósitos que se pueden encontrar son lóbulos o capas de detritos depositados en el abanico aluvial, *plugs* (cuerpos de masa detrítica) en los bordes del canal o en el centro de éste, o depósitos de tipo *levées* en los bordes del canal (Van Dine, 1996) (Figura 3.10). Los detritos depositados como capas usualmente abarcan porciones areales del abanico aluvial, caracterizándose por presentar ramificaciones hacia las zonas de menor pendiente. Hungr *et al.* (1987) establecen que a partir de eventos de flujos de 10.000 y 50.000 m³ en British Columbia, los espesores de estos depósitos alcanzan valores medios entre 1 y 1,5 m.

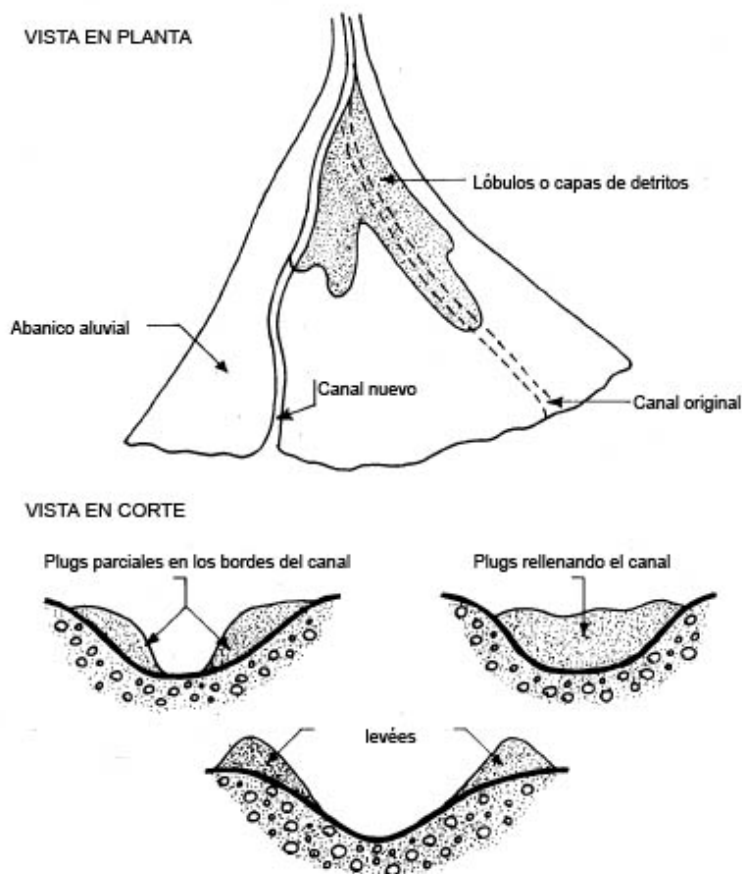


Figura 3.10. Tipos de depósitos generados por flujos. Modificado de Van Dine (1996).

El frente del flujo deja un depósito de morfología lobulada con cierta imbricación, que se produce por la traslación del material que viene inmediatamente detrás, que genera pequeños planos de cizalle oblicuos (Colombo, 1989). Si no hay morfologías pre-existentes que controlen su depositación, ante el cese del encajamiento el flujo tiende a depositarse con una morfología de abanico, si la concentración de sólidos supera el 40% (Tamburrino & Niño, 1998), siendo el sedimento de mayor tamaño transportado a los bordes, mientras el material más fino se deposita en la parte superior (Takahashi, 1991; Solís, 1995).

Los depósitos de tipo *plug* usualmente rellenan los canales total o parcialmente y su depositación da como resultado cambios bruscos en la dirección del flujo. Un elemento

común es la formación de albardones o *levées* en los márgenes del canal, depósitos angostos, ubicados a lo largo del canal, alcanzando en algunos casos grandes alturas y decenas de metros de largo (Van Dine, 1996). Estos se forman tanto a lo largo del recorrido del flujo como en la zona de detención de éste (Naranjo & Varela, 1996). Los flujos más viscosos y de gran volumen tienden a dejar grandes *levées*, mientras que flujos con una concentración de sólidos más bien baja sólo dejan una fina lámina de lodo en el cauce y *levées* diminutos como evidencia de su paso (Selby, 1993).

Los diámetros máximos de las partículas de los depósitos aparecen pasada la mitad de la distancia entre el ápice y el fin del depósito. El frente del flujo se detiene en este sitio, y parte del flujo que viene detrás se deposita corriente arriba y otra parte sobrepasa el frente ya detenido depositando material más abajo (Takahashi, 1991). Dado que la cola es más fluida, al pasar sobre los materiales depositados del frente y el cuerpo, se produce un lavado y remoción del material fino, dejando una capa superior de material grueso con escasa matriz (Sepúlveda, 1998).

La textura de los depósitos es típicamente diamíctica, con clastos más bien angulosos de tamaños variados, caóticos, en una matriz de grano fino, predominantemente arcillosa, o con escasos indicios de estratificación interna (Colombo, 1989 ; Selby, 1993; Naranjo & Varela, 1996). Pulsos más fluidos de frentes más viscosos pueden generar lentes de limos gravosos o arenas, mejor seleccionados y levemente estratificados (Selby, 1993).

3.2.3 Caídas de roca

Las caídas son movimientos abruptos de bloques independientes de roca, siendo sus causas principales la presencia de discontinuidades en el macizo rocoso. El material desprendido podrá alcanzar el pie del talud mediante caída libre, rodando y rebotando, lo que dependerá principalmente de la forma del bloque y del ángulo de pendiente del talud (Figura 3.11). Durante la caída, los materiales podrán adquirir una alta energía

cinética, permitiéndoles abarcar una amplia área a los pies de la ladera, lo cual se acrecentaría si se suma una cantidad importante de material aportado.

El comportamiento de la mayoría de las caídas de roca puede ser bien explicado mediante principios físicos básicos que incluyen el rebote y el rodamiento de masas rocosas, siendo el ángulo de la ladera y el ángulo de fricción los factores principales que gobiernan el incremento o decremento de los movimientos durante la trayectoria de la partícula (Hoek & Bray, 1981). Bajo estas condiciones, se requiere una evaluación de la geometría de la ladera y de las características específicas de las caídas de roca.

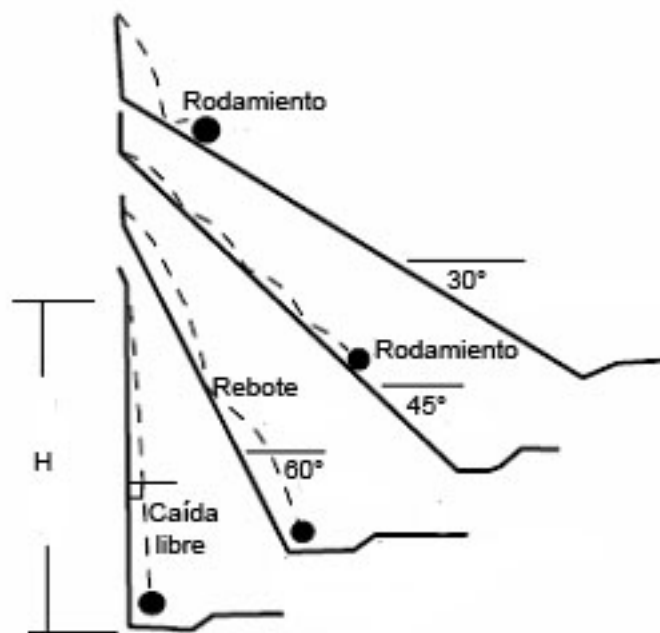


Figura 3.11. Formas de movimiento para caídas de rocas. Modificado de Hoek, 2000.

3.2.3.1 Generación

Las caídas de roca se originan dado algún evento que produzca cambios en los esfuerzos actuantes sobre la roca (infiltración de agua en grietas producto de precipitaciones, procesos de hielo-deshielos en climas fríos, meteorización de la roca,

sismos, entre otros). La geometría de la ladera es la responsable de la generación de los eventos, los cuales ocurrirán principalmente en laderas altas, de pendientes pronunciadas y donde el macizo esté fracturado de manera de generar los bloques susceptibles a las caídas.

La Tabla 3.1 presenta algunas de las propiedades cualitativas que controlan la generación de caídas de roca en una ladera y su relación con la frecuencia de los eventos.

Tabla 3.1. Control de la ladera en caídas de rocas. Modificada de Pierson *et al.*, 1990

Categoría	Frecuencia de caídas			
	Pocas	Ocasionales	Muchas	Constantes
Altura de ladera [m]	~7,5	~15	~22,5	~30
Condición estructural	Discontinuidades, orientación contraria a la ladera	Discontinuidades, orientación al azar	Discontinuidades, orientación favorable	Estructuras continuas, orientación favorable
Condición superficie ladera	Rugosa, irregular	Ondulada	Planar	Suave o con rellenos de arcilla
Características erosivas	Pocas, mal distribuidas en la superficie de ladera	Ocasionales, mejor distribuidas en ladera	Muchas, bien distribuidas en ladera	Demasiadas, bien distribuidas en ladera
Diferencias en tasas de erosión	Baja	Moderada	Alta	Extrema
Clima y presencia de agua en ladera	Pocas a moderadas precipitaciones; sin periodos de hielo, o nula presencia de agua en ladera	Precipitaciones moderadas o periodos de hielo cortos, o presencia de agua intermitente en ladera	Gran cantidad de precipitaciones o periodos extensos de hielo, o presencia de agua continua en ladera	Gran cantidad de precipitaciones y periodos extensos de hielo, o presencia de agua continua en ladera y periodos extensos de hielo

3.2.3.2 Modelos de caídas de roca y estimaciones de alcance

Los modelos matemáticos más comunes que siguen las rocas al caer por una ladera corresponden a dos tipos (Chen *et al.*, 1994):

- a) Rodamiento
- b) Rebote

Los modelos de rodamiento y rebote incluyen el caso de caída libre, y pese a que en ambos casos puede existir una componente de deslizamiento en el inicio de la caída, esta interacción entre el macizo y la partícula que se desprende no es lo suficientemente fuerte como para afectar significativamente en la energía y la trayectoria que adquiere la roca (Hoek & Bray, 1981; Chen *et al.*, 1994). En la Figura 3.12 se muestra la descomposición vectorial de las fuerzas que influyen en el desplazamiento de la roca dado los modelos mencionados y que serán expuestos a continuación.

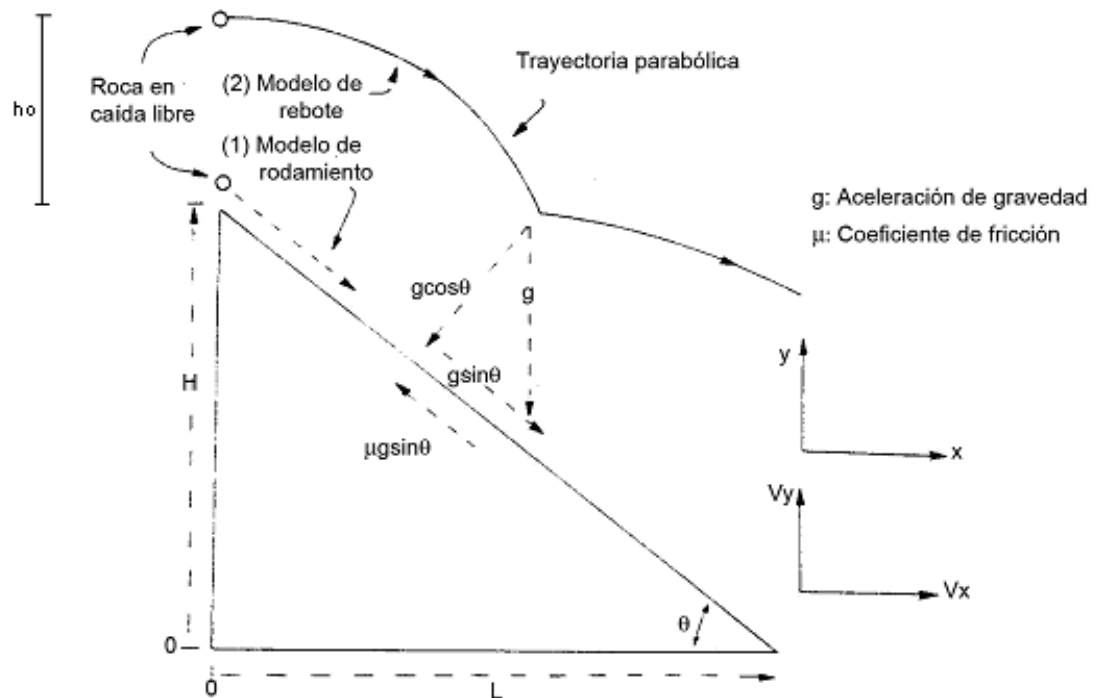


Figura 3.12. Descomposición vectorial de fuerzas para caídas de rocas. Modificado de Chen *et al.*, 1994

a) Modelo de rodamiento

Este proceso de avance de una roca es modificado por los valores que toma el coeficiente de fricción. En tanto, su trayectoria se verá definida tanto por la gravedad como por la resistencia del aire. La aceleración que adquiere una roca que rueda por una ladera es la siguiente:

$$a = g(\sin \theta - \mu \cos \theta) \quad (\text{Ec. 3.20})$$

Donde g es la aceleración de gravedad, θ es el ángulo de la ladera y μ es el coeficiente de fricción del material.

La distancia recorrida (d) por la roca desde su caída y la velocidad final (V) que alcanza la misma están definidas por:

$$d = V_o t + 0,5at^2 \quad (\text{Ec. 3.21})$$

$$|V| = \sqrt{(V_o^2 + 2ad)} \quad (\text{Ec. 3.22})$$

Donde V_o es la velocidad inicial de la roca, t es el tiempo y a es la aceleración definida recientemente. Se debe notar que si se cumple que $2ad \leq -V_o^2$ entonces la roca se detendrá debido al coeficiente de fricción interna.

b) Modelo de rebote

Cuando una roca comienza a caer, con una velocidad inicial V_o , las trayectorias definidas en las direcciones horizontal y vertical están representadas por las siguientes ecuaciones:

$$x = V_x t \quad (\text{Ec. 3.23})$$

$$y = (H + h_o) + V_y t - \frac{1}{2}gt^2 \quad (\text{Ec. 3.24})$$

Donde V_x y V_y son, respectivamente, la componente horizontal y vertical de la velocidad alcanzada por la roca que se desplaza; H es la altura de la ladera; y $(H+h_o)$ es la altura inicial de la roca caída.

Se debe mencionar que la velocidad de la partícula, justo antes de chocar con la superficie de la ladera, es mayor que en el primer momento después de la colisión (Anexo 5). Esta velocidad es corregida por los 'Coeficientes de Restitución' (Figura 3.13), R_n y R_t , en las direcciones normal a la ladera y tangencial a la ladera respectivamente. Estos coeficientes representan la pérdida de energía que sufre la partícula a medida que se desplaza producto del roce con la ladera. De esta forma, mientras más limpia y menos rugosa sea la superficie, menos pérdida de energía existirá, en tanto las superficies con cubierta de suelo tienden a disminuir la energía de la roca al caer (Hoek, 2000).

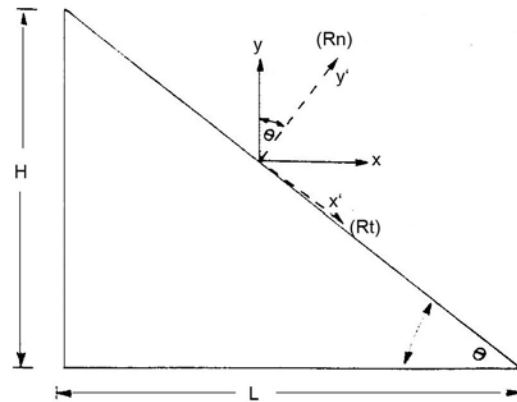


Figura 3.13. Relación de orientación de coeficientes de restitución con coordenadas originales x, y . Modificado de Chen *et al.*, 1994

De manera iterativa, se pueden recalcular la nueva altura H' y la distancia horizontal L dado el desplazamiento de la roca, hasta que esta se detenga. En que:

$$H' = H - \frac{L}{H} X^* \quad (\text{Ec. 3.25})$$

$$L' = L - X^* \quad (\text{Ec. 3.26})$$

donde el valor final de L' corresponde al alcance de la roca.

Existen métodos de evaluación para el alcance de una roca luego que se ha desprendido de una ladera de propiedades y características determinadas, basados en la teoría anteriormente descrita. Una de las herramientas elaboradas para este efecto es el software Rocfall (Rocscience Inc.), que busca determinar mediante la reproducción de la trayectoria que sigue una roca, la distancia que recorre y la ubicación que alcanza cuando se detiene.

Los parámetros de entrada del programa son la geometría de la ladera, la velocidad angular, los coeficientes de restitución, la rugosidad de la ladera y el ángulo de fricción del material. Estos son expuestos a continuación de manera de aclarar los valores a utilizar (Rocscience, 2003).

a) Geometría de la ladera: es el modelo en perfil de la ladera a estudiar, para lo cual se requieren la altura de la ladera y la(s) pendientes.

b) Velocidad angular: corresponde a la velocidad angular inicial de la roca, que usualmente se asume como nula, debido a que en caso de tenerla, esta es casi siempre muy baja y no influye considerablemente en los resultados.

c) Coeficientes de Restitución: en general los materiales frescos y más resistentes tendrán coeficientes de restitución más altos que el de los materiales más suaves y meteorizados. El programa es altamente sensible a este parámetro, por lo cual se debe elegir este factor de manera adecuada o bien instaurando valores de desviación estándar. Valores típicos asociados a distintos tipos de materiales, junto con su desviación estándar, se encuentran tabulados en el Anexo 6.

d) Rugosidad de la ladera: la influencia de la rugosidad de la superficie en la trayectoria de la roca es función tanto de la superficie de la ladera como del tamaño de los bloques de roca que caen. Mientras mayor el tamaño del bloque, para una superficie

de propiedades determinadas, más difícil será que la roca cambie su trayectoria producto de la rugosidad de la superficie por la cual cae.

e) Ángulo de fricción ϕ del material: el valor de este coeficiente corresponde al obtenido mediante ensayos de laboratorio o bien puede ser obtenido de tablas existentes donde se relaciona con el tipo de roca y sus características. Este ángulo corresponde de manera simple al ángulo crítico de la pendiente de una ladera para que la partícula comience a desplazarse, siendo esta una manera alternativa para estimarlo. Existe además una relación entre ϕ y el coeficiente de restitución tangencial, definida como:

$$\phi = \frac{(1 - R_t)}{R_t} \quad (\text{Ec. 3.27})$$

Un ejemplo del modelo que se puede obtener mediante el programa se muestra en la Figura 3.14:

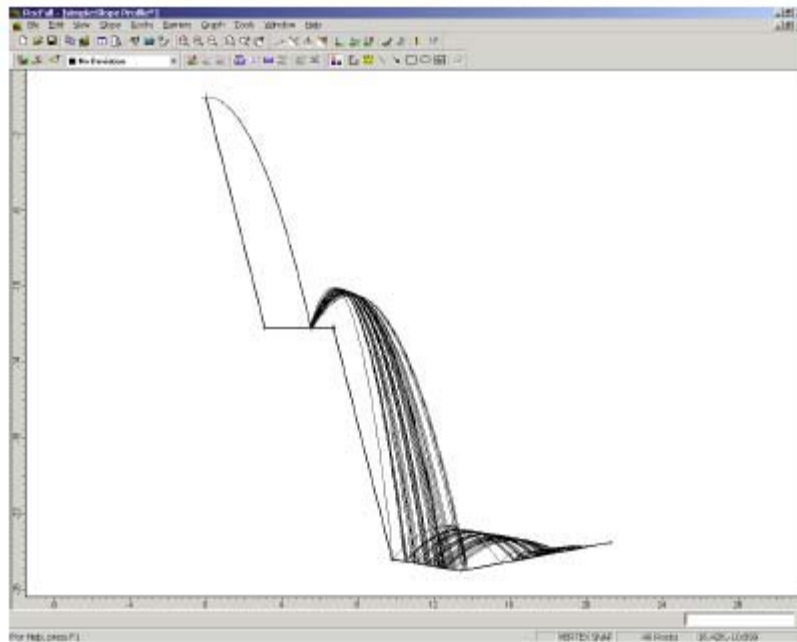


Figura 3.14. Modelo de trayectorias de una serie de rocas caídas en una ladera (Software Rocfall, Rocscience, 2003)

Una completa guía para la utilización del programa y su fundamento teórico puede obtenerse de manuales disponibles en la página web www.rocscience.com.

CAPÍTULO 4. FORMULACIÓN TEÓRICA DE LA METODOLOGÍA DE EVALUACIÓN DE PELIGRO DE REMOCIÓN EN MASA

4.1 INTRODUCCIÓN

La metodología elaborada para la evaluación de peligro de remoción en masa tiene un enfoque geológico-geotécnico, y se orienta específicamente a los fenómenos catalogados como deslizamientos en roca y en suelo, flujos y caídas (derrumbes).

Una primera fase de estudios preliminares permitirá delimitar la zona de interés y definir la escala del estudio de acuerdo al nivel de detalle requerido. La revisión de fotos aéreas y cartas geológicas, la revisión bibliográfica y prensa constituyen las principales herramientas durante esta etapa. A partir de éstas será posible realizar un catastro de eventos ocurridos en la zona y recolectar la información necesaria para el análisis de estabilidad de laderas, como es geología, geomorfología, características geotécnicas, hidrología e hidrogeología, sismicidad, clima, vegetación y actividad antrópica.

La fase de terreno se divide en dos partes. La primera apunta a caracterizar las unidades tanto de roca como de suelo presentes en la zona de estudio, mediante mapeo geológico y geomorfológico, observación de hidrología e hidrogeología, caracterización de la vegetación, clasificación geotécnica in-situ de suelos y rocas y mapeo estructural general.

La zona de estudio se dividirá en unidades diferenciadas en base a su geología y geomorfología, y mediante la implementación de SIG, evaluar para cada una de ellas el grado de susceptibilidad de remociones en masa. Para esto se han elaborado una serie de tablas asociadas a cada tipo de fenómeno (Tablas 4.2-4.9), a partir de las cuales se pondera la importancia de cada uno de sus agentes condicionantes. Esta información arroja un “Índice de Susceptibilidad” (IS) que varía entre 0% y 100%, a partir del cual se determinarán las zonas críticas de generación de remociones en

masa, las cuales corresponderán a las unidades con un índice de susceptibilidad mayor o igual al 50.

Una segunda fase de terreno se orienta al muestreo de material y mapeo estructural en detalle, si fuese necesario, de zonas definidas como críticas. Los ensayos de laboratorio permitirán determinar las propiedades del material necesarias para la generación de modelos de estabilidad, como granulometría, permeabilidad, plasticidad, densidad y resistencia, tanto en suelo como en roca. Con estos datos y la información estructural se busca generar modelos tanto de roca como de suelo, orientados a la caracterización geotécnica de la zona de estudio y al análisis de estabilidad de laderas mediante métodos específicos según el tipo de remoción, para cada una de las unidades críticas. Para esto último se considera la utilización de diversos softwares, además de análisis cinemáticos para estudiar la generación de deslizamientos, evaluaciones numéricas y uso de modelos hidráulicos existentes para el caso de los flujos.

Finalmente se elabora un mapa de peligro de la zona de estudio. El mapa de peligros se basará, para el caso de esta metodología, en la obtención de la probabilidad de ocurrencia del fenómeno y su alcance. De manera alternativa, puede traslaparse además con la probabilidad del agente gatillante del evento, presentándose alternativas para la evaluación de dicha probabilidad.

Cabe mencionar que estos análisis podrán diferir de acuerdo al tipo de remoción en masa que se estudia, para lo cual se desarrollarán metodologías independientes que se elaboren paralelamente a la metodología principal, y que permitan el reconocimiento del (de los) tipo(s) de evento(s) para cada sector crítico. Estas metodologías se basan exclusivamente en el reconocimiento en terreno de los factores condicionantes de cada fenómeno.

La Figura 4.1 representa un esquema generalizado de las bases de la metodología.

Se sugieren las escalas de trabajo, las cuales pueden ser adaptadas según el tamaño de la zona de estudio y alcances del estudio.

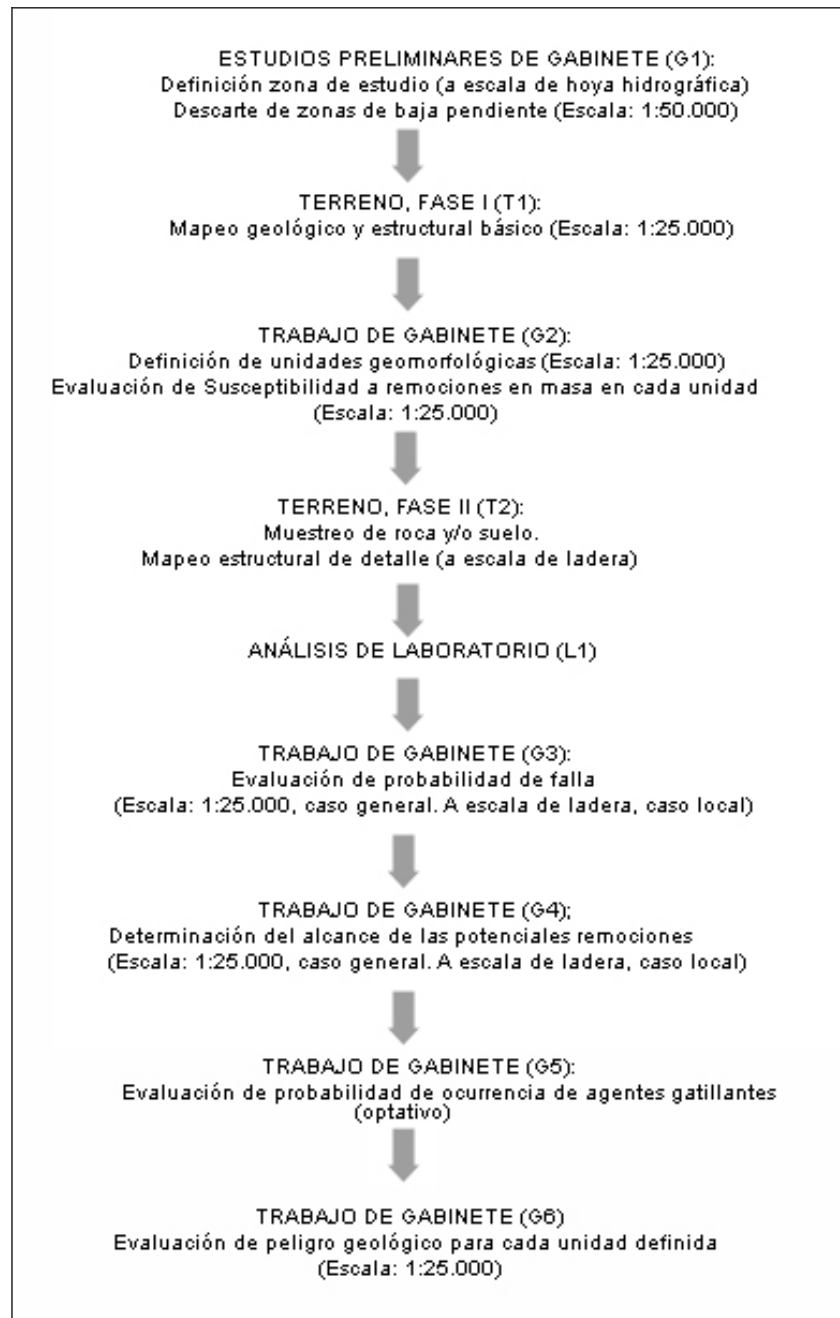


Figura 4.1. Esquema general de la metodología elaborada con las escalas de trabajo sugeridas.

4.2 ESTUDIOS PRELIMINARES DE GABINETE (G1)

La recopilación de antecedentes es la primera etapa que debe llevarse a cabo previo a la realización de un proyecto, ya sea de tipo geológico, ingenieril o de cualquier tipo. Así, esta fase consta de la recopilación de información y antecedentes para la zona de estudio para la evaluación de peligro geológico, mediante revisión bibliográfica, prensa, fotografías aéreas, mapas, cartas geológicas, entre otros.

Debe tenerse presente que esta fase corresponde a una etapa de trabajo en gabinete, donde la información recopilada será posteriormente completada y corroborada en la etapa de trabajo en terreno. Los principales puntos a considerar son la definición de la escala del trabajo, que podrá posteriormente ser modificada de acuerdo al nivel de detalle del trabajo que se vaya realizando, la identificación y descripción de los factores condicionantes enumerados en el Capítulo II, y la identificación de los factores gatillantes de remociones en masa pasadas ocurridas en la zona de estudio, basado principalmente en la recopilación de antecedentes del área. Junto con esto, a partir del trabajo cartográfico deben descartarse las zonas de baja pendiente, irrelevantes para la generación de las remociones en masa que se evaluarán. De acuerdo a revisiones bibliográficas citadas en capítulos anteriores que establecen un límite de pendientes de ladera para el origen de deslizamientos, flujos y caídas de roca, las laderas con pendientes menores a 10° serán descartadas del estudio.

En la Tabla 4.1 se presenta la información que idealmente debe recopilarse en esta etapa y las principales herramientas a utilizar para ello.

4.3 ESTUDIOS EN TERRENO (T1)

Esta etapa está enfocada en la realización de un mapa a la escala de trabajo definida, que reúna la información recolectada en terreno (mapeo geológico básico) y la recopilada en la etapa de revisión de antecedentes. La confección del mapa va acompañado de la caracterización geológica, geomorfológica y geotécnica de las unidades de roca y de suelo presentes en la zona de estudio.

Tabla 4.1. Estudios preliminares para evaluación de peligro de remociones en masa

Factor de estudio		Tópicos a considerar	Herramientas
Delimitación área y escala de estudio		. Delimitación geográfica . Definición escala² . Descarte de zonas de baja pendiente	. Cartografía . Cartas Geológicas . Fotos aéreas
Factores Condicionantes	Antecedentes Históricos	. Tipos de eventos ocurridos . Distribución espacial . Volumen de material involucrado . Agente gatillante del evento	. Bibliografía . Prensa
	Geología	. Roca: litología y delimitación de unidades, alteración, meteorización y estructuras . Suelo: tipo y delimitación de unidades	. Cartas geológicas . Fotos aéreas . Bibliografía
	Geotecnia	. Roca: tipos de estructuras, datos de resistencia del macizo y roca intacta . Suelo: datos de granulometría, resistencia, permeabilidad	
	Geomorfología	. Tipos de unidades . Topografía, mapa de pendientes . Identificación de escarpes de remoción en masa antiguas . Red de drenaje . Orientación de laderas . Delimitación y superficie de hoya hidrográfica	
	Hidrología e Hidrogeología	. Identificación de cauces principales y secundarios . Datos de caudales, escorrentía, infiltración, posiciones y variaciones del nivel freático	
	Vegetación	. Tipo, distribución y densidad . Variación estacional	
	Actividad Antrópica	. Uso de suelo . Urbanización . Identificación de obras: rellenos, excavaciones, taludes. Estado de la obra . Actividad minera	. Mapas de uso de suelo y urbanización . Prensa

² Se recomiendan escalas 1:50.000 para estudios a nivel regional, y escalas 1:25.000 para estudios locales. Esto dependerá del objetivo del proyecto.

Tabla 4.1. (Continuación) Estudios preliminares para evaluación de peligro de remociones en masa

Factor de estudio		Tópicos a considerar	Herramientas
Factores Gatillantes	Precipitaciones	. Registro de precipitaciones: tipos, distribución, datos de precipitación acumulada, precipitaciones máximas . Ubicación isoterma 0°, variaciones estacionales . Temperaturas: distribución y datos de máximas y mínimas, variaciones en torno al punto de fusión de nieve . Curvas de frecuencia (T° v/s precipitación) . Eventos generadores de cada tipo de remoción, intensidades asociadas, época del año	. Bibliografía . Prensa
	Sismos	. Tipos de sismos . Catastro de sismos, registros de magnitud, intensidad, aceleración . Recopilación de estudios de peligro sísmico . Eventos generadores de cada tipo de remoción, magnitudes, intensidades asociadas, aceleraciones asociadas	
	Otros	. Distribución . Catastro . Tipo de evento generador de remociones	

4.3.1 Mapeo geológico básico.

El mapeo de la geología consta de la delimitación espacial de las unidades de suelo y roca que es posible identificar en la zona. Así, la geología de roca incluye la descripción litológica de las unidades y su distribución espacial, la geología estructural (presencia de fallas, pliegues, estratificación) y la identificación por sectores de los sets estructurales predominantes, la descripción de zonas y grado de meteorización y de alteración de la roca.

En tanto, la geología de suelo debe incluir su descripción visual, que permite identificar entre suelos transportados y residuales, la identificación de los tipos de depósitos, la delimitación de estos depósitos y espesores asociados. En particular la diferenciación de las unidades de suelo residual y de suelo transportado permitirá identificar la posible

presencia de estructuras conservadas que al presentarse como planos de debilidad podrían influir notoriamente en la estabilidad de los depósitos.

4.3.2 Geomorfología

En cuanto a la geomorfología, uno de los rasgos más relevantes a considerar corresponde a las pendientes de laderas en el área de estudio, sus alturas, exposición al sol y geometrías asociadas, las cuales se pueden obtener a partir de la generación en SIG de un modelo de elevación digital (DEM). La geomorfología incluye también la identificación, delimitación y descripción de unidades geomorfológicas como terrazas, abanicos aluviales, unidades glaciares, depósitos de remociones antiguas, escarpes de falla, y escarpes de remoción en masa antiguos y recientes, además de la caracterización del drenaje del área involucrada en el estudio y el encajonamiento de los cauces y quebradas.

4.3.3 Geotecnia

En esta etapa, la geotecnia debe ser descrita de manera básica, en cada depósito y afloramiento que sea posible. Esta caracterización será reforzada más adelante por estudios en laboratorio y generación de líneas de detalle en zonas que sean catalogadas en pasos posteriores como críticas para la generación de remociones en masa.

4.3.3.1 Caracterización geotécnica de roca:

Las propiedades geotécnicas a definir en terreno en esta etapa están enfocadas en la caracterización estructural, estimación de permeabilidades y clasificaciones para el macizo rocoso.

Para la caracterización del macizo rocoso se utilizan planillas de descripción basadas en la definición de parámetros como el GSI (Hoek, 1994), RMR (Bieniawski, 1989),

RQD (Deere, 1967), y sistema Q para laderas (Barton *et al.*, 1974), los cuales son parámetros que buscan cuantificar la calidad y resistencia de la roca.

Dado que las rocas presentan permeabilidades bajas comparadas con las de un suelo, la estimación de este parámetro se realiza de manera relativa, teniendo en consideración que se encuentra estrechamente ligada a la cantidad de fracturas que presente el macizo.

4.3.3.2 Caracterización geotécnica de suelo:

Las propiedades geotécnicas de un suelo a determinar en terreno corresponden a su clasificación USCS³, plasticidad, densidad, compacidad, permeabilidad y humedad. Todos estos parámetros son estimaciones obtenidas mediante observación y descripción visual. Para todos los casos, excepto la distribución granulométrica, los términos a usar para categorizar estos parámetros en esta etapa son “alta”, “media” o “baja”.

La distribución granulométrica corresponde a la distribución en tamaño de las partículas que componen el suelo, de acuerdo a los rangos de tamaños dados por la USCS, con porcentajes en peso aproximados de cada tamaño. En tanto, para estimaciones relativas de la plasticidad existe una serie de ensayos a realizar en terreno sobre la fracción fina del suelo y que permiten caracterizar el suelo como limo o arcilla, donde los suelos limosos corresponden a suelos de baja plasticidad y las arcillas a suelos de alta plasticidad. Por otro lado, la permeabilidad está asociada principalmente a la mayor o menor proporción de finos que tenga el suelo y a su distribución granulométrica, así mientras menos cantidad de finos tenga el suelo y/o mejor seleccionado sea más permeable será.

³ USCS: United Soils Clasification System (Sistema Unificado de Clasificación de Suelos)

La compacidad del suelo se refiere a la consistencia que éste presente en terreno, siendo mayor en tanto más compacto se observe y en tanto sea capaz de generar laderas empinadas sin desmoronarse con facilidad.

Los métodos y descripciones mencionadas, tanto para roca como para suelo, se encuentran descritos en detalle en el Anexo 7.

4.3.4 Hidrología-hidrogeología

El estudio hidrológico en terreno se centrará principalmente en la identificación de los cauces y quebradas existentes. Asociado a esto, se incluye la determinación de cambios bruscos de pendientes de ejes hidráulicos que influirían en la energía de eventuales flujos.

Las descripciones hidrogeológicas deben centrarse en la ubicación de afloramientos de agua y vertientes que permitan obtener referencias en cuanto a la posición en profundidad del nivel freático y sus variaciones con la geología y la topografía. La medición de los niveles mediante piezómetros o pozómetros que permitan obtener un estudio de estas variaciones en función del clima principalmente es ideal en caso de existir recursos y las facilidades respectivas.

La información obtenida deberá ser expuesta en un mapa junto con la información geológica y geotécnica. En caso de tener mucha información (lo que en la mayoría de los casos no sucede) se podrá realizar un mapa exclusivamente hidrológico-hidrogeológico.

4.3.5 Vegetación

La fase de terreno constará de un último punto referente a la identificación de la vegetación existente en la zona de estudio. La descripción de sus características debe enfocarse en el tipo de vegetación presente (diferenciando entre vegas, arbustos, árboles y praderas), cómo se encuentra distribuida, su densidad en términos relativos,

alturas promedios y a qué tipo de depósito se encuentra asociada. Esto permitirá principalmente comparar estabilidad de laderas en base a este factor e identificar zonas que no han sufrido removilizaciones relativamente recientes de material al encontrarse provistas de densidades importantes de vegetación.

4.4 TRABAJO DE GABINETE (G2)

Esta etapa, que se desarrolla luego de haber realizado la primera parte del trabajo de terreno, tiene dos puntos principales: división de la zona de estudio en unidades geomorfológicas y evaluación de la susceptibilidad a remociones en masa. Al tratarse de un trabajo de mayor detalle, se recomienda la escala 1:25.000.

El resultado de esta fase es un mapa de susceptibilidad para cada uno de los tipos de remociones en masa estudiadas, con un Índice de Susceptibilidad (IS) comparable que varía entre 0% y 100%.

4.4.1 Definición de unidades geomorfológicas

Esta etapa consiste en dividir la zona de estudio en diferentes unidades según rasgos geomorfológicos y geológicos similares como son la orientación de la ladera (aspecto), la pendiente, litología y tipos de depósitos. Bajo este punto, quiebres de pendiente muy fuerte y cambios bruscos en el aspecto son factores para definir una nueva unidad; de esta manera cada una de ellas quedará definida por un aspecto y pendiente promedio. Si bien la cantidad de unidades a definir dependen del tamaño del área de estudio, no se recomienda definir más de unas 150 unidades, de manera que la continuación del estudio sea práctico y eficiente.

4.4.2 Evaluación de la susceptibilidad

Habiendo dividido la zona de estudio en las diversas unidades, se procede a evaluar la susceptibilidad a generación de remociones en masa mediante el cálculo de un Índice de Susceptibilidad (IS). Este índice se calcula para cada unidad definida y se basa en

la suma de los puntajes ponderados para cada uno de los factores condicionantes de remociones en masa. Como la incidencia de los factores condicionantes varía según el tipo de remoción en masa, el cálculo del IS se realizará por separado. De esta manera, cada unidad tendrá un IS asociado a deslizamientos, a flujos y a caídas de manera independiente.

Las unidades con $IS \geq 50$, escogido como valor crítico, se considerarán como susceptibles y se seleccionarán para análisis específicos posteriores.

Los valores propuestos para el cálculo del IS se basan en la metodología elaborada por Sepúlveda (1998), en la revisión bibliográfica realizada en el presente estudio, y en la calibración paralela con las observaciones realizadas en la zona piloto (ver Capítulo 6) en Chile Central, las que fueron realizadas en paralelo al desarrollo de la metodología. Específicamente, el valor crítico para el Índice de Susceptibilidad, $IS = 50$, se ha establecido arbitrariamente, mediante la calibración con las remociones observadas en la Quebrada San Ramón. De este modo, como se presenta a continuación, los factores condicionantes de geología, geotecnia y geomorfología son considerados como factores de incidencia primaria en la susceptibilidad, y las ponderaciones son tales que una sumatoria cercana a 50 entre estos parámetros es suficiente para hacer una unidad geomorfológica susceptible a remociones en masa.

En regiones de condiciones geológicas o climáticas distintas es posible que las ponderaciones varíen, por lo que se recomienda en este caso calibrar estos valores principalmente con la observación de eventos de remociones en masa declarados, de modo que todas éstas quedan en unidades con $IS \geq 50$.

Existen métodos alternativos para la evaluación de la susceptibilidad, como métodos estadísticos de regresión, para aquellas áreas donde existe un número importante de remociones en masa. Este tipo de análisis no se incluye en detalle en la metodología que aquí se formula, pues su aplicabilidad es más limitada, pero es una opción válida en zonas donde es aplicable.

4.4.2.1 Deslizamientos en suelo

Para cada grupo de factor condicionante de deslizamientos en suelo se ha establecido un peso (en porcentaje) que define su grado de importancia en la generación del evento. Este porcentaje se definió bajo criterio del autor de esta tesis, basado en la metodología elaborada por Sepúlveda (1998), revisión bibliográfica y la aplicación gradual de la metodología en la zona piloto (ver Capítulo 6). Sepúlveda (1998), a su vez, se basó en las opiniones de diversos profesionales del área de geología y geotecnia para establecer estas ponderaciones.

Así, se ha dado un peso numérico a cada uno de los factores de acuerdo a su grado de incidencia en la generación de remociones en masa, considerando que las características geológicas, geotécnicas y geomorfológicas son las más relevantes en este aspecto. Las Tablas 4.2 y 4.3 muestran estas relaciones. Las ponderaciones presentadas en la Tabla 4.2 corresponden al máximo porcentaje otorgado al factor, es decir, el caso más crítico para generar la remoción, bajo el cual la suma de todos ellos corresponde a un 100%. La Tabla 4.3 muestra los factores desglosados en diversos rangos dependiendo de las condiciones que presenta la unidad estudiada.

Tabla 4.2. Ponderación máxima de factores condicionantes de deslizamientos en suelo

FACTOR		%
GEOMORFOLOGÍA	pendientes de laderas	35%
	exposición al sol	
GEOLOGÍA- GEOTECNIA	características geológicas-geotécnicas del material	30%
	condiciones de humedad y saturación	
CLIMA- VEGETACIÓN	acumulación de nieve	10%
	cobertura vegetal	
ANTRÓPICO	desestabilización artificial de laderas	10%
ANTECEDENTES	deslizamientos declarados en la ladera	15%
	deslizamientos declarados en la unidad de suelo	

Tabla 4.3. Desglose de los factores condicionantes de deslizamientos en suelo

FACTOR	ESPECIFICACIONES (no diferencia en esta etapa deslizamientos superficiales y profundos)	RANGOS	%
pendientes de laderas (f ₁)	Promedio de la unidad	15°-20°	9%
		20°-25°	15%
		25°-30°	21%
		30°-40°	26%
		>40°	30%
exposición al sol (f ₂)	Para el caso de Chile central, alta exposición: laderas mirando al N, al estar expuestas al sol durante todo el año. Parcial: laderas mirando al E-W. Baja: laderas mirando al S	alta	5%
		parcial	3%
		baja	1%
características geológicas- geotécnicas del material (f ₃)	Condiciones muy favorables para generación de deslizamiento son, entre otros, baja densidad (<~1,6-1,8 kN/m ³), baja resistencia, alta cantidad de material fino en su composición (>~50%); además de la estructura y estratificación del suelo. La generación de material removible a partir de roca se ve favorecido por alta meteorización y alteración.	muy favorable	20%
		favorable	14%
		medianamente favorable	10%
		poco favorable	6%
		muy poco favorable	2%
condiciones de humedad y saturación (f ₄)	Considerar: (1)Capacidad de saturación por abajo (profundidad nivel freático) y por arriba (infiltración por precipitación). (2) Capacidad de almacenaje de agua en la estructura de suelo (asociado a presencia de niveles impermeables). Saturación y mayor almacenaje favorecen generación de deslizamientos. La relación (profundidad N.F/espesor suelo) cercana a 0 indica condiciones muy favorables de generación, ~0,5 es favorable.	muy favorable	10%
		favorable	7%
		poco favorable	3%
		sin antecedentes	2%
acumulación de nieve (f ₅)	Según estacionalidad	siempre	5%
		estacional	2%
		esporádica	1%
		nula	0%
cobertura vegetal (f ₆)	Densidad en la ladera	nula a baja	5%
		moderada	2%
		alta	0%
desestabilización artificial de laderas (f ₇)	Por ejemplo cortes artificiales en laderas, construcción de terraplenes, etc.	importante	10%
		poco importante	5%
		no observado	0%
deslizamientos declarados en la unidad geomorfológica (f ₈)	Información escrita y/u observación de escarpes y superficies de deslizamiento.	presente	10%
		sin antecedentes	3%
		no observado	0%
deslizamientos declarados en la unidad geológica de suelo (f ₉)	Información escrita y/u observación de escarpes y superficies de deslizamiento.	presente	5%
		sin antecedentes	2%
		no observado	0%
tipo de material (f ₁₀)	En este caso, el material roca no está en estudio, por lo tanto pondera por 0 al resto de los factores	suelo	1
		Roca (cobertura aproximada <1m-1,5m de suelo)	0

De esta manera, el IS para cada unidad geomorfológica se calcula mediante la siguiente ecuación:

$$IS_{DS} = \left(\sum_{i=1}^9 f_i \right) \cdot f_{10} \quad (\text{Ec. 4.1})$$

En este caso cualquier unidad asociada sólo a roca entregará un IS=0, pues $f_{10}=0$. Debe tenerse en cuenta, que las zonas que geológicamente representan unidades de roca pero que presentan suelo superficial de espesor $\geq 1\text{m}$ -1.5m deberán tener siempre un $f_{10}=1$, pues podrían generar tanto deslizamientos superficiales de suelo como deslizamientos de roca y/o caídas de roca. Debe considerarse que el espesor de suelo señalado es sugerido ya que depende de la escala de trabajo.

4.4.2.2 Deslizamientos en roca

De igual manera al caso anterior, las Tablas 4.4 y 4.5 muestran las relaciones entre factor condicionante y grado de importancia en la generación de deslizamientos en roca.

Tabla 4.4. Ponderación máxima de factores condicionantes de deslizamientos en roca

FACTORES		%
GEMORFOLOGÍA	pendientes de laderas	35%
GEOLOGÍA- GEOTECNIA	características geológicas-geotécnicas del material	35%
CLIMA	acumulación de nieve	5%
ANTRÓPICOS	desestabilización artificial de laderas	10%
ANTECEDENTES	deslizamientos declarados en la ladera	15%

Tabla 4.5. Desglose de los factores condicionantes de deslizamientos en roca

FACTOR	ESPECIFICACIONES	RANGOS	%
pendientes de laderas (f ₁)	Promedio de la unidad	15°-20°	11%
		20°-25°	15%
		25°-30°	20%
		30°-40°	25%
		40°-60°	30%
		>60°	35%
Características geológicas-geotécnicas del material (f ₂)	Su generación se ve favorecida por alto grado de fracturamiento, alta meteorización y presencia de agua en el macizo. La orientación de fracturas permitirán identificar el tipo de deslizamiento: deslizamiento plano (superficie de deslizamiento en el sentido de la ladera), cuña (por intersección de estructuras) o toppling (fracturas opuestas al sentido de la ladera). Puede considerarse valores bajos de RMR (<30) -modificado según orientación de estructuras en laderas- como indicativo aproximado de condiciones muy favorables para generación de deslizamientos.	muy favorable	35%
		favorable	28%
		medianamente favorable	18%
		poco favorable	11%
		muy poco favorable	4%
acumulación de nieve (f ₃)	Según estacionalidad	siempre	5%
		estacional	2%
		esporádica	1%
		nula	0%
desestabilización artificial de laderas (f ₄)	Por ejemplo cortes artificiales en laderas, construcción de terraplenes, etc.	importante	10%
		poco importante	5%
		no observado	0%
deslizamientos declarados en la ladera (f ₅)	Información escrita y/u observación de superficies de deslizamiento.	presente	15%
		sin antecedentes	5%
		no observado	0%
tipo de material (f ₆)	En este caso, el material suelo no está en estudio, por lo tanto pondera por 0 al resto de los factores. Suelo muy superficial en unidades mapeadas como roca no se considera.	suelo	0
		Roca (cobertura aproximada <1m-1,5m de suelo)	1

En este caso el cálculo del IS para cada unidad geomorfológica es:

$$IS_{DR} = \left(\sum_{i=1}^5 f_i \right) \cdot f_6 \text{ (Ec. 4.2)}$$

Las unidades asociadas sólo a suelo entregarán un IS=0, con f₆=0.

4.4.2.3 Flujos

Las Tablas 4.6 y 4.7 muestran las relaciones entre factor condicionante y grado de importancia en la generación de deslizamientos en roca.

Tabla 4.6. Ponderación máxima de factores condicionantes de flujos

FACTOR		%
GEOMORFOLOGÍA	pendientes de laderas	35%
	pendiente canal de drenaje	
	encajamiento canal de drenaje	
	exposición al sol	
GEOLOGÍA-GEOTECNIA	características geológicas-geotécnicas del material	35%
	condiciones de humedad y saturación	
CLIMA-VEGETACIÓN	acumulación de nieve	10%
	cobertura vegetal	
ANTRÓPICO	obstrucción de canal de drenaje	10%
	desestabilización artificial de laderas	
ANTECEDENTES	aluviones declarados en la hoya	10%

Tabla 4.7. Desglose de los factores condicionantes de flujos

FACTOR	ESPECIFICACIONES (orientado a flujos generados en el cauce o en laderas de material suelto)	RANGOS	%
pendientes de laderas (f ₁)	Promedio de la unidad.	10°-15°	3%
		15°-20°	6%
		20°-25°	9%
		25°-30°	11%
		30°-40°	13%
		>40°	15%
pendiente canal de drenaje al pie de la ladera (f ₂)	Promedio de la unidad. Si la unidad es sólo canal de drenaje, el puntaje f ₂ se asocia a f ₁ , quedando sólo como un puntaje otorgado por "pendiente del canal".	<5°	1%
		5°-10°	5%
		>10°	10%
encajamiento canal de drenaje (f ₃)	Dado por la geomorfología y la relación profundidad/ancho del canal. Un encajamiento alto puede reflejarse, entre otros, en un valor alto de esta razón. Puede considerarse un valor mayor a 0,7 como encajamiento alto.	alto	7%
		medio	4%
		bajo	1%
exposición al sol (f ₄)	Para el caso de Chile central, alta exposición: laderas mirando al mirando al N, al estar expuestas al sol durante todo el año. Parcial: laderas mirando al E-W. Baja: laderas mirando al S	alta	3%
		parcial	2%
		baja	0%

Tabla 4.7. (Continuación) Desglose de los factores condicionantes de flujos

FACTOR	ESPECIFICACIONES (orientado a flujos generados en el cauce o en laderas de material suelto)	RANGOS	%
características geológicas-geotécnicas del material (f ₅)	La generación de flujos se ve favorecida, entre otros, por suelos de baja compactación, permeabilidad, y espesores críticos de suelo, presencia de estructuras y presencia de finos. En roca: alta meteorización y frecuencia de fracturas (valores bajos de GSI a nivel de ladera), litología (rocas menos resistentes) y alteraciones	muy favorable	25%
		favorable	18%
		medianamente favorable	13%
		poco favorable	8%
		muy poco favorable	3%
condiciones de humedad y saturación (f ₆)	Asociado a: (1) Capacidad de saturación por abajo (profundidad nivel freático <2m es muy favorable para generación de flujos, >2m poco favorable, ~2m favorable) y por arriba (infiltración por precipitación). (2) Capacidad de almacenaje de agua en la estructura de suelo. (3) Variaciones estacionales de humedad. Mayor almacenaje y humedad alta favorecen la generación de flujos.	muy favorable	10%
		favorable	7%
		poco favorable	3%
		sin antecedentes	2%
acumulación de nieve (f ₇)	Según estacionalidad	siempre	5%
		estacional	2%
		esporádica	1%
		nula	0%
cobertura vegetal (f ₈)	Densidad en la ladera	nula a baja	5%
		moderada	3%
		alta	0%
obstrucción de canal de drenaje (f ₉)	No considera estructuras destinadas a contener los flujos	importante	5%
		moderada	4%
		baja	2%
		no observado	0%
desestabilización artificial de laderas (f ₁₀)	Por ejemplo cortes artificiales en laderas, construcción de terraplenes, etc.	importante	5%
		poco importante	3%
		no observado	0%
aluviones declarados en la hoya hidrográfica (f ₁₁)	Información escrita y/u observación de depósitos de flujos en la zona de estudio. Considerar como eventos frecuentes aquellos con recurrencia ≤ 10 años.	históricos frecuentes	10%
		históricos poco frecuentes	7%
		prehistóricos	4%
		sin antecedentes	1%
tipo de material (f ₁₂)	En este caso, el material roca no está en estudio, por lo tanto pondera por 0 al resto de los factores	suelo	1
		Roca (cobertura aproximada <1m-1,5m de suelo)	0

El IS en este caso es:

$$IS_F = \left(\sum_{i=1}^{11} f_i \right) \cdot f_{12} \quad (\text{Ec. 4.3})$$

Y como se ha aplicado anteriormente, las unidades asociadas sólo a roca entregarán un IS=0, con $f_{12}=0$.

4.4.2.4 Caídas de roca

Las Tablas 4.8 y 4.9 muestran las relaciones para el caso de caídas de roca.

Tabla 4.8. Ponderación máxima de factores condicionantes de caídas de roca

FACTOR		%
GEMORFOLOGÍA	pendientes de laderas	35%
GEOLOGÍA-GEOTECNIA	características geológicas-geotécnicas del material	35%
CLIMA	acumulación de nieve	10%
ANTRÓPICOS	desestabilización artificial de laderas	5%
ANTECEDENTES	caídas de roca declaradas en ladera	15%

Tabla 4.9. Desglose de los factores condicionantes de caídas de roca

FACTOR	ESPECIFICACIONES	RANGOS	%
pendientes de laderas (f_1)	Promedio de la ladera	15°-20°	4%
		20°-25°	10%
		25°-30°	18%
		30°-40°	25%
		40°-60°	32%
		>60°	35%
características geológicas-geotécnicas del material (f_2)	Será más favorable a medida que presente estructuras subverticales en el macizo, alta frecuencia de fracturas y orientación de fracturas en el sentido de la ladera. Se consideran además los factores generadores de deslizamientos de roca.	muy favorable	35%
		favorable	24%
		medianamente favorable	15%
		poco favorable	9%
		muy poco favorable	3%
acumulación de nieve (f_3)	Asociado a procesos de hielo/deshielo, que contribuyen en la caídas de roca debido a la generación de esfuerzos en tracción en la roca	estacional	10%
		siempre	4%
		esporádica	2%
		nula	0%

Tabla 4.9. (Continuación) Desglose de los factores condicionantes de caídas de roca

FACTOR	ESPECIFICACIONES	RANGOS	%
desestabilización artificial de laderas (f ₄)	Por ejemplo cortes artificiales en laderas, construcción de terraplenes, etc.	importante	5%
		poco importante	3%
		no observado	0%
caídas de roca declaradas en la ladera (f ₅)	Presencia de bloques caídos.	presente	15%
		no observado	0%
Tipo de material (f ₆)	En este caso, el material suelo no está en estudio, por lo tanto pondera por 0 al resto de los factores	suelo	0
		Roca (cobertura aproximada <1m-1,5m de suelo)	1

El IS para cada unidad geomorfológica se calcula mediante la siguiente ecuación:

$$IS_C = \left(\sum_{i=1}^5 f_i \right) \cdot f_6 \quad (\text{Ec. 4.4})$$

Cualquier unidad asociada sólo a suelo entregará un IS=0, pues f₆=0.

4.5 ESTUDIOS EN TERRENO (T2)

Esta etapa consta de dos actividades principales: el muestreo de material, tanto roca como suelo, y mapeo estructural en detalle en laderas que lo requieran, por ejemplo aquéllas que claramente representan zonas de alta inestabilidad y donde exista una gran cantidad de sets estructurales que no se han podido definir de manera general anteriormente. Cabe notar que de estas etapas se obtendrán parámetros geotécnicos que buscan ser representativos de las unidades definidas. Además de esto, las zonas seleccionadas deben cumplir con la condición IS≥50.

4.5.1 Muestreo de material

La selección de las zonas de muestreo deben satisfacer la condición de que exista material suficiente para ser recolectado, dependiendo de los ensayos que se desean

realizar (Anexo 8); debe ser una zona de fácil acceso, ya que el muestreo corresponde a colpas de roca y sacos de suelo que deben ser transportados en caballos o vehículos motorizados, y deben corresponder a zonas que sean representativas de las unidades de las cuales se desea obtener datos ya que no siempre se podrá acceder a aquellas zonas catalogadas como críticas. Hay que hacer énfasis que mientras más zonas sean muestreadas mayor cantidad de ensayos será posible realizar y por lo tanto se obtendrá un mejor catastro de las propiedades de los materiales que se encuentran en el área.

La determinación de la densidad puede realizarse en terreno mediante el método del cono de arena. Sin embargo, este método requiere de balanzas para pesar el suelo que no suelen llevarse a terreno y por lo tanto involucra la realización de un muestreo de material para llevar a laboratorio. Este mismo material podrá ser utilizado para determinar la humedad del suelo en terreno mediante diferencias de peso, por lo cual se debe tener un extremo cuidado en el sellado del material de manera de no perder dicha humedad en el proceso de traslado.

Si bien la cantidad de material a extraer depende de los ensayos a realizar, en general es suficiente con 100 a 130 kg si se trata de suelo grueso (para corte directo y triaxial de tres puntos, granulometría y densidad) y 10 a 15 kg si se trata de suelo fino (para corte directo y triaxial de tres puntos, límites de atterberg y densidad). En el caso de roca, un mínimo de 5 colpas de roca de 20x20x20 por cada punto de muestreo (para triaxial y/o uniaxial de tres puntos), esto considerando que las probetas pueden quebrarse a la hora de moldearlas para los ensayos. La obtención de estas muestras dado su peso y tamaño puede estar frecuentemente limitada a las facilidades de acceso disponibles.

4.5.2 Mapeo estructural en detalle

La generación de líneas de detalle en afloramientos de roca permitirá realizar la caracterización de la orientación y propiedades de las discontinuidades presentes en el

macizo rocoso. El mapeo debe realizarse a escala de ladera. Estas planillas y obtención de parámetros se encuentran en el Anexo 9.

4.6 ANÁLISIS DE LABORATORIO (L1)

La caracterización de laboratorio se enfoca en la obtención de parámetros geotécnicos y geomecánicos de suelo y roca de manera cuantitativa. Principalmente se pretende obtener aquellos parámetros que son necesarios para los posteriores análisis computacionales y estadísticos.

Para el caso de los parámetros geotécnicos se realizan ensayos en suelo de granulometría, plasticidad de los finos y humedad. Se puede realizar además, sin ser estrictamente necesario, la determinación de permeabilidad, de peso específico y de densidad del suelo (anexas al método del cono de arena) mediante ensayos simples que son descritos en el Anexo 8. La granulometría busca la obtención de la clasificación de la fracción gruesa del suelo y la distribución granulométrica de las partículas del suelo en base a una serie de tamices normalizados por la norma ASTM⁴ D421-58 y ASTM D422-63 o (o su equivalente BS⁵). La determinación de la plasticidad de los suelos finos será necesario realizarla cuando los finos superen el 5% en volumen de la muestra según la USCS, propiedad que se obtiene mediante los Límites de Atterberg (ASTM D423-66 y ASTM D424-59), con la determinación de los límites líquido y plástico (Anexo 8). En tanto, la determinación del peso específico (ASTM C127-04) de los sólidos se realiza tanto para el suelo (donde el peso específico corresponde al peso unitario de las partículas) como para las muestras de roca.

En cuanto a los parámetros geomecánicos, los ensayos realizados buscan la obtención principalmente de los valores de cohesión (c), del ángulo de fricción interna (ϕ) y las resistencias máximas tanto de suelo como de roca. En este último caso, interesa de igual manera la obtención de los parámetros de Hoek & Brown (1997, 2002). Los ensayos que pueden realizarse en suelo corresponden, principalmente, a ensayos de

⁴ ASTM: American Society for Testing and Materials

⁵ BS: British Standards

corte directo, compresión uniaxial (o compresión simple), triaxial drenado confinado isotrópamente (CID), triaxial no drenado confinado isotrópamente (CIU), triaxial drenado confinado anisotrópamente (CUD), triaxial no drenado confinado anisotrópamente (CUU). En tanto, para roca, el ensayo de resistencia a la compresión simple (UCS), triaxial, resistencia a la tracción (ensayo brasileiro), carga puntual y para la caracterización de las discontinuidades el ensayo de corte. Todos estos ensayos son descritos en el Anexo 8.

Entre la gran variedad de ensayos que se han mencionado existen algunos que son necesarios y otros que se pueden considerar como complementarios. Estas categorías son presentadas en la Tabla 4.10. En el caso que los ensayos no puedan llevarse a cabo, principalmente porque la realización de éstos depende fuertemente de la disposición de los recursos para llevarlos a cabo, ya sea instrumentales, monetarios o mano de obra, o porque no es posible la obtención de muestras por razones de acceso, existen valores de los parámetros mencionados que se encuentran tabulados y que pueden asumirse como característicos del material (Anexo 10).

Se recalca para esta fase que cada unidad geomorfológica debe tener asociada valores de las propiedades geotécnicas de los materiales que la componen, ya sea suelo o roca. El criterio geológico, ya sea por lo observado en terreno, o por estudio de fotos u otras herramientas, permite extrapolar de manera criteriosa los resultados obtenidos en laboratorio hacia aquellas unidades que no se han muestreado y que por lo tanto no cuentan con datos propios.

Tabla 4.10. Tipos de ensayos, importancia y parámetros obtenidos

Ensayo	Tipo de material (S: Suelo R: Roca)	Categoría (N: Necesario C: Complementario)	Parámetros obtenidos
Granulometría	S	C	Clasificación Distribución granulométrica
Límites de Atterberg	S (si %finos $\geq$ 5%)	C	Límite Líquido (LL), Límite Plástico (LP), Índice de plasticidad (IP)
Peso específico	S	C	Peso específico de los sólidos (G_s)
	R	C	
Permeabilidad	S	C	Coefficiente de permeabilidad (k)

Tabla 4.10 (continuación). Tipos de ensayos, importancia y parámetros obtenidos

Ensayo	Tipo de material (S: Suelo R: Roca)	Categoría (N: Necesario C: Complementario)	Parámetros obtenidos
Densidad <i>in-situ</i>	S	N	Densidad de terreno, densidad seca
Otros ensayos de densidad	S	C	Densidad de terreno, densidad seca, densidad relativa
	R	C	
Humedad	S	N	Humedad de terreno
	R	C	
Corte directo	S	N (si no se hace triaxial)	Cohesión (c), ángulo de fricción (ϕ), resistencia máxima al corte
	R	C	
Triaxial	S	N (si no se hace corte directo)	Cohesión (c), ángulo de fricción (ϕ), resistencia máxima a la compresión. Parámetros de Hoek & Brown (1997, 2002)
	R	N	
Compresión uniaxial	S	C	Resistencia máxima a la compresión ('UCS' en roca)
	R	N	
Resistencia a la tracción	R	C	Resistencia máxima a la tracción
Carga puntual	R	C	Resistencia a la compresión

4.7. EVALUACIÓN DE PROBABILIDAD DE FALLA (G3)

Esta fase busca la determinación de las probabilidades de falla para cada una de las unidades geomorfológicas que cumplan la condición $IS \geq 50$, mediante la implementación de diversas herramientas numéricas y computacionales. Esta probabilidad será utilizada más adelante para poder determinar el peligro de los fenómenos estudiados. En esta etapa se usarán los resultados numéricos de los ensayos de los análisis de laboratorio como los datos de las propiedades de los materiales.

Para esta etapa se requiere del conocimiento de la geometría representativa de la unidad geomorfológica en estudio, la cual será base para la aplicación de la mayoría de los softwares utilizados. Los casos de desarrollos locales de remoción en masa también deben pasar estos análisis, especialmente en aquellas zonas donde fue

posible observar en terreno la existencia de los eventos; en este último caso la geometría de la ladera corresponde a aquella donde efectivamente se observó la remoción en masa local.

La evaluación de la probabilidad de falla debe hacerse bajo un escenario que considere tanto las condiciones de saturación del material como las aceleraciones sísmicas correspondientes. En estas condiciones, se proponen los siguientes casos para la realización de los análisis: material saturado (tabla de aguas en superficie), semi-saturado (ubicación de la tabla de aguas a criterio del profesional; si no se tienen datos se sugiere ubicarla a mitad de profundidad de la unidad geológica en la sección analizada) y no saturado (sin tabla de aguas); combinado con la opción de considerar o no un sismo, definido mediante su aceleración horizontal (y vertical, si se estima necesario), en un modelo de análisis pseudoestático. Dependiendo de la realidad de la zona estudiada es la opción que debe escogerse, así también, mientras más datos se tengan de la zona de estudio más realistas serán los resultados. Por ejemplo, el conocimiento de la ubicación del nivel freático y/o las aceleraciones características del sismo representativo. Además, las opciones probabilísticas que presentan los softwares a utilizar permiten otorgar una variabilidad en profundidad del nivel freático definida por el usuario.

Si bien la probabilidad de falla obtenida es en la mayoría de los casos un valor numérico, ésta se llevará a una probabilidad cualitativa del origen de la remoción. Esto es necesario ya que no todos los resultados serán numéricos y se deben tener probabilidades comparables entre sí de manera que, al evaluar el peligro geológico de remociones en masa, los tipos de eventos analizados sean también comparables. La Tabla 4.11 muestra la relación entre probabilidad numérica y cualitativa.

Tabla 4.11 Relación entre probabilidad numérica y cualitativa para la evaluación del peligro geológico.

Probabilidad numérica de generación de un FRM	Probabilidad cualitativa de generación de un FRM
0% - 25%	Bajo
25% - 50%	Medio
> 50%	Alto

Esta “equivalencia” tiene su justificación en los factores de seguridad asociados. En los análisis probabilísticos, una probabilidad de falla del 50% tiene un factor de seguridad asociado igual o muy cercano a 1. Este valor es considerado el límite para designar la estabilidad o inestabilidad de una ladera, aunque no exista total certeza de la ocurrencia del evento, de ahí que la probabilidad asociada superior al 50% fuese considerada alta.

Para cada tipo de remoción en masa se exponen a continuación diversas formas para la evaluación de estas probabilidades. Es necesario hacer notar que las herramientas que se presentan no son las únicas existentes, y en caso de no contar con aquéllas que se mencionan es factible buscar métodos alternativos para cumplir con este paso.

Se sugiere además, la evaluación de laderas locales para cualquier caso en que los resultados no sean satisfactorios con respecto a lo observado en terreno o con respecto a los antecedentes que se tienen de la zona de estudio. Esto manifiesta la posibilidad de elaborar análisis alternativos a escala de mayor detalle que la definida inicialmente.

4.7.1 Deslizamientos de suelo

La evaluación de deslizamientos es diferente para el caso de deslizamientos traslacionales y rotacionales. Para el primer caso, la probabilidad de falla se obtendrá mediante la implementación en Excel del software @RISK (Palisade Decisión Tools), en tanto para los casos rotacionales, el software SLIDE (Rocscience) entrega los factores de seguridad de las laderas y las probabilidades de falla asociada a ellas. En

el Anexo 4 se pueden encontrar detalles acerca del funcionamiento de estos softwares. En el segundo caso hay diversos softwares comerciales que se orientan al mismo propósito.

4.7.1.1 Deslizamientos traslacionales

El modelo utilizado para los deslizamientos traslacionales es el de ladera infinita (Ver Capítulo 3.2.1.3). Este será aplicable en aquellas zonas donde el espesor del suelo es mucho menor comparado con su extensión (caso de laderas con suelo superficial). Se sugiere aplicar este método para razones entre el espesor de la cubierta de suelo y el alto de la ladera menor a 0,05.

Los datos representativos de cada unidad geomorfológica y que están involucrados en el modelo (espesor del suelo, densidades, cohesión, ángulo de fricción, ángulos de talud, etc.) son ingresados a la planilla Excel y evaluados mediante el programa @RISK. Este programa analiza los datos, los ajusta a la función de probabilidad ingresada por el usuario, identifica sus elementos críticos y los escenarios en que actúan, aplica capacidades de simulación avanzadas partiendo de la simulación de Monte Carlo o Hipercubo Latino y ofrece los resultados tanto a nivel numérico como gráfico (www.addlink.es)

El objetivo es calcular el factor de seguridad de la ladera en estudio y mediante un análisis probabilístico obtener la probabilidad de falla de la ladera.

La Figura 4.2 representa los tipo de resultados y gráficos que es posible obtener mediante @RISK. El eje x del gráfico representa la variable en estudio (Factor de Seguridad), y el eje y las probabilidades de que la variable x tome un valor dado.

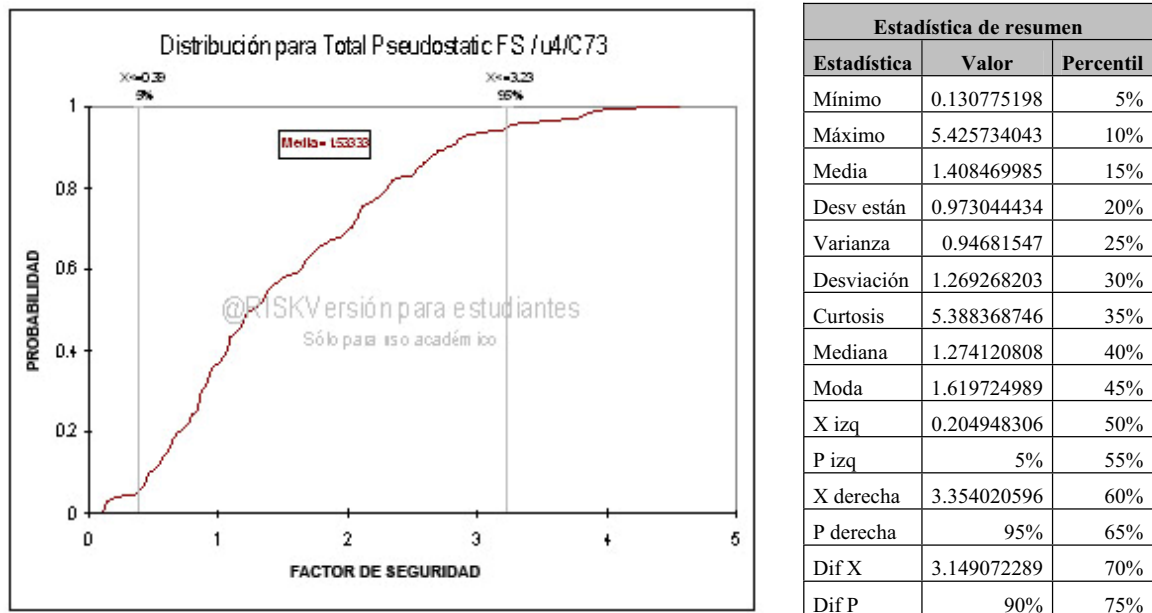


Figura 4.2. Ejemplo de gráficos y resultados en @RISK

4.7.1.2 Deslizamientos rotacionales

Los deslizamientos rotacionales (para razones entre el espesor de la cubierta de suelo y el alto de la ladera mayor a 0.05) serán analizados mediante el método de las tajadas para obtener los factores de seguridad y las probabilidades de falla asociadas a las laderas. Para esto se implementará el software SLIDE (www.rocscience.com) (u otro similar) en su opción probabilística, el cual requiere como datos de ingreso la geometría de la ladera, los valores numéricos de las propiedades de los materiales involucrados, y las fuerzas externas que afectan a la ladera (si es que existieran). Para esto último, es necesario contar con un perfil representativo de la unidad geomorfológica estudiada, el cual dependiendo de la escala de trabajo puede obtenerse de terreno o mediante la utilización de herramientas en softwares como ArcGis o Autocad, por ejemplo.

La Figura 4.3 representa un ejemplo de los modelos realizados en el software SLIDE y de los resultados obtenidos.

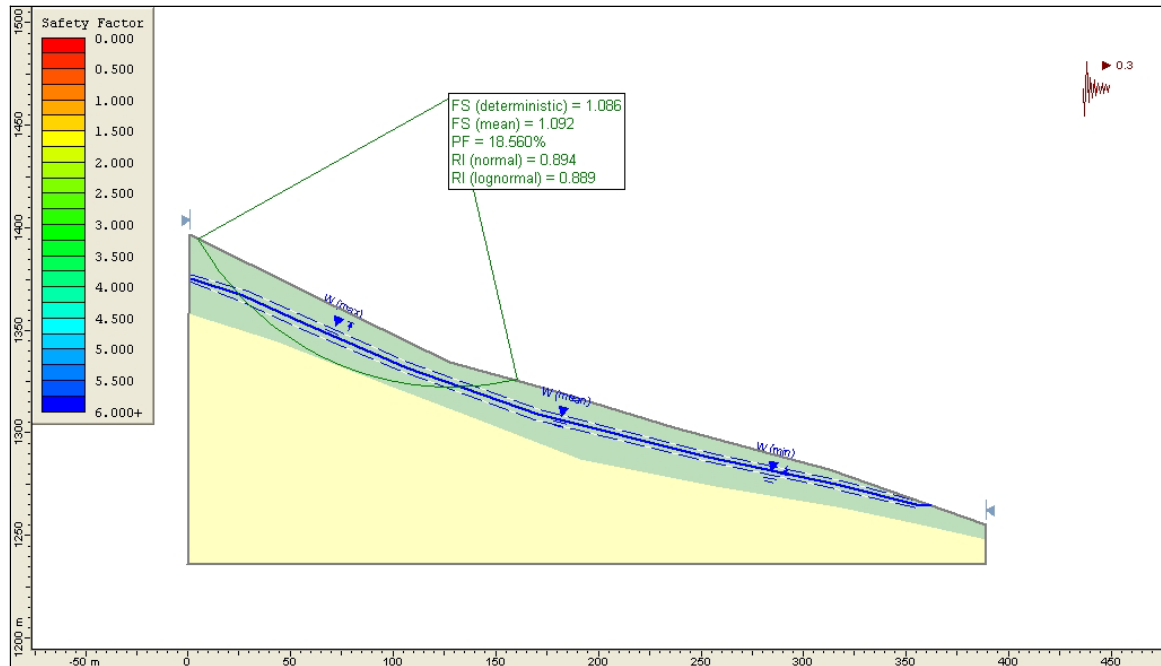


Figura 4.3. Ejemplo de resultados en SLIDE

Otros softwares que realizan básicamente el mismo tipo de análisis son XSTABL (www.xstabl.com), Slope/W (www.geo-slope.com), Slope (www.geostru.com), entre otros.

Se sugiere además realizar una estimación de los volúmenes a deslizar, a partir de los datos que entregan los programas SLIDE y ArcGIS. Este dato mejora la estimación del alcance de los deslizamientos.

4.7.2 Deslizamientos de roca

Las laderas en roca pueden o no estar controladas por estructuras. Cuando no es así se habla de deslizamientos masivos, los cuales pueden ser analizados con los mismos

softwares que para el caso de suelos, pero con parámetros geomecánicos del macizo rocoso. En tanto, para los deslizamientos controlados por estructuras existe un paso previo al análisis de estabilidad de taludes, que corresponde al análisis cinemático de las laderas.

El primer paso para el análisis de bloques se realiza en el software DIPS (www.rocscience.com), donde se representan las estructuras medidas (datos de terreno) y a partir de ellos se definen los sets estructurales predominantes, que serán la base para el análisis cinemático. Para cada uno de estos sets, asignados a distintas zonas en el área de estudio, deben estudiarse cinemáticamente los casos de deslizamiento planar, en cuña y toppling, según lo detallado en el Anexo 3. Las laderas estudiadas corresponden a la ladera representativa de la unidad geomorfológica que se está analizando.

Los casos de laderas críticas para la generación de dichos eventos, pasarán al análisis estático y/o sísmico respectivo.

En caso de no existir laderas que cumplan con la condición cinemática se pueden realizar análisis locales para definir estas zonas inestables.

4.7.2.1 Deslizamientos planares

Este tipo de deslizamiento puede ser analizado mediante la implementación del software RocPlane (www.rocscience.com) (Figura 4.4), que utiliza la geometría de la ladera, las propiedades de los materiales, y la orientación de las estructuras, para entregar directamente, en su opción probabilística, los factores de seguridad y las probabilidades de falla asociadas a deslizamiento plano por estructuras. Dado que la descomposición de fuerzas en este caso es bastante simple es muy factible programar en Excel el modelo asociado de equilibrio límite y buscar las probabilidades de falla mediante @RISK.

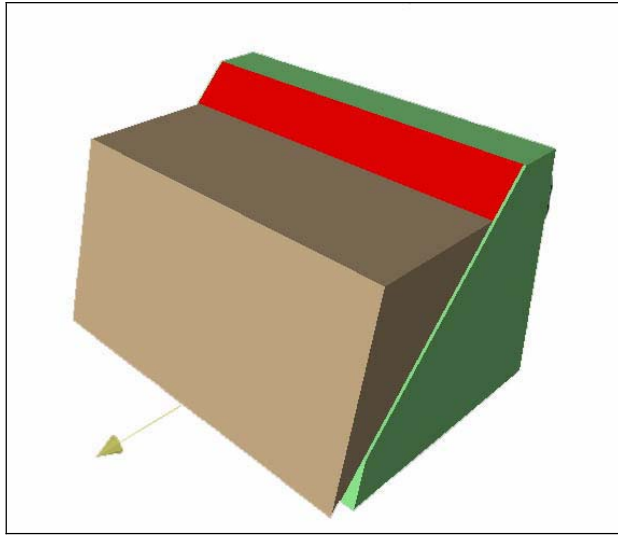


Figura 4.4. Ejemplo de modelo de ladera en ROCPLANE.

4.7.2.2 Deslizamientos en cuña

Siguiendo el esquema de los softwares de Rocscience, SWEDGE (Figura 4.5) es un software orientado específicamente al análisis de deslizamientos en cuña. De igual forma requiere los datos de la geometría de la ladera, las propiedades de los materiales, y la orientación de las estructuras que generan la cuña que aflora en la ladera.

Si bien la descomposición de fuerzas en este caso es un poco más compleja, puede programarse el cálculo del factor de seguridad en Excel y seguir los caminos anteriores en @RISK para obtener las probabilidades de falla. El cálculo de este factor de seguridad requiere de datos que se obtienen del manejo de los estereogramas de las laderas (Ver Anexo 3).

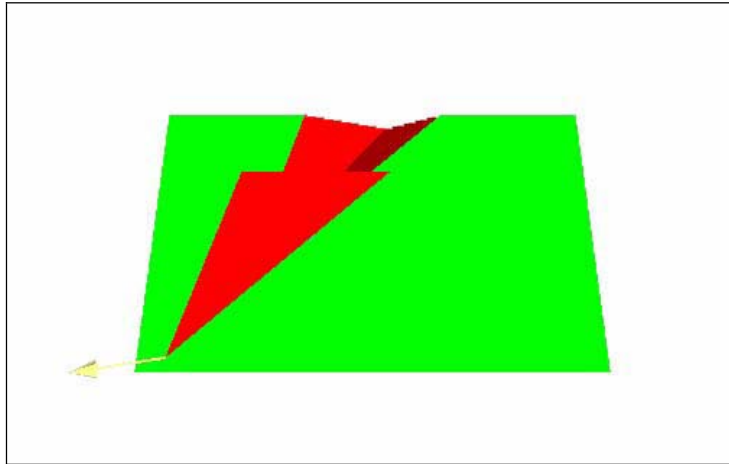


Figura 4.5. Ejemplo de modelo de ladera en SWEDGE (vista frontal).

4.7.2.3 Análisis locales de deslizamientos en bloque

Dada la escala de trabajo y la definición de una pendiente promedio de la unidad geomorfológica, es relativamente común que puedan ocurrir deslizamientos en bloque locales, que al generarse en zonas pequeñas de mayor pendiente no son capturados. Por esto, se recomienda realizar análisis complementarios que capturen estas inestabilidades.

De acuerdo a la orientación de las estructuras medidas en terreno, se determinan a partir de los estudios cinemáticos las pendientes de talud mínimas necesarias para la generación de deslizamientos (para planos, cuñas y toppling). Esta pendiente, llamada pendiente crítica ($\beta_{\text{crítico}}$), puede ser utilizada para realizar un estudio a nivel local de las laderas inestables, buscando en el mapa de pendientes de la zona de estudio, las laderas que cumplan con esta característica y que a su vez tengan una orientación favorable al deslizamiento.

Se han definido para esta situación, rangos cualitativos de probabilidad de generación de deslizamientos en bloque. Los ángulos asociados a estos rangos se basan principalmente en las observaciones realizadas en terreno y revisión bibliográfica, considerando la variabilidad que existe al momento de utilizar como parámetro

condicionante el promedio de pendiente de ladera de toda la unidad geomorfológica. Estos rangos se presentan en la Tabla 4.12.

Tabla 4.12. Relación entre probabilidad de generación de deslizamientos en bloque y pendientes.

Probabilidad de generación de deslizamientos en bloque	Variación máxima de la pendiente local (β) con respecto a la pendiente crítica ($\beta_{\text{crítico}}$)
Baja	$\beta_{\text{crítico}} - 15^\circ < \beta < \beta_{\text{crítico}} - 10^\circ$
Media	$\beta_{\text{crítico}} - 10^\circ < \beta < \beta_{\text{crítico}} - 5^\circ$
Alta	$\beta_{\text{crítico}} - 5^\circ < \beta$

Este criterio ha sido definido equivalentemente para el escenario estático y el sísmico ya que no se cuenta con antecedentes para justificar los casos por separado.

4.7.3 Flujos

El primer modelo y el más común para evaluar la probabilidad de falla asociado a flujos es el de ladera infinita (Ver Capítulo 3.2.1.3), en el caso en que un flujo comience como un deslizamiento. De esta manera, la metodología será la misma que se emplea para el caso de los deslizamientos traslacionales de suelo, aplicando el software @RISK para calcular factores de seguridad de las laderas y sus probabilidades de falla.

Las unidades a analizar en este caso son las unidades de suelo que rellenan los cauces, bajo una condición saturada. Esta condición está dada por la definición básica de flujo.

El segundo modelo representa el caso en que exista una escorrentía capaz de superar la resistencia de un depósito de cauce y de erosionar su base, incorporándolo de esta manera en su transporte, generando el flujo. Para esto se sugiere, dentro de lo posible, realizar modelos hidráulicos bien en programación o a escala que permitan reproducir esta situación.

4.7.4 Caídas de rocas

El caso de las caídas de rocas se basa en los análisis de los deslizamientos en bloque y en la presencia observada de laderas con discontinuidades.

Para el caso de las laderas con deslizamientos en bloque, se asumirá que estos mismos deslizamientos son los que producen las caídas de roca y por lo tanto la probabilidad de falla y el factor de seguridad de la ladera para las caídas de rocas serán las mismas que para los deslizamientos planos, cuña y/o toppling.

Para el caso de las laderas que tengan estructuras pero que no generan la condición cinemática de deslizamiento, se aplicarán criterios de ángulos de pendientes en que se pueden generar caídas (según Keefer, 1984), atribuyendo esta ocurrencia a estructuras que produzcan falla en tracción. Este tipo de resultado es cualitativo.

Según Keefer (1984) el ángulo mínimo de una ladera para generar caídas de rocas, en una situación sísmica (considerando sismos de magnitud mayor a 4), es de 40°. Este valor es utilizado como base para el desglose que se presenta a continuación (Tabla 4.13):

Tabla 4.13. Relación entre probabilidad de generación de caídas y pendientes

Probabilidad de generación de caídas	Pendiente de ladera en situación estática	Pendiente de ladera en situación sísmica
Baja	50°-60°	40°-50°
Media	60°-65°	50°-55°
Alta	>65°	>55°

Las probabilidades asignadas a los diversos rangos de pendientes se basan en un principio en asumir la existencia de estructuras capaces de generar caídas de rocas, situación que es asegurada porque las laderas que se analizan son las representativas de las unidades geomorfológicas con $IS \geq 50$.

Las caídas de rocas requieren de análisis locales en muchos casos, debido a las mismas razones que los deslizamientos en bloque. Para esto se aplicarán de igual forma los rangos definidos en las Tablas 4.12 y 4.13 en zonas locales que presenten las características de pendientes buscadas.

4.8 EVALUACIÓN DEL ALCANCE DE LA REMOCIÓN EN MASA (G4)

Luego de estudiar las probabilidades de falla asociadas a las laderas, se determinará el alcance que tendría la remoción en masa en caso de desencadenarse. Cada uno de los diferentes eventos tiene su propia evaluación, y se realizan mediante la utilización de diversas herramientas tanto computacionales como numéricas, o bien de manera cualitativa. Los datos necesarios para dicha evaluación son obtenidos de los ensayos de laboratorio, observaciones de terreno, bibliografía de trabajos anteriores, y/o mediante trabajo con la cartografía existente (por ejemplo, realización de perfiles).

El objetivo de esta etapa es poder traspasar esta información al mapa de peligros que se elaborará como fase final de la metodología, determinando un alcance probabilístico de la remoción.

El alcance no necesariamente se realiza en las unidades geomorfológicas, ya que éste puede trasapasar los límites de la zona donde éstas han sido definidas.

4.8.1 Deslizamientos de suelo

El alcance de los deslizamientos masivos se relaciona en este caso con la conservación del volumen deslizado y la del depósito y criterio geomorfológico (topografía, quiebres de pendientes). Es decir, el alcance del deslizamiento corresponde al área y volumen que el material deslizado ocuparía en la zona afectada, dada la topografía y pendientes de ésta última. Se debe recordar que en los casos que se trate de deslizamientos disgregados, puede existir un cierto aumento del volumen del material del depósito del deslizamiento con respecto al volumen que ocupa el material en su estado de equilibrio (previo al deslizamiento).

Para el caso de los deslizamientos superficiales se define, a partir del modelo de ladera infinita, el ángulo crítico ($\beta_{\text{crítico}}$) para que el material estudiado deslice, es decir, el ángulo de pendiente para el cual el Factor de Seguridad es 1 (esto para el caso sísmico y estático). De existir zonas bajo la ladera en estudio con pendientes iguales o mayores a ese ángulo crítico, entonces se definen zonas de alcance del deslizamiento según el siguiente criterio:

Tabla 4.14. Relación entre probabilidades de alcance de deslizamientos y pendientes

Probabilidad de alcance	Rangos de pendiente según ángulo crítico
Bajo	$\beta_{\text{crítico}} - 2^\circ < \beta < \beta_{\text{crítico}} + 2^\circ$
Medio	$\beta_{\text{crítico}} + 2^\circ < \beta < \beta_{\text{crítico}} + 4^\circ$
Alto	$\beta_{\text{crítico}} + 4^\circ < \beta < \beta_{\text{crítico}} + 6^\circ$

Este criterio se ha definido considerando que el modelo de ladera infinita es bastante sensible al ángulo de talud, y por lo tanto, por ejemplo un cambio de $+5^\circ$ en este parámetro genera un descenso considerable en el Factor de Seguridad. El límite inferior en las relaciones de la Tabla 4.14, de -2° , se ha establecido para considerar la existencia natural de rangos de error dentro de los parámetros dados en los modelos de estabilidad en general, con lo cual se pueden incluir a las zonas de alcance de deslizamientos superficiales, aquellas asociadas a Factores de Seguridad un poco menores a 1.

4.8.2 Deslizamientos de roca

Al igual que para el caso anterior, el mapeo del alcance de deslizamientos de roca se realizará mediante criterio geomorfológico y conservación de volúmenes de material deslizado y depositado.

Los casos de deslizamientos en bloques tienen un alcance local al pie del talud de donde se generaron.

4.8.3 Flujos

La estimación del alcance de los flujos se realizará esencialmente mediante criterio geológico-geomorfológico y antecedentes. Las zonas de avance del flujo corresponden a los canales que lo encauzan, no pudiéndose, en general, determinar de manera cuantitativa aquellas zonas donde el flujo pueda sobrepasar los límites laterales del canal y ensancharse, para lo cual se requerirían modelos hidráulicos que escapen al alcance de este tipo de estudios, salvo casos excepcionales. Los cambios de pendiente son el factor que se considerará determinante para el comienzo de la depositación (Ver Capítulo 3.2.2.4) junto con el estudio del alcance de flujos anteriores, si es que existen datos. En tanto, las formas de la depositación y su extensión dependerán de las características atribuidas al flujo (ya sea por observación en terreno, por bibliografía o ensayos de laboratorio) y de la geomorfología (Capítulo 3.2.2.5).

Existe una relación que modela la depositación según que el flujo alcance un espesor crítico T_c (Capítulo 3.2.2.4, Ec.3.15); este “espesor umbral” serviría para modelar la depositación si se pudiera determinar el espesor que el flujo tendría en su trayectoria, de manera que si este último es superior a T_c , entonces ocurriría la depositación.

Como alternativa, se pueden realizar modelos hidráulicos a escala que busquen modelar el comportamiento del flujo bajo el escenario que se estudia de manera de obtener los avances del flujo y las formas de depositación. Existen además softwares para modelar lahares (ej: LaharZ), que podrían ser un buen complemento para el caso, si es que se cuenta con los datos necesarios.

Esta metodología evalúa el alcance del flujo de acuerdo a los rangos de pendientes presentados en la Tabla 4.15, incorporando antecedentes de áreas afectadas por flujos (que entran en la categoría de Probabilidad alta de alcance).

Tabla 4.15. Relación entre probabilidades de alcance de flujos y pendientes

Probabilidad de alcance de flujos	Rangos de pendientes de quebradas
Bajo	10° - 13°
Medio	13° - 15°
Alto (*)	≥ 15°

(*) En caso de existir antecedentes de quebradas o áreas afectadas por flujos, entonces dichas áreas tienen una probabilidad alta de alcance.

Los ángulos presentados en la Tabla 4.15 tienen como base observaciones de terreno y revisiones bibliográficas, en particular la presentada en el Capítulo 3.2.2.4, donde, entre otros, Hungr *et al.* (1984) sugieren que la depositación de los flujos comienza entre los 10° y 14°.

4.8.4 Caídas de rocas

El alcance de las caídas de rocas se puede obtener con el software Rocfall, como fue discutido en el Capítulo 3.2.3.2. Cada una de las geometrías de las laderas representativas de la unidad geomorfológica en estudio es ingresada, representada por un perfil topográfico característico, de manera de obtener la distancia total recorrida por las rocas al caer. Estas distancias estarán asociadas a una probabilidad alta de alcance.

Si es que existen trayectorias de rocas caídas que sobrepasen la extensión de la ladera en estudio, y por lo tanto no sean apreciables en los perfiles analizados por Rocfall, la probabilidad del alcance se estima de acuerdo al análisis de las pendientes de acuerdo a criterios de ángulos basados en el Capítulo 3.2.3, como se presenta en la Tabla 4.16.

Para los mismos perfiles analizados en Rocfall, se propone utilizar estos mismos criterios de pendientes para el análisis de las zonas que se encuentran topográficamente más bajas que aquellas asociadas a un alcance alto de caídas.

Tabla 4.16. Relación entre probabilidades de alcance de caídas de rocas y pendientes

Probabilidad del alcance de caídas de roca	Rangos de pendientes de laderas	
	Situación estática	Situación sísmica
Bajo	35° - 40°	30° - 35°
Medio	40° - 45°	35° - 40°
Alto	45° - 50°	40° - 50°

4.9 EVALUACIÓN DE LA PROBABILIDAD DE OCURRENCIA DEL AGENTE GATILLANTE (G5)

Esta etapa es presentada como optativa dentro de la metodología en caso de evaluar el peligro geológico considerando las probabilidades de agentes gatillantes.

En este capítulo se presentan algunos ejemplos de metodologías enfocadas en la obtención de probabilidades de ocurrencia del agente gatillante de remociones en masa.

4.9.1 Análisis de Precipitaciones

Padilla (2006) elaboró una metodología que permite, mediante análisis estadísticos multivariados, la obtención de modelos que asocian la probabilidad de ocurrencia de remociones en masa y escenarios climáticos dados, que son función de variables como las precipitaciones del día del evento de la remoción en masa, las precipitaciones acumuladas y la altura de la línea de nieves. Este trabajo ha sido desarrollado para Chile Central, específicamente en los faldeos cordilleranos de Santiago Oriente, y ha usado como base de datos un catastro de eventos anteriores de remociones en masa y las precipitaciones asociadas a dichos eventos, además de registros de precipitaciones de la estación meteorológica más característica de la zona de estudio.

La fórmula genérica de regresión logística obtenida es la siguiente:

$$P(RM) = \frac{1}{1 + e^{-(0,107 \cdot P_E + 0,014 \cdot PA_{n-d} + 0,005 \cdot HLN - 23,181)}}$$

Donde:

$P(RM)$: Probabilidad de ocurrencia del evento de remoción en masa

P_E : Precipitaciones del evento para la estación E [mm/día]

PA_{n-d} : Precipitación acumulada en n días [mm]

HLN : Altura de la línea de nieve [m s.n.m.]

En este mismo trabajo, se presentan metodologías alternativas, como la presentada por la DGA (2001), donde, a partir de la intensidad de precipitaciones seleccionada como gatillante, se calcula su periodo de retorno T (en años) a partir de la siguiente ecuación:

$$T = 0,2778 \cdot \exp\left(3,6178 \cdot \frac{P_{24}}{73,1}\right) \quad (\text{Ec. 4.5})$$

Donde P_{24} corresponde a la intensidad [mm/día] de la precipitación seleccionada.

El inverso de T corresponde a la probabilidad de que durante un año ocurra una precipitación igual o mayor a la intensidad dada [mm/día], y es denominada “probabilidad de excedencia”.

Sin embargo, debe tenerse muy presente la problemática que existe al momento de intentar establecer probabilidades de ocurrencia de estos desencadenantes de remociones, principalmente ya que se tratan de eventos de características extremas y ante condiciones inusuales. Aquí se citan como ejemplos las precipitaciones intensas ante una ubicación muy elevada de la isoterma 0° , que generaron los flujos de detritos de la Quebrada Macul y San Ramón en 1993 (Naranjo & Varela, 1996), o bien como el caso de la generación de celdas convectivas de nubosidad que ocasionaron los flujos de detritos en el Valle del Cochiguás, en el año 2006 (Naranjo & Landon, 2006).

En definitiva, las precipitaciones que generan remociones en masa en las quebradas están condicionadas fundamentalmente por variables mucho más aleatorias que variaciones de precipitaciones anuales, y que dependen mucho de la ubicación de la isoterma 0° (Naranjo, 2007, comunicación oral).

4.9.2 Análisis de sismos

El análisis probabilístico de sismos, se basa, al igual que para el caso de precipitaciones, en el cálculo de un periodo de retorno y de su inverso, que corresponde a la probabilidad anual de excedencia.

Estos métodos probabilísticos se basan en el modelo de Poisson, según el cual cada terremoto ocurre de forma aleatoria, independiente del tiempo y cada evento es independiente de los restantes sin influir sobre ellos ni condicionar su distribución (González *et al.*, 2002).

La obtención del período de retorno de un sismo se basa exclusivamente en registros de eventos pasados. A partir de un sismo dado, con magnitud y aceleración conocidas, es posible definir, mediante comparación con los otros sismos del catastro sísmico, el intervalo de tiempo aproximado en años en el que se producirá un sismo de similares características, con una probabilidad alta y en la misma fuente sismogénica.

Así entonces, la probabilidad de excedencia, será la probabilidad de que ocurra, dentro de un año, un sismo similar o mayor al sismo que se escogió como “tipo”.

Este análisis cuenta con las mismas incertidumbres que para el caso de precipitaciones, ya que se basan en análisis estadísticos de ocurrencia de eventos en el tiempo.

4.10. EVALUACIÓN DEL PELIGRO GEOLÓGICO (G6)

En esta fase se debe reunir la información que se basa en las probabilidades de falla del material, del alcance de la remoción y, alternativamente, del agente gatillante, para cada tipo de fenómeno estudiado, y para cada unidad geomorfológica definida. El objetivo es definir el peligro de remociones en masa en la zona de estudio, dividiéndolo en diferentes rangos de importancia.

4.10.1. Combinaciones de probabilidades a generar y determinación del Peligro Geológico

El peligro asociado a los distintos eventos de remoción en masa corresponderá a la combinación de las probabilidades de generación y de alcance en la zona de estudio, traduciéndose en un Grado de Peligro (Tabla 4.17).

El Grado de Peligro en las zonas de generación corresponde a la probabilidad de falla.

Tanto la probabilidad de falla (u origen) como la de alcance se dividen en tres grados: alto, medio y bajo, lo que resulta en un total de nueve combinaciones posibles. Esto se traduce en la matriz de combinaciones que se muestra en la Tabla 4.17.

De manera alternativa puede obtenerse un Grado de Peligro mediante la combinación de las probabilidades anteriores (generación x alcance) y la probabilidad del factor desencadenante de la remoción. De esta manera, se estará incorporando el factor tiempo en la evaluación del peligro, al acotar el periodo de ocurrencia del evento. De esta manera, si llamamos “Peligro Global” a la combinación de las probabilidades de generación x alcance, se podrá obtener un “Peligro Específico” como sigue:

$$\text{Peligro Específico} = (\text{Peligro Global} \times \text{Probabilidad Factor Gatillante}) \text{ (Ec. 4.6)}$$

El Peligro Global corresponderá entonces a la probabilidad de que una determinada zona sea afectada por un determinado tipo de evento de remoción en masa. Se ha

denominado Global porque es el caso general de peligro, asociado a un agente gatillante pero sin definir la probabilidad de ocurrencia de este. En tanto el Peligro Específico será la probabilidad de que una determinada zona sea afectada por un determinado tipo de evento de remoción en masa en un periodo determinado de tiempo.

Tabla 4.17. Matriz de combinaciones 1 para definir el Grado de Peligro Geológico Global

Probabilidad de Falla	Probabilidad de Alcance	Grado de Peligro
Alto	Nulo	Nulo
	Alto	Alto
	Medio	Alto
	Bajo	Medio
Medio	Nulo	Nulo
	Alto	Alto
	Medio	Medio
	Bajo	Medio
Bajo	Nulo	Nulo
	Alto	Medio
	Medio	Medio
	Bajo	Bajo
Nulo	Nulo, Alto, Medio o Bajo	Nulo

Usando la misma combinación de la Tabla 4.17, el Peligro Específico quedará dado por las combinaciones de la Tabla 4.18.

Es importante considerar que la existencia de peligro de remoción en masa, no implica necesariamente que los eventos se desarrollen de manera simultánea, o bien no significa que toda la zona involucrada será afectada por las remociones al mismo tiempo.

En caso de realizar la combinación con la probabilidad del evento gatillante, primero debe llevarse esta probabilidad a una probabilidad cualitativa (de acuerdo a la Tabla 4.11).

Tabla 4.18. Matriz de combinaciones 2 para definir el Grado de Peligro Geológico Específico

Grado de Peligro Global	Probabilidad del Factor Gatillante	Grado de Peligro Específico
Alto	Nulo	Nulo
	Alto	Alto
	Medio	Alto
	Bajo	Medio
Medio	Nulo	Nulo
	Alto	Alto
	Medio	Medio
	Bajo	Medio
Bajo	Nulo	Nulo
	Alto	Medio
	Medio	Medio
	Bajo	Bajo
Nulo	Nulo, Alto, Medio o Bajo	Nulo

4.10.2. Elaboración de Informe Escrito y Mapa de Peligro Geológico

La parte final de esta metodología es la presentación de la información recolectada, datos, cálculos y conclusiones en un informe escrito y la elaboración de un mapa de peligro de remociones en masa a la escala de trabajo (1:25.000). El informe escrito debe tener las características de un informe técnico, con los siguientes puntos: introducción, descripción de la zona de estudio, resultados de la aplicación de la metodología, discusiones y conclusiones. Por tratarse de fenómenos distintos y de grados de importancia comparables sólo en función de los objetivos puntuales del estudio, se sugiere la realización de un mapa individual para cada tipo de remoción en masa.

Ya que se realizarán mapas independientes para cada tipo de peligro, de acuerdo a la metodología propuesta, y además el peligro se evalúa de manera independiente para cada una de las unidades geomorfológicas definidas, no existirá superposición entre peligros para distintas remociones en masa ni entre peligro declarado y potencial.

En caso de decidir realizar mapas combinados, puede utilizarse para la simbología de peligro el criterio ocupado por Sepúlveda (1998), que se resume en la Figura 4.6:

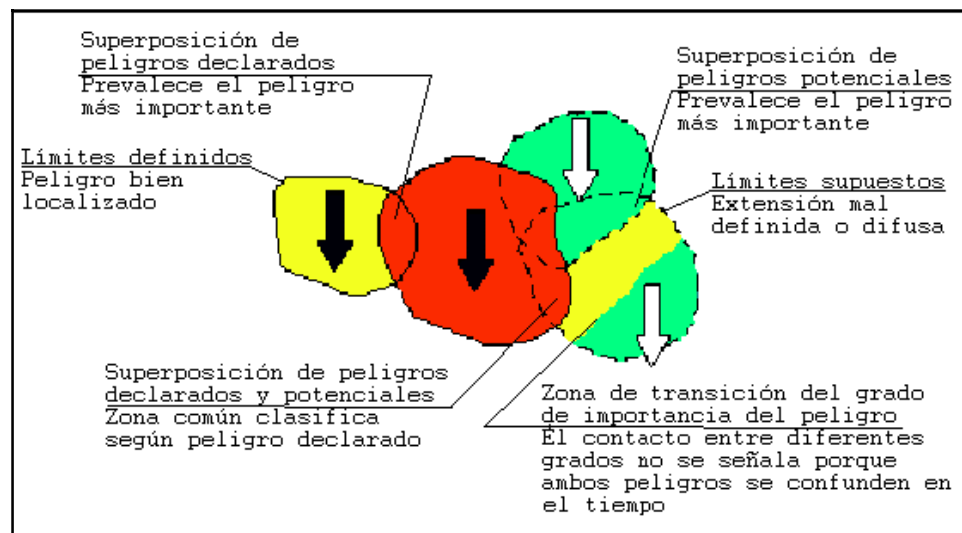


Figura 4.6. Criterios para la superposición de peligros (Sepúlveda, 1998)

CAPITULO 5. ANTECEDENTES DE LA QUEBRADA SAN RAMÓN

5.1 INTRODUCCIÓN

En los siguientes capítulos se presenta la aplicación de la metodología elaborada en la hoya hidrográfica de la Quebrada San Ramón, ubicada en los faldeos cordilleranos de Santiago Oriente.

Este capítulo presenta los antecedentes de la zona de estudio, que corresponde a la información obtenida del desarrollo de las etapas G1, T1, T2 y L1 de la metodología elaborada.

5.2 UBICACIÓN Y VÍAS DE ACCESO

La Quebrada San Ramón se ubica en los faldeos cordilleranos de la zona oriente de Santiago, en la comuna de La Reina (Figura 5.1). Tiene su inicio en el cordón del Cerro San Ramón, al este de Santiago, y desciende hacia el valle con un sentido general N-S en su tramo superior y E-W en su tramo inferior.

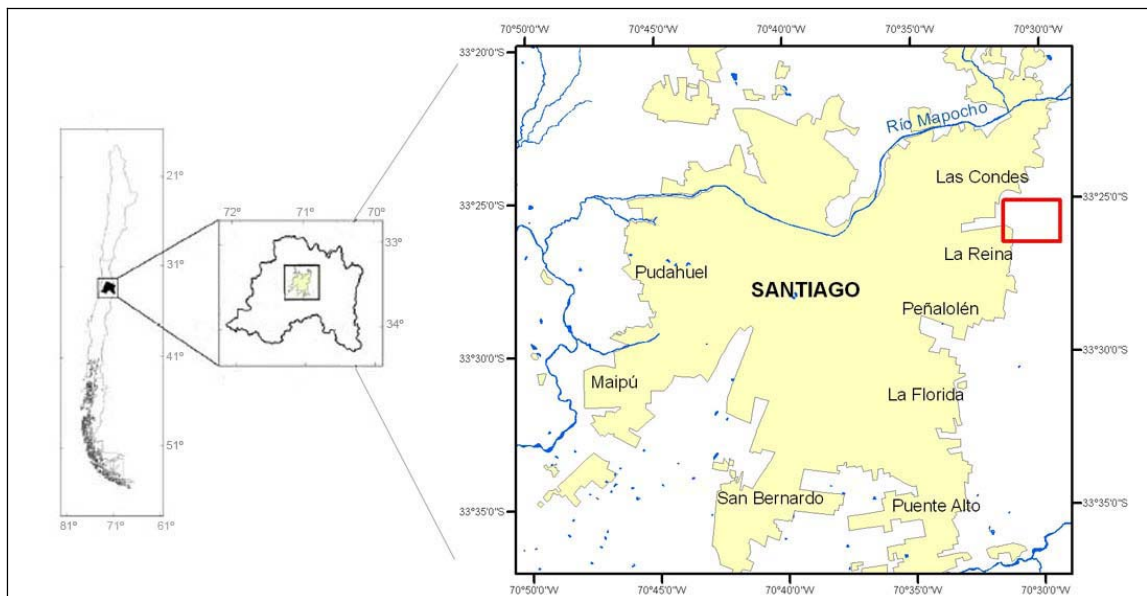


Figura 5.1 Ubicación de la zona de estudio

Por encontrarse contigua a la ciudad de Santiago, las vías de acceso comprenden grandes avenidas. El acceso directo es a través de la calle Valenzuela Puelma, encontrando el acceso a la quebrada en el recinto de la Corporación Nacional Forestal (CONAF), cuya ubicación se muestra en la figura 5.2. La hoya definida por la quebrada se encuentra bajo la protección ambiental de la CONAF, debiendo obtener los permisos respectivos en la Oficina Provincial de dicha institución para poder acceder al área y ejecutar los estudios de terreno.

Actualmente la zona ha sido transformada en un parque ecológico educativo, denominado Parque Natural Aguas de Ramón, para la conservación y protección de la Cordillera de Santiago de Chile (PROTEGE (www.protege.cl), Corporación de Fomento de la Producción (CORFO), Aguas Andina, CONAF).



Figura 5.2. Ubicación recinto de la Corporación Nacional Forestal (CONAF) (Base foto aérea: Google Earth, 2007)

5.3 GENERALIDADES

En Chile Central se reconocen cinco unidades morfoestructurales paralelas entre sí y de orientación N-S (Fernández, 2001; Rauld, 2002). Estas son, la Fosa Oceánica, que limita la placa oceánica de Nazca y la placa continental de América; la Plataforma Continental, que es la porción continental que se encuentra sumergida; la Cordillera de la Costa, que limita por el poniente el valle central; la Depresión Intermedia, valle que alberga las principales ciudades de Chile Central; y la Cordillera Principal, límite oriental del valle central y límite fronterizo internacional.

En la Región Metropolitana, la Depresión Intermedia presenta alturas entre 450 a 650 m s.n.m. y está limitada al Norte por el Cordón de cerros de Chacabuco y al sur por los cerros de Paine. Está rellena por sedimentos no consolidados fluvio-aluviales y fluvio-glaciales, los cuales provienen en su mayor parte de la hoya del Río Maipo y en segundo lugar de la hoya del Río Mapocho; sedimentos fluviales de los esteros Lampa, Colina y Angostura; depósitos de cenizas volcánicas provenientes de los volcanes de la Cordillera Principal; y por conos de deyección cuya fuente se encuentra en el relieve montañoso.

La Cordillera Principal está compuesta por rocas sedimentarias y volcánicas del Mesozoico y Cenozoico, las cuales son intruidas por cuerpos de diversa composición. Esta unidad es la que aporta la mayor parte de sedimentos que rellenan la Depresión Intermedia y que son transportados, en la Región Metropolitana, principalmente por los ríos Maipo y Mapocho.

5.4 GEOLOGÍA REGIONAL

Al centro y al oeste de la Depresión Central afloran rocas piroclásticas ácidas asignadas a la Formación Lo Valle (Thomas, 1958) de edad Cretácica Superior.

En tanto, al este de la Depresión Central se reconoce una secuencia de rocas volcánicas y volcano-clásticas continentales asignada a la Formación Abanico (Aguirre,

1960), de edad Eoceno-Mioceno Inferior (Charrier *et al.*, 1996; Gana y Wall, 1997), que aflora en dos franjas de rumbo N-S. Esta secuencia está compuesta por tobas y brechas volcánicas con intercalaciones de lavas, depósitos volcano-clásticos y depósitos sedimentarios (lutitas y areniscas). La secuencia se encuentra fallada y plegada y presenta pliegues con vergencia hacia el oeste en su parte occidental y pliegues con vergencia hacia el este en su parte oriental.

El contacto inferior de la franja occidental de la Formación Abanico ha sido descrito como discordante (Vergara y Drake, 1979); aparentemente concordante (Gana y Wall, 1997) o de interdigitación (Thiele, 1980); mientras que el de la franja oriental como una discordancia angular (Klohn, 1960), concordante (Thiele, 1980) y tectónico (Godoy y Palma, 1990).

Sobre la Formación Abanico, en discordancia angular (Thiele, 1980; Rivano *et al.*, 1990) y separando ambas franjas de ella, se reconoce una secuencia de lavas, ignimbritas y tobas con intercalaciones de brechas y depósitos sedimentarios que incluyen conglomerados, areniscas y lutitas. Estas rocas han sido asignadas a la Formación Farellones (Klohn, 1960) de edad Mioceno Inferior-Mioceno Medio (Thiele, 1980; Rivano *et al.*, 1990) y aflora como una franja N-S en la Cordillera Principal. Esta secuencia se encuentra mejor estratificada y menos plegada que la Formación Abanico y mantiene una disposición subhorizontal (Thiele, 1980).

El material proveniente de las rocas que conforman el macizo de la Cordillera Principal ha sido transportado y depositado en los valles de la Depresión Intermedia.

Estructuralmente, en el sector oriental de la cuenca de Santiago, y afectando a la Formación Abanico se destaca la falla San Ramón (Rauld, 2002). Su rumbo es aproximadamente NS, variando en algunos tramos a NNW-SSE. Características geomorfológicas de la zona de falla indicarían que la falla tendría un movimiento inverso (Rauld, 2002).

La Figura 5.3 muestra la geología a escala regional de la zona central.

Mapa Geológico Regional

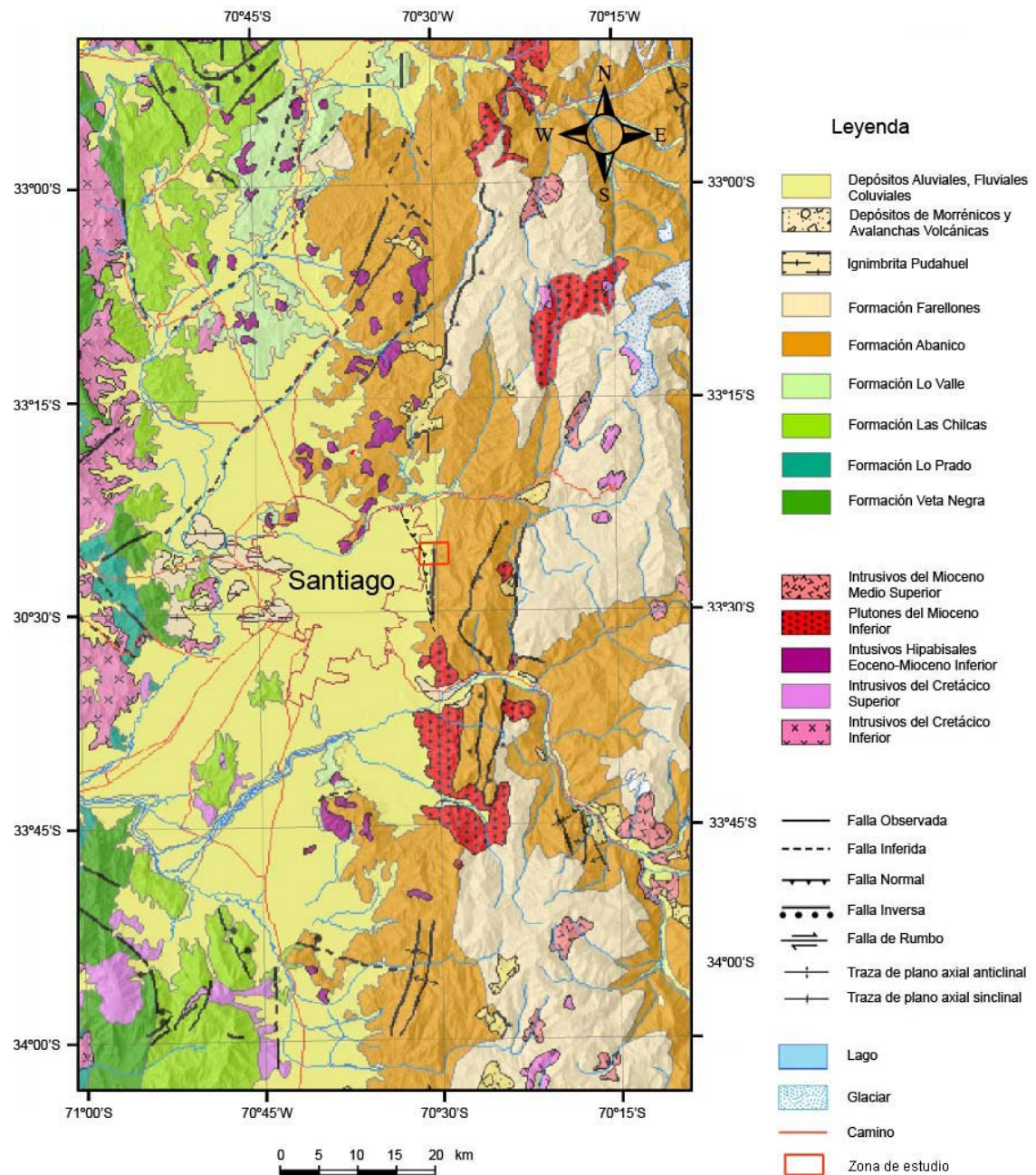


Figura 5.3. Geología regional zona central, Fock (2005)

5.5 GEOMORFOLOGÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO

La zona de estudio se encuentra en el límite entre la Depresión Intermedia y la Cordillera Principal, abarcando los faldeos cordilleranos de la zona oriente de Santiago.

La hoya hidrográfica de la Quebrada San Ramón (Figuras 5.4 y 5.5) tiene una superficie de ca. 38,5 km² y está limitada por el norte por los cerros Los Rulos (1.024 m s.n.m), Alto de las Vizcachas (1.861 m s.n.m.), Portezuelo La Cicuta (1.693 m s.n.m) y Cerro de la Provincia (2.571 m s.n.m); por el este la limitan los cerros Loma de Los Horcones (2.893 m s.n.m), cerro Las Lagunas (3.220 m s.n.m.) y cerro San Ramón (3.253 m s.n.m); por el sur los cerros de la Loma Portezuelo del Espino (entre 2.292 m s.n.m. y 2.810 m s.n.m.); y por el oeste la ciudad de Santiago.

La quebrada, con una extensión aproximada de 11 km, se dispone en su tramo superior con un sentido N-S, naciendo del Cerro San Ramón, y en su tramo inferior se dispone con un sentido general E-W, y es el resultado de la confluencia de tres tributarios que tienen su origen en la cabecera de la hoya hidrográfica, que son las quebradas La Pichoca (o La Pichanga), Los Maquis y San Ramón. Otras quebradas laterales descienden desde el cerro Alto de las Vizcachas, desde el portezuelo de La Cicuta y otra desde el cerro de la Provincia. Más al sur, se encuentra otro tributario importante que corresponde a la Quebrada Quillayes.

Las máximas alturas de la hoya se alcanzan en las cumbres del cerro San Ramón, con 3.253 m s.n.m. Aguas arriba, en los alrededores de la cota 2.000, la Quebrada San Ramón presenta pendientes fuertes del orden de 20° a 30° como promedio, desarrollando algunos saltos rápidos de agua. Bajando, en los tramos que abarcan entre los 1.450 m s.n.m. y 1.650 m s.n.m., la pendiente es suave (~10°), esto asociado a los depósitos de remoción en masa que se encuentran en la zona. Es aquí donde confluyen la mayoría de los tributarios, excepto la Quebrada Los Quillayes, que lo hace en la cota 1.200. Aguas abajo, la quebrada desciende con una pendiente entre 5° y 10°.

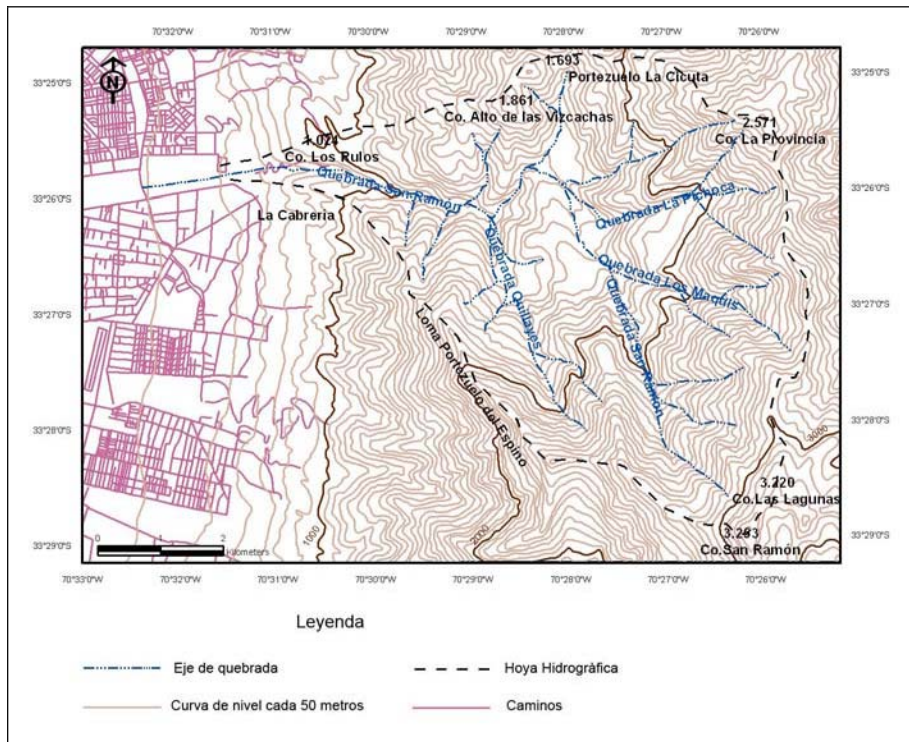


Figura 5.4. Hoya hidrográfica de la Quebrada San Ramón y sus afluentes



Figura 5.5. Foto aérea panorámica de la Quebrada San Ramón (Base foto aérea: Google Earth, 2007)

En cuanto a las laderas, las zonas de mayor altitud en la hoya hidrográfica se caracterizan por presentar laderas de pendientes altas, que en promedio abarcan un rango de 25° a 35°, cuyas cabeceras pueden llegar incluso a los 45°-50°. En la zona central de la hoya, se encuentran depósitos asociados a fenómenos de remoción en masa, cuyas pendientes presentan ángulos bajos que no superan de 5° a 7°; algunos de estos depósitos se encuentran aterrizados, en tal caso la pendiente es prácticamente nula. Aguas abajo de la quebrada, el cauce es limitado por los cerros de la Cabrería y Los Rulos (Figura 5.4), cuyas laderas tienen pendientes que varían entre 15° y 25° aproximadamente, con zonas locales que alcanzan ángulos de 30° a 35°. La información puede observarse con más detalle en los mapas temáticos que se presentan en el Anexo 11.

5.6 GEOLOGÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO

La geología de la hoya de la Quebrada San Ramón (Figura 5.6) fue reconocida mediante revisión bibliográfica, fotogeología (escalas 1:50.000 y 1:20.000) y visitas a terreno, de acuerdo a la metodología propuesta en el Capítulo IV.

Las fuentes bibliográficas para la geología local fueron Naranjo & Varela (1996) y Rauld (2002). La escala de trabajo para el mapeo geológico fue 1:25.000.

5.6.1. Generalidades

Se identifican en la zona afloramientos de rocas volcánicas (tobas, brechas y lavas) con algunas intercalaciones sedimentarias de areniscas y lutitas, asignadas a la Formación Abanico, que son intruidas por cuerpos de tamaño variable de basaltos, granitos y granodioritas. Estas rocas se encuentran afectadas a distintas escalas por diaclasas, pliegues y zonas de falla, que causan la fragmentación del macizo rocoso, aportando el material detrítico a los numerosos cauces y quebradas laterales que conforman la hoya.

Se han reconocido una serie de lineamientos que podrían asociarse a estructuras mayores, posibles causantes de la morfología que presenta la zona, principalmente de las trazas de las quebradas principales y de la configuración de los depósitos recientes. Estos últimos corresponden a depósitos aluviales, fluviales, coluviales, de remoción en masa antiguas (deslizamientos) y actuales (flujos de detritos), y escombros de falda depositados en las laderas de la quebrada y cerros, definiendo para la zona un total de nueve unidades geológicas. Gran cantidad de estos materiales se encuentran en estado suelto, en laderas o cauces, siendo susceptibles a ser removilizados como flujos o deslizamientos.

En orden cronológico, los depósitos más antiguos corresponden principalmente a depósitos de remoción en masa antiguos, depósitos de remoción en masa aterrazados y depósitos que conforman el relieve de los cerros de La Cabrería y Los Rulos. Los primeros corresponderían a un deslizamiento de grandes proporciones que afectó a las nacientes de las quebradas La Pichoca y Los Maquis (Naranjo y Varela, 1996), en tanto los que se encuentran formando los cerros de Los Rulos y La Cabrería corresponden a eventos aluviales de diversa energía, entre los que se considerarían eventos de flujos de detritos pasados.

Asociados a las quebradas se habrían formado de manera posterior los abanicos aluviales producto de flujos de agua y depósitos de detritos asociados al retrabajo constante del material, junto con depósitos coluviales y escombros de falda en las laderas.

Algunos autores reconocen en diversas zonas del área de estudio acumulaciones de ceniza de dimensiones métricas alargados en dirección Este-Oeste, dando la impresión de encontrarse rellenando alguna depresión o canal en el paleorelieve (Rauld, 2002), que en el mapa geológico (Figura 5.6) no aparecen debido a la poca expresión areal de acuerdo a la escala de trabajo.

Estos depósitos corresponderían a la Ignimbrita Pudahuel (Wall et al., 1996; Naranjo & Varela, 1996). De acuerdo a dataciones efectuadas por el método de trazas de fisión,

la edad de estas cenizas es de 450.000 ± 60.000 A.P. (Stern et al., 1984), edad mínima que podría asociarse a los depósitos que cubren la Formación Abanico en la zona de estudio.

El Anexo 12 presenta una serie de fotografías de las diferentes unidades geológicas que se describen a continuación. La distribución de las unidades se muestra en la Figura 5.6 (Mapa Geológico).

5.6.2 Unidades de roca

a) Formación Abanico (Tsa)

La Formación Abanico aflora en toda el área oriental de la zona de estudio. Se encuentra compuesta por lavas, brechas volcánicas y tobas, de colores pardo-rojizo y grises, con intercalaciones de depósitos volcanoclásticos y sedimentarios que incluyen lutitas y areniscas de grano fino, que muestran estratificaciones, a nivel general, de rumbo aproximado NS y un manteo de 60° - 70° E. En la zona central del área de estudio la Formación Abanico es intruida por un filón de composición basáltica que presenta una orientación general N-S. Hacia el oeste de este intrusivo, la secuencia volcánica presenta un manteo alrededor de los 30° E, mientras que hacia el este manteos de aproximadamente 45° W. Plegamientos en la roca, observados hacia las zonas altas de la quebrada se manifiestan con manteos suaves hacia el W, observándose bastante pronunciados en el Cerro San Ramón.

En general, la roca se presenta fracturada y meteorizada; localmente, se ha observado alteración a epidota y arcillas, con vetillas de ceolita y cuarzo y cavidades pequeñas ($< 0,5$ cm. de diámetro) rellenas de ceolitas.

Las rocas más incompetentes corresponden a lavas de grano fino (andesitas) e intercalaciones sedimentarias (lutitas y areniscas finas). Las rocas de grano más grueso (lavas de grano grueso, brechas, tobas) son más competentes, presentándose fracturadas pero formando bloques mayores entre los sets de estructuras.

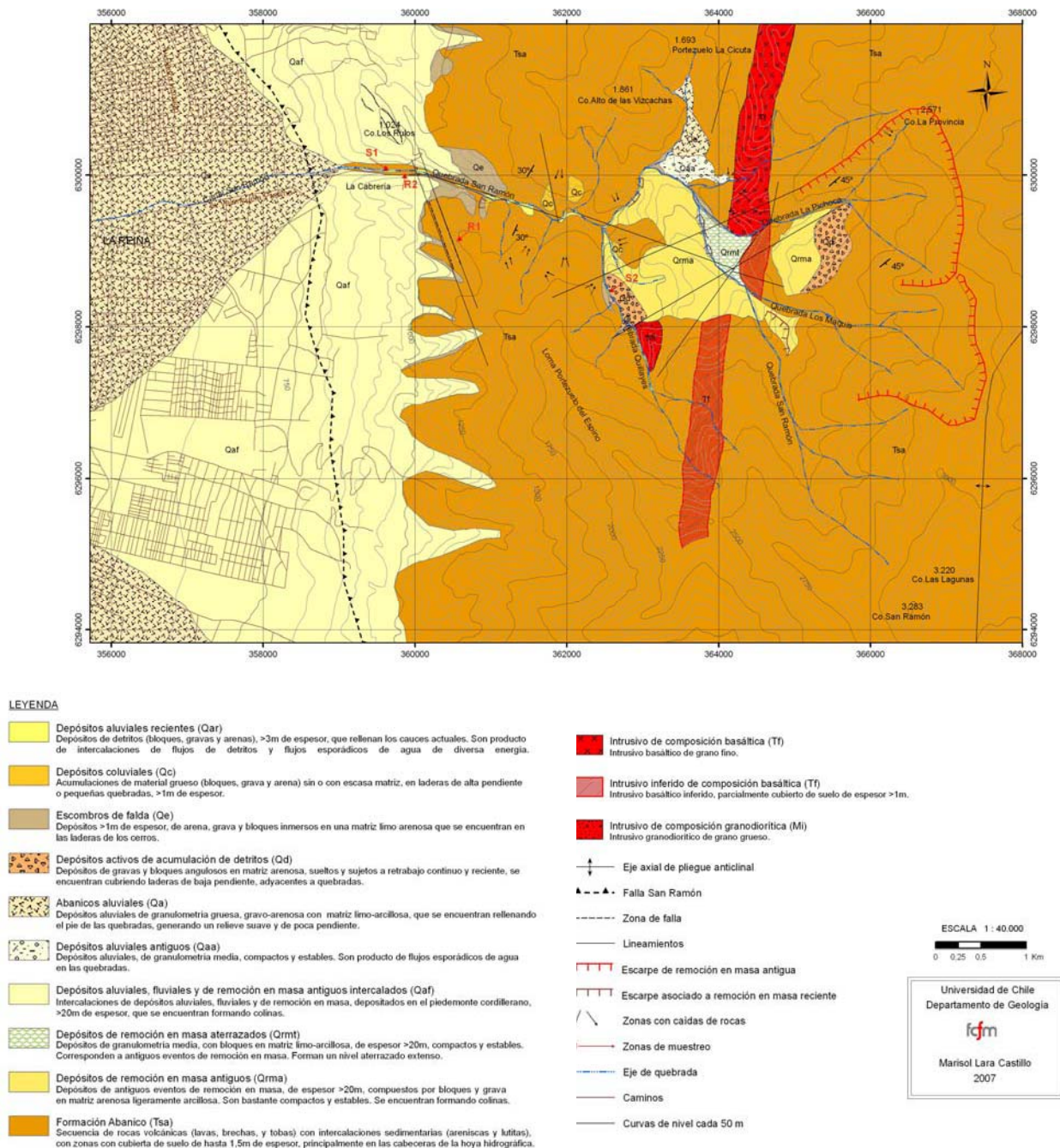


Figura 5.6. Mapa Geológico, Quebrada San Ramón. (Base Cartográfica: OTAS, IGM).

Esta unidad presenta un desarrollo de suelo superficial residual de no más de 2 m de espesor, principalmente en las zonas de alta pendiente en la cabecera de la hoya hidrográfica, que corresponde a suelo arenoso suelto, con bajo porcentaje de material fino limoso (<2%), y depósitos coluviales de poco espesor generados principalmente por la intemperización de las rocas en las zonas más altas de la quebrada.

b) Cuerpos Intrusivos (T_f, M_i)

Se encuentran en la zona de estudio dos intrusivos mayores que afectan a la Formación Abanico. El primero corresponde a un intrusivo de composición basáltica de orientación N-S (T_f), de grano fino y color negro, con pequeños cristales de plagioclasa en su matriz, reconocido hacia el norte de la Quebrada La Pichoca. Este intrusivo sería el responsable de la generación de saltos rápidos de agua que se desarrollan en esta quebrada, en la zona denominada por lugareños como “El Salto”.

El segundo intrusivo corresponde a una roca relativamente fresca, de color claro, de grano medio y composición granodiorítica (M_i). Esta roca aflora en el borde oriental de la Quebrada Los Quillayes, al sur de la Quebrada San Ramón.

Una serie de intrusivos de menor tamaño (no mapeables a la escala de trabajo), que abarcan desde composiciones graníticas a dioríticas, afectan a la secuencia de la Formación Abanico. Estos intrusivos menores en general se encuentran medianamente alterados y bastante fracturados generando bloques de roca que al caer se acumulan en las laderas de la quebrada.

5.6.3 Unidades de suelo

a) Depósitos de remoción en masa antiguos (Q_{rma})

Son intercalaciones de depósitos de remoción en masa (que habrían sido originados por deslizamientos en las cabeceras de las quebradas La Pichoca y Los Maquis). Corresponden a suelos de alta compacidad, formando taludes de hasta 80°, de textura

caótica, con desarrollos locales de estratificación. Compuestos por clastos angulosos a subangulosos de lava, lavas brechosas y brechas volcánicas pertenecientes a Formación Abanico en una matriz limo-arenosa, de color pardo y baja humedad. Los tamaños de los clastos son variables, desde unos pocos centímetros hasta incluso 2-3 m de diámetro, que localmente presentan meteorización in-situ. Son depósitos de generalmente >20m de espesor. Geomorfológicamente estos depósitos forman cerros de suave topografía y algunos niveles aterrazados menores adyacentes al cauce principal de la Quebrada San Ramón en su tramo medio.

b) Depósitos de remoción en masa aterrazados (Qrmt)

Esta unidad definida corresponde a un antiguo evento de remoción en masa y está conformada por depósitos estables de granulometría media, con bloques de hasta 5 m de diámetro inmersos en una matriz limo-arcillosa.

Estos depósitos se encuentran formando un nivel aterrazado extenso de alrededor de 0,35 km² (350.000 m²) de superficie, cubierto de una vegetación que incluye arbustos y árboles pequeños. Se reconoce en la zona de confluencia entre las quebradas la Pichoca y Los Maquis. El espesor de estos depósitos alcanza los 20 m.

c) Depósitos aluviales, fluviales y de remoción en masa antiguos intercalados (Qaf)

Estos depósitos son intercalaciones de depósitos aluviales, fluviales y de remoción en masa, con desarrollos locales de estratificación fina encontradas especialmente hacia el ápice del cono aluvial (Figura 5.5). Son depósitos que se encuentran bastante estables, presentando taludes subverticales en cortes de 2 a 3 metros de altura generados por caminos. La potencia de estos depósitos llega a superar los 20 m, formando así cerros de topografía suave como son los cerros de Los Rulos y de La Cabrería.

Granulométricamente son depósitos gravo-arenosos con algunos bloques que llegan en algunos casos a medir 1 metro de diámetro, presentando como matriz un material

arenoso fino de color pardo, con una cantidad menor a un 2% de suelo limoso. El material está compuesto por partículas en general subredondeadas, de composición volcánica proveniente de las rocas que conforman la Formación Abanico.

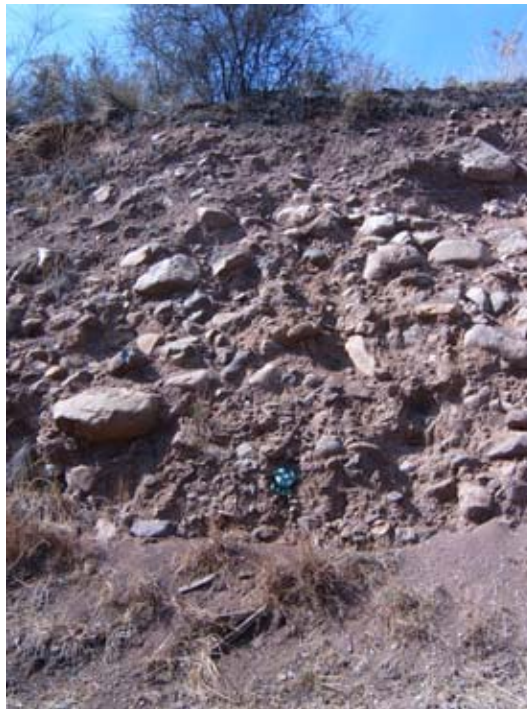


Figura 5.7. Intercalación de depósitos aluviales, fluviales y de remoción en masa antiguos, en el camino, cercano a la Estación Meteorológica San Ramón.

d) Depósitos aluviales antiguos (Qaa)

Estos son depósitos bastante compactos y estables que forman superficies de poco desnivel topográfico con desarrollo frondoso de vegetación, especialmente árboles pequeños.

Corresponden a material de origen aluvial, de granulometría media, principalmente arenosa, de color pardo. Son producto de flujos esporádicos de agua en las quebradas, con espesores que alcanzan los 30 a 40 m y en cuyos cortes es posible apreciar una clara estratificación subhorizontal.

En superficie se observan con baja humedad, sin embargo, por encontrarse adyacentes a las quebradas principales, son alcanzados por flujos de agua en su base.

e) Abanicos Aluviales (Qa)

Son depósitos aluviales de granulometría gruesa, gravo-arenosa con matriz limo-arcillosa, que se encuentran rellenando el pie de las quebradas. Topográficamente generan un relieve suave y de poca pendiente. Son atravesados por pequeños y esporádicos flujos de agua, variables según la cantidad de precipitación caída.

Estos depósitos se encuentran a los pies de las quebradas, distribuyéndose de manera radial. El principal representante de esta unidad corresponde al abanico aluvial de la quebrada principal, que llega a cubrir parte de la zona urbana del frente cordillerano de La Reina, abarcando poco más al poniente del Parque Intercomunal de La Reina.

Esta unidad, junto con abanicos de las diferentes quebradas que bajan de la cordillera en los alrededores de la zona de estudio, engranan con los depósitos de los conos aluviales del Río Maipo y Río Mapocho (Naranjo & Varela, 1996).

f) Depósitos activos de acumulación de detritos (Qd)

Son depósitos conformados por gravas y bloques angulosos inmersos en una matriz arenosa de color pardo claro. Se encuentran cubriendo valles de pequeña pendiente adyacentes a quebradas, en la zona de confluencia de los tributarios de la Quebrada La Pichoca y en la Quebrada Quillayes.

El estado suelto en que se encuentran los tiene sujetos a un retrabajo del material continuo y reciente, producto ya sea de aceleraciones sísmicas, lluvias o bien por efecto netamente gravitatorio.

g) Escombros de falda (Qe)

Son depósitos gravitacionales, de compacidad media, matriz-soportados, generalmente superiores a 1 m de espesor. Se encuentran distribuidos en las laderas de los cerros y presentan zonas cubiertas de vegetación. Se encuentran bloques angulosos de hasta 2 m de diámetro, algo de grava fina o gravilla, en una matriz limo-arenosa de color pardo oscuro que presenta humedad natural de terreno. La litología reconocida corresponde a lavas y brechas pertenecientes a Formación Abanico. Presentan desarrollos locales de reptación.

h) Depósitos coluviales (Qc)

Son acumulaciones de bloques de roca y gravas de tamaños variables, con escasa y casi nula matriz. Se encuentran en zonas de alta pendiente, tanto en laderas de cerros (Figura 5.8) como en pequeñas quebradas. Generalmente >1m de espesor. Son depósitos de baja compacidad y sin cobertura vegetal. Aproximadamente un 50% del material presenta tamaños entre 20 cm y 50 cm de diámetro, un 30% de tamaños menores a 20 cm, y un 20% tamaños mayores a 50 cm, que incluyen hasta 1.2 m de diámetro, y que se concentran en el centro del depósito, coincidiendo con los ejes de las quebradas donde se encuentran, al pie de afloramientos rocosos. Son depósitos en equilibrio inestable (es decir, la angulosidad de los clastos permite la estabilización del depósito), en pendientes de 35°-38°. Litológicamente, corresponden a lavas, lavas brechosas y brechas pertenecientes a la Formación Abanico.

i) Depósitos aluviales recientes (Qar)

Son depósitos de material grueso que se encuentran rellenando los cauces actuales, compuesto por grava, arena y bloques de hasta 2 a 3 m de diámetro (en porcentajes aproximados de 35%, 40% y 25% aproximadamente) (Figura 5.9). De espesor generalmente >3m. Es en los tramos inferiores de la quebrada donde comienza a aparecer material de menor granulometría correspondiente a arena fina. Son producto de cauces esporádicos de agua y/o flujos de detritos recientes. La litología de los

clastos corresponde a rocas volcánicas (lavas, brechas, tobas) asignadas a la Formación Abanico. Corresponden a depósitos de baja compacidad, susceptibles a ser removilizados.



Figura 5.8. Depósitos coluviales en laderas de cerros al sur del Cerro Alto Las Vizcachas.



Figura 5.9. Depósitos aluviales recientes en cauce de Quebrada San Ramón (tramo inferior).

5.6.4 Estructuras

A continuación se presenta la información estructural del área de estudio, recopilada de antecedentes, mapas, fotos aéreas, y del trabajo efectuado en terreno.

5.6.4.1 Estructuras Mayores

La mayor estructura corresponde a la Falla San Ramón ubicada en el sector occidental de la zona de estudio (Rauld, 2002). Su rumbo es aproximadamente NS, variando en algunos tramos a NNW-SSE. En el extremo norte, a los pies del Cerro Calán, la falla se encuentra a una cota de 720 m.s.n.m. ascendiendo hasta los 1000 m.s.n.m. al sur de la quebrada de Macul. Características geomorfológicas de la zona de falla indicarían que la falla tendría un movimiento inverso (Rauld, 2002).

Actualmente se realizan estudios relacionados con la aceleraciones asociadas a la actividad de la Falla San Ramón, donde los primeros registros indican aceleraciones máximas que superan los 0,5g (Leyton, 2007; comunicación oral).

Existe una serie de fallas menores que afectan a las rocas de la Formación Abanico, evidenciadas por roca argilizada (con caolín en zonas puntuales) y presencia de salbanda de falla. Estas fallas se han reconocido principalmente en las laderas del tramo inferior de la quebrada San Ramón y en el camino que se alinea con las torres de alta tensión. Presentan una disposición general NNW-NS, con manteos generales hacia el E, desde 60° hasta subverticales. La alineación de estas fallas menores ha permitido el trazado de dos fallas mayores, de rumbo aproximado N15°-20°W, las cuales coinciden con desniveles topográficos observados en la zona de La Cabrería y del cerro Los Rulos, definidos como graben por Rauld (2002).

Mediante la observación de fotos aéreas se han reconocido lineamientos de gran extensión y que presentan orientaciones generales N50°-60°W, N5°-10°W, N10°-15°E, N30°-35°E y N50°-60°E (Figura 5.6, Mapa Geológico). Estos podrían ser la causa de

la morfología que presenta la zona, principalmente de las trazas de las quebradas principales y de la configuración de los depósitos recientes.

5.6.4.2 Estructuras menores

Estructuras medidas (Figura 5.10) en la zona de estudio definen sets estructurales cuyas orientaciones reflejan de manera apreciable los lineamientos mayores recién mencionados.

En general, corresponden a estructuras largas (de 1 a 2 metros), continuas, levemente rugosas y sinuosas, y sin relleno, con excepciones de algunas pátinas de oxidación o ceolitas. Existe afloramiento de agua en algunas de las estructuras medidas en la zona A y C, que corresponden a puntos a nivel aproximado del cauce de la quebrada principal. Las zonas de medición de estas estructuras pueden encontrarse en el Anexo 13.

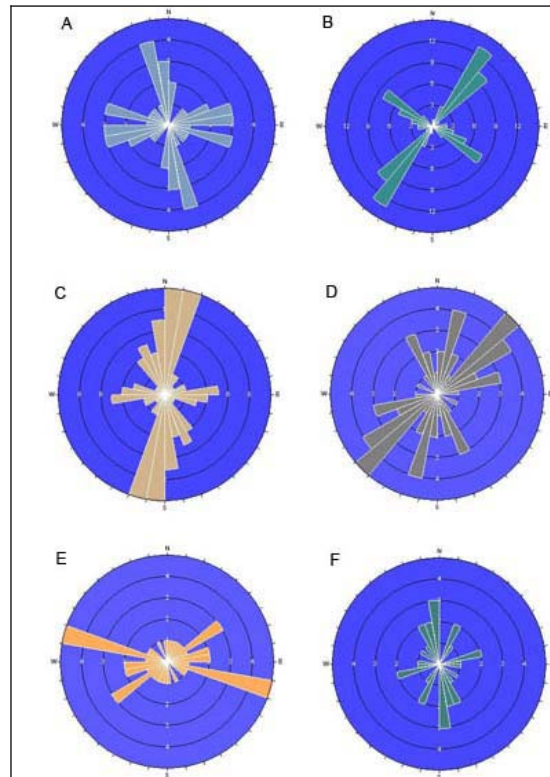


Figura 5.10. Rosetas de estructuras medidas.

Estas estructuras presentan direcciones principales NS $\pm 15^{\circ}$ - 20° , EW $\pm 10^{\circ}$, N45°E $\pm 10^{\circ}$, N60°W $\pm 10^{\circ}$ - 15° .

Mediante el software Dips, se han definido los sets estructurales principales de cada zona. Estos se muestran en la Tabla 5.1.

Tabla 5.1. Sets estructurales de la zona de estudio.

ZONA	TOTAL DE MEDICIONES	SETS PRINCIPALES		
		N° SET	DIP (°)	DIPDIR (°)
A	41	1	44	345
		2	32	95
		3	74	78
		4	62	18
B	53	1	76	130
		2	63	206
		3	67	313
C	100	1	74	270
		2	88	6
		3	68	229
D	40	1	87	136
		2	84	160
		3	61	240
		4	65	272
		5	56	131
E	34	1	88	199
		2	87	300
		3	68	144
		4	28	252
		5	52	341
		6	41	34
F	31	1	87	171
		2	88	256
		3	46	46
		4	34	360
		5	64	299
		6	66	80

5.7 GEOTECNIA

Las propiedades geotécnicas para suelo y roca han sido obtenidas mediante el trabajo de terreno y mediante ensayos de laboratorio efectuados en materiales muestreados en la zona de estudio (Lara *et. al.*, 2006). Los detalles de estos resultados se presentan en el Anexo 14 (resultados de laboratorio). Las zonas de muestreo se observan en la Figura 5.6 (Mapa Geológico).

5.7.1 Unidades de suelo

En general, los suelos que se encuentran en la zona de estudio se clasifican desde un punto de vista geotécnico en dos grupos principales: suelos gravo-arenosos con bloques, con porcentaje de material fino que no supera el 2% y suelos arenosos con bloques, con porcentaje de finos variable que en su composición abarca desde limo a limo-arcilloso, dependiendo del área de ubicación.

Los suelos gravo-arenosos definen principalmente las unidades que rellenan los cauces y los depósitos coluviales, se encuentran sueltos, presentando cierta estabilidad dada por la trabazón entre los clastos. En tanto los suelos arenosos conforman principalmente las laderas adyacentes a las quebradas y las laderas de los cerros, en estado denso a medianamente denso, y su compacidad permite la existencia de taludes de alta pendiente que llegan incluso a ser subverticales.

Dado el acceso y la disponibilidad de material, se obtuvieron las muestras de suelo del cauce de la Quebrada San Ramón (Muestra S1) (Figura 5.11) y del cauce de la Quebrada Quillayes (Muestra S2) (Figura 5.12).



Figura 5.11. Zona de muestreo 1, Quebrada San Ramón.



Figura 5.12. Zona de muestreo 2, Quebrada Quillayes.

Se realizaron ensayos de densidad *in situ*, granulometría, y resistencia por corte directo. Los ensayos se realizaron en el Laboratorio de Sólidos de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas de la Universidad de Chile. Las curvas granulométricas para los suelos muestreados y los resultados obtenidos a partir de los ensayos se presentan en las siguientes figuras y tabla:

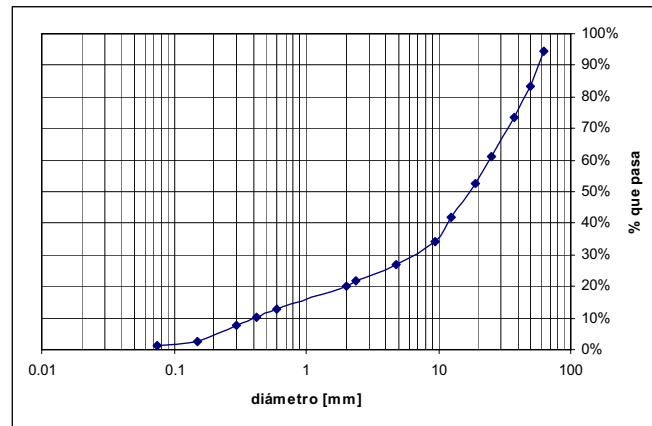


Figura 5.13. Curva granulométrica muestra Quebrada San Ramón (S1)

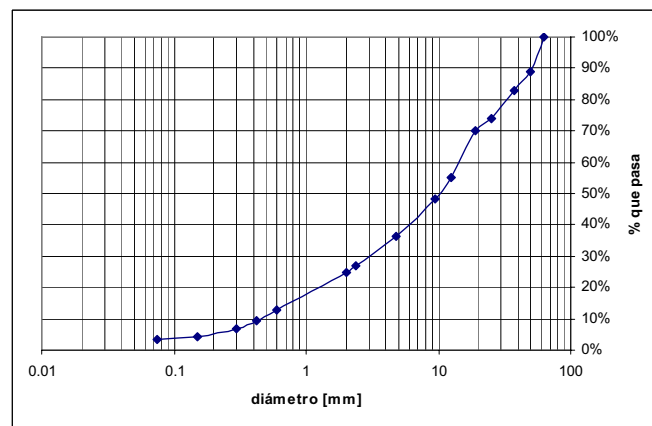


Figura 5.14. Curva granulométrica muestra Quebrada Quillayes (S2)

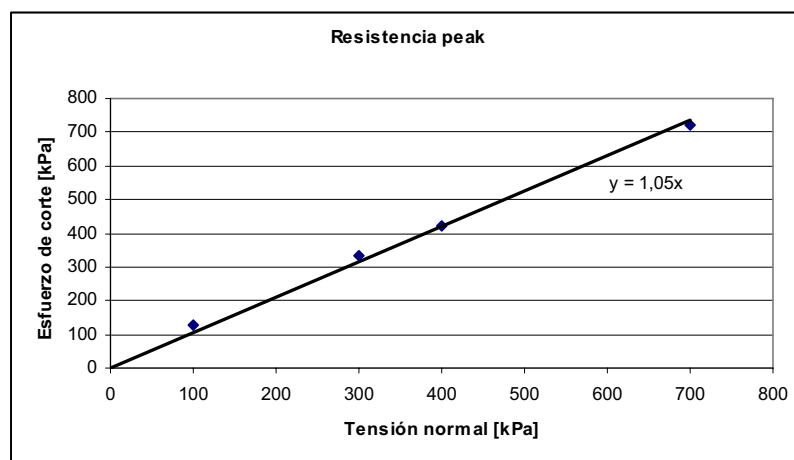


Figura 5.15. Resultado corte directo muestra Quebrada San Ramón (S1)

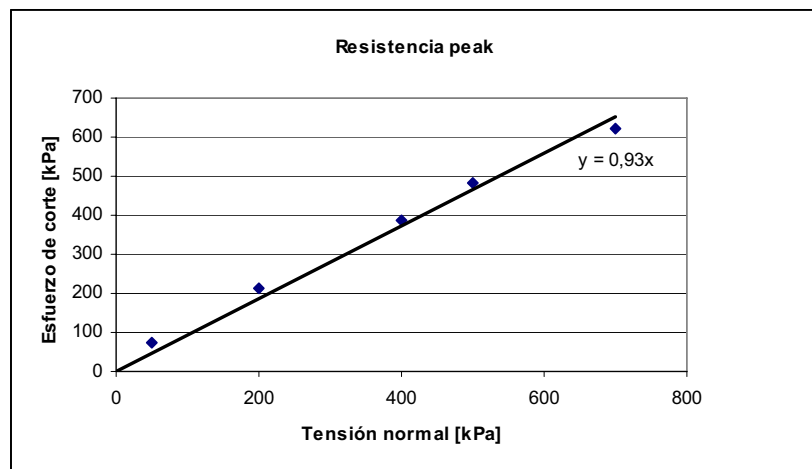


Figura 5.16. Resultado corte directo muestra Quebrada San Ramón (S2)

Dado que el suelo ensayado es un suelo grueso, con muy poco material fino, y de densidad media a baja, para obtener los parámetros de resistencia al corte se trazó la recta de mínimos cuadrados que pasa por cero.

Tabla 5.2. Resumen de las propiedades geotécnicas de suelos

PROPIEDAD	MUESTRA	
	S1	S2
Clasificación del suelo (USCS)	GW	GP
Densidad seca [g/cm ³]	1.84	1.90
ϕ [°]	43	46
ϕ_{residual} [°]	39	41
Cohesión [kPa]	0	0
Cohesión residual [kPa]	0	0

5.7.2 Unidades de roca

Se realizó un muestreo de roca en las zonas que se observan en las Figuras 5.17 y 5.18. Las muestras obtenidas corresponden a las siguientes litologías: R1: andesitas de grano medio moderadamente meteorizadas y R2: andesitas de grano fino levemente meteorizadas.



Figura 5.17. Zona de muestreo R1.



Figura 5.18. Zona de muestreo R2.

Se realizaron ensayos triaxiales y uniaxiales con medición de strain axial en ambos grupos. Estos ensayos fueron encargados al Laboratorio de Geotecnia del Departamento de Ingeniería de Minas de la Universidad de Chile. El resumen de los resultados se presenta en la Tabla 5.3.

Tabla 5.3. Resumen de las propiedades geotécnicas de roca intacta

PROPIEDAD	LITOLOGÍA	
	R1	R2
Densidad [g/cm ³]	2.6	2.5
UCS [MPa]	50	86
E [GPa]	9	93
m _i	24	9
φ [°]	51	39
Cohesión (MPa)	9	30

Los ensayos en roca muestran que la litología R2 es más resistente a la compresión que la litología R1, sin embargo el ángulo de roce interno en el último caso es mucho menor. Las propiedades de la roca intacta sólo se han obtenido para confinamientos bajos, ya que para presiones altas el comportamiento es controlado por microfracturas internas del material.

A escala de macizo rocoso, los valores de c y ϕ dependen de los valores de GSI en la zona de estudio, el cual varía en un rango de 50-70, con excepciones locales con valores de 35-40. Usando los datos de la tabla 5.3, se muestran en las Tablas 5.4 a la 5.8 las variaciones de la cohesión y del ángulo de fricción del macizo rocoso mediante la aplicación del criterio de Hoek & Brown (resultados obtenidos del software Roclab, que se encuentran en el Anexo 14). La fragmentación de macizo rocoso en las zonas más altas de la quebrada, estarían asociados a procesos de intemperización de la roca o bien a efectos de crioclastismo.

Tabla 5.4. Valores de resistencia de macizo rocoso con GSI=35

GSI=35	LITOLOGÍA	
	R1	R2
φ [°]	34	25
Cohesión (MPa)	4	3

Tabla 5.5. Valores de resistencia de macizo rocoso con GSI=40

GSI=40	LITOLOGÍA	
	R1	R2
φ [°]	35	27
Cohesión (MPa)	3	3

Tabla 5.6. Valores de resistencia de macizo rocoso con GSI=50

GSI=50	LITOLOGÍA	
	R1	R2
ϕ [°]	39	30
Cohesión (MPa)	3	4

Tabla 5.7. Valores de resistencia de macizo rocoso con GSI=60

GSI=60	LITOLOGÍA	
	R1	R2
ϕ [°]	41	33
Cohesión (MPa)	4	5

Tabla 5.8. Valores de resistencia de macizo rocoso con GSI=70

GSI=70	LITOLOGÍA	
	R1	R2
ϕ [°]	44	35
Cohesión (MPa)	4	6

5.8 HIDROLOGÍA E HIDROGEOLOGÍA

Los cauces principales de la hoya hidrográfica en estudio corresponden a la Quebrada San Ramón, Quebrada Los Quillayes, Quebrada Los Maquis y Quebrada La Pichoca. Estos son resultado de una serie de tributarios menores que nacen en las cabeceras de la hoya y que se muestran en la Figura 5.4.

La esorrentía en la Quebrada San Ramón es constante y en un principio está asociado a deshielos y a precipitaciones. Entre las quebradas de la hoya hidrográfica es la única que permanece con agua durante todo el año, siendo los demás cauces esporádicos en función de la precipitación caída. Esto lleva a sugerir que el flujo de la quebrada principal está además asociado a la captación de agua de vertientes de las zonas de las cabeceras de la hoya. Este factor, más las precipitaciones y los deshielos, controlarían su caudal.

Hacia el pie del abanico los datos de la posición del nivel freático señalan una profundidad de cerca de 100 m (Valenzuela, 1978).

En cuanto a permeabilidades, existen valores dados por Garrido (1984) para distintas unidades. Están estimadas en 10^{-5} - 10^{-4} m/s para la Formación Abanico, 10^{-5} - 10^{-7} m/s para depósitos “aluvionales”, 10^{-5} - 10^{-2} m/s para la zona apical de conos de deyección y 10^{-7} - 10^{-4} m/s para la zona distal de los conos.

5.9 VEGETACIÓN

En la zona de estudio existe el desarrollo de una vegetación compuesta principalmente por arbustos y árboles, cuya densidad se ve intensificada en las laderas orientadas hacia el sur.

Los arbustos abarcan toda la extensión de la zona de estudio, aumentando su densidad sobre los depósitos de suelo reconocidos en la zona, principalmente aquéllos inmediatamente adyacentes a las quebradas. El área definida como roca presenta un desarrollo de suelo superficial, de no más de 2 m de espesor, el cual ha permitido también la existencia de este tipo de vegetación.

El desarrollo de árboles de tamaño pequeño (hasta 2-3 m de altura) se encuentra principalmente en los depósitos de suelo antiguos, como son las unidades Qrma, Qaf, Qaa; y de los depósitos adyacentes a quebradas como las unidades Qrmt y Qcd.

En los bordes de todo el cauce de la Quebrada San Ramón, es posible encontrar un desarrollo de árboles de mayor tamaño (hasta 6-7 m de altura) y más frondosos, producto que aquí existe un flujo continuo de agua durante todo el año. La mayor densidad de estos árboles se encuentra en las zonas de saltos rápidos de agua, donde el desnivel topográfico permite la depositación de material que conforman las unidades de suelo descritas y principalmente en las laderas que miran al sur. Esto ocurre principalmente en las unidades Qrmt, Qrma y Qaf.

5.10 CLIMA

A continuación se presenta un marco general de las condiciones climáticas y meteorológicas en la zona de estudio.

5.10.1 Generalidades

El clima de la zona de estudio clasifica dentro del subtipo climático “*Clima templado cálido con estación seca prolongada*” definido por la Dirección Meteorológica de Chile (2005).

Este tipo de clima presenta un periodo seco de 7 a 8 meses con precipitaciones que no alcanzan los 40 mm. Las precipitaciones se concentran entre los meses de Mayo y Abril, siendo de nieve por sobre los 1500 m s.n.m. La humedad alcanza un 70% como promedio anual, mientras que las amplitudes térmicas presentan una diferencia de 13°C entre el mes más cálido (Enero) y el mes más frío (Julio) y la diferencia media entre las máximas y mínimas diarias es de 14°C a 16°C.

5.10.2 Precipitaciones

En Santiago las precipitaciones alcanzan un promedio anual de 330 mm, concentradas entre Mayo y Septiembre (Garreaud y Ruttlant, 1996; Montecinos, 1998). En la zona oriente de Santiago las precipitaciones medias son ligeramente mayores al promedio de la ciudad, y se dan preferentemente entre los meses de Abril y Septiembre.

La Tabla 5.9 presenta la media de precipitaciones anuales en la Estación de Cerro Calán, Antupirén y San Ramón entre los años 1980 y 2003 para las primeras, y entre los años 1993 y 2003 para San Ramón. Cerro Calán se ubica al noroeste de la zona de estudio, y Antupirén al sur, en la Quebrada de Macul.

Tabla 5.9. Precipitaciones medias anuales en la zona oriente de Santiago

Estación	Comuna	Cota [m]	Fuente	Pp [mm]
Cerro Calán	Las Condes	900	Dirección Gral. De Aguas	450
Antupirén	Peñalolén	920	Dirección Gral. De Aguas	468
San Ramón	La Reina	720	Dirección Gral. De Aguas	403

Los eventos más frecuentes de precipitación en la zona central de Chile tienen una duración entre 1 y 2 días (Garreaud, 1993), lo que equivale en Santiago a más del 80% de todos los eventos de precipitación, acumulando el 50% de la precipitación anual (Montecinos, 1998).

Para la zona precordillerana las precipitaciones aumentan con la altitud, con un gradiente que se ha calculado de 30mm/100m en valor medio anual (Aceituno *et al.*, 1988). La altitud de la línea de nieve en las tormentas de invierno varía típicamente entre los 1500 y 2000 m s.n.m., con un valor medio de 2100 m s.n.m. (Garreaud y Rutllant, 1996).

Por otro lado, la presencia del Fenómeno de El Niño genera una mayor cantidad de precipitaciones, y con esto la zona central de Chile se caracteriza por presentar una gran variación interanual en las precipitaciones invernales y primaverales, con sequías intensas y frecuentes inundaciones durante los años lluviosos (Rutllant, 2003).

El aumento del número de días con precipitaciones durante los años húmedos, se manifiesta en el incremento del numero de tormentas con una intensidad moderada (10 a 20 mm/día) y extremas (sobre los 50 mm/día). En tanto, la frecuencia de las tormentas con una duración superior a 2 días aumenta durante años húmedos (Garreaud, 1993). La ocurrencia de precipitaciones con intensidades mayores a 5 mm/hora es aproximadamente 7 veces superior durante la presencia del Fenómeno del Niño (Garreaud *et al.*, 1995).

La ocurrencia de eventos de remoción en masa en la zona oriente de Santiago, muestran un claro aumento durante los años que presentan el Fenómeno de El Niño (García, 2000; Sepúlveda *et al.*, 2006).

5.11 Sismicidad

El régimen tectónico en el que se encuentra Chile lo convierte en un país naturalmente sísmico. Es así como en la zona central de Chile se pueden distinguir los siguientes tipos de sismos: interplaca, intraplaca de profundidad intermedia, intraplaca continental o corticales e intraplaca oceánica o outer-rise.

En un contexto global, según la norma NCh 433, Of. 96, la zona de estudio se enmarca dentro de la zona sísmica de subducción definida como zona 2, asociada a aceleraciones sísmicas máximas de 0,2g (Figura 5.19), existiendo un desarrollo de sismicidad superficial (0 - 20 km de profundidad) en el flanco occidental de la Cordillera de Los Andes de Chile Central entre los 70° S y 71° S de latitud (Barrientos *et al.*, 2004).

El último gran sismo registrado en la ciudad de Santiago corresponde al terremoto de marzo de 1985, de magnitud $M_s = 7.8$, de tipo interplaca de bajo ángulo, con epicentro a unos 20 km costa afuera entre Valparaíso y Algarrobo, a unos 15 km de profundidad (Comte *et al.*, 1986). Según NEIS (National Earthquake Information Service, USA), las coordenadas del sismo principal fueron 33.13° S, 71.87° W.

En la Tabla 5.10 y 5.11 se muestran los eventos sísmicos de magnitud mayor o igual a 4.5 ocurridos en la zona central en los últimos 15 años, y que han sido registrados por estaciones del Servicio Sismológico Nacional (SSN), de la Universidad de Chile, y por estaciones sismológicas de la Universidad Católica.

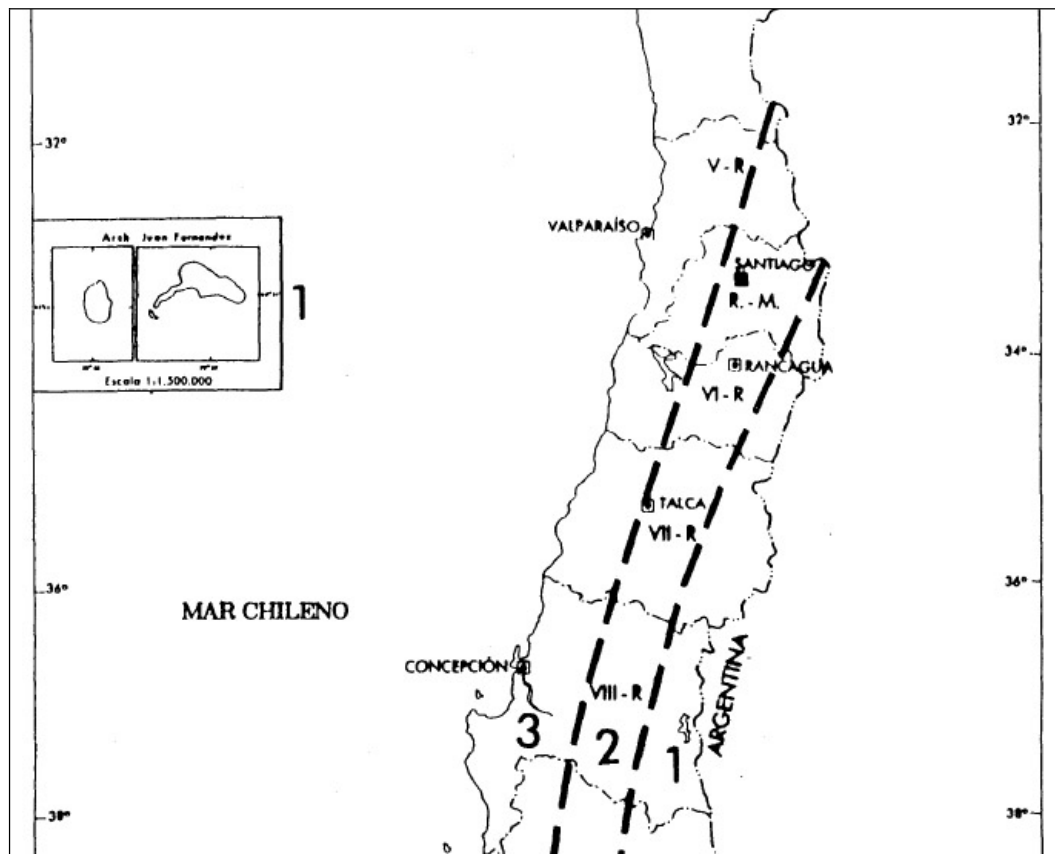


Figura 5.19. Zonas sísmicas para Chile Central (NCh 433, Of.96.).

Tabla 5.10. Sismos registrados por estaciones de la Universidad Católica, periodo 1994-2000.
Modificado de Pastén (2007).

Fecha	Latitud (°)	Longitud (°)	Profundidad (km)	Magnitud
12/09/1994	-32.770	-71.638	33.3	4.8
11/10/1994	-71.532	-71.532	45.8	5.4
28/10/1994	-33.241	-70.477	76.5	4.9
22/02/1996	-33.634	-71.633	46.1	5.7
10/05/1996	-33.377	-70.358	104.1	4.6
24/07/1996	-33.027	-71.061	78.1	4.7
24/03/1997	-33.462	-70.784	82.7	5.4
20/04/1997	-34.001	-70.452	106.7	5.5
14/10/1997	-30.773	-71.315	58	6.8
12/01/1998	-33.278	-71.473	44.9	5.0
17/04/1998	-32.868	-70.662	85.8	5.0
03/05/1998	-31.101	-71.947	43.2	6.0

Tabla 5.10. (Continuación) Sismos registrados por estaciones de la Universidad Católica, periodo 1994-2000. Modificado de Pastén (2007)

10/10/1998	-32.787	-71.525	36	5.0
29/10/1998	-33.543	-72.221	11.2	5.2
06/04/1999	-34.254	-72.037	40	4.9
01/08/1999	-33.127	-70.339	98.8	5.1
03/08/1999	-32.817	-70.822	79.5	4.8
16/06/2000	-33.918	-70.391	115.2	6.0

Tabla 5.11. Sismos registrados por estaciones del SSN, periodo 2002-2005. Modificado de Pastén (2007).

Fecha	Latitud (°)	Longitud (°)	Profundidad (km)	Magnitud
07/01/2001	-33.474	-72.36	33.8	5.3
07/03/2001	-33.534	-72.239	40.3	4.9
05/04/2001	-34.364	-70.491	110.4	4.9
06/05/2001	-32.592	-71.133	49.7	5.1
24/07/2001	-32.878	-71.785	54.8	5.1
12/10/2001	-33.303	-69.744	3.8	5.0
10/05/2002	-33.361	-70.409	100.8	4.9
19/07/2002	-33.313	-70.752	81.0	5.2
11/09/2002	-33.642	-72.064	28.6	4.6
07/01/2003	-33.778	-70.369	112.4	6.0
22/02/2003	-33.071	-71.278	56.7	4.8
30/05/2003	-33.822	-70.063	98.4	4.7
16/06/2003	-33.936	-71.111	71.6	5.2
18/07/2003	-33.826	-71.015	77.1	5.0
20/09/2003	-33.235	-72.299	35.7	4.9
30/04/2004	-33.516	-70.566	95.8	5.4
07/07/2004	-33.969	-72.418	36.3	5.3
07/09/2004	-33.995	-72.352	17.9	5.3
08/09/2004	-33.999	-72.399	33.5	4.7
08/09/2004	-33.988	-72.318	31.9	5.1
29/09/2004	-33.371	-70.179	8.6	4.6
29/10/2004	-33.922	-72.562	29.0	4.8
29/03/2005	-33.711	-72.277	34.0	5.0
13/04/2005	-33.14	-72.925	24.7	5.2
12/08/2005	-33.462	-70.676	88.0	4.7

A partir de un escenario similar al terremoto de 1985, Fernández (2001) establece las intensidades sísmicas esperadas debido a las condiciones del suelo en el área Til Til – Santiago, específicamente en el relleno sedimentario. De acuerdo a este trabajo la zona de la Quebrada San Ramón se encuentra en un área de peligrosidad sísmica media asociada a intensidades sísmicas estimadas de 7.0 a 7.5 grados.

Datos obtenidos de la página web del Servicio Sismológico de la Universidad de Chile muestran que en los últimos años (2000-2007) en la zona de estudio se han registrado algunos sismos menores que no superan una magnitud de 4 grados en la Escala de Richter, y que tienen una profundidad promedio de 90 km, por lo tanto no están asociados a actividad en la falla San Ramón.

Por otro lado, actualmente se realizan estudios relacionados con la aceleraciones asociadas a la actividad de la Falla San Ramón, donde los primeros registros indican aceleraciones máximas que superan los 0,5 g (Leyton, 2007; comunicación oral).

5.12 Antecedentes de remociones en masa

Para la zona oriente de Santiago se cuenta con un catastro de remociones en masa que considera principalmente flujos de detritos y barro, los cuales han tenido como factor gatillante lluvias intensas en periodos cortos. Estos son descritos en los trabajos realizados por Urrutia y Lanza (1993), Hauser (1993), AC Ingenieros Consultores (1996), García (2000), Padilla (2006) y Sepúlveda *et al.* (2006), los cuales son resumidos en la Tabla 5.12.

Tabla 5.12. Resumen de los fenómenos de remoción en masa ocurridos desde 1900.

Modificado de Padilla (2006)

Fecha del evento	Fuente	Descripción
1908	Quebrada de Macul	Flujo de detritos y barro
1936	Quebrada de Macul	Flujo de detritos
Abril, 1957	Quebrada de Macul	Flujo de barro
27/06/1982	Quebrada de Macul	Crecida con mucho caudal y poco sedimento, depositado entre cotas 750 y 1.150 m s.n.m.
15-17/06/1986	Quebrada de Macul	Crecida con mucho caudal y poco sedimento, depositado entre cotas 800 y 1.150 m s.n.m.
14/07/1987	Cuencas de la zona central	Flujos de detritos
14/07/1987	Cuencas de la zona central	Flujos de detritos
25/12/1991	Quebrada de Macul	Flujo de barro
03/05/1993	Quebrada de Macul, San Ramón y Lo Cañas	Serie de flujos de barro y de detritos
12/11/2004	Quebrada de Lo Cañas	Flujos de barro y de detritos
28/08/2005	Quebrada de Lo Cañas	Flujos de barro y de detritos

En la Quebrada San Ramón, por su parte, el mayor evento histórico de remoción en masa ocurrido corresponde a los flujos de detritos generados el 3 de mayo de 1993 (Naranjo & Varela, 2006). Este fenómeno se gatilló producto de un frente cálido que generó precipitaciones desde el día anterior. Datos de la DMC indican que ese día la temperatura mínima fue de 16°C, 10° por sobre la temperatura mínima normal para esos días del año. Esto produjo el aumento de la isoterma de la precipitación líquida, por lo que la superficie de captación de aguas-lluvia abarcó más allá de las altas cumbres que limitan las cuencas de drenaje de la quebrada.

Los flujos originados en la parte superior de la cuenca de la quebrada San Ramón incorporaron materiales sedimentarios depositados en el fondo de las quebradas y provocaron erosión lateral en los depósitos sueltos, incorporando más material. A partir del sector de la confluencia de los afluentes de las cuencas de recepción el flujo depositó materiales gruesos que incluían bloques de hasta 2,4 m de diámetro. En el sector correspondiente al terreno de CONAF el flujo depositó gran parte de su carga gruesa, impactando y arrancando árboles y dejando en el cauce una acumulación de bloques de tamaños promedios entre 0,5 y 1 m de diámetro (Naranjo & Varela, 1996). El flujo incorporó material con abundantes sedimentos finos, que correspondían a parte del material de relleno artificial que constituían las laderas del cauce existente en el interior del Pozo Calvo. Con estas características llegó hasta las zonas urbanas de La Reina, como se observa en la Figura 5.20.

5.13 Factores Antrópicos

La intervención antrópica que ha sufrido la zona de estudio corresponde principalmente a la elaboración de bocatomas de agua potable, construidas por EMOS, actualmente Aguas Andinas; la construcción de la Estación Meteorológica San Ramón y una estación de aforo, propiedad de la DGA; y construcción de caminos aledaños a la quebrada para el acceso a las instalaciones nombradas (Figura 5.21).

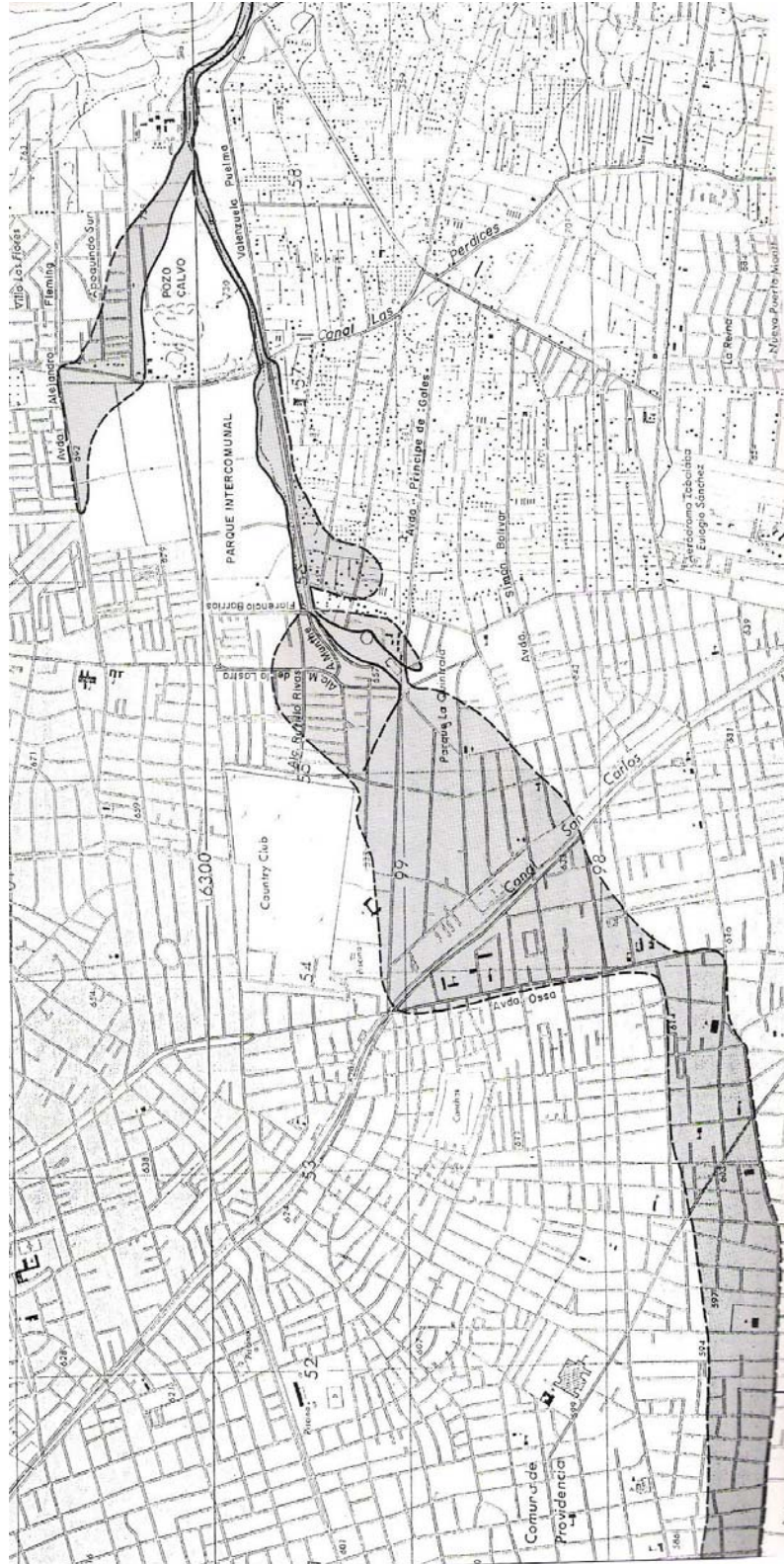


Figura 5.20. Alcance de los flujos en la zona urbana de La Reina (Naranjo & Varela, 1996)



Figura 5.21. Obras en la zona de estudio. (Base foto aérea: Google Earth, 2007)

Estas obras se encuentran aguas abajo de la bocatoma, en tanto aguas arriba de la quebrada principalmente existen huellas que han sido trazadas para la circulación de personal de CONAF.

Actualmente la zona se denomina Parque Natural Aguas de Ramón, que corresponde a un proyecto PROTEGE (www.protege.cl), asociados con la Corporación de Fomento de la Producción (CORFO), Aguas Andina, y CONAF, para la conservación y protección de la Cordillera de Santiago de Chile. PROTEGE es una Asociación de Municipalidades de la zona oriente de Santiago cuyos municipios pioneros son Lo Barnechea, Las Condes, La Reina, Peñalolén, La Florida, Puente Alto y San José de Maipo.

Aproximadamente en la cota 1550, en el trazado de la Quebrada San Ramón, donde ésta comienza a tomar la dirección N-S, existen muros de mampostería de protección

fluvial que se encuentran totalmente destruidos producto de los flujos del año 1993 (Figura 5.22).



Figura 5.22. Muros para protección fluvial destruidas por los flujos de 1993.

AC Ingenieros Consultores (1996) realizaron un catastro de las obras construidas desde la Bocatoma San Ramón (ubicada aproximadamente en la cota 920 m s.n.m., 3720 m aguas arriba de la Avenida Padre Hurtado) hasta la intersección con dicha avenida. Este catastro puede encontrarse en el Anexo 15.

Según AC Ing. Cons. (1996) tanto la bocatoma como la estación de aforo fueron arrasadas por el aluvión de 1993.

CAPITULO 6. EVALUACIÓN DEL PELIGRO DE REMOCIONES EN MASA EN LA QUEBRADA SAN RAMÓN

6.1 INTRODUCCIÓN

La zona piloto utilizada para la aplicación de la metodología presentada en el Capítulo 4 corresponde a la hoya hidrográfica de la Quebrada San Ramón. En este capítulo se evalúa el peligro de remociones en masa en esta zona aplicando la metodología formulada en esta tesis y usando los antecedentes presentados en el Capítulo 5.

Las etapas aplicadas para la evaluación del peligro corresponde a las fases G2, G3, G4, G5 y G6 que se muestran en la Figura 4.1.

6.2 EVALUACIÓN DE LA SUSCEPTIBILIDAD

Para la hoya hidrográfica de la Quebrada San Ramón se ha evaluado la susceptibilidad a remociones en masa, según lo presentado en la etapa G2 de la metodología.

En una primera instancia, utilizando el software ArcGis 9.1, la zona de estudio se ha dividido en 131 unidades geomorfológicas, como se muestra en la Figura 6.1, eliminando las áreas de laderas con pendientes menores a 10°.

Los mapas de aspecto y pendientes utilizados en esta etapa, se presentan en el Anexo 11.

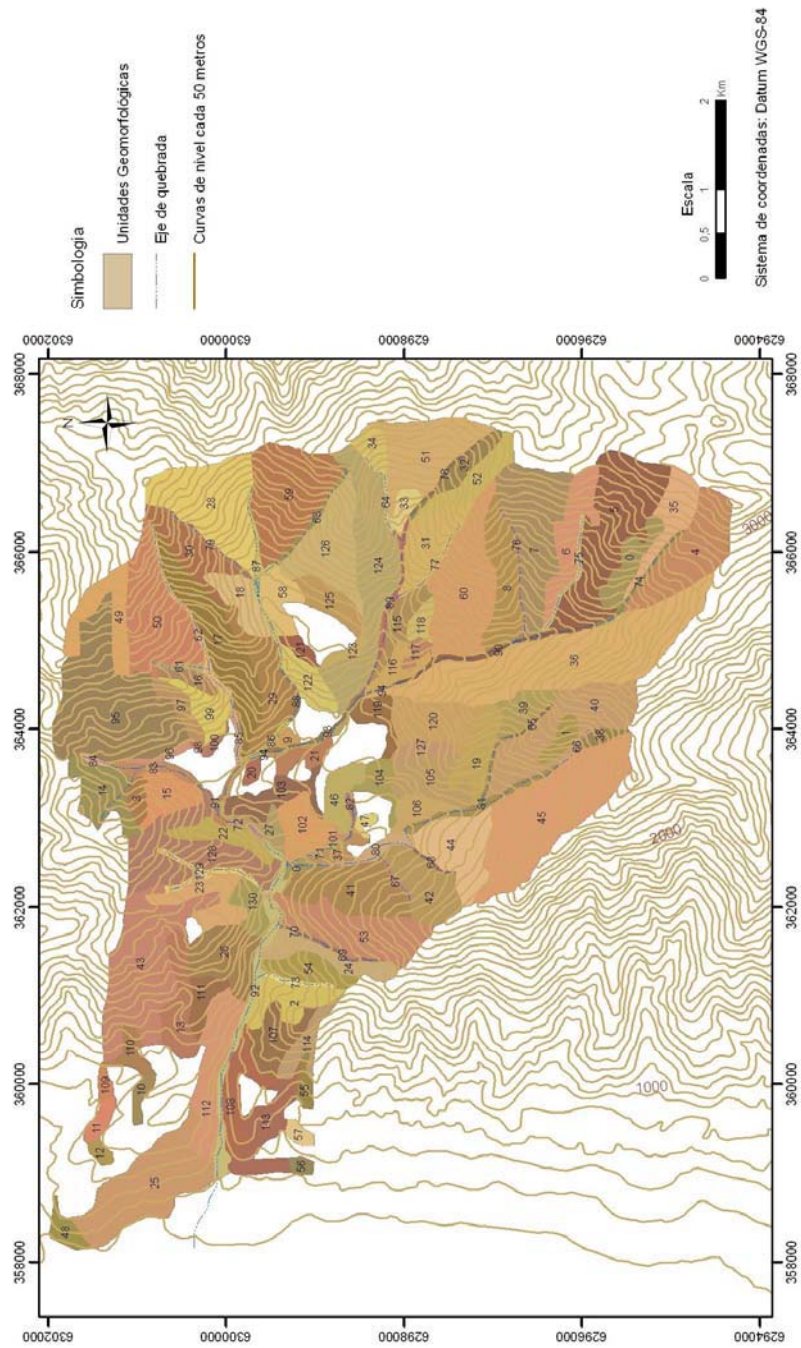


Figura 6.1. Unidades Geomorfológicas definidas en la zona de estudio

Se han definido los IS para deslizamientos de suelo, deslizamientos de roca, flujos y caídas de roca de acuerdo a la puntuación de las Tablas 4.3, 4.5, 4.7 y 4.9 de la metodología. En el Anexo 16 se adjunta la información correspondiente a las tablas de puntuación para cada unidad geomorfológica.

A partir de estos índices se ha podido obtener un Mapa de Susceptibilidad para cada tipo de remoción en masa estudiada. Un ejemplo de estos resultados se aprecia en la Figura 6.2. Las figuras restantes se encuentran en el Anexo 17.

Las unidades que obtuvieron un IS mayor o igual que 50 para cada una de las remociones en masa estudiadas se muestran en las Tablas 6.1 a 6.4, junto con el IS obtenido.

Cabe notar que se han incluido en el estudio de deslizamientos de suelo y flujos las unidades definidas como unidad de roca pero que presentan suelo superficial. Estos casos corresponden a las unidades ubicadas principalmente en las cabeceras de la hoya hidrográfica, zonas que pueden observarse en la Figura 5.6 correspondiente al Mapa Geológico del área de estudio.

Tabla 6.1. Unidades con IS $\geq$ 50. Caso deslizamiento de suelo.

UNIDAD	IS	UNIDAD	IS	UNIDAD	IS
4	57	36	59	101	54
5	57	40	62	116	55
6	57	42	54	117	55
7	57	44	52	122	55
22	50	45	70	124	54
27	63	51	64	125	59
28	65	52	67	126	67
32	67	59	67	130	69
35	62	60	56		

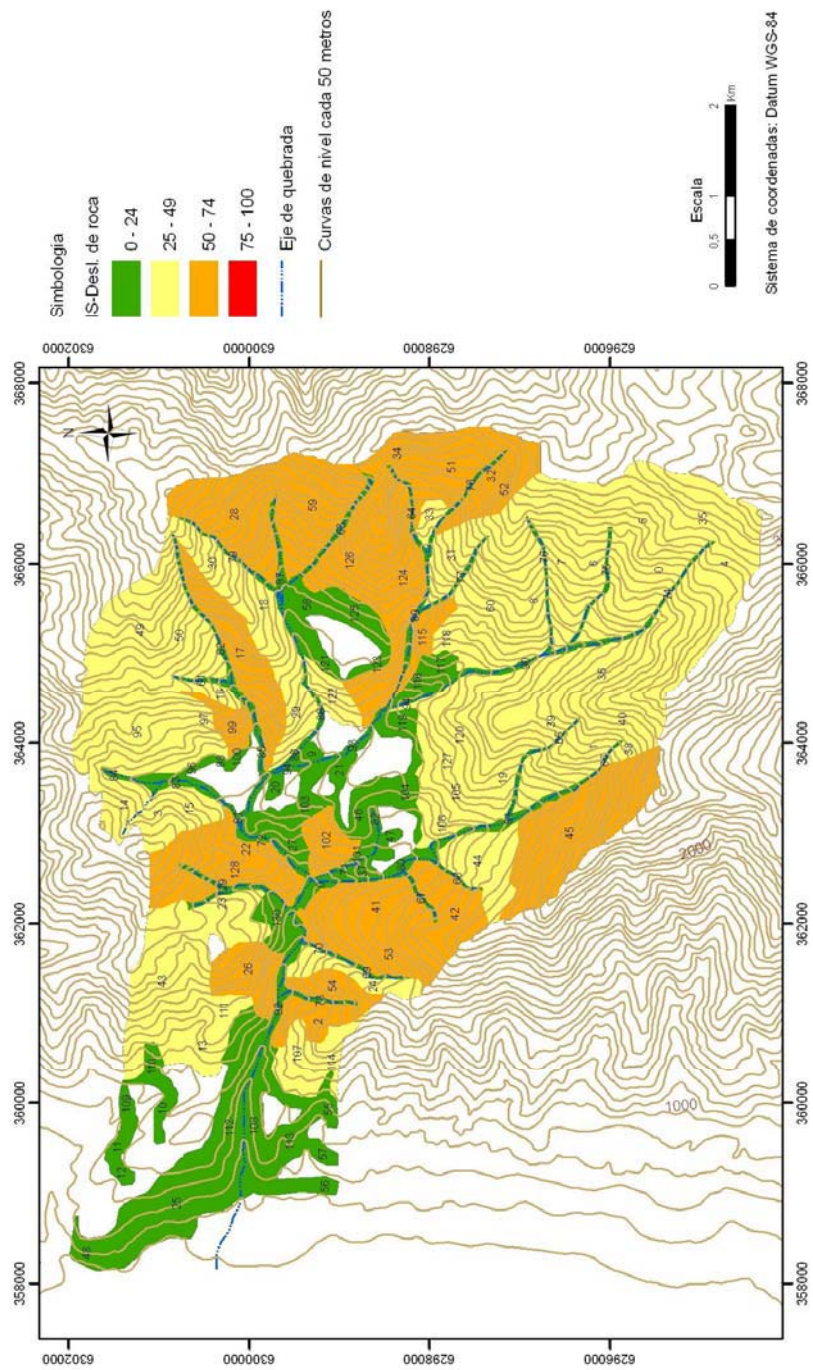


Figura 6.2. Índice de Susceptibilidad - Deslizamientos de rocas

Tabla 6.2. Unidades con $IS \geq 50$. Caso flujos (considera laderas con suelo como posibles zonas aportantes de material a los cauces).

UNIDAD	IS	UNIDAD	IS	UNIDAD	IS	UNIDAD	IS
5	52	52	70	74	63	89	57
6	58	59	54	75	63	90	60
7	58	60	54	76	56	93	53
28	65	61	51	77	57	94	51
32	50	62	51	78	55	116	53
36	52	63	65	79	59	124	58
40	72	64	66	80	52	126	53
42	54	65	67	81	65	130	75
44	56	66	65	86	51		
45	78	67	62	87	60		
51	51	68	53	88	52		

Tabla 6.3. Unidades con $IS \geq 50$. Caso deslizamientos de roca.

UNIDAD	IS	UNIDAD	IS	UNIDAD	IS
2	51	41	62	59	56
17	57	42	54	99	57
22	54	45	57	102	58
26	60	51	56	115	56
28	56	52	61	124	56
32	67	53	56	126	51
34	61	54	56	128	54

Tabla 6.4. Unidades con $IS \geq 50$. Caso caídas de rocas.

UNIDAD	IS	UNIDAD	IS	UNIDAD	IS
2	54	35	52	95	50
7	52	40	65	99	66
17	77	41	55	102	58
18	51	42	57	107	65
22	71	45	57	115	50
26	69	51	58	126	74
28	73	53	68	128	60
29	50	54	68		
34	59	59	67		

Según lo obtenido, las unidades enumeradas en las tablas recientes son las que pasarán a la etapa G3 de la metodología.

6.3 EVALUACIÓN DE LA PROBABILIDAD DE FALLA

A continuación se presentan los análisis computacionales realizados para obtener la probabilidad de falla y/o el factor de seguridad de las unidades geomorfológicas correspondientes para el caso de deslizamientos de suelo, deslizamientos de roca, flujos y caídas de roca. Esto para un escenario estático y sísmico.

Para todos los casos sísmicos que se presentan se ha asumido el escenario sísmico global actual representado por una aceleración sísmica máxima de 0,2 g, que corresponde a la aceleración presentada para la zona 2 (zona central de Santiago y precordillera) según la Norma NCh 433 Of.96, utilizando en los análisis de estabilidad una aceleración correspondiente a la mitad de la aceleración máxima.

La condición climática adoptada en los análisis es aquella que considera la presencia de tormentas, expresada de manera general como niveles de saturación de suelos, asumiendo saturación de los suelos que rellenan los cauces (caso de análisis de flujos), semi-saturación de suelos en laderas, y saturación de estructuras en roca. En cuanto a la intensidad de las precipitaciones, éstas se pueden asociar a precipitaciones líquidas de intensidad cercana a 80 mm/día en la zona central, valor utilizado por Padilla (2006) en la elaboración de modelos que asocian intensidades de precipitaciones con remociones en masa con alta probabilidad de ocurrencia.

Además, en este capítulo, se ha otorgado el grado cualitativo de probabilidad de falla a cada una de las probabilidades numéricas calculadas de acuerdo a lo señalado en la etapa G3 de la metodología.

El detalle de todos los análisis y resultados de esta fase se presenta en el Anexo 18. Los principales resultados se describen a continuación.

6.3.1 Deslizamientos de suelo

Se ha aplicado la metodología presentada en el Capítulo 4.7.1 de esta tesis, diferenciando los casos de deslizamientos de suelo superficial o deslizamientos rotacionales profundos.

6.3.1.1 Deslizamientos traslacionales (superficiales)

Se ha determinado el factor de seguridad y la probabilidad de falla de las unidades, mediante la programación en @Risk del modelo de ladera infinita. El espesor de suelo considerado como superficial de acuerdo a las características de las laderas y a la escala de trabajo corresponde a 1,5 m como máximo. Los parámetros utilizados (pendientes, cohesión, ángulos de fricción, etc.) corresponden a aquéllos representativos de cada unidad. Las siguientes son las unidades consideradas para este análisis: 4-5-6-7-22-27-28-32-35-36-40-42-44-45-51-52-59-60-101-116-117-122-124-125-126-130.

La Tabla 6.5 muestra los resultados obtenidos, asociados a los siguientes escenarios: nivel freático a los 0,5 metros de profundidad ($2/3$ del espesor de suelo), en condiciones estáticas y sísmicas.

La condición de tormentas se ve reflejada en la ubicación del nivel freático, sin considerar saturación total ya que los suelos son de tipo arenas, arenas-gravosas, en matriz principalmente limosa, es decir, suelos con propiedades drenantes.

En la mayoría de estas laderas existe un peligro alto de deslizamientos superficiales de suelo, y se distribuyen principalmente en las laderas de mayor pendiente, en las zonas más cercanas a las cabeceras de la hoya.

Tabla 6.5. Probabilidad de Falla y Factor de Seguridad para deslizamientos superficiales.

Unidad	Situación Estática Con tormentas		Situación Sísmica Con tormentas	
	FS	P [FS<=1.0]	FS	P [FS<=1.0]
		(%)		(%)
4	0,72	96	0,49	100
5	0,64	98	0,44	100
6	0,72	95	0,49	100
7	0,64	99	0,44	100
22	0,71	95	0,49	100
27	0,99	51	0,67	98
28	0,61	100	0,41	100
32	0,68	97	0,46	100
35	0,76	93	0,51	100
36	0,64	99	0,44	100
40	0,58	100	0,39	100
42	0,84	79	0,57	100
44	0,94	61	0,63	100
45	0,52	100	0,35	100
51	0,64	99	0,44	100
52	0,52	100	0,35	100
59	0,61	99	0,41	100
60	0,61	99	0,41	100
101	0,76	91	0,53	100
116	1,05	39	0,70	96
117	0,89	74	0,61	99
122	0,61	99	0,41	100
124	0,63	99	0,43	100
125	1,05	41	0,70	97
126	0,60	100	0,41	100
130	0,63	99	0,43	100

6.3.1.2 Deslizamientos rotacionales

Estos casos se han analizado mediante la utilización del software SLIDE, evaluando la estabilidad de la ladera representativa de cada unidad en estudio. Las siguientes son las unidades consideradas para este análisis: 27-101-116-117-125.

En estos casos las laderas estudiadas corresponden a unidades de suelo de espesor mínimo 20 metros, ubicando el nivel freático a la mitad de la profundidad del suelo en

el corte analizado. La estabilidad de la ladera ha sido analizada considerando los parámetros de resistencia seco y saturado según corresponda. Los detalles de los análisis se encuentran en el Anexo 18.

Tomando en cuenta que el espesor del suelo es mucho mayor que para el caso de deslizamientos traslacionales, y que el suelo se encuentra bastante más compacto y tiene más matriz en su composición, para reflejar la condición de existencia de tormentas se ha considerado el nivel freático a una profundidad aproximada correspondiente a la mitad del espesor de suelo.

La Tabla 6.6 resume los resultados de probabilidad de falla y factor de seguridad obtenidos.

Tabla 6.6. Probabilidad de Falla y Factor de Seguridad para deslizamientos profundos.

Unidad	Situación Estática Con tormentas		Situación sísmica Con tormentas	
	FS	P [FS<=1.0]	FS	P [FS<=1.0]
		(%)		(%)
27	1,40	0	0,99	55
101	1,39	0	1,01	48
116	0,98	56	0,73	100
117	1,11	16	0,81	94
125	1,26	2	0,93	75

En general son pocas las laderas que presentan condiciones para generar deslizamientos de suelo profundo, y corresponden principalmente a laderas de suelo distribuidas entre las quebradas Los Maquis, La Pichoca y San Ramón (en su curso superior).

6.3.2 Flujos

La generación de flujos se ha analizado mediante ladera infinita con la utilización del software @RISK, estudiándolos de esta manera a partir de la generación de deslizamientos superficiales de las unidades que rellenan el cauce en cuestión.

Se ha asumido saturación del suelo, ante un escenario dinámico y estático.

La Tabla 6.7 resume los resultados de probabilidad de falla y factor de seguridad obtenidos.

Tabla 6.7. Probabilidad de Falla y Factor de Seguridad para flujos de detritos.

Unidad	Situación Estática Con tormentas		Situación Sísmica Con tormentas	
	FS	P [FS≤1.0]	FS	P [FS≤1.0]
		(%)		(%)
61	1,61	0	1,08	38
62	1,42	5	0,97	54
63	1,21	15	0,83	85
64	1,33	12	0,91	64
65	1,03	38	0,71	100
66	1,19	9	0,82	92
67	1,53	0	1,03	47
68	1,43	0	0,97	61
74	1,45	3	0,99	53
75	1,55	0	1,04	41
76	1,35	8	0,92	66
77	1,18	19	0,81	87
78	1,37	3	0,93	61
79	1,29	8	0,88	71
80	3,35	0	1,82	0
81	2,20	0	1,38	6
86	1,77	3	1,14	37
87	2,20	0	1,38	7
88	1,92	0	1,22	23
89	2,06	0	1,31	10
90	2,09	0	1,31	18
93	3,63	0	1,80	5
94	3,85	0	1,81	4

Para el caso de flujos de detritos, las zonas que presentan alta probabilidad de generación son principalmente las quebradas que bajan de la cabecera de la hoya hidrográfica.

6.3.3 Deslizamientos de roca

Los deslizamientos de roca se han diferenciado en deslizamientos masivos y deslizamientos en bloque. Cada unidad seleccionada según su IS, ha sido analizada para cada uno de los casos. Estas unidades son: 2- 4-5-17-22-26-28-32-34-41-42-45-51-52-53-54-59-99-102-124-126-128. El detalle de estos resultados se presenta en Anexo 18.

6.3.3.1. Deslizamientos masivos

Cada una de las unidades con $IS \geq 50$ para deslizamiento en roca ha sido analizada mediante el software SLIDE para obtener la probabilidad de falla y factor de seguridad asociado a su geometría y a las propiedades de la roca que la componen.

Para el caso de la zona de estudio, no se han detectado zonas mayores inestables ante las condiciones sísmicas y de saturación dadas. El nivel freático se ha situado de manera similar que para el caso de suelos. Los resultados pueden observarse en la tabla siguiente.

Tabla 6.8. Probabilidad de Falla y Factor de Seguridad para deslizamientos profundos de roca

Unidad	Situación Estática Con tormentas		Situación Sísmica Con tormentas	
	FS	P [FS≤1.0]	FS	P [FS≤1.0]
		(%)		(%)
2	9,42	0	6,23	0
17	4,53	0	3,40	0
22	9,42	0	7,37	0
26	3,13	0	2,41	0
28	4,23	0	3,08	0
32	6,22	0	4,43	0
34	9,55	0	6,55	0
41	5,61	0	4,08	0
42	5,41	0	3,82	0
45	3,66	0	2,77	0
51	4,52	0	3,38	0
52	5,34	0	4,08	0
53	4,97	0	3,72	0

Tabla 6.8 (continuación). Probabilidad de Falla y Factor de Seguridad para deslizamientos profundos de roca

Unidad	Situación Estática Con tormentas		Situación Sísmica Con tormentas	
	FS	P [FS<=1.0]	FS	P [FS<=1.0]
		(%)		(%)
54	9,04	0	6,40	0
59	4,81	0	3,48	0
99	5,49	0	4,12	0
102	4,74	0	3,45	0
124	4,38	0	3,22	0
126	4,00	0	2,98	0
128	5,80	0	4,24	0

6.3.3.2. Deslizamientos en bloque

Este tipo de deslizamientos se ha analizado solamente mediante análisis cinemático, otorgando una probabilidad de falla de acuerdo a lo expuesto en el Capítulo 4.7.2.

No existen zonas, a nivel de unidades geomorfológicas, que cumplen con las condiciones cinemáticas para la generación de deslizamientos en bloque (ver Anexo 18). Esto se debe principalmente a que las pendientes más pronunciadas son bastante locales, y debido a la escala de trabajo empleada, los polígonos que definen las unidades en general no tienen pendientes promedios suficientes para las condiciones cinemáticas requeridas por las estructuras medidas.

De esta manera se ha acogido la sugerencia de la metodología general de estudiar la generación de deslizamientos en zonas locales del área de estudio. Adoptando el criterio de ángulos del Capítulo 4.7.2, ha sido posible determinar condiciones a nivel de unidad geomorfológica para deslizamientos en bloque. Éstas se muestran en la Tabla 6.9. En este caso no se distingue entre la situación estática y sísmica.

Tabla 6.9. Probabilidades de generación de deslizamientos en bloque.

Unidad	Tipo de deslizamiento	Probabilidad	Zona estructural
45	Deslizamiento Plano	Baja	F
102	Cuña	Baja	E
17-59-126	Toppling	Media	B

En la Tabla 6.10 se muestran las unidades donde existen zonas locales de deslizamiento en bloque, la condición crítica que corresponde a la pendiente mínima para que exista una probabilidad baja de deslizamiento y el tipo de deslizamiento probable. La zona estructural se refiere a aquéllas definidas en el Capítulo 5.6.3 que caracteriza a la unidad geomorfológica en estudio.

Tabla 6.10. Unidades con zonas locales de deslizamientos en bloque

Unidades con zonas locales de deslizamiento en bloque	Pendiente Crítica	Tipo de deslizamiento	Zona estructural
41-42-45	31°	Deslizamiento Plano	F
124	48°		F
102	25°	Cuña	E
17-59-126	23°	Toppling	B
22	32°		B
2	38°		D
102	32°		E
34-51-115	33°		F

Cabe recordar que, en este caso, no se han diferenciado los escenarios dinámico y estático.

En general, los rangos de probabilidades alta y media para los deslizamientos en bloque se distribuyen principalmente en las laderas aledañas a los principales afluentes de las Quebrada La Pichoca.

6.3.4 Caídas de rocas

Al igual que en el caso anterior, y como lo expone la metodología, las caídas de rocas se han analizado mediante análisis cinemático tanto a nivel de unidad como a niveles

locales de pendientes. Las unidades para este análisis son: 2-7-17-18-22-26-28-29-34-35-40-41-42-45-51-53-54-59-99-102-107-115-126-128. Para este caso se han definido rangos de pendientes para el caso estático y sísmico, según lo presentado en el Capítulo 4.7.4.

A nivel unidad, se presentan en la Tabla 6.11 las unidades que presentan probabilidades de caídas de rocas. Según la metodología, en este caso se han separado los escenarios sísmico y estático.

Tabla 6.11. Probabilidades de generación de caídas de rocas.

Unidad	Tipo	Probabilidad caso estático	Probabilidad caso sísmico	Zona estructural
45	Deslizamiento Plano	Baja	Media	F
102	Cuña	Baja	Media	E
17-59-126	Toppling	Media	Alta	B

Además, se han agregado a los polígonos “auxiliares” las zonas de caídas locales observadas en terreno, y se les ha asignado un peligro alto de generación.

Las unidades que se presentan en la Tabla 6.12 son las que presentan zonas locales probables de caídas de roca, en distintos grados.

Tabla 6.12. Unidades con zonas locales de caídas de rocas.

Unidades con zonas locales de caídas de rocas	Pendiente Crítica	Tipo	Zona característica
41-42-45	31°	Deslizamiento Plano	F
124	48°		F
102	25°	Cuña	E
17-59-126	23°	Toppling	B
22	32°		B
2	38°		D
102	32°		E
34-51-115	33°		F
18-26-28-29-54-99-107	40°(caso sísmico) 50° (caso estático)	Fracturas en extensión	B
53			C
7			F

Los rangos más altos de probabilidad de generación de caídas de rocas se distribuyen de manera similar a los deslizamientos de bloques, es decir principalmente en las laderas adenañas a los principales afluentes de las Quebrada La Pichoca.

6.4 EVALUACIÓN DEL ALCANCE DE LAS REMOCIONES EN MASA

A continuación se presentan los resultados obtenidos del análisis del alcance de los diferentes tipos de remoción en masa que se han obtenido como probables en el capítulo anterior.

Además, en este capítulo, se ha otorgado el grado cualitativo de peligro asociado al alcance de cada remoción.

Todos los detalles de los análisis y resultados, así como los datos necesarios para ello, se encuentran en Anexo 19.

6.4.1 Deslizamientos de suelo

Se ha aplicado la metodología presentada en el Capítulo 4.8.1 de esta tesis, diferenciando los casos de deslizamientos de suelo superficial o deslizamientos rotacionales profundos.

6.4.1.1 Deslizamientos traslacionales

Para estos casos, se han obtenido a partir de los análisis de ladera infinita, las pendientes críticas de deslizamiento (pendientes de laderas para que el factor de seguridad sea 1) que se presentan en la Tabla 6.13. De acuerdo a estos valores se han determinado las zonas de alcance, basado en los rangos de ángulos dados en el Capítulo 4.8.1.

Tabla 6.13. Pendientes críticas para deslizamientos superficiales

Unidad	Pendiente Crítica	Pendiente Crítica
	Situación estática Con tormentas	Situación sísmica Con tormentas
4	21°	13°
5	21°	13°
6	21°	13°
7	21°	13°
22	21°	13°
27	23°	15°
28	21°	13°
32	21°	13°
35	21°	13°
36	21°	13°
40	21°	13°
41	21°	13°
42	21°	13°
44	21°	13°
45	21°	13°
51	21°	13°
52	21°	13°
59	21°	13°
60	21°	13°
101	23°	15°
116	23°	15°
117	23°	15°
122	21°	13°
124	21°	13°
125	23°	15°
126	21°	13°
130	23°	15°

En general, las zonas de alcance corresponden a los pies de las laderas, donde éstas disminuyen sus pendientes, y a los bordes de los cauces de las quebradas.

6.4.1.2 Deslizamientos rotacionales

El alcance de los deslizamientos masivos (o rotacionales) se ha estimado mediante criterio geomorfológico en base al cálculo de los volúmenes del material deslizado (Anexo 18), asumiendo que la falla se prolongará a lo largo de toda la unidad

geomorfológica estudiada, ocupando los datos entregados por los programas SLIDE y ArcGIS. Estos resultados se presentan en la Tabla 6.14

Tabla 6.14. Estimaciones de volumen deslizado de suelo.

Unidad	Volumen deslizado (m ³)
27	795156,10
101	479463,47
116	987125,56
117	263316,90
125	346892,63

El material deslizado, según la estimación realizada, podrá llegar a cubrir en algunos casos el cauce de la quebrada. En estos casos existen dos posibles hipótesis: que el suelo genere el represamiento del cauce o bien que contribuya en la generación de flujos de detritos o en la incorporación de material a un flujo ya existente.

6.4.2 Flujos

Las zonas de alcance de las partes altas de la hoya hidrográfica se han determinado siguiendo los criterios de ángulos dados en el Capítulo 4.8.3.

De manera complementaria, en esta etapa se aplican los resultados obtenidos por Jacoby (2001) que evalúa la amenaza de flujos de detritos en la zona urbana de La Reina y su vulnerabilidad, producto de los desbordes de la Quebrada San Ramón. La evaluación del peligro se basa en el cálculo mediante modelos hidráulicos de curvas de inundación en la zona estudiada para periodos de retorno de 20, 50 y 100 años (Anexo 19), tanto para caudales detríticos como para caudales líquidos. Considerando que el área afectada es una zona urbana residencial, se ha estimado que los periodos de 20 años se asocian a una probabilidad de alcance alta, 50 años para probabilidad media y 100 años para probabilidad baja (Tabla 6.15).

Tabla 6.15. Relación entre probabilidades de alcance de flujos y curvas de inundación

Probabilidad de alcance de flujos	Periodos de retorno para curvas de inundación
Bajo	100 años
Medio	50 años
Alto	20 años

Además, tanto para la hoya misma, como para la zona urbana, se han incorporado los antecedentes de las áreas afectadas por el flujo de detritos de 1993, que han sido obtenidos principalmente del trabajo de Naranjo y Varela (1996) (Anexo 19), obteniendo así que la Quebrada San Ramón, en su cauce principal, presenta un alcance alto de flujos.

6.4.3 Deslizamientos de roca

No se han obtenido deslizamientos masivos de roca en la zona de estudio a partir de los análisis realizados; en tanto, según el Capítulo 4.8.2, los casos de deslizamientos en bloques no tendrán asociados un alcance más allá de la zona de generación.

6.4.4 Caídas de rocas

El alcance de las caídas de rocas se ha obtenido a partir del software Rocfall y mediante criterios de ángulos presentados en el Capítulo 4.8.4.

El software Rocfall muestra que las unidades geomorfológicas que tienen alcance de caídas más allá de los límites de la ladera en estudio son las unidades 45 y 126, ubicadas respectivamente en laderas contiguas a las quebradas Quillayes y entre Los Maquis y La Pichoca. Estas unidades presentan, según el capítulo anterior, condiciones para caídas de rocas a nivel de unidad, es decir no tan sólo a nivel local.

6.5 EVALUACIÓN DEL PELIGRO DE REMOCIONES EN MASA

De acuerdo a la etapa G6 de la metodología elaborada (Capítulo 4.10), se ha obtenido el mapa de peligro geológico para la zona de estudio, para cada tipo de remoción en masa por separado.

Estos resultados se observan en los Mapas de Peligro presentados en las Figuras 6.3 a 6.11.

Basado en la información final otorgada por los mapas, y recordando que tanto el escenario estático como sísmico suponen la presencia de tormentas, se observa que, los rangos de peligro alto y medio para los deslizamientos de bloque se distribuyen principalmente en las laderas aledañas a los principales afluentes de las Quebrada La Pichoca. En tanto las zonas donde predomina el peligro bajo, con algunas zonas de peligro medio y circunstancialmente peligro alto, corresponden a las laderas junto al curso superior de la Quebrada Quillayes y Los Maquis, como también en la zona donde se intersectan las Quebradas Quillayes y San Ramón.

En tanto, las caídas de roca presentan similar distribución a los deslizamientos de bloques, considerando que existen además pequeñas zonas locales de caídas de rocas. La principal diferencia en este caso se da al comparar los escenarios estático y sísmico, donde en este último el peligro de caídas de roca en general aumenta en un grado para cada zona. De esta manera, las laderas aledañas a la Quebrada La Pichoca resaltan notoriamente con peligro alto.

Para el caso de flujos de detritos, las quebradas que bajan de la cabecera de la hoya hidrográfica y el cauce de la quebrada principal presentan alto peligro, así también las zonas urbanas afectadas por el flujo del año 1993. Los peligros medios y bajos están asociados en general a quebradas de pendiente pronunciada pero menor a las de las cabeceras, y a las zonas aledañas a las afectadas por el flujo antes mencionado. Las principales diferencias que se observan para el caso dinámico y estático ocurren en las zonas de pendiente baja, y radican principalmente en que en el escenario dinámico

aumenta el área urbana afectada, al mismo tiempo que pequeñas zonas aumentan el grado de peligro. Así también, en el caso sísmico, la sección de la Quebrada Quillayes más cercana a la Quebrada San Ramón se incorpora con grado de peligro bajo.

Por otro lado, en general son pocas las laderas que presentan condiciones para generar deslizamientos de suelo profundo, aún cuando se está considerando un nivel de precipitaciones alto (tormentas). Ante un escenario estático, laderas de suelo distribuidas entre las quebradas Los Maquis, La Pichoca y San Ramón (en su curso superior) presentan los mayores grados de peligro; en tanto, aquellas aledañas al curso medio de la quebrada principal, cercano a la zona de intersección con Quebrada Quillayes, presentan bajo grado de peligro. Ante un escenario dinámico todas las laderas estudiadas tienen peligro alto de deslizamiento de suelos. Este tipo de deslizamiento está asociado a una movilización mayor de material que en algunos casos llega al cauce de las quebradas, lo cual podría estar asociado a generación de flujos o aporte de material para éstos.

Finalmente, se observa de los mapas que existe en la mayoría de las laderas de la zona estudiada, un peligro alto de deslizamientos superficiales de suelo. Estos principalmente se distribuyen en las laderas de mayor pendiente, en las zonas más cercanas a las cabeceras de la hoya. En general, la situación dinámica y estática son bastante similares, a excepción de un par de laderas de menor pendiente que ante un sismo pasan de grados de peligro bajo a peligro alto. Es importante considerar que la existencia de peligro alto no implica necesariamente que los eventos se desarrollen de manera simultánea.

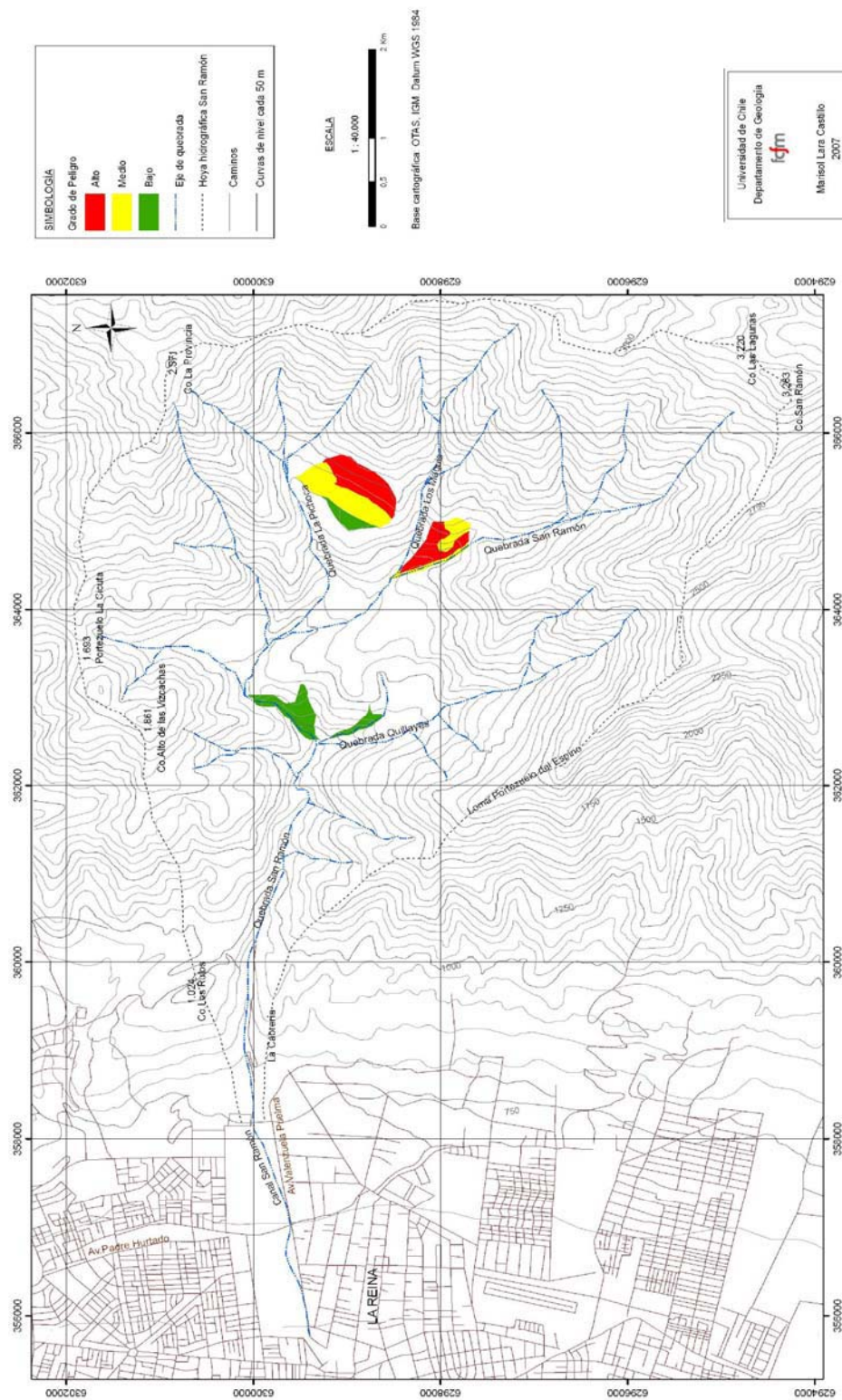
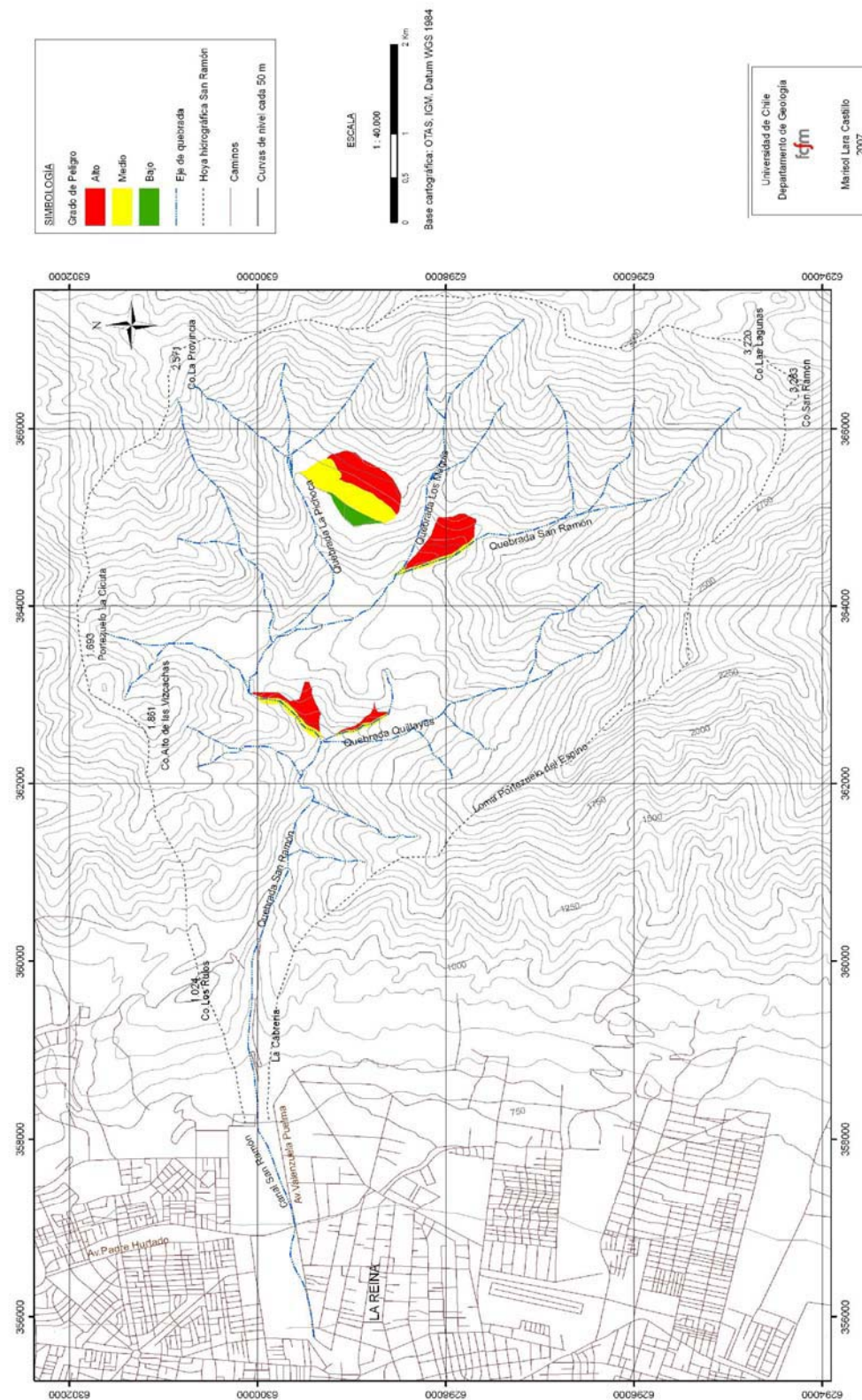
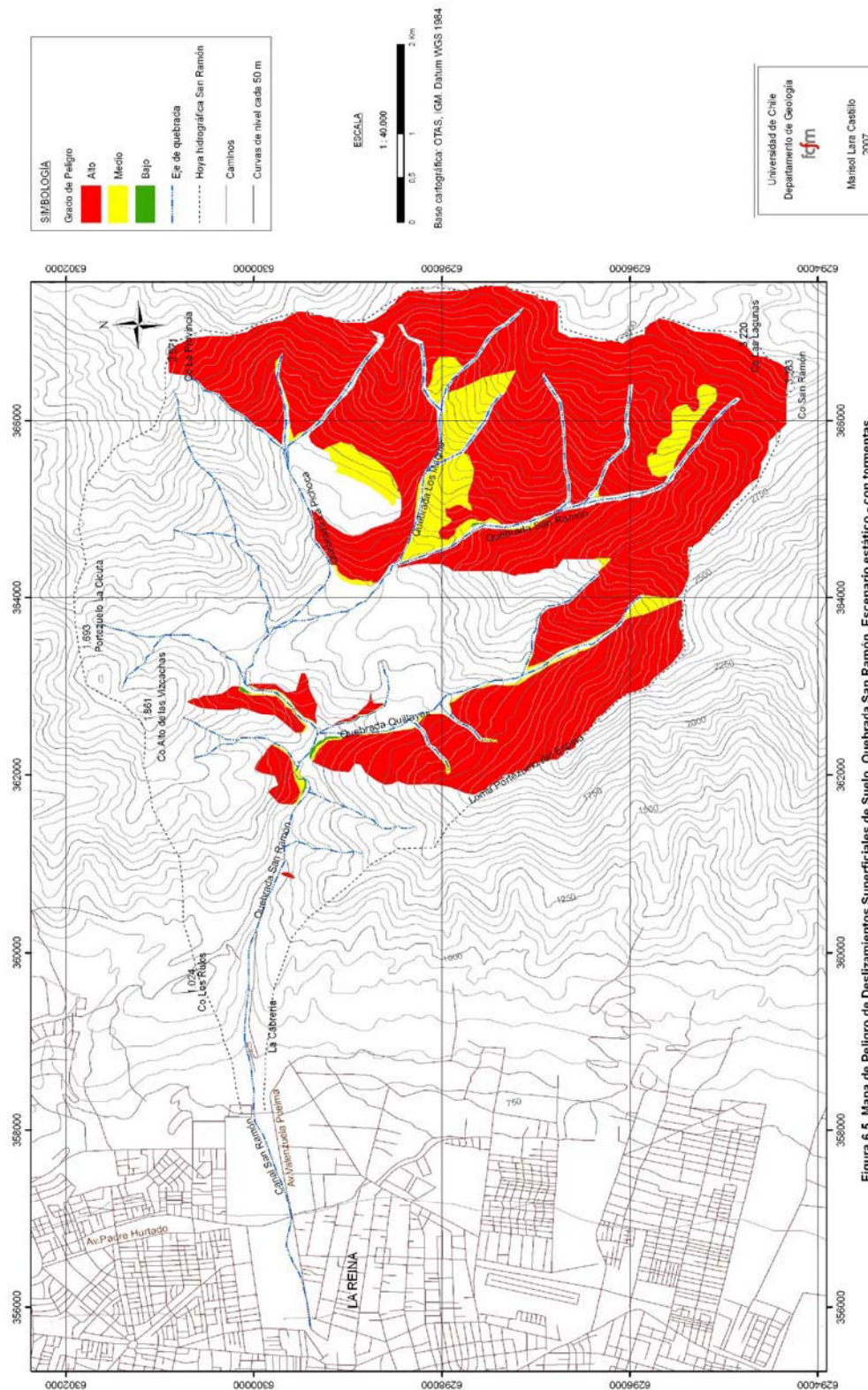


Figura 6.3. Mapa de Peligro de Deslizamientos de Suelo, Quebrada San Ramón, Escenario estático - con tormentas





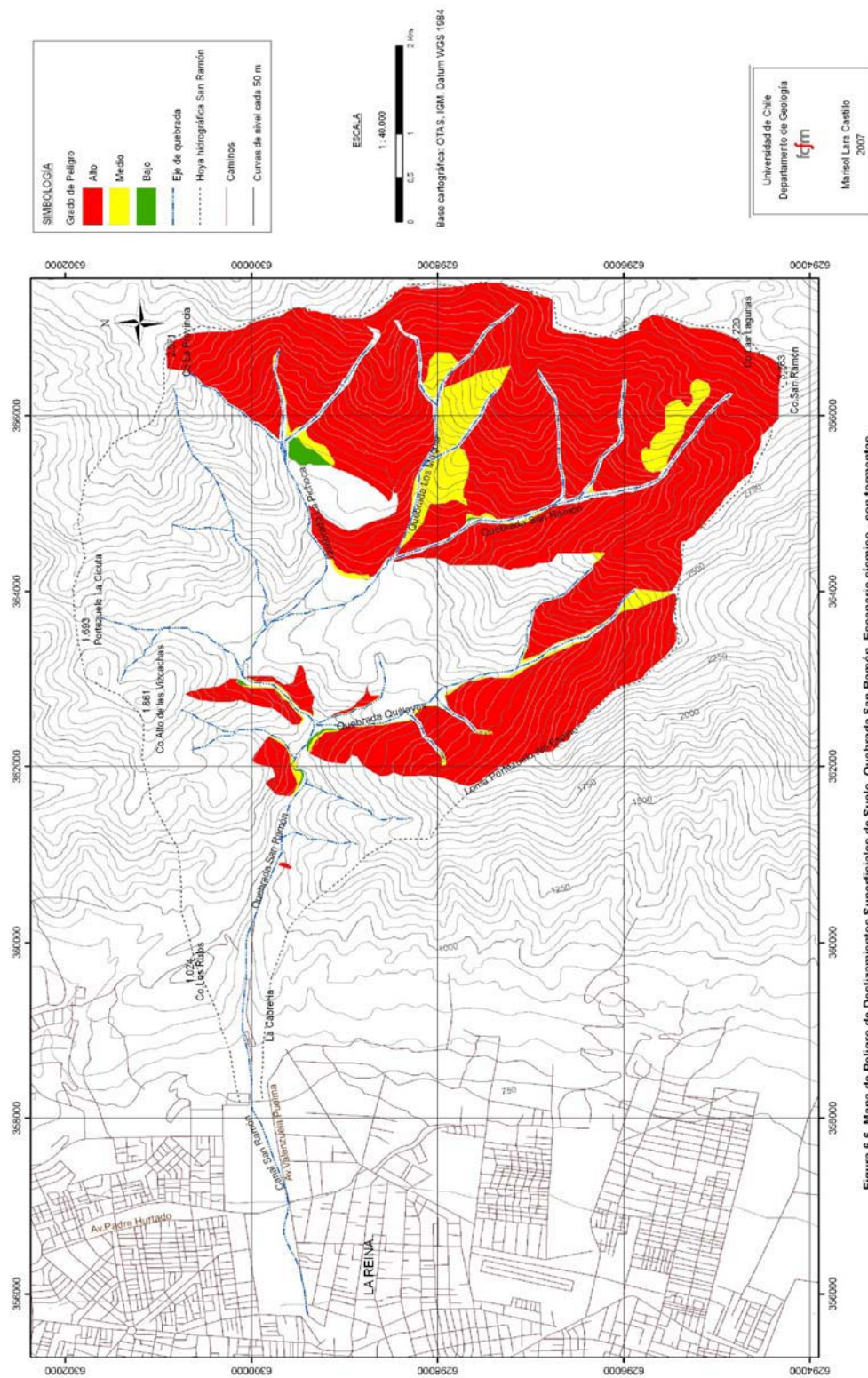
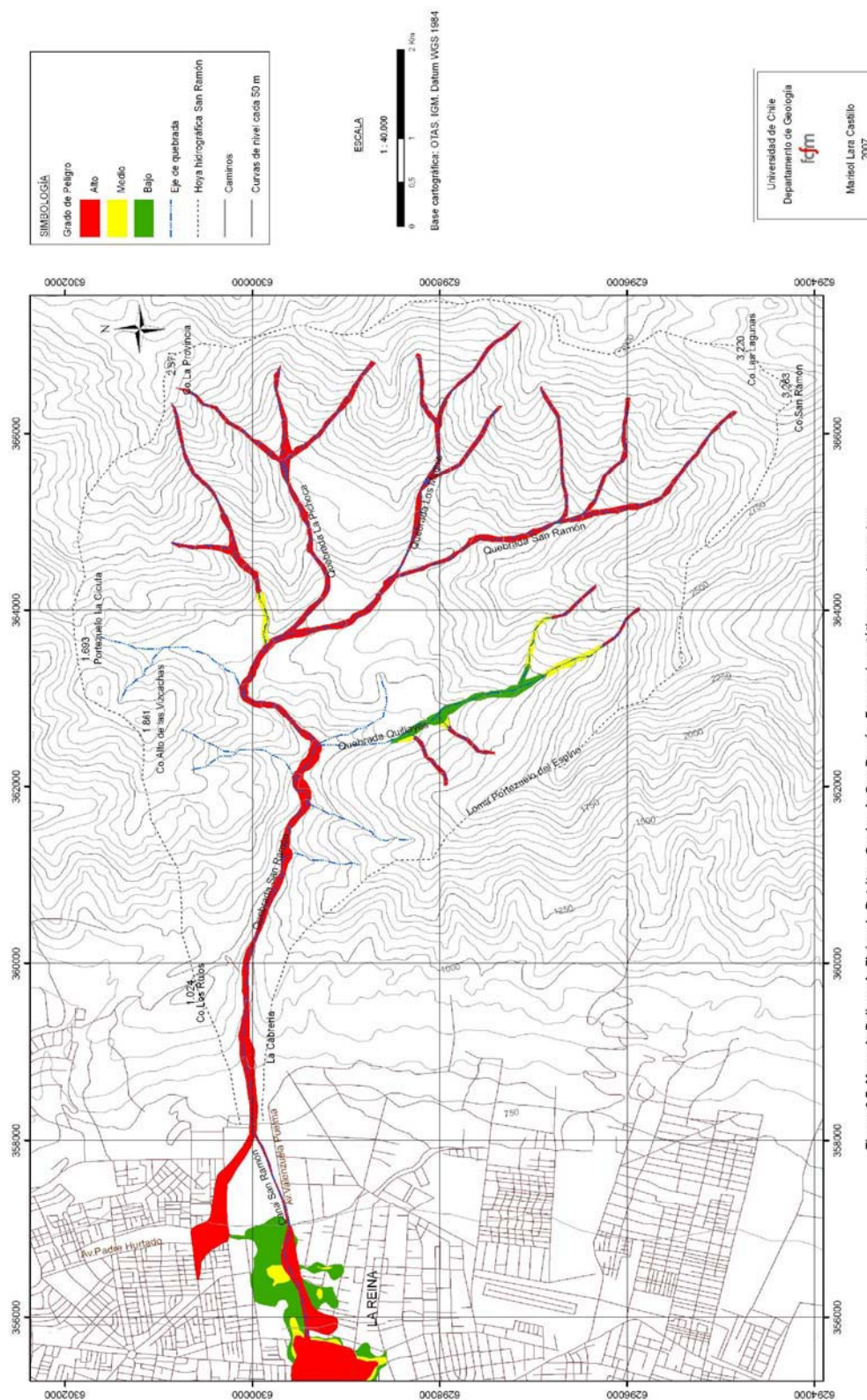
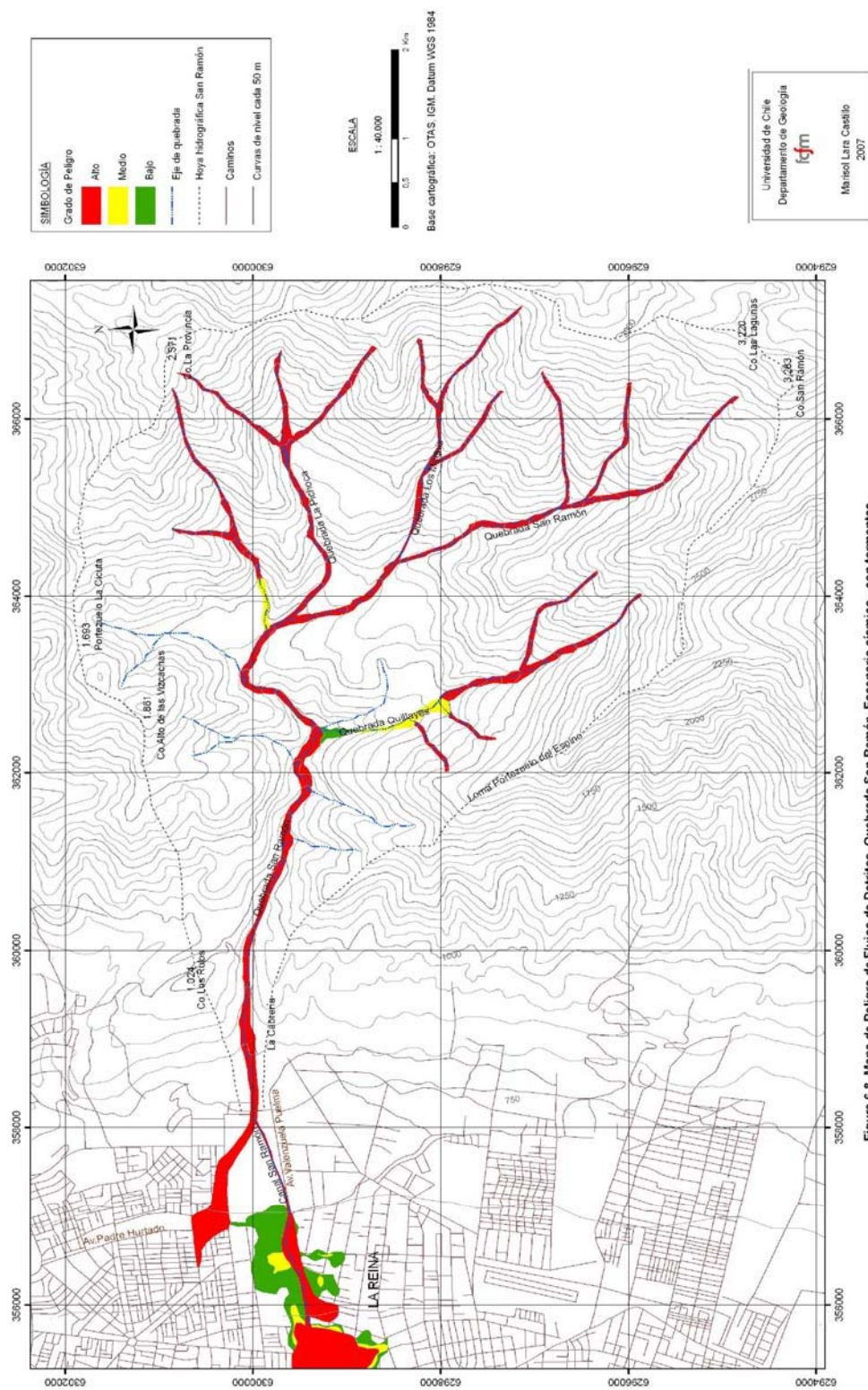


Figura 6.6. Mapa de Peligro de Deslizamientos Superficiales de Suelo, Quebrada San Ramón. Escenario sísmico - con tormentas.





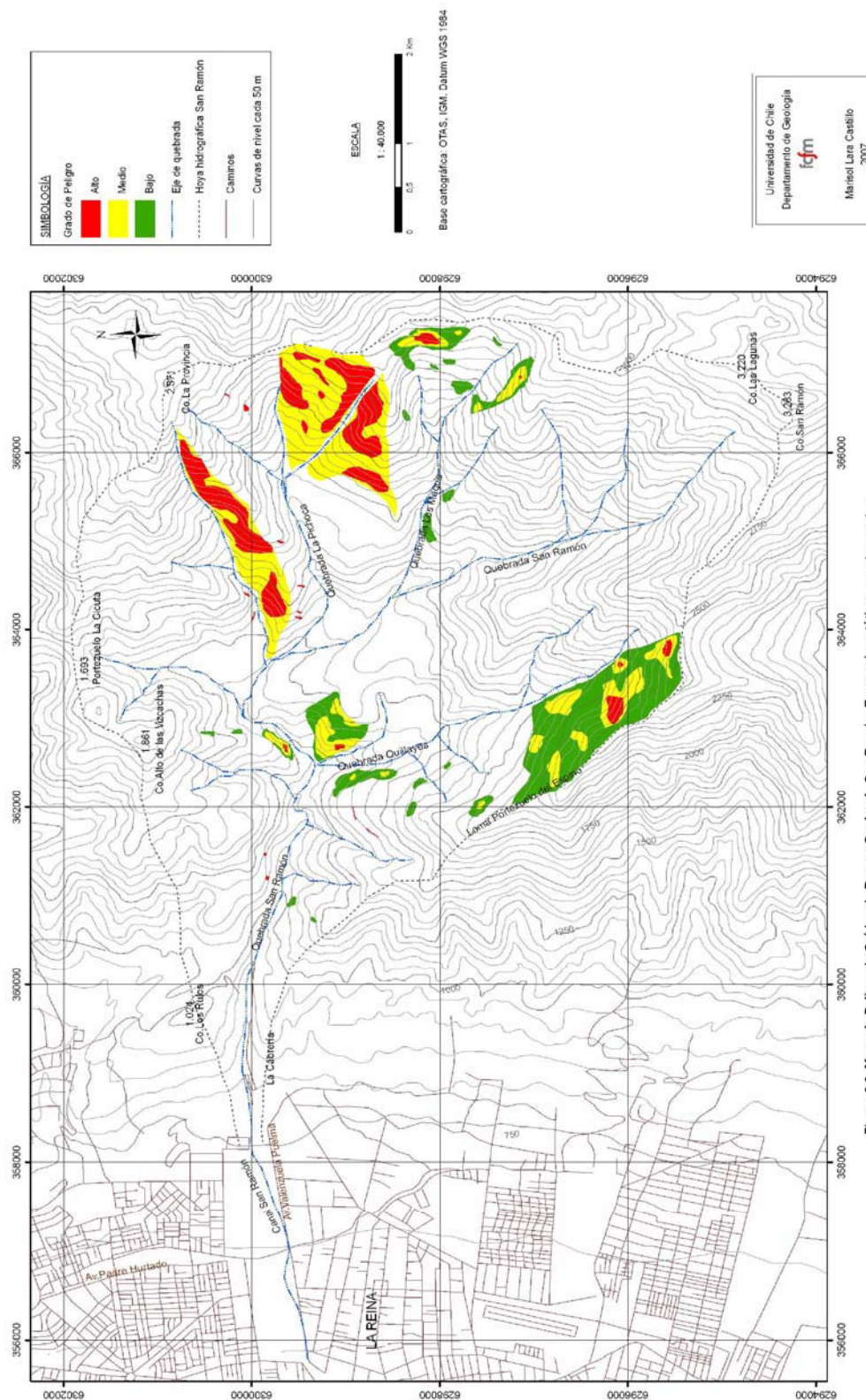


Figura 6.9. Mapa de Peligro de Caídas de Rocas, Quebrada San Ramón. Escenario estático - con tormentas.

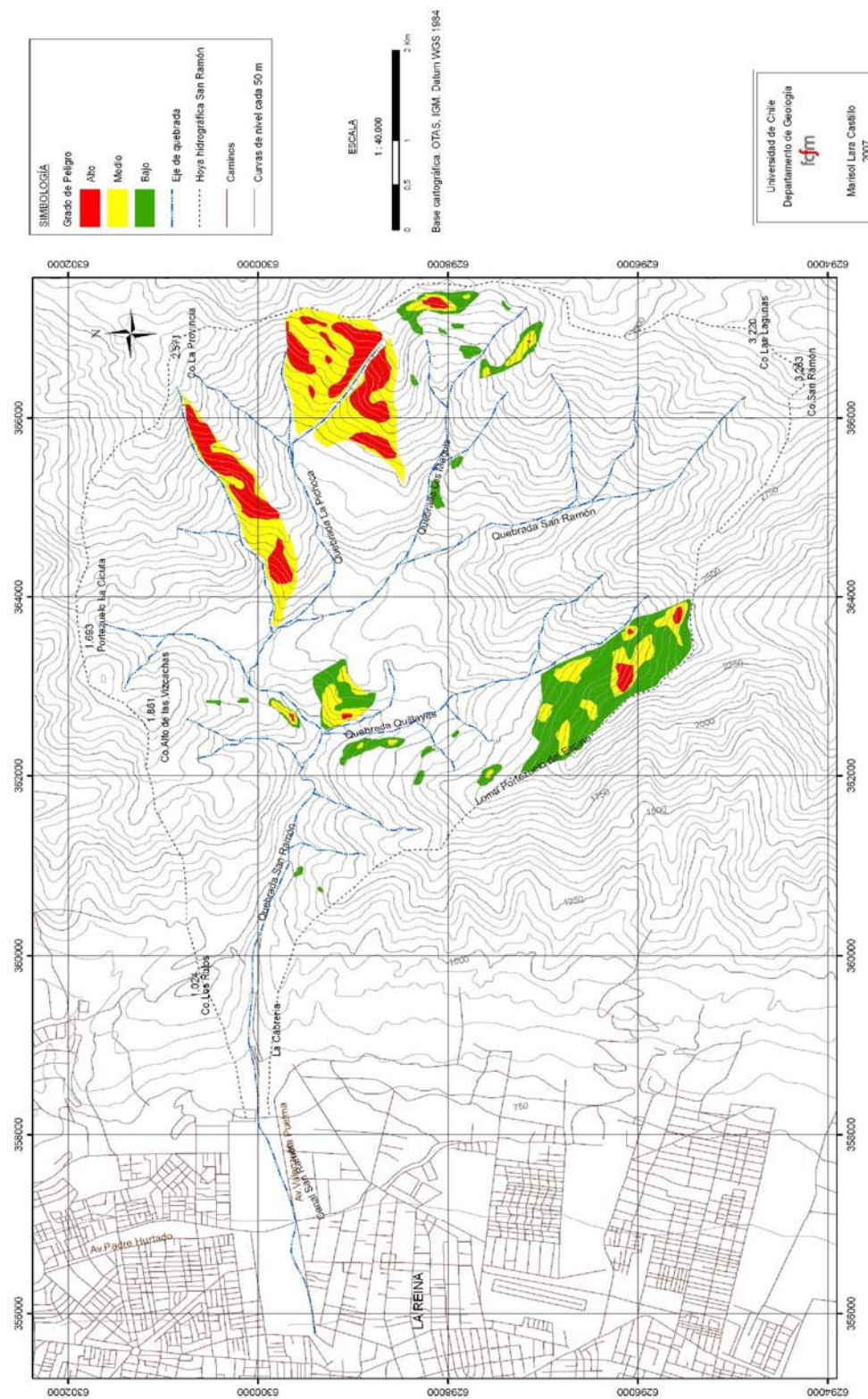


Figura 6.11. Mapa de Peligro de Deslizamientos en Bloques, Quebrada San Ramón.

CAPÍTULO 7. DISCUSIONES

En esta tesis se ha desarrollado una metodología para evaluar el peligro de remociones en masa, la cual ha sido aplicada en la zona de la Quebrada San Ramón, ubicada en los faldeos precordilleranos del sector oriente de Santiago, en la comuna de La Reina. En este capítulo se discuten algunos temas asociados tanto a la metodología misma como a los resultados obtenidos producto de su aplicación. De acuerdo a los antecedentes existentes, la zona de estudio seleccionada corresponde a una de las quebradas que presentan mayor peligro de remociones en masa del frente cordillerano, principalmente de flujos de detritos.

7.1 ANÁLISIS CRÍTICO DE LA METODOLOGÍA

La metodología propuesta tiene un enfoque principalmente geológico-geotécnico, y refleja este enfoque en especial en los métodos usados para los análisis y en los parámetros y propiedades observadas de los materiales. Existen otros enfoques de análisis de peligro, como son los geomorfológicos, sedimentológicos, estadísticos, etc., que pueden ser más o menos apropiados que el enfoque aquí propuesto según el área a estudiar y la escala de trabajo. Cabe señalar que no se pretende establecer la metodología propuesta como única y exclusiva, sino como una alternativa a otros métodos.

La metodología tiene dos etapas principales, la primera que es la obtención de la susceptibilidad de la zona de estudio, y la segunda la evaluación del peligro geológico. Cada una de las fases presentadas en la metodología corresponden a la serie de pasos a seguir que se han propuesto para cumplir con las dos etapas mayores recién mencionadas.

La metodología propuesta consta en un principio de las etapas básicas de ejecución de cualquier trabajo geológico, pero se encuentran reorganizadas y orientadas de manera que permitan la obtención a tiempo de la información requerida y necesaria para el estudio.

En cuanto a los pasos de la metodología, la fase de terreno fue dividida en dos etapas (T1 y T2), con una etapa intermedia (G2), donde el objetivo es determinar la susceptibilidad a remociones en masa de la zona de estudio. Esta división se orienta especialmente a aquellos estudios donde no se desee evaluar el peligro geológico sino tan sólo la susceptibilidad, y por lo tanto, el reconocimiento en terreno de la geología debe consistir en la obtención de información geológica básica, sin llegar a requerir por ejemplo la caracterización estructural en detalle del lugar. Esto por cierto está relacionado a estudios en terreno de enfoque más global y con esto, menor tiempo invertido.

En la etapa G2, recién mencionada, se busca dividir el área de estudio en zonas de patrones geomorfológicos similares, como son las pendientes de las laderas, su orientación, los tipos de material y/o depósitos que las constituyen, entre otras. Esto permite facilitar el análisis y manejar de mejor manera las variantes que estos patrones puedan presentar. Sin embargo, se debe tener en cuenta que para que el estudio sea eficiente la cantidad de unidades definidas debe permanecer dentro de un rango manejable. En la metodología se ha propuesto un límite de 150 unidades, basado principalmente en los resultados y el tiempo empleado en la aplicación en la zona piloto, que se realizó paralelamente a la formulación de la metodología. La principal limitante de este punto es el área de la zona de estudio, para lo cual se deberá ajustar la escala de trabajo. La metodología está enfocada, principalmente, a escalas a nivel de hoya hidrográfica de tamaño regular, de algunas decenas de km², que permitan trabajar a escalas subregionales como 1:20.000 a 1:50.000.

La evaluación de la susceptibilidad, propuesta para cada unidad geomorfológica, se basa en la ponderación de los factores condicionantes de remociones en masa. Esta ponderación se basa principalmente en la metodología realizada por Sepúlveda (1998), que en base a revisiones bibliográficas y encuestas a profesionales en el área de la geología aplicada estableció ciertos porcentajes de importancia para cada factor condicionante específicamente de flujos de detritos. La ampliación de estas ponderaciones a los otros tipos de remociones en masa está fundamentada principalmente por la aplicación paralela de la metodología en la zona piloto, factores

que fueron calibrados con las remociones en masa observadas. Esta última observación, quiere decir que algunos de los factores deben adaptarse en función de las remociones en masa observadas, de manera tal que estas zonas deben resultar ser susceptibles.

El valor crítico del índice de susceptibilidad ($IS=50$) fue propuesto en base a las ponderaciones de los principales factores condicionantes de las remociones estudiadas. Este valor crítico se ha establecido arbitrariamente, mediante la calibración con las remociones observadas en la Quebrada San Ramón. Los factores condicionantes de geología, geotecnia y geomorfología son considerados como factores de incidencia primaria en la susceptibilidad, y las ponderaciones son tales que una sumatoria cercana a 50 entre estos parámetros es suficiente para hacer una unidad geomorfológica susceptible a remociones en masa. Cabe recordar que los factores ponderados fueron elegidos tal que el valor máximo del IS es igual a 100.

La evaluación de la susceptibilidad en la zona de San Ramón, en paralelo al desarrollo de la metodología, ha sido desarrollada tomando como base este valor de IS, por lo que las ponderaciones de algunos de los factores condicionantes (aquellos considerados como “secundarios” según este enfoque metodológico) ha sido, a su vez, adaptado a este valor.

Otras alternativas son buscar un umbral de susceptibilidad específico para la zona (Naranjo, 2007; comunicación oral), o bien definir un índice de susceptibilidad crítico distinto para cada evento de remoción en masa por separado (Sepúlveda, 2007; comunicación oral). Para esto es recomendable realizar una serie de estudios en zonas distintas que permitan calibrar este valor de susceptibilidad, a partir de lo propuesto en esta tesis.

La metodología si bien ha sido elaborada para ser aplicada en Chile Central, y ha sido formulada en base a las condiciones naturales (geológicas, geomorfológicas, climáticas, entre otras) existentes específicamente en el frente cordillerano de Santiago, es posible adaptarla en función del lugar donde se desee aplicar. Las

principales diferencias debieran encontrarse en los valores de los factores para el cálculo del IS, los que pueden redefinirse con la observación de remociones en masa declaradas. Los demás análisis son aplicables en distintas condiciones.

Esto se probó en estudios de peligro de remociones en masa en algunas zonas de los ríos Baker y Pascua, en la Región de Aysén (Universidad de Chile, 2007), donde se aplicó la metodología pero adecuándola a las nuevas condiciones de la zona de estudio (dando nuevas ponderaciones a algunos de los factores condicionantes). En este caso, las ponderaciones que cambiaron fueron las asociadas a vegetación, eventos declarados, hidrología, hidrogeología; en general las que se mantuvieron fueron las de geomorfología, geología y geotecnia.

Cabe recordar que la metodología para obtener la susceptibilidad es sugerida, sin ser exclusiva. De esta manera, podría adaptarse el análisis de susceptibilidad por ejemplo mediante modelos estadísticos, en zonas donde se cuente con la cantidad de datos necesarios para ello, y con ello obtener umbrales de susceptibilidad o bien las ponderaciones para los factores condicionantes, según el método que se use.

Los factores condicionantes de remociones en masa considerados en el estudio corresponden principalmente a los que aparecen en la bibliografía general de geología aplicada y ambiental, sin embargo algunos de ellos no inciden mayormente en la susceptibilidad de la zona escogida como piloto. Se hace referencia en este punto principalmente a la vegetación, que en zonas como Chile Central o en algunas zonas climáticas lluviosas no contribuyen de manera importante en la estabilización de laderas, es por eso que se han considerado para la evaluación de la susceptibilidad pero con porcentajes bastante bajos (máximo 5% de incidencia). Un buen ejemplo son los deslizamientos de roca generados en el fiordo de Aysén por un sismo en abril de 2007.

Para la evaluación del peligro, propiamente tal, los escenarios propuestos corresponden a uno sísmico y uno no sísmico, considerando la presencia de lluvias fuertes (tormentas). Estos escenarios se han establecido como datos de entrada para

el análisis de la estabilidad de laderas y se han escogido por representar las condiciones más extremas para la generación de remociones en masa, es decir, el “peor caso”. Así, el escenario sísmico es representado por los coeficientes sísmicos horizontal y/o vertical, y el escenario climático por niveles de saturación de suelos, a los cuales se asocia además la utilización de las propiedades de los materiales como son el peso unitario seco, natural o saturado, según sea el caso.

Se hace énfasis en que los escenarios sísmicos y estáticos no están representados por las probabilidades de ocurrencia como agentes gatillantes, sino sólo como parámetros a modelar en los análisis de estabilidad.

En cuanto a este último punto, la etapa de combinar con la probabilidad del evento gatillante, se ha dejado como optativa, no aplicándose en San Ramón, principalmente debido a la dificultad que encierra intentar determinar recurrencia de eventos tan aleatorios como son los eventos sísmicos y las tormentas. Pese a que existen algunos estudios para ello, la mayoría de ellos se basan en análisis estadísticos y presentan una gran incerteza. Por ejemplo, el trabajo de Padilla (2006) plantea que es muy difícil simplificar a algunas variables los escenarios meteorológicos desencadenantes de remociones en masa. Las precipitaciones que generan remociones en masa en las quebradas están condicionadas fundamentalmente por variables mucho más aleatorias que variaciones de precipitaciones anuales o incluso diarias, y que dependen además de la ubicación de la isoterma 0° (Naranjo, 2007; comunicación oral). Padilla (2006) mostró que la ubicación de la isoterma 0°C es un factor importante en la ocurrencia de remociones en masa en la zona, aunque en un grado menor que las precipitaciones durante la tormenta. Además, las tormentas generadoras pueden ser muy locales, y por lo tanto no son fácilmente modelables usando estadísticas de precipitaciones de zonas cercanas.

De esta manera, el peligro que se obtendría corresponde al peligro de remociones en masa ante un escenario general, suponiendo que las tormentas y sismos considerados ocurren, es decir el caso más extremo, llamado “peligro global”.

Pasando a otro punto, la obtención de las propiedades y características de los materiales a través de ensayos de laboratorio busca poder realizar análisis que permitan un enfoque más cuantitativo de los resultados en comparación a los estudios de peligro que generalmente se realizan. Estos ensayos están restringidos, sin tomar en cuenta las limitantes propias de cualquier ensayo, por la obtención de las muestras (etapa T2). Ya sea suelo o roca, la cantidad de muestra que se requiere, o su peso, requiere de zonas de fácil acceso ya sea para camionetas, automóviles o caballos. Esta situación no siempre se da, especialmente si se trata de zonas montañosas. La situación ideal sería lograr una cobertura amplia con muestreo de material, y que se lograra ensayar ese material. Además, la cantidad de ensayos a realizar y el tipo de ensayos depende del presupuesto con que se cuente.

De manera similar ocurre con el mapeo estructural en detalle, donde se requiere de afloramientos adecuados, en que la cobertura de la información dependerá del tiempo y del acceso, así como la existencia de suficientes afloramientos.

Las probabilidades de falla obtenidas a través de programas computacionales para las laderas (deslizamientos y caídas de roca) se encuentran subordinadas a los parámetros ingresados, y esto depende de las características de las laderas (pendiente, altura, etc.), del muestreo y de los ensayos realizados. Ya que se plantea realizar este análisis para todas las zonas definidas como susceptibles, y no sólo a aquellas donde se ha muestreado material para ensayos, los resultados son en base a extrapolación de información (tanto de laboratorio como de terreno) y a parámetros promedios de las unidades definidas anteriormente, lo cual lleva a la metodología a adquirir un carácter más bien cualitativo o semicuantitativo. No se debe perder de vista que la susceptibilidad de la zona de estudio puede obtenerse a través de otros métodos (por ejemplo métodos estadísticos), sin necesidad de definir unidades geomorfológicas, pero para evaluar las probabilidades de falla será necesario definir laderas representativas del área estudiada y los parámetros que las caracterizan.

En los casos puntuales de deslizamientos de bloques y caídas de rocas, se plantean dentro de la metodología los análisis para zonas locales de las laderas, tanto para la

obtención de las probabilidades de generación como de alcance, principalmente ya que debido a la escala de trabajo que pueda ser empleada, existen ciertos casos más puntuales que la metodología a escala de unidad geomorfológica no es capaz de rescatar.

Para los análisis locales se definieron ciertos criterios de ángulos críticos para la generación de deslizamientos en bloques y caídas de rocas. En el primer caso los ángulos se basan en los estudios cinemáticos de deslizamientos, donde para cada tipo de deslizamiento (cuña, planar y toppling) se debe obtener un ángulo de talud crítico asociado a cada set estructural que afecta la ladera; en el caso de las caídas, se incluye además el caso de caídas de rocas por fracturas en extensión, con un criterio de pendiente de talud crítico para caídas de rocas, basado en bibliografía (Keefer, 1984).

Para el caso de flujos, la obtención de las probabilidades de generación se basó en análisis de estabilidad mediante el modelo de ladera infinita (para flujos iniciados como deslizamientos). Además, las zonas afectadas por flujos pasados recientes se asociaron a probabilidades altas de ocurrencia y/o alcance, dependiendo del caso. La realización de modelos hidráulicos es sugerida ya que los flujos suelen comportarse de maneras diversas en función de las zonas de generación, del tipo de material arrastrado, del agente gatillante, etc. La influencia de los parámetros que los caracterizan y finalmente el alcance de los flujos podrán comprenderse mejor a través de modelos a escala. De todas formas, existen diversas fórmulas que describen o intentan describir el comportamiento mecánicos de los flujos, pero en la práctica presentan problemas de aplicación debido a la dificultad en el cálculo de los parámetros que utilizan. Sin embargo, se opta por mantener la alternativa de los modelos hidráulicos en casos que sean practicables, pues producen un nivel superior de predicción del comportamiento de los flujos.

El resto de las estimaciones de alcances, se ha basado principalmente en criterios de pendientes, topográficos y de antecedentes, puesto que la información con que se cuenta y que se puede manejar de manera práctica está enfocada a estos criterios.

No se debe perder de vista que la metodología está orientada a la posterior realización de planes de gestión territorial, urbanización y mitigación de daños, por lo tanto la escala de tiempo aplicada en la asignación de los grados de peligro se basa en esto, y no por ejemplo a construcción de obras de ingeniería (en cuyo caso la escala de tiempo puede ser menor, según su vida útil) o a investigaciones geológicas evolutivas (donde la escala de tiempo es mucho mayor). Para obras de ingeniería pueden hacerse necesarios estudios a escala de mayor detalle de las remociones en masa potencialmente peligrosas.

En un principio, la metodología buscaba obtener un peligro geológico basado netamente en probabilidades numéricas, sin embargo, finalmente se debieron combinar probabilidades cualitativas con probabilidades cuantitativas. Esto principalmente debido al tipo de herramientas y conocimientos con que se cuenta y además, debido a que la metodología busca ser aplicable y por lo tanto eficiente, y esto requiere de utilización de herramientas que sean prácticas y a través de las cuales puedan obtenerse resultados en tiempos adecuados y no demasiado extensos.

El peligro obtenido tendrá la categoría de alto-medio-bajo, mediante el criterio presentado en la Tabla 7.1.

Tabla 7.1. Relación entre probabilidad numérica y cualitativa para la evaluación del peligro geológico (igual a Tabla 4.11)

Probabilidad numérica de generación de un FRM	Probabilidad cualitativa de generación de un FRM
0% - 25%	Bajo
25% - 50%	Medio
> 50%	Alto

Estas “equivalencias” se justifican con los factores de seguridad asociados. En los análisis probabilísticos, una probabilidad de falla del 50% tiene un factor de seguridad asociado igual o muy cercano a 1. Este valor es considerado el límite para designar la estabilidad o inestabilidad de una ladera, aunque no exista total certeza de la

ocurrencia del evento, de ahí que la probabilidad asociada superior al 50% fuese considerada alta.

El mapa de peligro es el resultado de la aplicación gradual de la metodología. Los resultados si bien pueden ser discutibles a nivel numérico, resultan ser bastante confiables a partir de las observaciones realizadas en terreno y de los antecedentes de la zona, especialmente teniendo en cuenta los análisis locales que se realizaron.

Finalmente, no se debe perder de vista que la metodología está orientada para trabajar principalmente a escala de hoya hidrográfica o escalas similares, no a áreas muy extensas o a nivel regional. En este último caso es posible rescatar, para su aplicación, algunas partes de la metodología, como por ejemplo los criterios para las definiciones de los grados de peligro y la evaluación del peligro en sí, en algunos casos, pero la evaluación de la susceptibilidad deberá hacerse a través de otras vías.

Finalmente, no se debe perder de vista que la metodología debería ser aplicada por profesionales en ciencias de la tierra con un cierto dominio en los temas que se tratan, principalmente para la evaluación de la susceptibilidad, ya que su carácter cualitativo la hace bastante sensible a las observaciones realizadas.

7.2 ESTUDIO DE PELIGROS EN LA QUEBRADA SAN RAMÓN

La susceptibilidad a remociones en masa fue obtenida a nivel de las unidades geomorfológicas definidas, y se basa en la consideración de los factores condicionantes de remoción en masa, para cada tipo de evento por separado. En este aspecto existen zonas que no aparecen como susceptibles pese a que se observó en terreno la presencia de eventos, como deslizamientos de suelo, pero muy pequeños para la escala de trabajo empleada, y aunque se hayan considerado dentro de los puntajes dados en el IS, no alcanzan a ser representativos para la unidad.

Por otro lado, en general la selección del IS igual a 50 como valor umbral resultó bastante satisfactorio, excepto para el caso de deslizamientos masivos de roca. A

continuación, se presentan los gráficos comparativos entre IS y peligro en el caso sísmico para las diferentes unidades analizadas, es decir, para todas las unidades que obtuvieron un IS mayor que 50 (Figuras 7.1, 7.2, 7.3, 7.4).

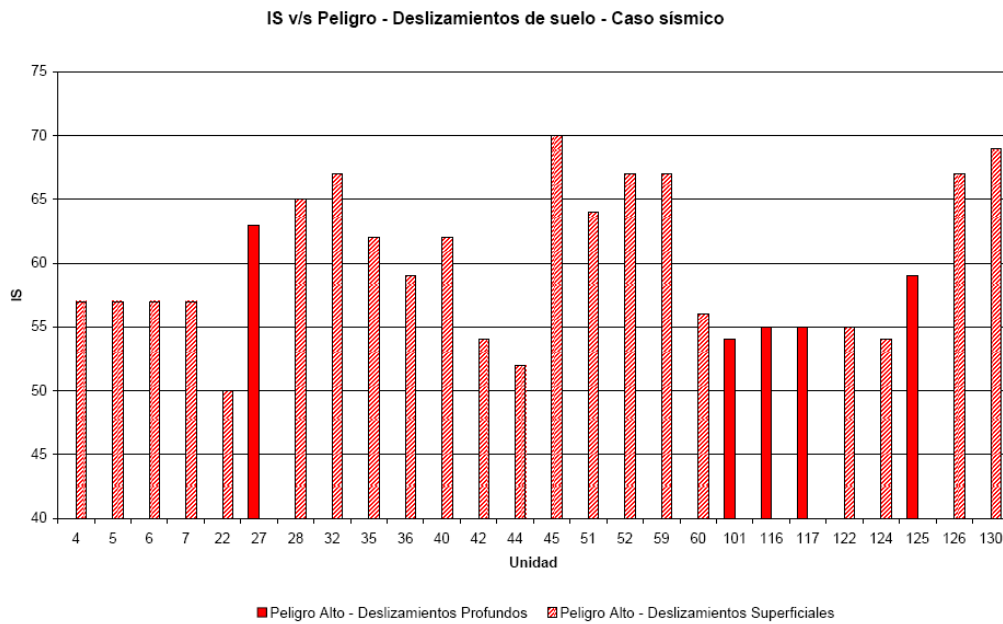


Figura 7.1. Relación entre IS y Peligro para el caso de deslizamientos de suelo.

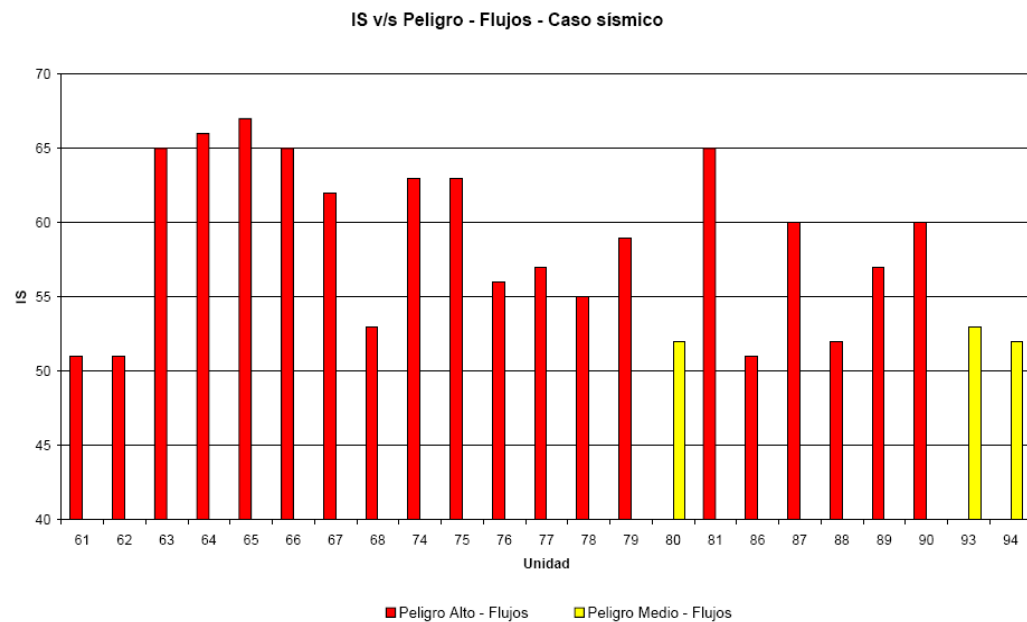


Figura 7.2. Relación entre IS y Peligro para el caso de flujos.

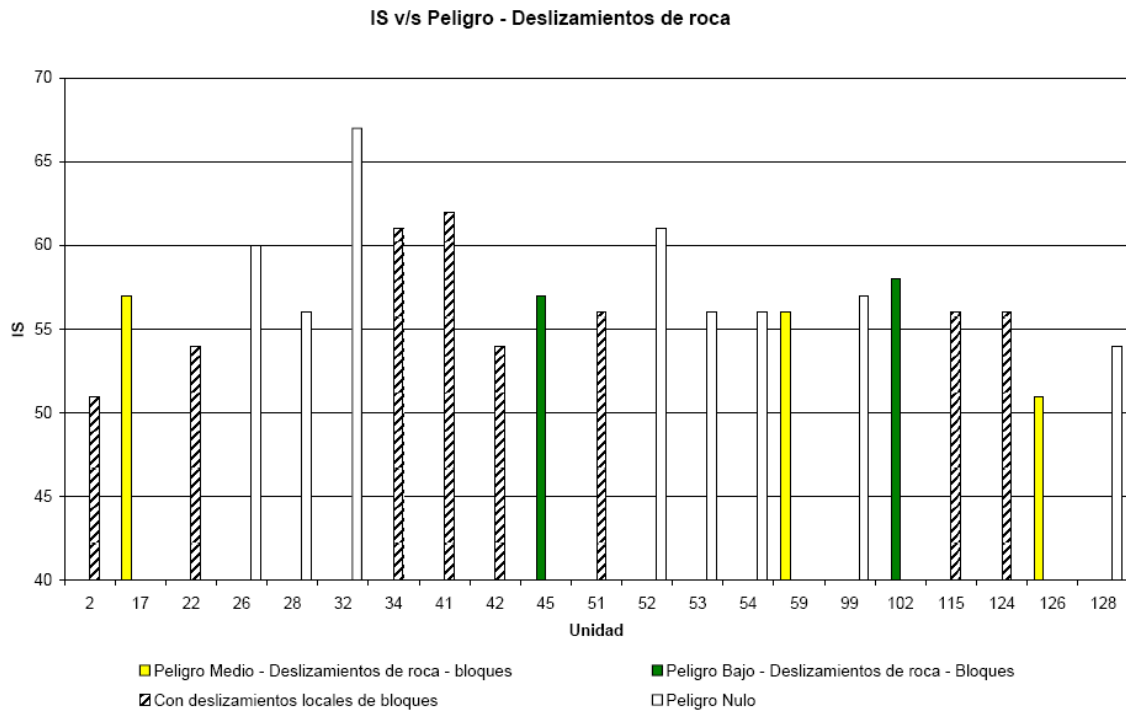


Figura 7.3. Relación entre IS y Peligro para el caso de deslizamientos de roca.

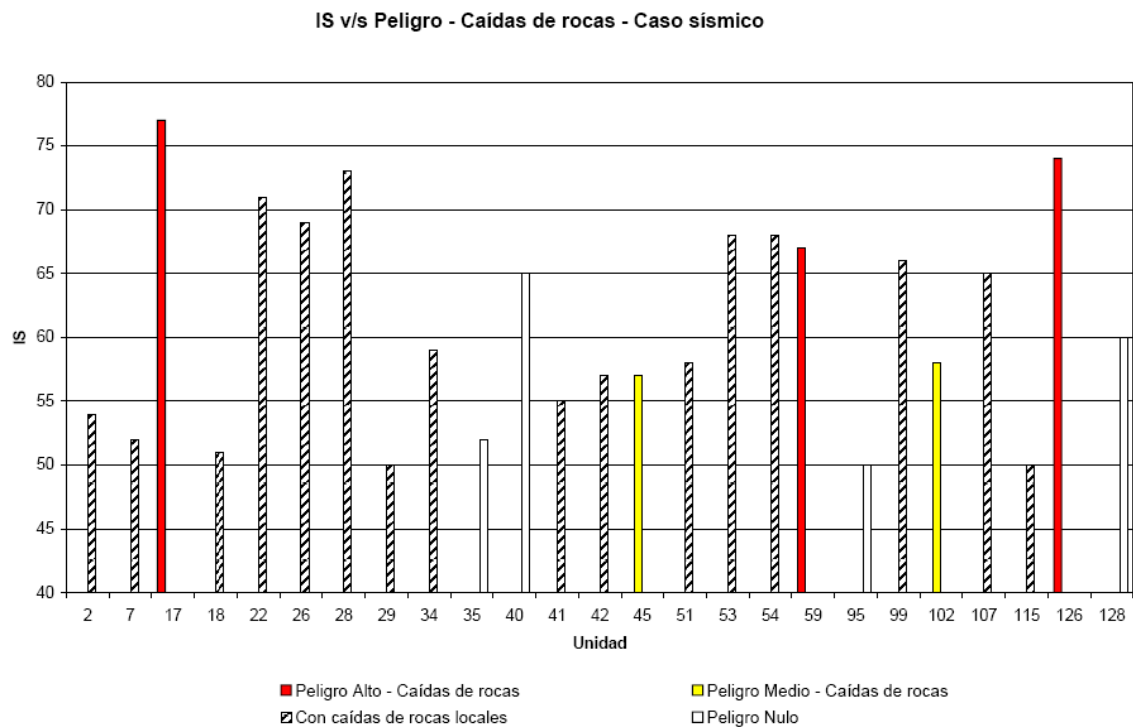


Figura 7.4. Relación entre IS y Peligro para el caso de caídas de rocas.

A manera de comparación general, a partir de la relación existente entre las unidades que presentan un IS mayor a 50 y las probabilidades de falla asociadas, se desprende que las unidades con IS mayor que 50 en general presentan cierto grado de peligro, es decir, presentan un grado de inestabilidad.

Las Figuras 7.1 y 7.2 muestran los casos asociados a suelos, deslizamientos y flujos respectivamente. Puede observarse que de todas las unidades analizadas todas ellas presentan un grado de peligro medio o alto. Además, existen algunos casos en que el índice de susceptibilidad se acerca al límite de 50, y que corresponden a unidades con deslizamientos superficiales, por lo que si el índice se considerara mayor, éstas quedarían fuera del análisis. Tampoco se puede perder de vista que dada la existencia de estos casos, y ya que el peligro para todas las unidades es alto, es posible que hayan algunas unidades con un IS menor a 50 que de haber sido analizadas podrían haber tenido un peligro asociado, por lo que el IS crítico podría ser menor para el caso de éstos. Es bastante probable además que, de haberse analizado todas las unidades de las zonas altas, éstas resultarían con peligro alto de deslizamientos superficiales, principalmente debido a la sensibilidad del método de ladera infinita a los parámetros utilizados (fundamentalmente a la pendiente, porcentaje de saturación y aceleración sísmica).

La Figura 7.3 presenta el caso de los deslizamientos de rocas. En esta figura se puede observar que aparecen sólo los deslizamientos en bloques y deslizamientos locales, y no los deslizamientos masivos. Lo que sucede aquí es que ninguna de las unidades analizadas presentó peligro de deslizamientos masivos de rocas. Incluso algunas unidades presentaron peligro nulo. Además, no existen unidades asociadas a un peligro alto de deslizamientos. Esto lleva a suponer que el IS crítico está subestimado para los deslizamientos de rocas, y podría estar asociado a que en la zona no existen deslizamientos masivos de roca, y eso dificulta aún más el intento de cuantificar los parámetros que inciden en la susceptibilidad a este tipo de remociones. Sin embargo, muchas unidades sí presentan deslizamientos en bloque, que comprenden zonas dentro de la unidad con peligro alto, medio y/o bajo, por lo que tal vez podría realizarse por separado un estudio de susceptibilidad para este caso y para los deslizamientos

masivos. Esta recomendación puede justificarse aún más al considerar que al aplicar la metodología en Aysén (U. de Chile, 2007) se tuvieron resultados similares. Cabe notar de todas formas que siguen existiendo algunas pocas unidades con IS muy cercano a 50 y que presentan cierto grado de peligro, así como algunas unidades con peligro nulo y con IS mayores a 60.

En la Figura 7.4 se presenta la relación entre IS y peligro para las caídas de rocas. Este caso es similar al anterior desde el punto de vista que existen unidades con casos locales y con peligro nulo, pero aquí es apreciable que además existen unidades con peligro alto y medio. Igualmente, las caídas de rocas locales comprenden zonas dentro de la unidad con peligro alto, medio y/o bajo.

Se ha considerado la situación sísmica como comparación por corresponder a la situación más crítica.

De esta manera, el $IS=50$ es en general adecuado, pero debe verificarse con más estudios.

Pasando a otras fases de la metodología, el muestreo se vio limitado justamente por los accesos disponibles. Fue posible realizar muestreos de suelo en las zonas de los cauces del tramo inferior de la Quebrada San Ramón, y en el tramo medio de Quillayes. A la primera zona accediendo fácilmente ya que existe un camino, y a la segunda por medio de caballos. Los afloramientos a los que fue posible acceder no resultaron ser de las mejores características para estudiar la roca intacta. Existen muy buenos afloramientos pero a los que sólo fue posible llegar a pie. Los ensayos en suelo estaban orientados en un principio a obtener resultados para el caso de flujos, sin embargo no resultaron ser aplicables por falta de parámetros de las ecuaciones hidráulicas. Sin embargo, sirvieron como base para estimar las propiedades de los suelos de laderas con cubiertas de suelos similares. En cuanto a la roca, se debieron eliminar bastantes muestras ya que presentaban muchas microfracturas internas, lo que no permitía obtener una completa apreciación de la propiedades de la roca fresca.

Los resultados obtenidos para los suelos ensayados evidencian materiales gruesos y de alto ángulo de roce interno, por lo tanto la estabilidad de la zona de estudio está directamente condicionada por su baja compacidad, las pendientes y las condiciones hidrogeológicas, factores que condicionan en particular la generación de deslizamientos y flujos. Los flujos de 1993 en la zona evidencian que el material es susceptible a generar dichos eventos, por lo cual la condición de infiltración de agua en la estructura de los suelos y su saturación son factores de primera importancia en la movilización de éstos.

Las propiedades de la roca intacta sólo se han obtenido para confinamientos bajos, ya que para presiones altas el comportamiento es controlado por microfracturas internas del material.

Los valores de c y ϕ para el macizo rocoso dependen de los valores de GSI en la zona de estudio, el cual varía en un rango de 50-70, con excepciones locales con valores de 35-40, por lo que en general la estabilidad de las laderas en roca está controlada por las estructuras. La fragmentación de macizo rocoso en las zonas más altas de la quebrada, estarían asociados a procesos de intemperización de la roca, en especial a efectos de crioclastismo.

En San Ramón, en la aplicación de los programas computacionales, los datos utilizados fueron los obtenidos en laboratorio, estimaciones a partir de observaciones de terreno y de bibliografía y datos obtenidos a través de los mapas base y herramientas de ArcGis. Los resultados tienen un margen de error dado a que fue necesario realizar una fuerte extrapolación de datos para lograr estudiar las laderas por separado, principalmente porque existe en la zona un fuerte control estructural que sin duda afecta las propiedades del material de manera considerable. Esta situación, si bien no es representada por los datos de ensayos, ha sido reconocida a través de datos de terreno, como por ejemplo por medio de las mediciones de estructuras en distintos afloramientos, mapeo de la calidad del macizo rocoso, etc.

El escenario sísmico es representado por un coeficiente sísmico horizontal de 0,1 g, equivalente a la mitad de la aceleración máxima considerada para la zona de estudio (0,2 g, correspondiente a la aceleración máxima para la zona 2 según la NCh 433 Of. 96). Pese a que actualmente se realizan estudios relacionados con la aceleraciones asociadas a la actividad de la Falla San Ramón, donde las primeras estimaciones indican aceleraciones máximas que superan los 0,5 g para un sismo importante en la falla (Leyton, 2007; comunicación oral), se ha utilizado el escenario dado por la NCh 433 ya que esos estudios no han sido publicados y aún están en desarrollo.

En tanto, el escenario climático considerado es con presencia de tormentas, y es representado por ubicaciones del nivel freático, profundidad que es función del tipo de suelo que está presente en las zonas analizadas y del tipo de evento analizado. De esta manera, para los flujos se han considerado niveles de saturación de suelos del 100%, principalmente debido a la definición de flujo, para los deslizamientos profundos de suelo se consideró una ubicación del nivel freático a mitad de profundidad, asociado a que los tipos de suelo analizado son suelos con algún porcentaje de finos, compactos, estables, y para los deslizamientos superficiales una profundidad del nivel freático cercano a la superficie, principalmente debido al poco espesor de los suelos involucrados.

Los datos más escasos y las estimaciones más ambiguas que se debieron realizar corresponden a las posiciones del nivel freático, resultando ser meramente estimativas de acuerdo a la condición topográfica del sector, y al tipo de material en la ladera.

El mapa de peligro es el resultado de la aplicación gradual de la metodología. Los resultados si bien pueden ser discutibles a nivel numérico, resultan ser bastante confiables a partir de las observaciones realizadas en terreno y de los antecedentes de la zona, especialmente teniendo en cuenta los análisis locales que se realizaron.

Los análisis locales de bloques se debieron realizar ya que durante la aplicación en la zona piloto no se encontraron inestabilidades a escala de las unidades geomorfológicas. Sin embargo, en terreno se habían observado ya sea los eventos o

las condiciones propicias para su generación, por lo tanto esto no podía quedar excluido de los resultados. En este caso, la limitante fue la base topográfica con que se contaba para la escala a la que se estaba trabajando, lo cual no permitió definir estas áreas de inestabilidad a partir de la metodología general.

La principal diferencia entre los escenarios estáticos y sísmicos ocurre para el caso de caídas de roca y deslizamientos de bloque. En general no son áreas nuevas las incorporadas sino más bien los grados de peligro suelen aumentar en un grado al considerar la presencia de un sismo. De todas maneras existen zonas que ante la situación estática no aparecen dentro del peligro y en el caso sísmico sí, como es el caso de la Quebrada Quillayes en su tramo inferior. Esto ocurre principalmente porque existe una zona de topografía de baja pendiente en la quebrada, que corresponden a unos depósitos gravo-arenosos, que por su pendiente no tiene asociada una generación de flujos ante una situación estática (saturada) pero sí una probabilidad baja de falla ante una situación sísmica (saturada).

Bajo estos resultados, el principal peligro corresponde a los flujos de detritos, las caídas de rocas y deslizamientos de bloques locales en las laderas. Los deslizamientos superficiales, si bien abarcan áreas extensas, corresponderían, por lo observado, más bien a un retrabajo constante de la cubierta de suelo en las laderas de mayor pendiente, y que no tiene asociado necesariamente un evento único mayor que signifique la remoción conjunta de tal volumen de material. En cuanto a los deslizamientos de suelo, los eventos no resultan ser muy profundos (en general de 5 a 10 metros) ni abarcarían grandes áreas, sin embargo, en general ocurrirían en laderas aledañas al cauce, por lo cual no se debe perder de vista que en caso de generarse, y dependiendo del material removido, podrían represar el cauce o derivar en flujos de detritos. Este último punto se plantea como hipótesis pero estudiar ambos casos no forma parte de los objetivos de este trabajo.

La metodología con un aspecto cuantitativo se vio truncada principalmente en la evaluación de los flujos de detritos. No se realizaron modelos hidráulicos que intentaran representar su comportamiento ya que escapa de los alcances de esta tesis,

y para aplicaciones simples no se contó con los parámetros necesarios. La mejor estimación de peligro de flujos que se logró realizar se basó principalmente en observaciones geológicas y geomorfológicas de la zona de estudio y en la existencia de zonas afectadas por flujos anteriores. Esto se debe principalmente a que los flujos se comportan de manera muy diversa en función de la zona donde se desarrollan, cómo se desarrollan o por qué. Aquí se puede resaltar, a modo de comparación, que por ejemplo los abanicos aluviales de la Quebrada San Ramón y de la Quebrada de Macul revelan conductas muy distintas en el tiempo y por lo tanto comportamientos diversos frente a los agentes gatillantes (Naranjo, 2007; comunicación oral).

En cuanto a los agentes gatillantes, se menciona que no se han incorporado en la evaluación del peligro, ya que se trata de eventos muy puntuales, en que la estimación de recurrencia de estos eventos es demasiado incierta y encierra variables muy complejas, por lo que es difícil incorporarlas a estudios probabilísticos de peligro

Hay que tener en cuenta además que existen en la zona estudiada deslizamientos pequeños, especialmente a orillas de los cauces al pie de laderas, que debido a la escala de trabajo y por la resolución topográfica utilizada no alcanzan a formar parte de las zonas susceptibles, ni aparecen en el mapa de peligro.

Son entonces, los flujos de detritos, los que debieran tener mayor significancia en un plan de actividades destinado a mitigación de daños en las zonas urbanas aledañas a la quebrada, Esto si bien es bastante reconocido por lo aluviones del '93, se ha visto también manifestado en los desbordes del Canal San Ramón durante el último par de años. La urbanización ya ha alcanzado estas zonas precordilleranas, pero no en su totalidad, y es necesario dar a conocer a la población las zonas que podrían ser afectadas por este tipo de fenómenos naturales.

La reciente implementación de un parque en la zona de estudio, que está destinado a la conservación y protección del paisaje precordillerano, su flora y fauna, pero también a la educación y entretenimiento de la población mediante la realización de caminatas por diversos senderos existentes, establece la importancia de las inestabilidades más

pequeñas pero frecuentes como son las caídas de rocas y los deslizamientos de bloques. En base a los resultados obtenidos de la aplicación de la metodología estas zonas pueden ser reconocidas y estabilizadas o bien la población debe ser oportunamente prevenida.

CAPÍTULO 8. CONCLUSIONES

En este capítulo se presentan las conclusiones de esta tesis. Se puede concluir que:

- Los fenómenos de remoción en masa son procesos de transporte de material definidos como procesos de 'movilización lenta o rápida de determinado volumen de suelo, roca o ambos, en diversas proporciones, generados por una serie de factores', entre los que se cuenta los morfológicos, geológicos, climáticos y antrópicos.
- Las remociones en masa se pueden clasificar en: desprendimientos o caídas de rocas, deslizamientos (rotacionales y traslacionales), flujos, toppling o volcamientos, y extensiones laterales.
- Se entiende como peligro geológico, o amenaza, a la 'condición o proceso geológico potencialmente catastrófico', así como a la 'probabilidad de que suceda un evento de cierto tipo durante un periodo de tiempo en un sitio dado'.
- En esta tesis se ha desarrollado una metodología para evaluar el peligro de remociones en masa, la cual ha sido aplicada en la zona de la Quebrada San Ramón, ubicada en los faldeos precordilleranos del sector oriente de Santiago, y se orienta específicamente a los fenómenos catalogados como deslizamientos en roca y en suelo, flujos y caídas de rocas.
- La metodología busca evaluar el peligro de remociones en masa ante diversos escenarios, escogiendo para el caso de la zona piloto un escenario estático con presencia de tormentas y un escenario sísmico con presencia de tormentas.
- La metodología consta de las siguientes fases principales: estudios preliminares, terrenos (con muestreo de material), ensayos de laboratorio, evaluación de susceptibilidad y evaluación de peligro. Los resultados se presentan como un informe escrito y un mapa de peligros de remociones en masa a la escala definida.

- La fase inicial se basa en la determinación de la susceptibilidad a la generación de remociones en masa mediante el análisis de los factores condicionantes para cada tipo de evento, aplicados a las unidades geomorfológicas en las que ha sido previamente dividida la zona de estudio; en tanto la etapa de evaluación de peligro se basa en la obtención de probabilidades de generación y probabilidades de alcance de los diferentes tipos de remociones en masa, y alternativamente en la determinación de las probabilidades del o los factores gatillantes.
- La metodología busca tener cierto aspecto cuantitativo al incorporar la realización de ensayos geotécnicos y la utilización de programas probabilísticos para la evaluación de las probabilidades de generación de los eventos.
- La geología de la zona de la Quebrada San Ramón está conformada por unidades de suelo, tanto antiguas como recientes, que cubren la roca base, que corresponde principalmente a brechas, lavas y tobas asignadas a la Formación Abanico. Los procesos aluviales y de remoción en masa, principalmente flujos de detritos, han generado un abanico aluvial de gran extensión, que cubre parte de la zona urbana de la comuna de La Reina.
- Se han reconocido una serie de estructuras mayores que podrían ser la causa de la morfología que presenta la zona, principalmente de las trazas de las quebradas principales y de la configuración de los depósitos recientes. Estos últimos corresponden a depósitos aluviales, fluviales, coluviales, de remoción en masa antiguas (deslizamientos) y actuales (flujos de detritos), y escombros de falda depositados en las laderas de la quebrada y cerros.
- Los eventos ocurridos en el año 1993, la condición inestable de las laderas, y la presencia de depósitos antiguos de remoción en masa hacen considerar a la Quebrada San Ramón como geológicamente activa en cuanto a la generación de eventos de remoción en masa. Gran cantidad de los suelos se encuentran en estado suelto, en laderas o cauces, siendo susceptibles a ser removilizados como flujos o deslizamientos.

- Se ha evaluado la susceptibilidad a remociones en masa en la zona de estudio basado en los factores condicionantes de los eventos, en 131 unidades definidas de acuerdo a patrones geomorfológicos similares. En tanto, la obtención de las probabilidades de falla se ha realizado en las laderas representativas de dichas unidades.
- Las principales limitantes durante el proceso de obtención de probabilidades de falla es la falta de datos de ensayos producto de los problemas de acceso para muestrear material y la falta de datos hidrogeológicos, así como las bajas resoluciones topográficas debido a la escala de trabajo empleada.
- La estimación del alcance de los eventos se ha basado principalmente en el manejo topográfico por cambios de pendientes y de morfología de laderas y cauces, y en antecedentes de eventos anteriores en la zona. En esta etapa el análisis es independiente de las unidades geomorfológicas definidas.
- Se ha realizado la evaluación del peligro para los distintos tipos de evento por separado, obteniendo que el mayor peligro de deslizamientos de bloque se encuentra principalmente en las laderas aledañas a los principales afluentes de las Quebrada La Pichoca. Las caídas de roca presentan similar distribución a los deslizamientos de bloques, considerando que aquéllas consideran además pequeñas zonas locales. El mayor peligro de flujos de detritos se presenta en las quebradas que bajan de la cabecera de la hoya hidrográfica y en el cauce de la quebrada principal, así también las zonas urbanas afectadas por el flujo del año 1993. Existe además un grado de peligro alto de deslizamientos superficiales de suelo en la mayoría de la zona de estudio.
- Los flujos de detritos tienen la mayor significancia en un plan de actividades destinado a mitigación de daños en las zonas urbanas aledañas a la quebrada.
- Se logró aplicar la metodología formulada, logrando resultados bastante confiables a partir de las observaciones realizadas en terreno y de los antecedentes de la zona,

pero, en algunos casos, discutibles a nivel numérico dadas las fuertes extrapolaciones realizadas.

- La aplicabilidad de la metodología se orienta al frente cordillerano de Santiago y en general a la zona central de Chile, pero es posible para adaptarla a las condiciones naturales de otras zonas del país.
- La metodología es aplicable a escala de hoya hidrográfica medianas o escalas subregionales. En áreas más extensas o a nivel regional, en función de la escala de trabajo, ésta debe ser adaptada o modificada.
- La metodología debería ser aplicada por profesionales en ciencias de la tierra con un cierto dominio en los temas que se tratan, principalmente para la evaluación de la susceptibilidad.
- Los resultados obtenidos arrojan la necesidad de realizar planes de mitigación de daños orientados a la población de las zonas aledañas a la quebrada San Ramón, especialmente a aquéllas ubicadas en la zona afectada por los flujos de 1993.
- Dada la formación de un parque en la zona de estudio, destinado a la conservación del paisaje cordillerano, pero también a la educación y entretención de la población, se recomienda la localización de los sectores con peligro de eventos de menor escala pero más frecuentes, como caídas de rocas y deslizamientos menores, y la correcta estabilización de éstos, o bien la oportuna prevención a los visitantes.

CAPÍTULO 9. RECOMENDACIONES Y ESTUDIOS FUTUROS

En base a las discusiones expuestas recientemente, y a las conclusiones obtenidas de este trabajo, se presentan las siguientes recomendaciones a la metodología y a su aplicación:

- Determinar un umbral de susceptibilidad para los distintos tipos de remociones en masa estudiadas.
- Evaluar por separado la susceptibilidad a deslizamientos masivos de rocas y deslizamientos en bloques.
- Incluir modelos hidráulicos en el estudio de los flujos de detritos de manera de representar más fielmente su comportamiento.
- Incorporar en el estudio la presencia del Parque Natural Aguas de Ramón.
- Incorporar, a medida que estén disponibles, datos meteorológicos más fehacientes en el estudio, representándolos en los análisis de estudios de estabilidad de laderas.
- Evaluar el peligro antes otros escenarios sísmicos – climáticos.
- Evaluar el peligro utilizando nuevos datos de aceleraciones sísmicas de la Falla San Ramón, cuando sean publicados los estudios, principalmente debido a que los modelos utilizados en la estabilidad de laderas son bastante sensibles a este parámetro.
- Aplicar la metodología en el resto del frente precordillerano de Santiago, tomando en cuenta las consideraciones y ajustes principalmente de la evaluación de la susceptibilidad.
- Realizar estudios en zonas de diversas características geológicas y climáticas del país, aplicando la metodología propuesta, de manera de evaluar su validez, tomando en cuenta las consideraciones y ajustes principalmente de la evaluación de la susceptibilidad.

REFERENCIAS

- AC Consultores (Ayala, Cabrera y Asociados Ltda.), 1996. Análisis de la vulnerabilidad del sector oriente de la ciudad de Santiago ante la ocurrencia de aluviones y crecidas. Informe, Ministerio de Obras Públicas - Depto. de Obras Fluviales.
- Aceituno, P., Rutllant, J., Ulriksen, P., Vergara, J., 1988. Estudio de los aspectos meteorológicos que inciden en el régimen de explotación de la mina Sur-Sur de la División Andina de Codelco-Chile. Informe, Centro de Investigación Minera y Metalúrgica.
- Aguirre, L., 1960. Geología de los Andes de Chile Central. Boletín N° 9, Instituto de Investigaciones Geológicas, Santiago, 70 p.
- Aleotti, P., Chowdhury, R., 1999. Landslide hazard assessment: summary review and new perspectives. Bulletin of Engineering Geology and Environment 58, p. 21-44.
- Aleotti, P., 2004. A warning system for rainfall-induced shallow failures. Engineering Geology No. 73, Elsevier, p. 247-265.
- Antinao, J.L., Fernández, J.C., Naranjo, J.A. & Villarroel, P., 2003. Peligro de remociones en masa e inundaciones de la cuenca de Santiago. Servicio Nacional de Geología y Minería, Carta Geológica de Chile, Serie Geología Ambiental, No.2.
- Bagnold, R.A., 1954. Experiments on a gravity - free dispersion of large solid spheres fluid under shear. Proceedings, Royal Society, London, ser. A, No.225, p.49-63.
- Barton, N., Lien, R. & Lunde, J., 1974. Engineering Classification of Rock masses for the Design of Tunnel Support. Oslo: Norwegian Geotechnical Institute.
- Barrientos, S., Vera, E., Alvarado, P., Monfret, T., 2004. Crustal seismicity in Central Chile. Journal of South American Earth Sciences, 16, p. 759-768.
- Beniaowski, Z.T., 1989. Engineering Rock Mass Classifications. New York: Wiley & Sons.
- Bishop, A.W., 1955. The use of the slip circle in the stability analysis of slopes. Geotechnique, 5, p.7-17.
- Carter, W. y Aguirre, L., 1965. Structural Geology of Aconcagua province and its relationship to the central Valley Graben, Chile. Geological Society of América, Bulletin 76, p. 651 -664.

- Charrier, R., Wyss, A., Flynn, J., Swisher, C., Norell, M., Zapatta, F., Mckenna, M., Novacek, M., 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, p.393-422
- Chen, H., Chen, R. & Huang, T., 1994. An application of an analytical model to a slope subject to rockfalls. *Bulletin of the Association of Engineering Geologists*, 31 (4), p.447- 458.
- Colombo, F., 1989. Abanicos Aluviales. *Sedimentología*, Vol.1, Arche, A., coord. Consejo Superior de Investigaciones Científicas, Madrid, p.143-218.
- Comte, D., Eisenberg, A., Lorca, E., Pardo, M., Ponce, L., Saragoni, R., Singh, S.K., Suárez, G., 1986. The great 1985 Central Chile earthquake: A repeat of previous great earthquake in the region?, *Science*, Vol. 233, p. 449-453.
- Coussot, P., 1994. Steady, laminar flow of concentrated mud suspensions in open channel. *Journal of Hydraulic Research*, Vol.32, No.4, p.535-559.
- Coussot, P., Laigle, D., Arattano, M., Deganutti, A., Marchi, L., 1998. Direct determination of rheological characteristics of debris flow. *Journal of Hydraulic Engineering*, Vol.124, No.8, p.865-868.
- Coussot, P., Meunier, M., 1996. Recognition, classification and mechanical description of debris flows. *Earth Science Reviews*, No.40, p.209-227.
- Cruden, D., 1991. A simple definition of a Landslide. *Bulletin of the International Association of Engineering Geology*. No. 43, p. 27-29.
- Cruden, D., Varnes, D., 1996. Landslide types and processes. In Turner A.K. & Schuster R.L., 1996. *Landslides: Investigation and Mitigation*. Special Report 247. Transportation Research Board, National Research Council. National Academy Press, Washington D.C. 675 p.
- Deere, D.U., A.J. Hendron Jr., F.D. Patton & E.J. Cording, 1967. Design of Surface and Near Surface Construction in Rock. En *Failure and Breakage of Rock*. C. Fairhurst ed. Society of Mining Engineers, AIME, New York, p. 237-302.
- Donati, L., Turrini, M., 2002. An objective method to rank the importance of the factors predisposing to landslides with the GIS methodology: application to an area of the

Appennines (Valnerina; Perugia, Italy). Engineering Geology No. 63, Elsevier, p. 277-289.

- Ercanoglu, M., Gokceoglu, C., 2002. Assessments of landslides susceptibility for a landslide-prone area (north of Yenice, NW Turkey) by fuzzy approach. Environmental Geology No. 41, p. 720-730.
- Fernández, J., 2001. Estudio geológico ambiental para la planificación territorial del sector TilTil-Santiago. Memoria para optar al Título de Geólogo. Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Ferrando, F., 2000 Mapa de Riesgo de Remociones en Masa para la Región Metropolitana de Santiago. Proyecto Bases para el Ordenamiento Territorial Ambientalmente Sustentable (OTAS). Inédito, escala 1:250.000.
- Ferrando, F., 2002. La Ciudad sin Urbanismo: Instalación Residencial junto a secciones Andinas Inestables, Dunas Activas, Bancos de Arena y Rodados Fluviales. Revista Electrónica N° 5, Departamento de Urbanismo Facultad de Arquitectura, Universidad de Chile.
- Fock, A., 2005. Cronología y Tectónica de la exhumación en el Neógeno de Los Andes de Chile Central entre los 33° y 34° S. Memoria para optar al Título de Geólogo. Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Frattini, P., Costa, G., Fusi, N., Dal Negro, P., 2004. Shallow landslides in pyroclastic soils: a distributed modelling approach for hazard assessment. Engineering Geology No. 73, Elsevier, p. 277-295.
- 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° 30' S). Revista Geológica de Chile, Vol. 24, N° 2, p. 145-163.
- García, V., 2000. Fenómenos de remociones en masa asociados a la ocurrencia de anomalías atmosféricas, Santiago Oriente. Memoria para optar al Título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Garreaud, R., 1993. Comportamiento atmosférico asociado a grandes crecidas hidrológicas en Chile central. Tesis para optar al título de Magíster en Ciencias Atmosféricas. Departamento de Geofísica, Universidad de Chile, 133 pp.
- Garreaud, R. y Rutlant, J., 1996. Análisis meteorológico de los aluviones de Antofagasta y Santiago de Chile en el periodo 1991-1993. *Atmósfera*, 9, p. 2251-271

- Garrido, X., 1984. Carta de riesgos naturales y contribución a la geología de Santiago Oriente, Región Metropolitana. Memoria para optar al Título de Geólogo, Departamento. de Geofísica y Geología, U.de Chile, 133 p.
- Garrido, X., 1987. Riesgos Naturales en el Sector Santiago Oriente, Región Metropolitana. Informe Inédito. Servicio Universitario Mundial (W.U.S.). 43 p.
- Godoy y Palma, 1990. El corrimiento El Fierro y su propagación como plegamiento en el Alto Río Maipo, Andes de Chile Central: Un evento Oligoceno a Mioceno Inferior. Actas segundo simposio sobre el Terciario de Chile, Concepción. p. 97-104.
- Google Earth, 2007. Base mundial online de registros de fotografías aéreas. <http://earth.googlepages.com>
- Goodman, R.E., 1989. Introduction to Rock Mechanics. New York: Wiley & Sons, 2nd Edition.
- Gokceoglu, C., Sonmez, H., Ercanoglu, M., 2000. Discontinuity controlled probabilistic slope failure risk maps of the Altindag (settlement) region in Turkey. Engineering Geology No. 55, Elsevier, p. 277-296.
- González-Díez, A., Remondo, J., Díaz de Terán, J., Cendrero, A., 1999. A methodological approach for the análisis of the temporal ocurrence and triggering factors of landslides. Geomorphology No. 30, Elsevier, p. 95-113.
- González De Vallejo, L.I., Ferrer, M., Ortuño, L., Oteo, C., 2002. Ingeniería Geológica. Editorial Prentice Hall. 715 p.
- Greenwood, J., 2006. SLIP4EX – A program for routine slope stability analysis to include the effects of vegetation, reinforcement and hydrological changes. Geotechnical and Geological Engineering, 24, p. 449–465
- Haefeli, R., 1948. The stability of slopes acted upon by parallel seepage. En: 2nd Internacional Conference on Soil Mechanics, Rotterdam, 1, p.57-62.
- Haneberg, W., 2000. Deterministic and Probabilistic Approaches to Geologic Hazard Assesment. Environmental and Engineering Geoscience, vol VI, No. 3, p. 209-226.
- Hauser, A., 1985. Flujos de barro en la zona preandina de la Región Metropolitana: Características, causas, efectos, riesgos y medidas preventivas. Revista Geológica de Chile No. 24, p. 75-92.

- Hauser, A., 1993. Remociones en masa en Chile. Servicio Nacional de Geología y Minería, Santiago. Boletín No. 45, p. 7-29.
- Hauser, A., 1995. Estudio de riesgos geológicos en sector de Lo Valdés, comuna de San José de Maipo, Región Metropolitana. SERNAGEOMIN, Santiago.
- Hauser, A., 1997. Los aluviones del 18 de junio de 1991 en Antofagasta: Un análisis crítico a cinco años del desastre. Boletín N° 49. Servicio Nacional de Geología y Minería.
- Hoek, E., 1998. Reliability of Hoek-Brown estimates of rock mass properties and their impact on design. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts, 35 (1), p.63-68.
- Hoek, E., 1994. Strength of rock and rock masses. ISRM New Journal, 2 (2), p.4-16.
- Hoek, E., 2000. Practical Rock Engineering. [Online] Rocscience. Página web: <http://www.rocscience.com/roc/Hoek/Hoeknotes2000.htm>
- Hoek, E. & Bray, J.W., 1981. Rock Slope Engineering. London: Institution of Mining and Metallurgy, 3rd Edition.
- Hoek, E. & Brown, E.T., 1997. Practical estimates of rock mass strength. International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences and Geomechanics Abstracts, 34, (8), p.1165-1186.
- Hungr, O., G.C. Morgan, D.F. VanDine, and D.R. Lister., 1987. Debris flow defences in British Columbia. *In* Debris flows/avalanches: process, recognition and mitigation. Reviews in Engineering Geology. J.E. Geol. Soc. Am., Vol. VII, p. 201-222
- Hungr, O., Morgan, G.C., Kellerhals, R., 1984. Quantitative analysis of debris torrent hazards for design of remedial measures. Canadian Geotechnical Journal, 21, p. 663-667.
- Hungr, O., Evans, S.G., Bovis, M.J., Hutchinson, J.N., 2001. A review of the classification of landslides of the flow type. Environmental & Engineering Geoscience, vol. VII, No. 3, p.221-238.
- Iverson, R., 1997. The physics of debris flows. Reviews of Geophysics, 35, 3 / August 1997, p.245–296
- Iverson, R., Reid, M., LaHusen, R., 1997b. Debris-flow mobilization from landslides. Annu. Rev. Earth Planet. Sci. 1997. 25, p. 85–138

- Iverson, R.M., Schilling, S.P., and Vallance, J.W., 1998, Objective delineation of lahar-hazard zones downstream from volcanoes: Geological Society of America Bulletin, v. 110, p. 972-984.
- Jacoby, D., 2001. Vulnerabilidad del sector urbano de La Reina frente a desbordes de la Quebrada de Ramón. Memoria para optar al Título de Ingeniero Civil, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile.
- Janbu, N., 1973. Slope stability computations. En: Hirschfield, E., Poulos, S. (eds.), Embankment Dam Engineering, Casagrande Memorial Volume. John Wiley, p. 47-86.
- Jibson, R.W., Harp, E.L. & Michael, J.A., 1998. A Method for Producing Digital Probabilistic Seismic Landslide Hazard Maps: An Example from the Los Angeles, California Area. Denver: U.S. Geological Survey Open-File Report, p. 98-113.
- Keefer, D.K., 1984. Landslides caused by earthquakes. Geological Society of America Bulletin, vol. 95, p. 406-421.
- Khazai, B., Sitar, N., 2000. Assessment of Seismic Slope Stability Using GIS Modeling. Geographic Information Sciences, Vol. 6, No.2, p. 121-128.
- Kim, J., Jeong, S., Park, S., Sharma, J., 2004. Influence of rainfall-induced wetting on the stability of slopes in weathered soils. Engineering Geology No. 75, Elsevier, p. 251-262.
- 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.
- Kong, W., 2002. Risk assessment of slopes. Quaterly Journal of Engineering Geology and Hidrogeology No. 35, p. 213-222.
- Kramer, S.L., 1996. Geotechnical Earthquake Engineering. Prentice Hall civil engineering mechanics series. 653 p.
- Lara, M., Sepúlveda, S.A., Rebolledo, S., 2006. Geología y geotecnia para la evaluación de peligro de remociones en masa en quebrada San Ramón, Santiago Oriente. Actas XI Congreso Geológico de Chile, Vol. 2, 59-62.
- Lambe, W., Whitman, R., 1972. Mecánica de suelos. Instituto Tecnológico de Massachusetts, Editorial Limusa-Wiley S.A., 583 p.

- Lee, S., Choi, J., Min, K., 2002. Landslide susceptibility analysis and verification using de Bayesian probability model. Environmental Geology No. 43, p. 120-131.
- Leyton, F., 2007. Comunicación oral.
- Luzi, L., Pergalani, F., Terlien, M.T.J., 2000. Slope vulnerability to earthquakes at subregional scale, using probabilistic techniques and geographic information systems. Engineering Geology No. 58, Elsevier, p. 313-336.
- Mo Mizuyama, T. and S. Uehara. 1983. Experimental study of the depositional process of debris flows. Trans., Jap. Geomorphol. Union 4(1), p.49-64.
- Montecinos, A. 1998. Pronóstico estacional de la Precipitación de Chile Central. Tesis para optar al grado de Magíster en Ciencias, Mención Geofísica. Departamento de Geofísica, Universidad de Chile.
- Montserrat, S., 2005. Estudio experimental de obras de protección contra aluviones. Memoria para optar al Título de Ingeniero Civil, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile.
- Morgenstern, N. & Price, V.E., 1965. The analysis of the stability of generalised slip surfaces. Geotechnique, 8, p.113-120.
- 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, Boletín No.47.
- Naranjo, J.A., Welkner, D., 2004. Informe sobre efectos del sismo del 28 de Agosto 2004 en las Nacientes del Río Teno. Servicio Nacional de Geología y Minería, Departamento de Geología Aplicada, Santiago.
- Naranjo, J.A., Landon, N., 2006. Flujos de detritos que afectaron el valle del Cochiguás, 15 de febrero de 2006, comuna de Paihuano, Región de Coquimbo. Actas XI Congreso Geológico Chileno, Antofagasta, Chile. Vol.2, Geología Aplicada.
- Naranjo, J.A., 2007. Comunicación oral.
- Newmark, N., 1965. Effects of earthquakes on dams and embankments. Geotechnique, 15 (2), p.139-160.
- Newmark, N.M. y Hall W.J., 1982. Earthquake Spectra and Design. EERI Monograph Series, EERI, Oakland, California.

- Nilsen, B., 2000. New trends in rock slope stability analyses. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, 58, p.173-178.
- Norris, J., Greenwood, J., 2006. Assessing the role of vegetation on soil slopes in urban areas. IAE2006 Paper N° 744, Inglaterra.
- Padilla, C., 2006. Análisis de factores meteorológicos desencadenantes de remociones en masa en el sector oriente de Santiago. Memoria para optar al Título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Parise, M., 2001. Landslide Mapping Techniques and their use in the assessment of the landslide hazard. *Phys. Chem. Earth*, vol 26, Elsevier, p. 697-703.
- Pastén, C., 2007. Respuesta sísmica de la cuenca de Santiago. Tesis para optar al grado de Magíster en Ingeniería Geotécnica. Memoria para optar al Título de Ingeniero Civil. Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile.
- Pasuto, A., Soldati, M., 1999. The use of landslide units in geomorphological mapping: an example in the Italian Dolomites, *Geomorphology* No. 30, Elsevier, p. 53-64.
- Pathak, S., Nilsen, B., 2004. Probabilistic rock slope stability analysis for Himalayan condition. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment* No. 63, p. 25-32.
- Pelletier, J., Pearthree, P., House, P., Demsey, K., Klawon, J., Vincent, K., 2005. An integrated approach to flood hazard assessment on alluvial fans using numerical modeling, field mapping, and remote sensing. *GSA Bulletin*, vol 117, No. 9/10, p. 1167-1180.
- Pierson, T.C.; Costa, J.E., 1987. A rheological classification of subaerial sediment-water flows. *Geological Society of America, Reviews in Engineering Geology*, vol.7, p. 1-12.
- Popescu, M.E., 2002. Landslide Causal Factors and Landslide Remedial Options. Keynote Lecture, *Proceedings 3rd International Conference on Landslides, Slope Stability and Safety of Infra-Structures*, Singapore, p. 61-81.
- Prieto, C., 1985. Inestabilidades y erosión de laderas asociadas a riadas. *Geología y prevención de riesgos por inundaciones*, Instituto Geológico y Minero de España, p. 117-192.

- Raetzo, H., Lateltin, O., Bollinger, D., Tripet, J.P., 2002. Hazard assessment in Switzerland-Codes of Practice for mass movements. *Bulletin of Engineering Geology and the Environment*, vol. 3, No. 61, p. 263-268.
- Rauld, R., 2002. Análisis morfoestructural del frente cordillerano de Santiago Oriente, entre el río Mapocho y la quebrada de Macul. Memoria para optar al Título de Geólogo. Departamento de Geología, Universidad de 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.
- Rocscience Inc., 2002. Programas computacionales *Roclab*, *Rocfall*, *Slide*, *Swedge*, *Rocplane*.
- Rodriguez, C.E., Bommer, J.J. & Chandler, R.J., 1999. Earthquake-induced landslides: 1980-1997. *Soil Dynamics and Earthquake Engineering*, 18, p.325-346.
- Sauret, B., 1987. Coulées de débris canalisées. *Compte rendu bibliographique. In Risques Naturels. Bulletin de liaison des Laboratoires des Ponts et Chaussées*, No.150-151, p.65-77.
- Scott, K.M., Macías, J.M., Naranjo, J.A., Rodríguez, S., McGeehin, J.P., 2001. Catastrophic Debris Flows Transformed from Landslides in Volcanic Terrains: Mobility, Hazard Assessment and Mitigation Strategies. U.S. Geological Survey Professional Paper 1630.
- Selby, M.J., 1993. *Hillslope materials and processes*. Second Edition, Oxford University Press, 451 p.
- Sepúlveda, S.A., 1998. Metodología para Evaluar el Peligro de Flujos de Detritos en Ambientes Montañosos: Aplicación en la Quebrada Lo Cañas, Región Metropolitana. Memoria para optar al Título de Geólogo, Departamento de Geología, Universidad de Chile.
- Sepúlveda, S.A., 2000. Metodología de Evaluación del Peligro de Flujos de Detritos en Ambientes Montañosos. *Revista Comunicaciones*, Departamento de Geología, Universidad de Chile, No.51, p. 3-28.

- Sepúlveda, S.A., Rebolledo, S., 2000. Evaluación del Peligro de Flujos de Detritos en la Quebrada Lo Cañas, Región Metropolitana. Actas IX Congreso Geológico Chileno, vol. 1, p. 116-120.
- Sepúlveda, S.A., Murphy, W., Petley, D.N., 2004. The Role of Topographic Amplification Effects on the Generation of Earthquake-Induced Rock Slope Failures. In: Landslides, Evaluation and Stabilization. Lacerda, W.A., Ehrlich, M., Fontoura, S.A.B. and Sayao, S.F. (eds.), Balkema, vol.1, 311-315.
- Sepúlveda, S.A., Murphy, W., Jibson, R.W., Petley, D.N., 2005. Seismically induced rock slope failures resulting from topographic amplification of strong ground motions: The case of Pacoima Canyon, California. Engineering Geology No.80, p. 336-348.
- Sepúlveda, S.A., Rebolledo, S., Lara, M., Padilla, C., 2006. Landslide hazards in Santiago, Chile: an overview. 10º Congreso International Association of Engineering Geology and the Environment, Nottingham, Reino Unido. Paper No. 105 (CD-Rom).
- Solís, E., 1995. Modelación matemática de corrientes de detritos. Memoria para optar al Título de Ingeniero Civil, Departamento de Ingeniería Civil, Universidad de Chile.
- Stern, C., Amino, H., Charrier, R., Godoy, E., Hervé, F., Varela, J., 1984. Petrochemistry and age of rhyolitic pyroclastic flows wich occur along the drainage valleys of the Rio Maipo and Rio Cachapoal (Chile) and the Rio Yaucha and Rio Papagayos (Argentina). Revista Geológica de Chile, N° 23, p. 39-52.
- Takahashi, T., 1978. Mechanical characteristics of debris flow, Journal of the Hydraulic Division, Proceedings ASCE 104 HY8, p. 1153–1169.
- Takahashi, T. 1981. Estimation of potential debris flows and their hazardous zones: soft countermeasures for a disaster. J. Nat. Disaster Sci. 3(1):p. 57-89.
- Takahashi, T., 1991. Debris flows. IAHR Monograph, Rotterdam, 165 p.
- Tamburrino, A., Niño, Y., 1998. Flujos aluvionales : mecánica, predicción y medidas estructurales de mitigación. V Congreso Internacional de Ciencias de la Tierra, Santiago, CD-Rom.
- Taylor, D.W., 1948. Fundamentals of Soil Mechanics. John Wiley.
- Terzaghi, K., Peck, R., 1948. Soil Mechanics in Engineering Practice. John Wiley and Sons, New York, 566 p.
- Thiele, R., 1980. Geología de la Hoja de Santiago, Región Metropolitana. Carta Geológica de Chile No. 39. Instituto de Investigaciones Geológicas. 1 mapa. 51 p.

- Tsuchida, Ho, 1970. Prediction and Countermeasure against the liquefaction in sand deposits, p. 3.1-3.33 in abstract of the seminar in the Port and Harbor Research Institute.
- Universidad de Chile, 2007. Línea de base de áreas de riesgo. Proyecto hidroeléctrico Aysén. Hidroaysén.
- Urrutia, R., Lanza, C., 1993. Catástrofes en Chile: 1541-1992. Ed. La Noria. 440 p.
- Valenzuela, G., 1978. Suelo de fundación del Gran Santiago. Instituto de Investigaciones Geológicas, Boletín No.33.
- Van Dine, D.F., 1996. Debris Flow Control Structures for Forest Engineering. Ministry of Forests Research Program. British Columbia. 68 p.
- Varnes, D.J., 1978. Slope movement types and processes. In Landslides, Analysis and Control, Special Report N°176. Schuster, R.L., Krizek, R.J., edits. Transportation Research Board, National Academy of Sciences, Washington D.C., p.11-33
- Varnes, D.J., 1984. Landslide Hazard Zonation: A review of principles and practice. Natural Hazards 3, UNESCO, 63 p.
- Verdugo, R. and Ishihara, K. 1996. The steady state of sandy soils. Soils and Foundations, cap. 36, vol. 2, p. 81-92.
- Vergara y Drake, 1979. Evidencias de periodicidad en el volcanismo cenozoico de Los Andes Centrales. Actas Primer Congreso Geológico Chileno. p. F153-F161.
- Wall, R., Gana, P., Gutiérrez, A., 1996. Mapa Geológico del área San Antonio-Melipilla, Regiones de Valparaíso, Metropolitana y del Libertador General Bernardo O'Higgins. Servicio Nacional de Geología y Minería, Mapas Geológicos, N° 2, escala 1:100.000
- Wieczorek, G. F., 1996. Landslide Triggering Mechanisms in Landslides – Investigations and Mitigation. Special Report 247. A. K. Turner y R. L. Schuster, Editores. Transportation Research Board. National Research Council, National Academic Press, Washington, DC, USA, p.76-90.
- Wilson, R.C. & Keefer, D.K., 1985. Predicting areal limits of earthquake-induced landsliding. In: Ziony, J.I. (ed.), Evaluating Earthquake Hazards in Los Angeles

Region – An Earth Science Perspective, U.S. Geological Survey Professional Paper 1360.

- Yoshida, Y., Kuwano, J., Kuwano, R., 1991. Rain-induced slope failures caused by reduction in soil strength. Soil and Foundations, vol 31, No. 4, Japanese Society of Soil Mechanics and Foundation Engineering, p. 187-193.